

LA CIRCULATION EN BAIE D'AMPASINDAVA (MADAGASCAR) ET SES IMPLICATIONS BIOCHIMIQUES

Y. MAGNIER et B. PITON

Océanographes de l'O.R.S.T.O.M. - Nosy-Bé (Rép. Malgache)

RÉSUMÉ

Quatorze sorties du N.O. VAUBAN, de 21 stations chacune réparties sur une période d'un an, ont permis de dégager les principaux traits physico-chimiques et dynamiques de la baie d'Ampasindava.

Cette baie est caractérisée par une circulation de type « estuaire » assez stable entraînant la formation, pendant la saison humide, de poches pauvres en oxygène dissous et riches en sels nutritifs au voisinage du fond. La circulation estuaire s'affaiblit beaucoup en saison sèche; ceci provoque l'homogénéisation verticale en salinité et la disparition presque complète des sels nutritifs.

Deux méthodes d'estimation des transports sont proposées pour justifier les distributions observées et leur évolution.

ABSTRACT

After a one year's survey, it appears that the main dynamic feature of the Ampasindava Bay is the estuarine circulation throught the rainy season, resulting in the production of bottom water with low oxygen and high values of nutrient salts. During the dry season, as the estuarine circulation weakens greatly, the salinity becomes homogenous and the nutrients almost disappear.

Two tentative methods for an estimation of transport are proposed and discussed.

1. — INTRODUCTION.

L'étude poursuivie en baie d'Ambaro pendant deux ans nous avait fourni l'image d'une baie très ouverte, peu profonde et par suite, très sensible aux variations locales du vent et de la pluie. L'étude de la baie d'Ampasindava a été entreprise pour tenter de dégager les principaux caractères d'une baie plus étroite, plus profonde, beaucoup mieux protégée du vent, et où l'apport d'eau douce est principalement dû à une grosse et unique rivière reflétant le régime hydrologique d'un grand bassin versant. En outre, afin de mieux distinguer l'évolu-

tion propre des eaux de la baie de celle des eaux du large, notre programme de mesures a comporté des observations jusqu'au talus continental.

De février 1969 à février 1970, nous avons effectué 14 sorties de 21 stations hydrologiques chacune, chaque sortie durant moins de 24 heures. Les méthodes d'analyse et toutes les données recueillies ont été publiées par le Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé (PITON *et al.*, 1969; MAGNIER *et al.*, 1970).

Dans le présent article, toute référence à la baie d'Ambaro concerne l'article PITON et MAGNIER, paru aux Cahiers O.R.S.T.O.M. (série Océanographie).

* Ces données sont disponibles sur simple demande au Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé (République Malgache).

2. — GÉOGRAPHIE DE LA BAIE D'AMPASINDAVA.

Située à 10 milles dans le sud de Nosy-Bé (fig. 1), la baie d'Ampasindava est plus encaissée que la baie d'Ambaro; elle est entourée de collines, et sa profondeur atteint 60 mètres dans sa partie nord-ouest.

La côte y est relativement accore; l'estran et la mangrove sont peu développés.

Les surfaces et les volumes d'eau moyens délimités par les lignes de niveau (fig. 2) sont approximativement répartis comme suit :

Profondeur (m)	Z < 5	5 < Z < 10	10 < Z < 20	20 < Z < 30	Z < 30	Total
Surface (km ²).....	67	34	75	160	92	428
% de la surface totale.....	16	8	18	37	21	
Volume (km ³).....	0,3	0,3	1,2	4,3	3,7	9,8
% du volume total.....	3	3	12	44	38	

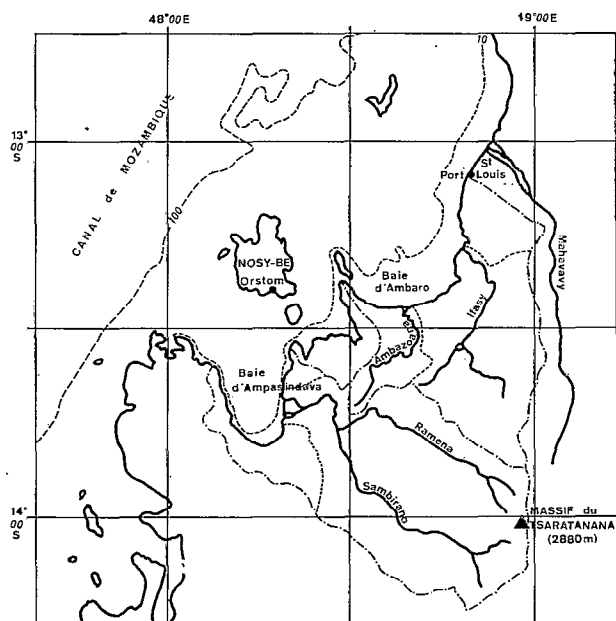


Fig. 1. — Les baies d'Ambaro et d'Ampasindava sur la Côte nord-ouest de Madagascar, et les principales rivières qui s'y jettent.

— Pour un volume total (9,8 km³) à peu près égal à celui de la baie d'Ambaro (10,2 km³), la surface est deux fois plus petite (profondeur moyenne de 23 mètres); pour un même nombre de kilomètres de côte, la surface où la profondeur n'atteint pas 5 mètres est deux fois inférieure à celle de la baie d'Ambaro.

— La baie d'Ampasindava débouche, entre le massif d'Ankify et la pointe Anjanozano, sur un plateau continental large d'une douzaine de milles, et profond de 20 à 100 mètres. La ligne du thalweg allant de la baie jusqu'au talus continental passe par des fonds de 60 mètres près de la pointe d'Anjanozano, remonte à près de 40 mètres sur le plateau, et s'achève par un canyon sous-marin entre le « Banc de 5 mètres » et le « Banc de l'entrée ». C'est le long de cette ligne, après la sortie de la baie, qu'ont été disposées les stations jusqu'au talus continental (fig. 2).

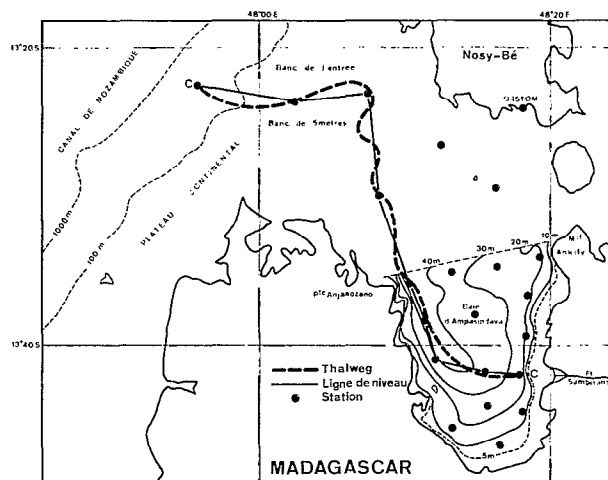


Fig. 2. — Position des stations en baie d'Ampasindava et sur le plateau continental jusqu'au talus. CG : ligne de stations représentée en coupes verticales.

La seule rivière importante se jetant en baie d'Ampasindava est le Sambirano : 124 kilomètres de long, avec un bassin versant de 2980 km², soit près de 80 % du bassin versant total de la baie. Son régime hydrologique est celui du Tsaratanana (ALDEGHERI, 1967) caractérisé (fig. 3 a) par l'alternance d'une période d'étiage (débits atteignant 5 m³/s) et d'une période de crue (débits observés de 1785 m³/s). Ces périodes correspondent respectivement à la saison fraîche et sèche de mai à octobre, et à la saison chaude et humide de novembre à avril. L'écart des températures moyennes de ces

deux saisons n'est que de 3 à 4 °C, mais les chutes de pluie sont cinq fois plus grandes en saison humide qu'en saison sèche (fig. 3 b).

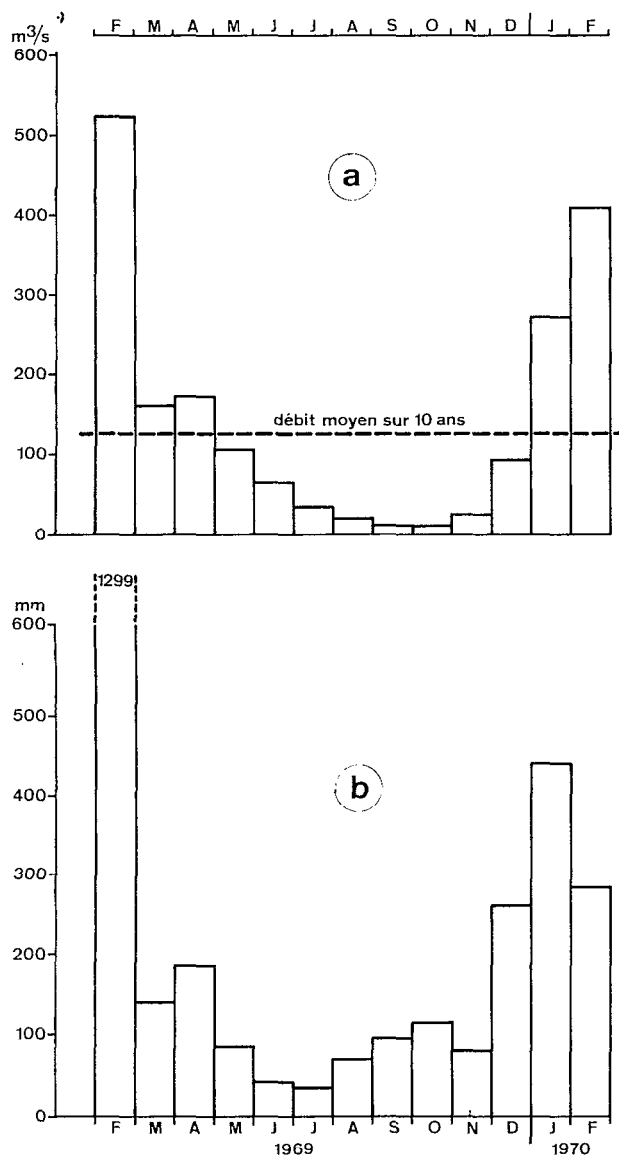


Fig. 3. — a) Débits mensuels moyens du Sambirano, b) Relevés pluviométriques mensuels au Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé.

Le vent soufflant sur la baie est généralement faible (moins de 10 nœuds), de secteur nord (brise de mer) ou sud (brise de terre). Il alterne aussi dans une même journée, du nord-ouest au sud-est, sur le plateau continental.

3. — ÉVOLUTION DE LA SALINITÉ.

3-1. Généralités.

En baie d'Ampasindava où la profondeur est plus grande qu'en baie d'Ambaro, la température y est plus stable au cours de la journée et les écarts entre la température de surface et celle du fond sont plus grands. Cependant, en saison humide, la salinité reste le paramètre le plus important dans la détermination de la densité de l'eau. En effet, de la surface au fond, l'écart de densité dû à la température seule est au maximum de 0,9 g/l, tandis que l'écart de densité dû à la salinité seule peut atteindre 5 g/l. Les figures 6 a et 6 b montrent les variations respectives de la température et de la salinité au cours d'une année.

3-2. Évolution de la distribution horizontale.

Les cartes de répartition de la salinité en surface et au proche voisinage du fond sont rassemblées en annexe I. On peut ainsi suivre l'évolution de cette propriété sur un an d'observations. La plus haute salinité superficielle de la baie a été observée en octobre (BAMP 10) et la plus basse en février (BAMP 1 et BAMP 14). Le gradient horizontal de la salinité superficielle ne s'inverse pas aux changements de saisons comme il le fait dans la baie d'Ambaro : l'apport d'eau douce dans la baie d'Ampasindava est toujours supérieur à la quantité d'eau évaporée.

La valeur moyenne des salinités observées en surface, aux stations situées à l'intérieur de la baie, passe de 25,7 ‰ en février 1969 à 34,9 ‰ en octobre, ce qui représente une variation relative de 30 % (fig. 4 a). La salinité de surface à la station située sur le talus passe, pendant la même période, de 32,3 ‰ à 35,1 ‰, soit une variation de 8 % (fig. 4 b); à 50 milles au large, la salinité de surface ne descend pas au-dessous de 34,3 ‰ et ne dépasse pas 35,3 ‰ (DONGUY et PIRON 1969).

La répartition horizontale de la salinité de surface, suggère que l'écoulement de l'eau dessalée se fait surtout par la partie ouest de la baie, le gradient horizontal diminuant dans le sens de l'écoulement.

Au-dessous de la halocline, le gradient horizontal de salinité reste toujours très faible, et peut être de sens contraire de celui de surface. Les variations au cours de l'année sont beaucoup plus petites que celles de la salinité de surface : dans la baie, la salinité moyenne près du fond passe (fig. 4 c) de 34,4 ‰ en février à 35,0 ‰ en novembre (variation de 1,7 ‰). A 50 mètres de profondeur sur le talus, la salinité ne descend pas au-dessous de 34,8 ‰ et ne dépasse pas 35,1 ‰ (fig. 4 d). On note en particulier qu'en octobre (BAMP 10) la salinité

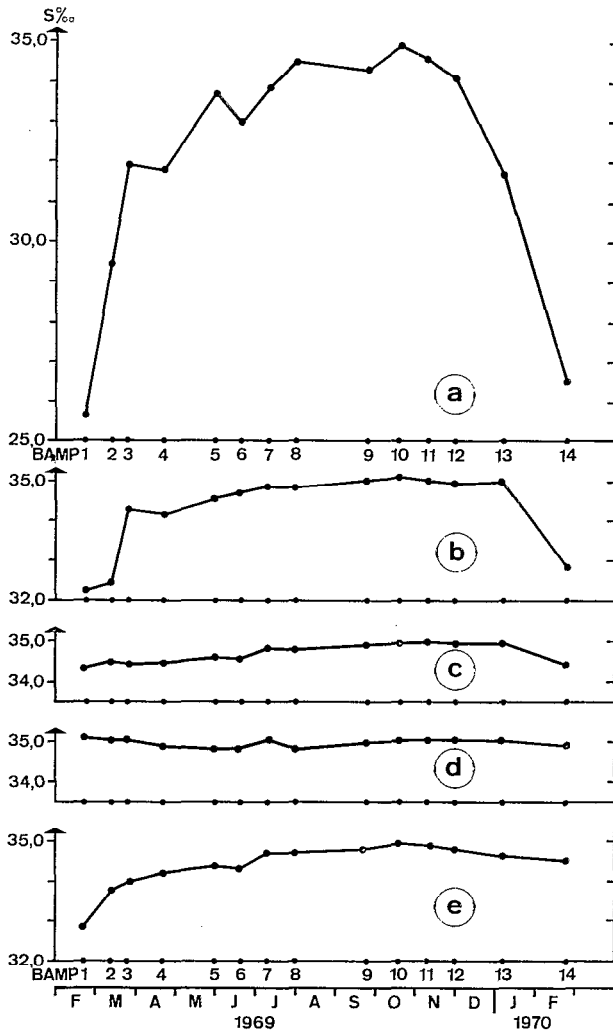


Fig. 4. — Évolution : a) de la salinité moyenne de surface en baie d'Ampasindava, b) de la salinité superficielle à la station située sur le talus, c) de la salinité moyenne auprès du fond en baie d'Ampasindava, d) de la salinité à 50 mètres d'immersion à la station située sur le talus, e) de la salinité moyenne générale de la baie d'Ampasindava.

superficielle est maximale, et l'on ne trouve pas d'eau de salinité supérieure à 35 ‰ dans la baie. Par contre, en novembre (BAMP 11) et jusqu'en janvier (BAMP 13), la salinité de l'eau de la couche inférieure peut dépasser 35 ‰, bien que l'eau superficielle soit nettement dessalée. On voit cette évolution sur la figure 6 b.

3-3. Évolution de la distribution verticale.

On peut suivre en annexe II l'évolution de la distribution verticale de la salinité sur une radiale de 9 stations entre l'embouchure du Sambirano

et le talus continental, suivant la coupe CC (fig. 2). On constate que toute l'année, l'eau superficielle est dessalée par rapport à l'eau sous-jacente, à l'inverse de ce qui a été observé en baie d'Ambaro en saison sèche. Pendant la saison humide, l'eau de surface est très dessalée sur une épaisseur de 5 à 10 mètres, avec un très grand gradient vertical atteignant 1,6 ‰ par mètre. L'intensité du maximum du gradient vertical de salinité diminue de la côte vers le large (fig. 5) : elle est, en saison humide, de 0,53 ‰ par mètre en moyenne dans la baie elle-même, et décroît brusquement à 0,18 ‰ à la sortie pour n'être plus que de 0,06 ‰ par mètre sur le bord externe du plateau et sur le talus.

En saison sèche, ce gradient vertical diminue et devient minimal en octobre (BAMP 10).

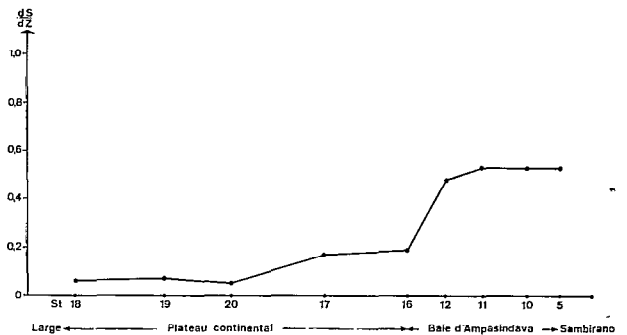


Fig. 5. — Variations de la valeur moyenne du gradient vertical maximum, de l'embouchure du Sambirano jusqu'au talus, pendant les 6 mois de la saison humide.

3-4. Salinité moyenne.

Si l'on considère la salinité moyenne de l'eau de toute la baie, calculée comme il a été indiqué pour la baie d'Ambaro, on voit (fig. 4 e) que l'augmentation de la salinité entre la plus petite valeur trouvée en février (32,90 ‰) et la plus grande valeur (34,95 ‰) en octobre n'est que de 6 ‰; durant cette période, cependant, la baie d'Ampasindava a reçu par la pluie et le ruissellement un volume d'eau douce de l'ordre du quart de son volume total.

3-5. Hypothèse d'une circulation estuaire.

« Un estuaire est une masse d'eau côtière semi-fermée, ayant une ouverture libre vers la haute mer, et dans laquelle l'eau de mer est diluée de façon mesurable par l'eau douce provenant du ruissellement terrestre ». Cette définition de PRITCHARD (1967) peut, d'après la distribution de la salinité qui vient d'être décrite, s'appliquer

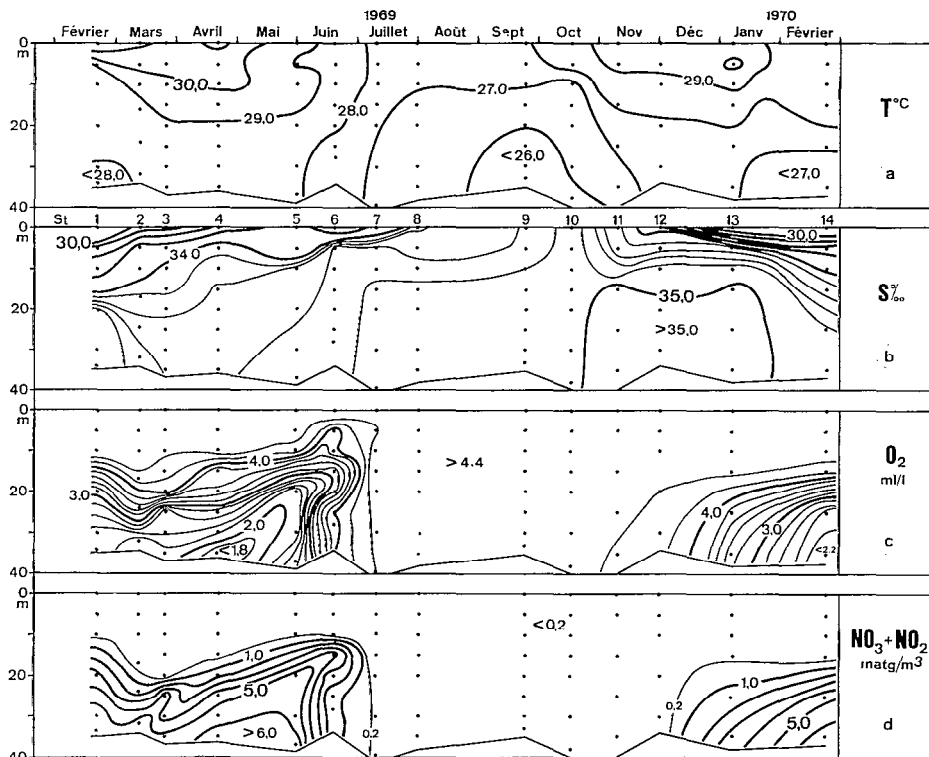


Fig. 6. — Évolution des propriétés physico-chimiques (température, salinité, oxygène dissous, nitrate+nitrite) à la station 10, au milieu de la baie d'Ampasindava.

à la baie d'Ampasindava, pendant toute l'année sauf au mois d'octobre.

La circulation moyenne, indépendante des oscillations de marée, dans un estuaire ainsi défini, est une circulation à deux couches coulant en sens inverse, séparées par la halocline : une eau superficielle dessalée coule vers le large ; un contre-courant d'eau plus salée remonte vers la côte, au voisinage du fond. L'hypothèse que la baie d'Ampasindava est le siège d'une circulation de ce type peut expliquer le paradoxe signalé au paragraphe 3-4 : si la salinité moyenne de la baie varie beaucoup moins que l'arrivée d'eau douce pourrait le laisser prévoir, c'est qu'une quantité importante d'eau plus salée pénètre dans la baie par le contre-courant de fond.

Dans le paragraphe ci-dessous, nous allons voir que l'hypothèse de la circulation estuaire permet également d'expliquer l'évolution au cours de l'année de la distribution de l'oxygène et des sels nutritifs.

4. — ÉVOLUTION DES PROPRIÉTÉS NON « CONSERVATIVES ».

4-1. En plus de celle en oxygène dissous, nous avons choisi de mesurer la teneur en nitrite et nitrate,

et de ne retenir que la teneur globale de ces anions azotés (nitrate+nitrite) obtenus directement par dosage du nitrite après passage de l'eau au travers d'une colonne au cadmium-cuivre réduisant le nitrate en nitrite. Ce passage a également l'avantage de débarrasser l'eau des matières en suspension.

4-2. Principaux traits de l'évolution de la distribution de l'oxygène dissous et des anions azotés (cf. annexe II).

4-2-1. EN BAIE D'AMPASINDAVA.

En début de saison humide, le contre-courant ramène vers la baie la matière organique tombant de la couche supérieure. La décomposition (oxydation) de cette matière organique produit des sels minéraux dans une eau de fond peu renouvelée : dès le mois de janvier, il se constitue une poche riche en sels minéraux, et pauvre en oxygène dissous (fig. 6 c et d). A 24 mètres de profondeur en face de l'embouchure du Sambirano, il a été mesuré les teneurs extrêmes de 11,4 $\mu\text{atg/l}$ d'anions azotés et 0,89 ml/l d'oxygène dissous, en février 1969 (BAMP 1, station 4). Cette poche existe jusqu'à la fin de juin, puis elle disparaît ; en juillet, deuxième mois de saison sèche, l'apport d'eau douce et la

température diminuant, le gradient vertical de densité devient très faible. Les hautes teneurs en sels nutritifs disparaissent rapidement sans enrichir la couche superficielle; ceci implique que ces sels, diffusant du fond vers la surface, sont consommés au fur et à mesure de leur arrivée dans la couche supérieure.

Au mois d'août, on observe une masse d'eau qui présente sur toute son épaisseur une salinité voisine de 35 ‰, une saturation en oxygène dissous et de très basses teneurs en sels nutritifs. En novembre, l'eau superficielle se dessale, mais le stock de sels nutritifs ne se reconstitue qu'en janvier, et reste stable jusqu'en juin. Pendant toute la période où ce stock est disponible, on observe verticalement trois couches (fig. 7) :

— une couche superficielle dessalée, peu épaisse (moins de 10 mètres), à très grand gradient vertical de salinité, riche en oxygène et pauvre en sels nutritifs azotés (que l'on ne peut trouver en quantités mesurables qu'en face de l'embouchure du Sambirano),

— une couche intermédiaire de 10 à 15 mètres d'épaisseur où le gradient vertical de salinité est faible, les teneurs en oxygène dissous grandes ou maximales et les teneurs en sels nutritifs très petites,

— une couche de fond de 10 à 20 mètres d'épaisseur, où le gradient vertical de salinité est très faible et celui d'oxygène et de sels nutritifs très grand.

On ne peut pas dire que l'accumulation de sels nutritifs dans la couche du fond soit due à la faible diffu-

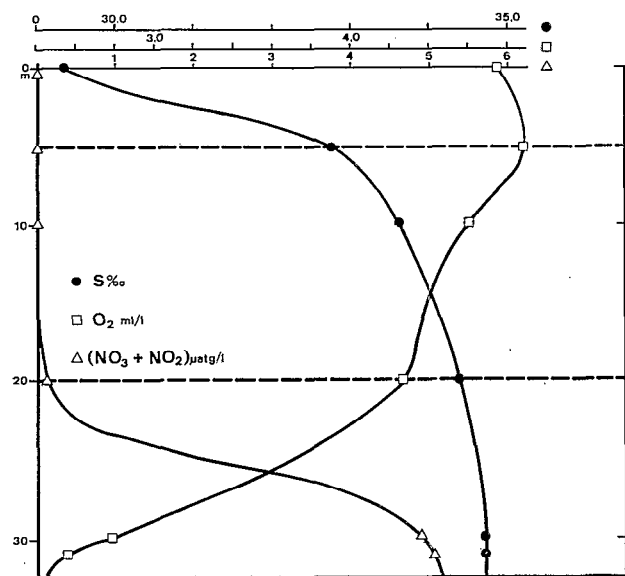


Fig. 7. — Profils moyens verticaux de la salinité (S), de l'oxygène dissous (O₂) et du nitrate+nitrite (NO₃+NO₂) à l'entrée de la baie d'Ampasindava, entre les sorties BAMP 1 et BAMP 2.

sion verticale de ces sels vers la couche supérieure, car il existe une couche intermédiaire pauvre en sels nutritifs et à gradient vertical de densité assez faible. Il est probable que l'utilisation de ces sels par le plancton a une influence importante sur les variations observées.

Pour tenter de suivre l'évolution saisonnière, des mesures de « chlorophylle a » ont été effectuées en 1969 et 1970; les données obtenues ont été publiées, PITON et MAGNIER (2). Elles ont fait apparaître de fortes poussées phytoplanctoniques (jusqu'à 10 matg de chlorophylle « a » par mètre cube) un mois avant la disparition des sels nutritifs, dès que le gradient vertical de salinité diminue. Mais à l'époque même de la disparition des anions azotés (juin-juillet) aucune poussée de phytoplancton n'a pu être mise en évidence, ce qui pourrait être dû au broutage. Une étude plus approfondie de la chaîne alimentaire, nécessaire, pour expliquer ces observations, a été entreprise en mai 1971.

4-2-2. SUR LE TALUS CONTINENTAL.

Sur le talus continental, on observe fréquemment une remontée d'eau profonde riche en sels nutritifs. Cette remontée peut enrichir l'eau superficielle située sur le talus ou en bordure sur le plateau : c'est la situation observée aux sorties BAMP 5 et BAMP 13, où l'eau de surface peut contenir plus de 0,4 matg de nitrate par mètre cube. Cette remontée peut aussi ne provoquer qu'un dôme n'atteignant pas la surface; c'est le cas durant les sorties BAMP 6 et BAMP 9 par exemple.

Indépendamment de la saison, le talus continental, au voisinage de Nosy-Bé, est le siège d'« upwelling » ou de « doming » irréguliers. La circulation générale reconnue dans cette région (courant longeant la côte nord-ouest de Madagascar du sud-ouest vers le nord-est) serait théoriquement favorable à une remontée d'eau mais ce phénomène est peut-être souvent empêché par les conditions météorologiques locales, comme cela a été observé au cours des sorties BAMP 1 et BAMP 7.

5. — ESTIMATION DES TRANSPORTS.

Nous proposons deux méthodes permettant de calculer de façon approchée les transports d'eau compatibles avec les champs de densité observés et leur évolution.

5-1. Bilan de masses.

C'est la méthode qui a été utilisée pour les calculs de transport dans la baie d'Ambaro. Rappelons-en les hypothèses : si l'on considère que dans une section verticale, à la sortie de la baie, la circulation

se fait en deux couches séparées par la halocline et de vitesses opposées, on peut écrire, pour l'intervalle de temps séparant deux séries de mesures :

$$B - A + X = 0 \quad (1)$$

$$\text{et } B.S_b.p_b - A.S_a.p_a = V.p_m.\Delta S_m, \quad (2)$$

où B est le volume entrant dans la baie par la couche inférieure,

A le volume sortant par la couche de surface,

X le volume de l'excédent d'eau douce (pluie + rivière) sur l'évaporation,

S_b, p_b, S_a, p_a les salinités et densités moyennes de chaque couche,

p_m la densité moyenne de l'ensemble de la baie,

ΔS_m la variation de la salinité moyenne de la baie,

V le volume d'eau total de la baie.

Avec ces notations, l'équation (1) exprime la conservation du niveau moyen de la baie et l'équation (2) est le bilan du transport de sel.

A partir des flux A et B, et des épaisseurs moyennes des 2 couches, on peut calculer les vitesses moyennes V_a et V_b de chacune d'elles. Ces vitesses sont celles dont devraient être animées les couches circulant en sens inverse, à la sortie de la baie, pour justifier de la variation S_m dans l'intervalle considéré, pendant lequel les conditions météorologiques ont été P, R et E. Les résultats sont rassemblés sur le tableau suivant :

Les hypothèses implicites de ce mode de calculs sont :

1) Que le niveau moyen de la baie subit des variations négligeables vis-à-vis de la hauteur $P + R - E$.

2) Que les échanges de sel se font uniquement par les transports dus au courant et non par diffusion turbulente.

Il se trouve que la première hypothèse n'est pas réalisée durant la saison sèche. En effet, l'examen des variations du niveau moyen à Nosy-Bé, en face de la baie d'Ampasindava (fig. 8) montre des variations mensuelles de l'ordre de 10 cm. Il est raisonnable, dans ce cas, de ne faire les calculs que lorsque $P + R - E$ est au moins égal à 20 cm. Cette restriction conduit à ne pas prendre en considération les résultats que donnerait la méthode des bilans pour les intervalles 6-7, 7-8, 8-9, 9-10, 10-11, 11-12, c'est-à-dire de juin à novembre. En dehors de cette époque, les vitesses ne varient pas beaucoup (fig. 9) autour d'une moyenne de 4,3 cm/s pour la couche superficielle d'une épaisseur moyenne de 8 mètres et de 1,2 cm/s pour la couche inférieure sur une épaisseur de 25 mètres. Les oscillations autour de ces valeurs moyennes sont moins grandes que celles trouvées en baie d'Ambaro : ce qui confirme qu'en

TABLÉAU I

Résultat des bilans de masses

N ^{os} des sorties	Δt	P	R	E	$P + R - E$	A - B	ΔS_m	V_a	V_b
1-2.....	19	20,6	110	8,2	122	0,53	+0,92	6,4	1,1
2-3.....	13	7,1	42	5,4	44	0,19	+0,16	3,7	0,8
3-4.....	27	10,0	112	10,2	112	0,48	+0,24	4,7	1,2
4-5.....	39	19,4	114	17,8	116	0,50	+0,17	7,0	2,8
5-6.....	20	4,0	34	9,7	29	0,12	-0,05	9,1	4,5
6-7.....	22	2,9	24	8,6	18	0,08	+0,37		
7-8.....	21	0,5	15	10,0	5	0,02	+0,05		
8-9.....	55	15,1	22	24,2	12	0,05	+0,06		
9-10.....	23	3,1	5	8,1	0	0,00	+0,14		
10-11.....	24	13,6	9	9,4	13	0,05	-0,05		
11-12.....	21	4,0	15	9,0	10	0,04	-0,06		
12-13.....	37	31,2	106	15,1	122	0,53	-0,18	6,0	1,9
13-14.....	48	67,6	379	18,0	428	1,84	-1,13	4,5	1,6

Signification des symboles :

Δt = Intervalle entre les deux sorties considérées, en jours,

P = Hauteur de pluie durant cet intervalle, en cm,

R = Hauteur d'eau provenant des rivières, sur toute la baie, en cm,

E = Evaporation sur la baie, en cm,

$P + R - E$ = Bilan d'eau douce,

A - B = Flux net à la sortie de la baie,

ΔS_m = Variation de la salinité moyenne durant l'intervalle considéré,

V_a et V_b = Vitesses moyennes des deux couches d'eau à la sortie de la baie.

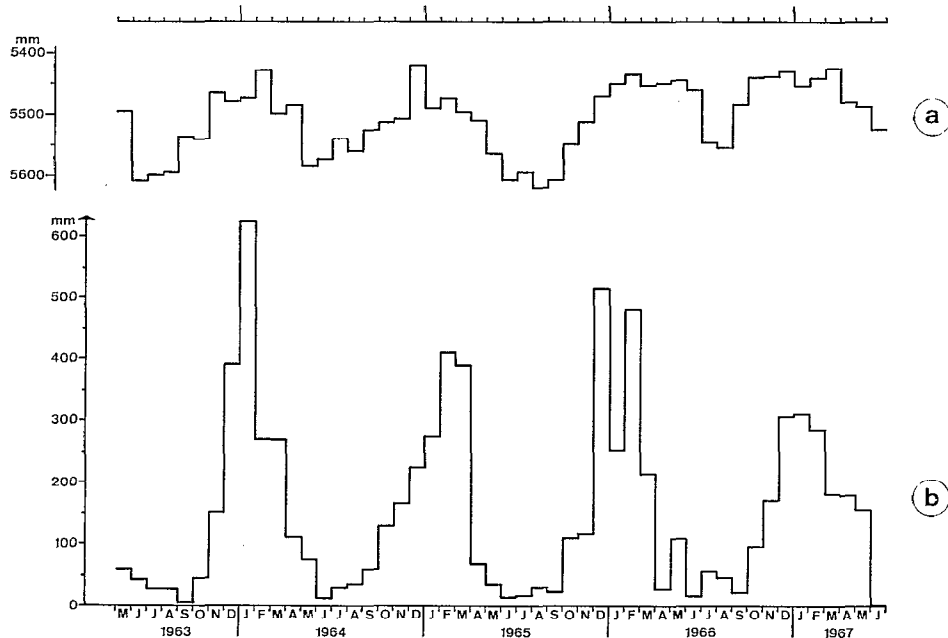


Fig. 8. — a) Niveau moyen de la mer à Nosy-Bé : les cotes sont exprimées en millimètres par rapport au repère fondamental.
b) Hauteurs mensuelles de pluie à Nosy-Bé, de mai 1963 à juin 1967.

baie d'Ampasindava la circulation est beaucoup plus stable.

5-3. Calcul des courants de densité en régime stationnaire.

Une deuxième approche de l'évaluation des transports consiste à calculer quels seraient les mouvements nécessaires pour maintenir stationnaire la distribution de densité observée à chaque sortie.

De par l'allure générale de la distribution, selon l'axe de la baie, de la salinité de surface et de la salinité du fond, la baie d'Ampasindava peut être rangée dans la catégorie « régime extérieur » de la classification dans la catégorie « régime extérieur » de la classification proposée par HANSEN et RATRAY (1965).

Ce régime correspond à la partie aval d'un estuaire théorique où l'écart de salinité entre la surface et le fond tend à s'annuler vers le large (fig. 10).

Un système d'équations simplifiées a été proposé par RATRAY et HANSEN (1962), pour décrire ce régime dans un modèle d'estuaire de section rectangulaire. Les hypothèses de base, dans un système d'axes où x est orienté vers le large et z vers le bas, sont que :

(1) il n'y a pas de gradient selon y (coordonnée transversale),

(2) le flux de sel dû au transport par le courant vertical est négligeable vis-à-vis de la diffusion verticale,

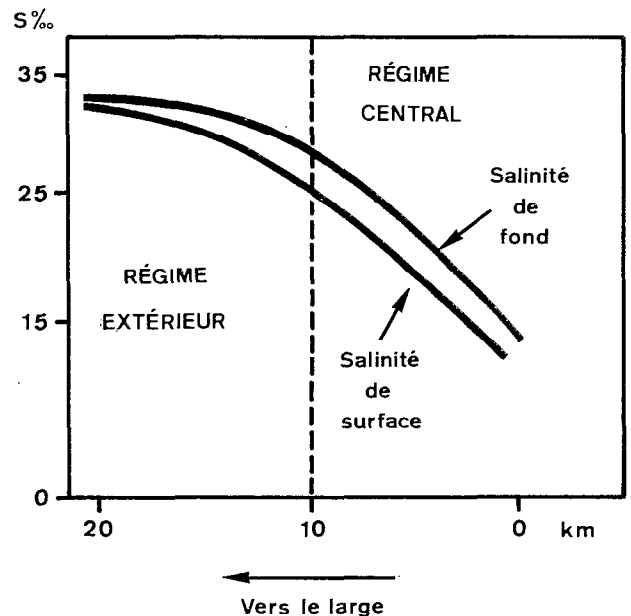


Fig. 10. — Distribution horizontale de la salinité dans un estuaire théorique (adapté de HANSEN et RATRAY, 1965).

(3) le flux de sel par diffusion turbulente horizontale, est négligeable vis-à-vis du transport par le courant horizontal; la validité de cette hypothèse sera discutée plus loin.

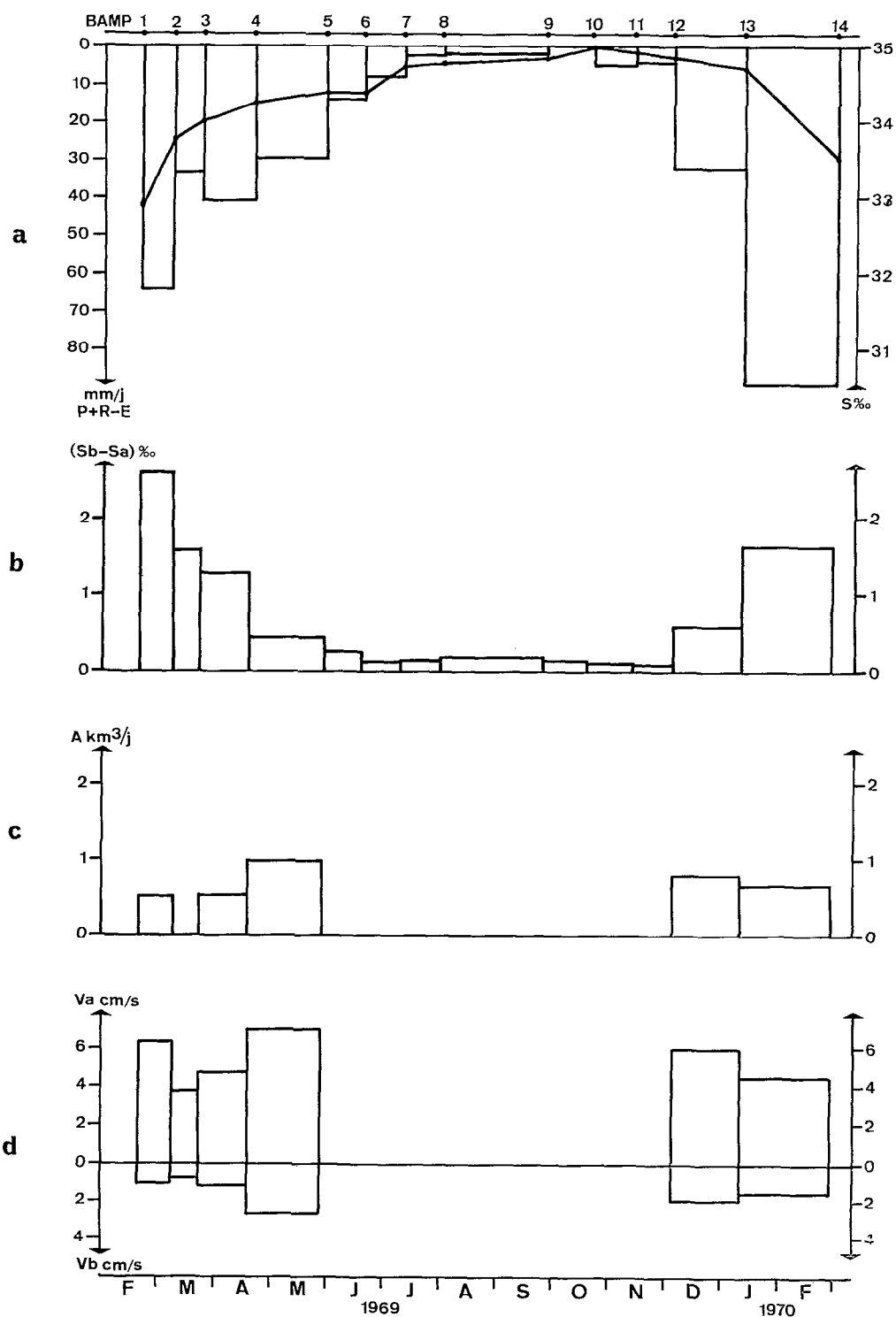


Fig. 9. — Évolution : a) du bilan d'eau douce X et de la salinité moyenne S_m , b) de la différence $(S_a - S_b)$ entre les salinités moyennes de la couche inférieure et de la couche supérieure, c) du flux A d'eau sortant en surface, d) des vitesses moyennes V_a et V_b de chaque couche.

L'équation de conservation de sel s'écrit alors :

$$u \frac{\partial S}{\partial x} = K \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (1)$$

en supposant constant le coefficient K de diffusion turbulente verticale (u est la vitesse selon l'axe des x).

(4) le gradient horizontal de pression fait équilibre à la tension d'entraînement de couche à couche :

$$\frac{\partial p}{\partial x} A = \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2)$$

en supposant constant le coefficient A de turbulence verticale (eddy viscosity).

(5) le gradient vertical de pression ne dépend que de la densité :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g \quad (3)$$

De (2) et (3), il vient :

$$A \frac{\partial^3 u}{\partial z^3} = g \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (4)$$

On introduit une fonction de transport ψ telle que :

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = -u \quad (5)$$

et un « défaut de densité » σ tel que :

$$\sigma = \rho_0 g \left(1 - \frac{S}{S_1}\right) \quad (6)$$

où ρ_0 est la densité de l'eau douce,
 g l'accélération de la pesanteur,
 S_1 une salinité de référence.

Si l'on admet que la densité dépend principalement de la salinité, ce qui se justifie dans une baie tropicale quasi-isotherme, on peut admettre :

$$\rho = \rho_0 \left(1 + \varepsilon \frac{S}{S_1}\right) \quad (7)$$

Les équations (1) et (4) deviennent, en tenant compte de (5) (6) (7) :

$$K \frac{\partial^2 \sigma}{\partial z^2} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \frac{\partial x}{\partial \sigma} = 0 \quad (8)$$

$$A \frac{\partial^4 \psi}{\partial z^4} - \varepsilon \frac{\partial x}{\partial \sigma} = 0 \quad (9)$$

On introduit les variables sans dimension θ et n telles que :

$$\theta = \frac{x}{l_0}$$

où l_0 est une longueur caractéristique

et $n = \frac{z}{h}$ où h est la profondeur.

Des solutions de la forme :

$$\begin{aligned} \psi(x, z) &= M(x) \cdot F(z) \\ \sigma(x, z) &= N(x) \cdot G(z) \end{aligned}$$

sont alors possibles en choisissant des fonctions de x de la forme :

$$\begin{aligned} h(x) &= l_0 \cdot \theta - \alpha \\ M(x) &= K \cdot \theta^{\alpha+1} \\ N(x) &= A \cdot K \cdot l_0^{-3} \cdot \theta^{5\alpha+2} \end{aligned}$$

Ces solutions sont dites « de similitude » car elles sont semblables à celle de la circulation due à la convection thermique dans les gaz. En s'imposant comme conditions aux limites une vitesse nulle au fond et un flux de sel nul à travers la surface et le fond, les solutions de RATTRAY et HANSEN au premier ordre d'approximation et en l'absence de vent sont :

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma_0 \left[1 - \varepsilon(5\alpha+2) \sum_{i=1}^4 A_i \frac{n^{i+1}}{(i+1)!} \right] \\ u &= -\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial n} \cdot \frac{\partial n}{\partial z} = -\frac{1}{h} \cdot M(x) \frac{\partial F}{\partial n} = -K \cdot l_0^{-1} \cdot \end{aligned}$$

$$\theta^{2\alpha+1} \cdot \frac{\partial F}{\partial n} \quad \text{avec} \quad \frac{\partial F}{\partial n} = \varepsilon \sum_{i=1}^4 A_i \frac{n^{i-1}}{(i-1)!}$$

$$\text{et } A_i = \frac{5\alpha+2}{48} \cdot Q, A_2 = 0, A_3 = \frac{3}{8}(5\alpha+2),$$

$A_4 = (5\alpha+2)Q$ où Q est une constante définie par

$$Q = G(0) = \frac{l_0^3 \sigma_0}{A \cdot K \cdot \theta^{5\alpha+2}} \quad (10)$$

Pour appliquer ces solutions à la baie d'Ampasindava, nous avons imposé au modèle théorique que l'on vient d'exposer deux conditions supplémentaires dictées par l'allure des distributions observées. On a supposé que les variations de la salinité de fond sont négligeables sur une très grande distance, ce qui se traduit par $\sigma(\theta, n) = 0$ pour $n = 1$, en prenant la salinité du fond comme salinité de référence S_1 .

On pourra juger sur les figures des annexes I et II que cette condition du modèle est assez bien remplie pour la plupart des situations observées. On a supposé également que dans l'axe de la baie le défaut de densité en surface varie de façon inversement proportionnelle à la distance x . Cette seconde condition est loin d'être aussi bien réalisée que la première. Mais on peut la supposer remplie, au moins en un point, à la sortie de la baie, où les isohalines de surface s'espacent plus nettement qu'à l'intérieur. Ceci entraîne que dans la formule (10) on doit choisir :

$$5\alpha+2 = -1 \quad \text{ou} \quad \alpha = -0,6$$

$$\text{d'où } A_1 = \frac{-Q}{48}, A_2 = 0, A_3 = \frac{3}{8}Q, A_4 = -Q$$

Pour avoir $\sigma(1) = 0$, il faut :

$$1 - \frac{3\varepsilon Q}{960} = 0 \quad \text{soit } Q = 12800 \quad \text{avec } \varepsilon = 0,025$$

Les solutions du modèle s'écrivent alors :

$$\sigma(0, n) = 12800 \cdot AK \cdot l_0^{-3} \cdot 0^{-1} \left[1 - \frac{n^2}{3} (10 - 15n^2 + 8n^3) \right]$$

$$\frac{\delta F}{\delta n} = \frac{20}{3} (-1 + 9n^2 - 8n^3) \quad (11)$$

$$u(0, n) = -K \cdot l_0^{-1} \cdot 0^{-0,2} \cdot \frac{20}{3} (-1 + 9n^2 - 8n^3) \quad (12)$$

$$h = l_0 \theta^{0,6} \quad (13)$$

Les champs de la salinité et de la vitesse ainsi définis restent soumis à l'indétermination de A et K. En l'absence de mesures directes nous avons utilisé la propriété particulière $A \approx 2K$ qui semble avoir été vérifiée dans un grand nombre d'études sur les estuaires : RATTRAY et HANSEN (1962), HANSEN (1967), BOWDEN (1967).

La solution (12) devient alors parfaitement définie pour u en fonction des salinités de surface et de fond et de la profondeur.

En effet :

$$u = -K \cdot l_0^{-1} \cdot 0^{-0,2} \frac{\delta F}{\delta n} \text{ d'après} \quad (12)$$

$$AK = Q^{-1} \cdot \sigma(0) \cdot l_0^{-3} \cdot \theta \text{ d'après} \quad (10)$$

Si $AK = 2K^2$, on a

$$K l_0^{-1} = \left(\frac{1}{2}\right) \cdot Q^{-1} \cdot \sigma(0) \cdot l_0 \cdot \theta^{\frac{1}{2}}$$

$$\text{et } u = \left(\frac{\sigma(0)}{2Q}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot l_0^{\frac{1}{2}} \cdot \theta^{0,3} \cdot \frac{\delta F}{\delta n}$$

mais, d'après (13) on a : $l_0^{\frac{1}{2}} \cdot \theta^{0,3} = h^{\frac{1}{2}}$

$$\text{d'où } u = \left(\frac{\sigma(0)}{2Q}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{\delta F}{\delta n} \cdot h^{\frac{1}{2}}$$

$$\text{ou encore, avec } \sigma(0) = \text{e.g.} \left(1 - \frac{S_0}{S_1}\right) = 976 \cdot \frac{S_1 - S_0}{S_1}$$

et $Q = 12800$,

$$\text{on a : } u = 0,1953 \left(\frac{S_1 - S_0}{S}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot h^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{\delta F}{\delta n}$$

On peut ainsi aisément calculer le courant de surface sachant que

$$\left(\frac{\delta F}{\delta n}\right)_{n=0} = 6,66 \text{ d'après (11)}$$

Le courant moyen sur toute la couche de surface vaut :

$$U_s = \frac{u_0}{6,66} \cdot \frac{1}{0,42} \int_{0,42}^0 \frac{\delta F}{\delta n} \cdot dn = 0,62 u_0$$

$$U_i = \frac{u_0}{6,66} \cdot \frac{1}{0,58} \int_{0,42}^1 \frac{\delta F}{\delta n} \cdot dn = 0,45 u_0$$

Pour 13 sorties sur 14, on a pu obtenir, pour la profondeur 30 mètres, le tableau de résultats suivant :

TABLEAU II

Vitesses théoriques calculées pour le modèle de régime stationnaire, à la sortie de la baie.

BAMP	S ₁	S ₀	U _s	U _i
1	34,8	31,0	14,6	10,6
2	34,6	31,5	13,2	9,6
3	34,5	32,5	10,6	7,7
4	34,5	33,5	7,5	5,4
5	34,7	33,8	7,1	5,2
6	34,6	34,0	5,8	4,2
7	34,9	34,6	4,1	3,0
8	34,9	34,8	2,4	1,7
9	34,9	34,8	2,4	1,7
10	35,0	35,0	0	0
11	35,0	34,8	3,3	2,4
12	—	—	—	—
13	35,0	34,0	7,4	5,4
14	34,8	31,0	14,6	10,6

Signification des symboles :

S₁ = salinité au fond,

S₀ = salinité en surface,

U_s = vitesse moyenne dans les 12 mètres sous la surface, en cm/s,

U_i = vitesse moyenne dans les 18 mètres au-dessus du fond, en cm/s.

Les calculs n'ont pas été effectués pour la sortie BAMP 12 car on y a observé un minimum de salinité au milieu de la baie, ce qui s'éloigne trop des hypothèses du modèle.

5-4. Discussion.

(a) Il convient de ne pas perdre de vue que ces résultats concernent un modèle d'estuaire extrêmement simplifié.

Pour qu'ils s'appliquent avec le maximum de vraisemblance à la situation réelle de la baie d'Ampasindava, il faut choisir les situations observées qui se rapprochent le plus des hypothèses faites. Il faut d'abord éliminer les résultats calculés pour les situations 1, 2, 3, 13, 14, car les changements observés d'une sortie à l'autre ne permettent pas de conserver l'hypothèse de l'état stationnaire. Les chiffres trouvés par la méthode des bilans s'appliquent mieux à la réalité dans ces cas-là.

Dans les autres cas, ceux où l'on peut, à meilleur droit, considérer le régime comme quasi-stationnaire, il convient de remarquer que les chiffres de vitesse obtenus sont systématiquement trop élevés. Ceci vient de l'hypothèse simplificatrice n° 3 (voir plus haut) qui nous a fait négliger la part due à la diffusion turbulente horizontale dans l'équation de conservation de sel. La diffusion turbulente, due essentiellement aux mélanges provoqués par la marée,

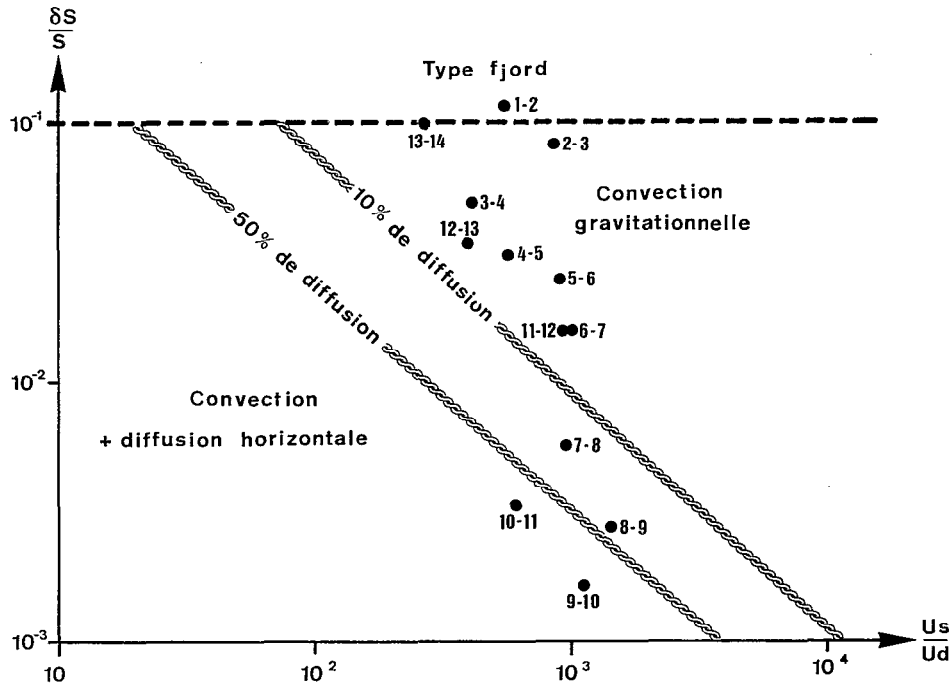


Fig. 11. — Mode de conservation du champ de salinité en baie d'Ampasindava, d'après le paramètre de stratification $\frac{\delta S}{S}$ et le paramètre de circulation $\frac{U_s}{U_d}$ (adapté de HANSEN et RATTRAY 1966). Les chiffres se rapportent aux numéros des sorties BAMP.

fait qu'une certaine masse de sel entre dans la baie même avec un courant moyen nul. Intuitivement, on peut penser que la part du transport de sel due à la diffusion sera d'autant plus grande (relativement) que les mouvements dus à la convection gravitationnelle seule seront plus faibles. L'importance relative de deux phénomènes en jeu peut-être estimée grâce aux coefficients de RATTRAY et HANSEN (1966) : si l'on porte en abscisse le rapport $\frac{U_s}{U_d}$, où U_s est le courant de la couche de surface et U_d le courant net moyen sur toute la couche dû à la seule décharge d'eau douce, et en ordonnées le rapport $\frac{\delta S}{S}$, où δS est l'écart $S_1 - S_0$ des salinités de surface et de fond et S la salinité moyenne de toute la couche, on obtient pour l'ensemble des sorties le diagramme de la fig. 11.

D'après RATTRAY et HANSEN, les lignes hachurées représentent les frontières où la diffusion horizontale devient responsable respectivement à 10 % et à 50 % des transports de sel. On voit, sur la figure 11 que pour les situations rencontrées à l'époque des sorties 7-8, 8-9, 9-10, 10-11, la diffusion turbulente est importante et, par suite, les chiffres des vitesses

correspondantes du tableau II, calculés en négligeant la diffusion, sont à réduire fortement pour avoir une estimation plus juste.

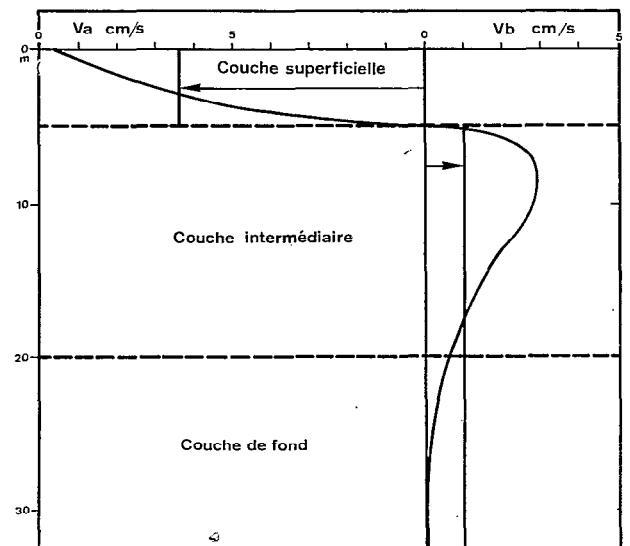


Fig. 12. — Profil hypothétique de vitesse en baie d'Ampasindava en saison humide.

(b) La ligne horizontale (en tireté) de la figure 11 marque, d'après RATTRAY et HANSEN la frontière entre les estuaires à « advection prédominante » et ceux du « type fjord ». On voit sur la figure que les situations 1-2, 2-3, et 13-14 se rapprochent de ce dernier type. Les estimations de vitesse par la méthode de régime stationnaire sont dans ce cas à revoir avec une nouvelle condition aux limites, à savoir que la vitesse u s'annule avant le fond, c'est-à-dire qu'il faut prendre $n = z/h'$, h' étant l'immersion où u devient négligeable. Il se trouve que les époques où la baie d'Ampasindava se rapproche ainsi du type fjord sont justement celles où se forment les poches remarquables. Une hypothèse de circulation serait alors par exemple la suivante pour l'époque des sorties BAMP 1 et BAMP 2 :

— une couche supérieure où la vitesse de surface atteint 9-10 cm/s et s'annule à 5 m d'immersion,

— une couche intermédiaire de 15 mètres d'épaisseur avec un maximum de vitesse de l'ordre de 3 à 4 cm/s vers l'amont,

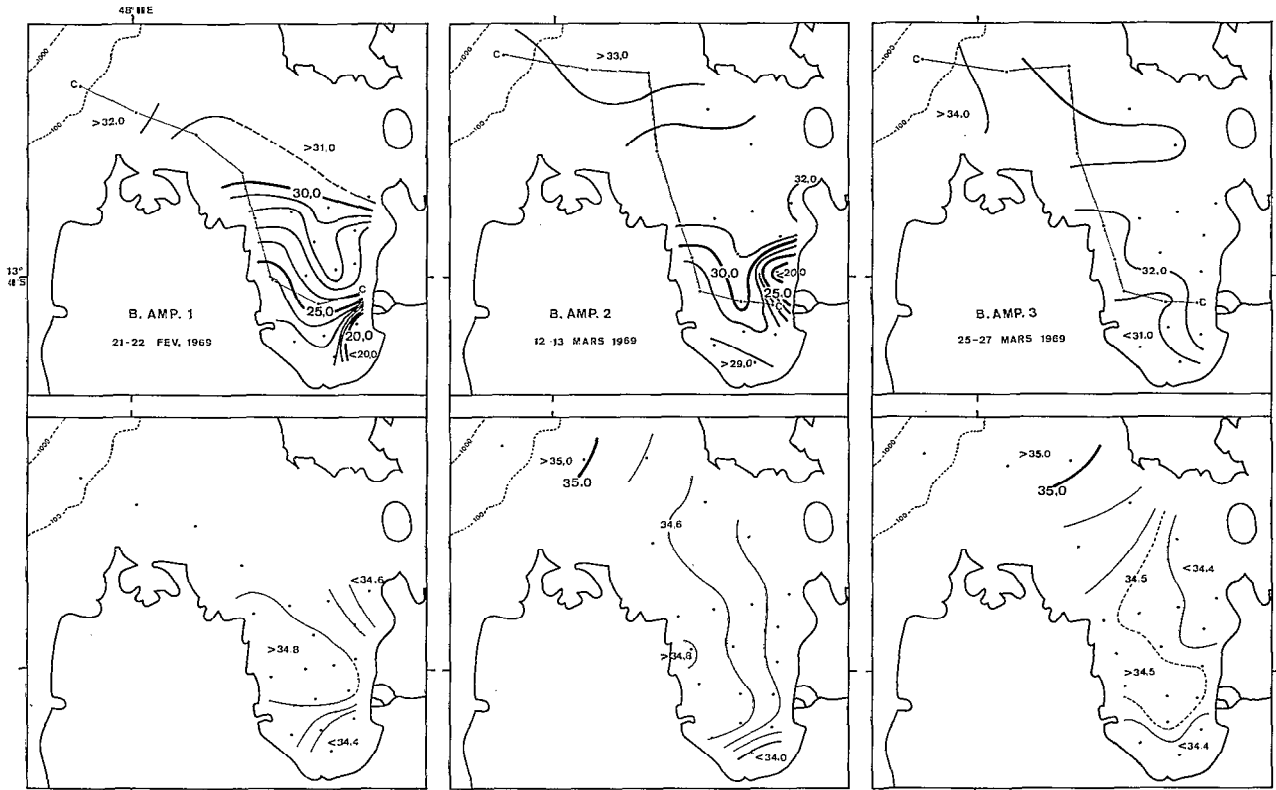
— une couche quasi-stagnante dans les 12-13 derniers mètres au-dessus du fond. On obtient ainsi, sur un tel profil théorique (fig. 12) les 3 couches décrites dans le paragraphe 4-2.

REMERCIEMENTS. Les auteurs expriment leur reconnaissance à la Météorologie Malagasy et au Laboratoire d'Hydrologie du Centre O.R.S.T.O.M. de Tananarive, qui ont bien voulu leur fournir spécialement certaines données nécessaires à cette étude.

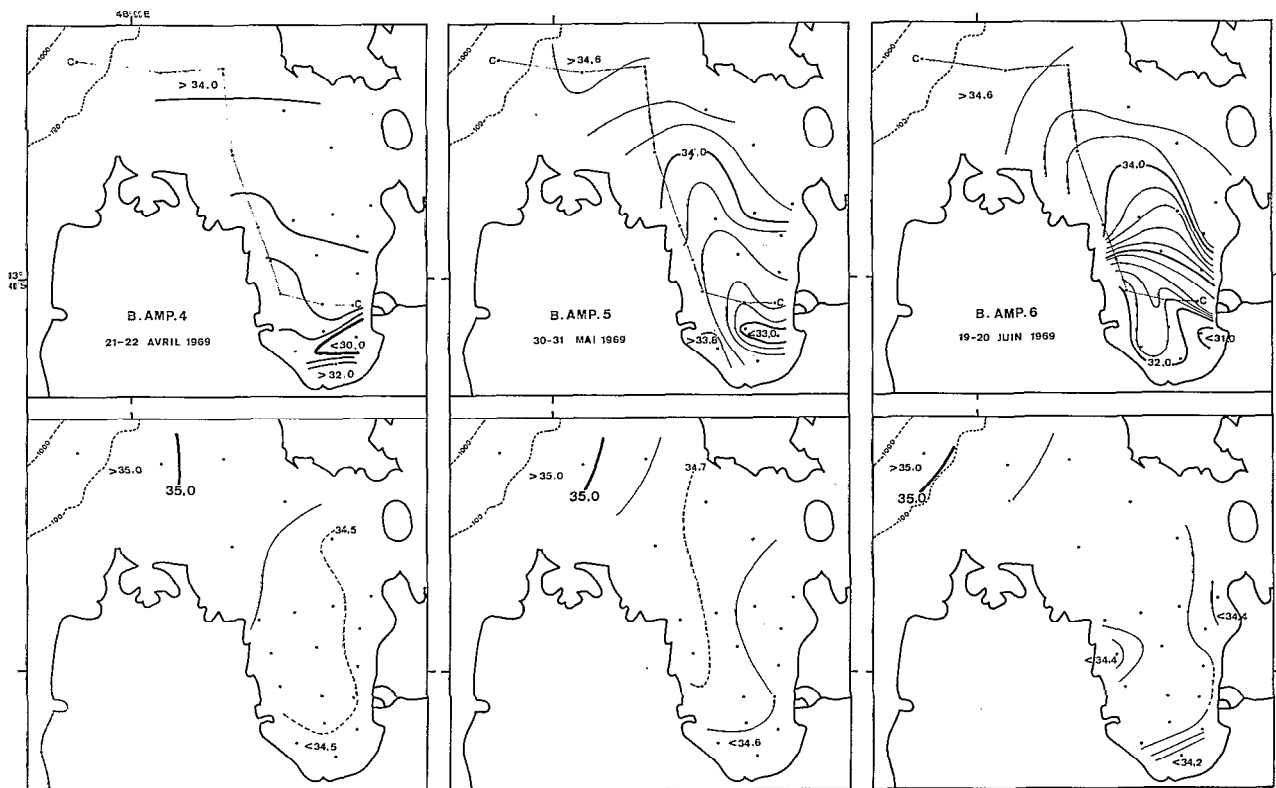
Manuscrit reçu au S.C.D. le 8 février 1972

BIBLIOGRAPHIE

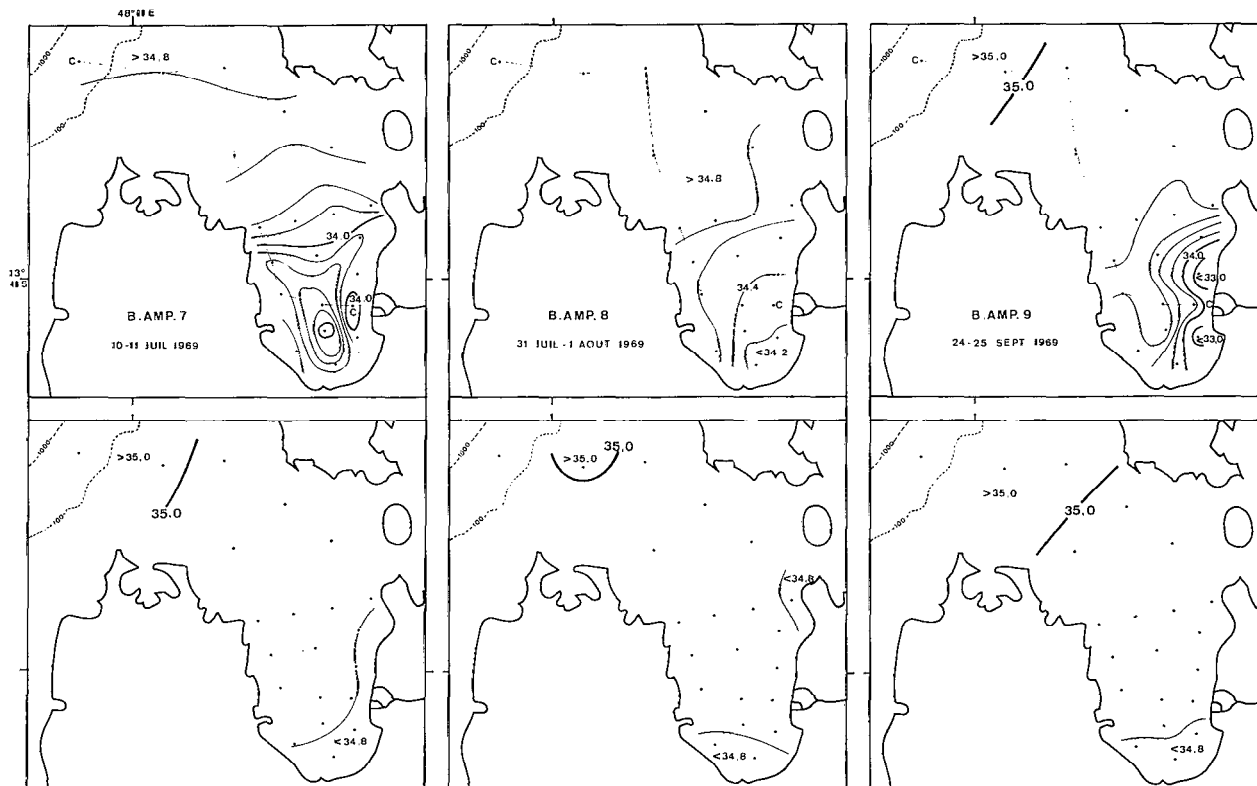
- ALDEGHERI (M.), 1967. — Fleuves et rivières de Madagascar, Centre O.R.S.T.O.M. de Tananarive, 47 p. (multigr.).
- BOWDEN (K. F.), 1967. — Circulation and diffusion. In: Estuaries, LAUFF (G. H.) éd., *Am. Assoc. Adv. Sci.* Washington, n° 83 : 15-36.
- DONGUY (J. R.), PITON (B.), 1969. — Aperçu des conditions hydrologiques de la partie nord du Canal de Mozambique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XII, n° 2 : 3-26.
- HANSEN (D. V.), 1967. — Salt balance in partially mixed estuaries. In: Estuaries, LAUFF (G. H.) éd. *Am. Assoc. Adv. Sci.*, Washington, n° 83 : 15-36.
- HANSEN (D. V.), et RATTRAY (M.), 1965. — Gravitational circulation in straits and estuaries. *J. Mar. Res.*, vol. XXIII n° 2 : 104-122.
- HANSEN (D. V.), RATTRAY (M.), 1966. — New dimensions in estuary classification. *Limnol. Oceanogr.*, vol. XI, n° 3 : 319-326.
- MAGNIER (Y.), PITON (B.), TERAY (A.), AH-KAM (D.), 1970. — Résultats des observations physiques et chimiques en baie d'Ambaro et d'Ampasindava, de juin 1969 à février 1970. Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé, Doc. n° 17, 66 p. ; (multigr.).
- PITON (B.), MAGNIER (Y.), 1971. — Les régimes hydrologiques de la baie d'Ambaro (nord-ouest de Madagascar). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. IX, n° 2 : 149-166.
- PITON (B.), MAGNIER (Y.). — Le cycle annuel des sels nutritifs et des pigments dans les baies de la côte nord-ouest de Madagascar. *Ann. de l'Univ. de Madagascar*, série Sci. de la Nat. et Math. (sous-presse).
- PITON (B.), PRIVE (M.), TERAY (A.), 1969. — Résultats des observations physico-chimiques en baie d'Ampasindava, sur le plateau continental et au large de la côte nord-ouest de Madagascar, de décembre 1967 à juin 1969. Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé, Doc. n° 6 (multigr.).
- PRITCHARD (D. W.), 1967. — Observations of circulation in coastal plain estuaries. In: Estuaries, LAUFF (G. H.) éd. *Am. Assoc. Adv. Sci.* Washington, n° 83 : 37-44.
- RATTRAY (M.), HANSEN (D. V.), 1962. — A similarity solution for circulation in an estuary, *J. Mar. Res.*, vol. X, n° 2 : 121-133.



Annexe I - A. — Distribution horizontale de la salinité de surface (en haut) et au voisinage du fond (en bas) en baie d'Ampasindava.



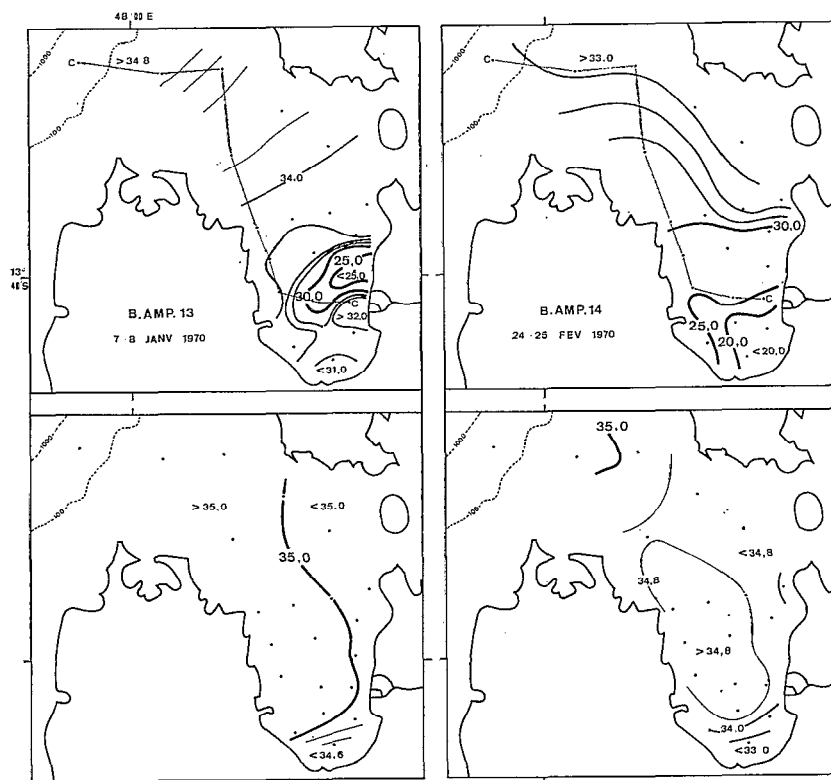
Annexe I - B. — Distribution horizontale de la salinité de surface (en haut) et au voisinage du fond (en bas) en baie d'Ampasindava.



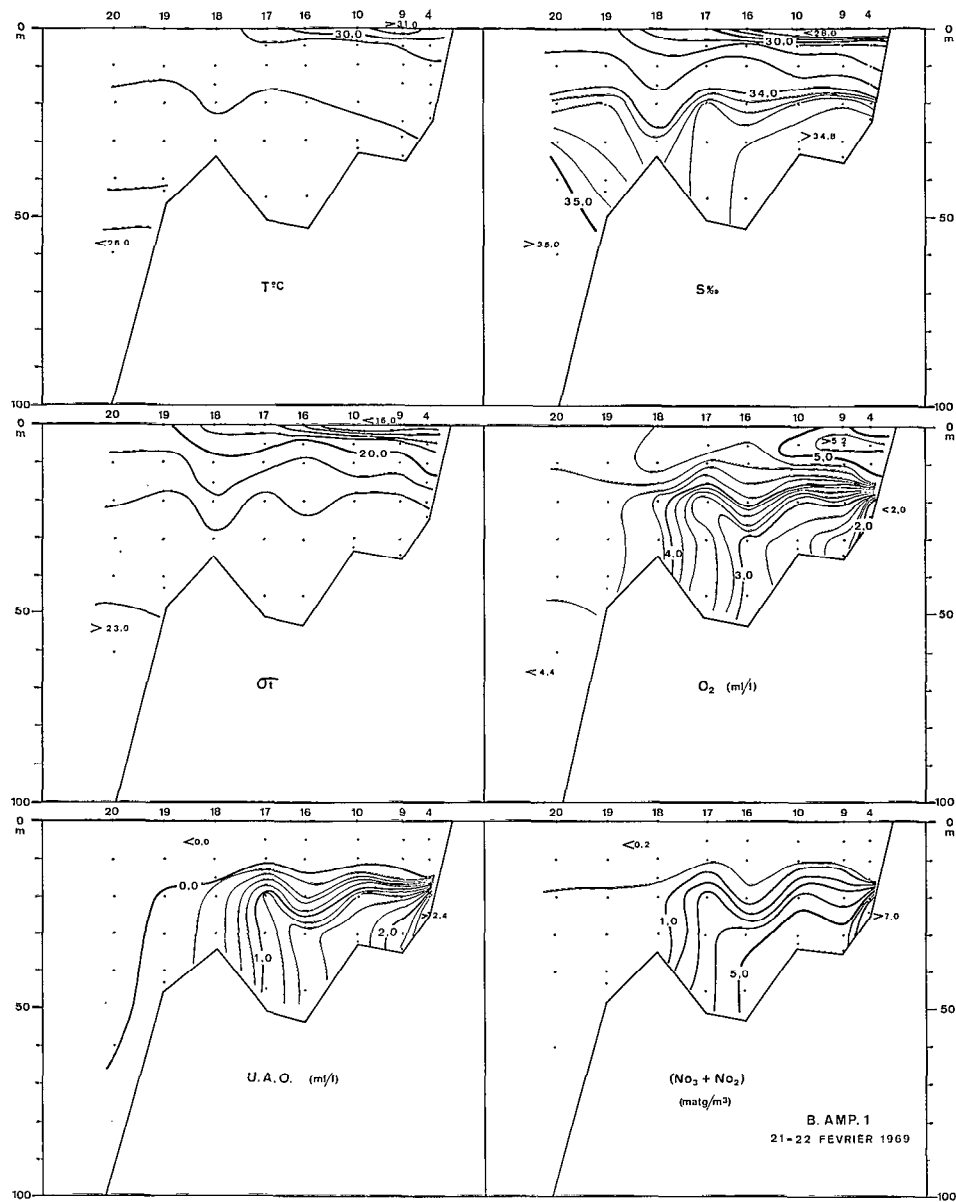
Annexe I - C. — Distribution horizontale de la salinité de surface (en haut) et au voisinage du fond (en bas) en baie d'Ampasindava.



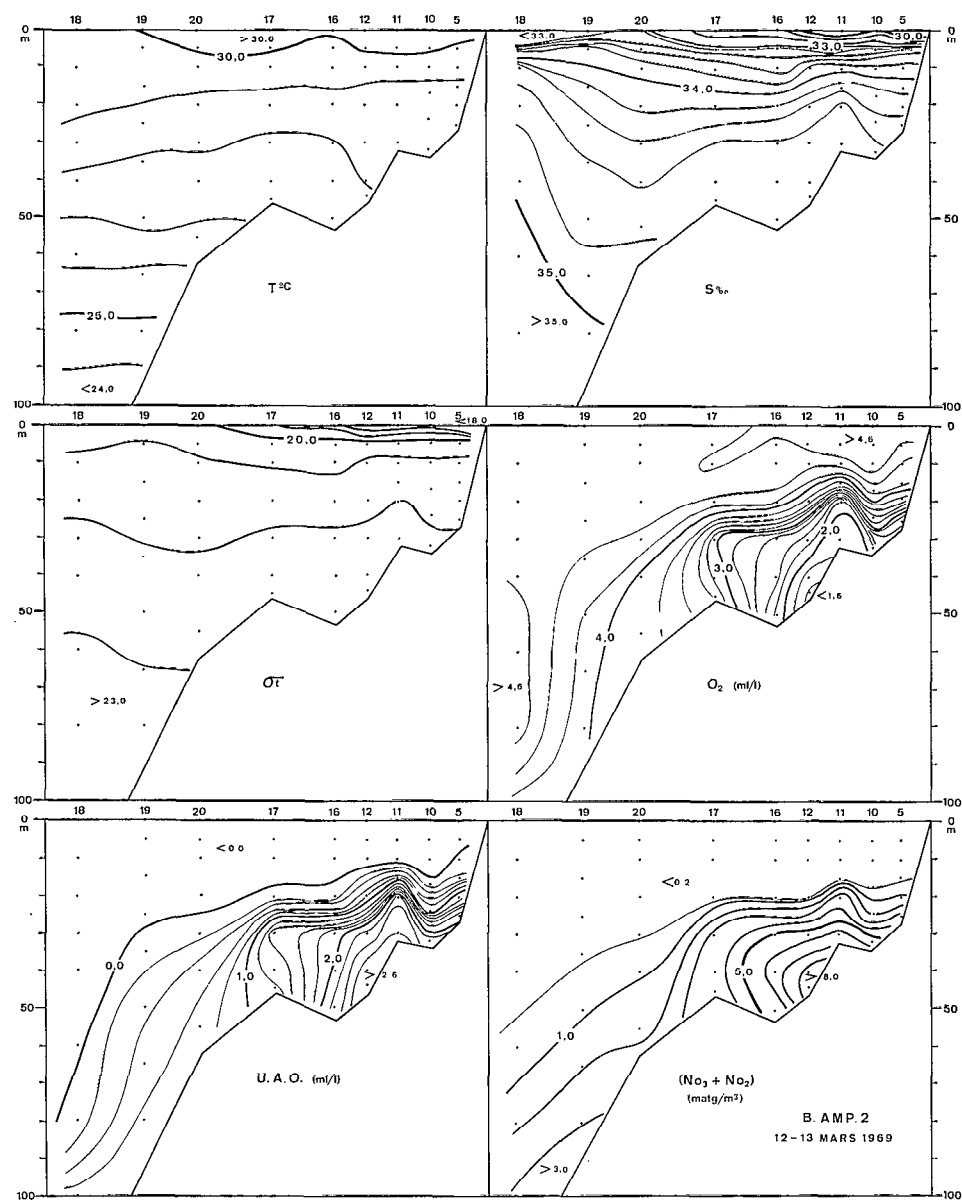
Annexe I - D. — Distribution horizontale de la salinité de surface (en haut) et au voisinage du fond (en bas) en baie d'Ampasindava.



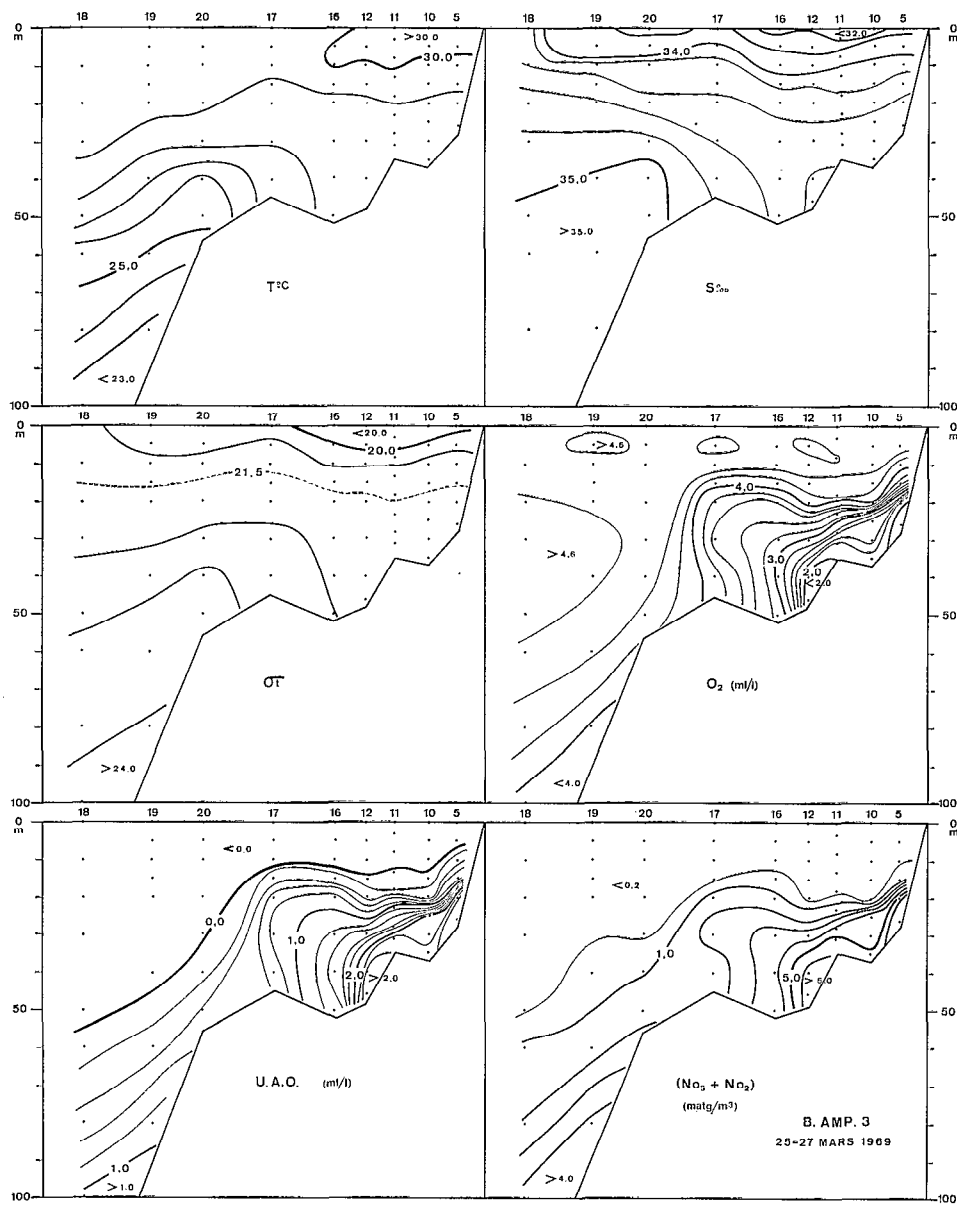
Annexe I - E. — Distribution horizontale de la salinité de surface (en haut) et au voisinage du fond (en bas) en baie d'Ampasindava.



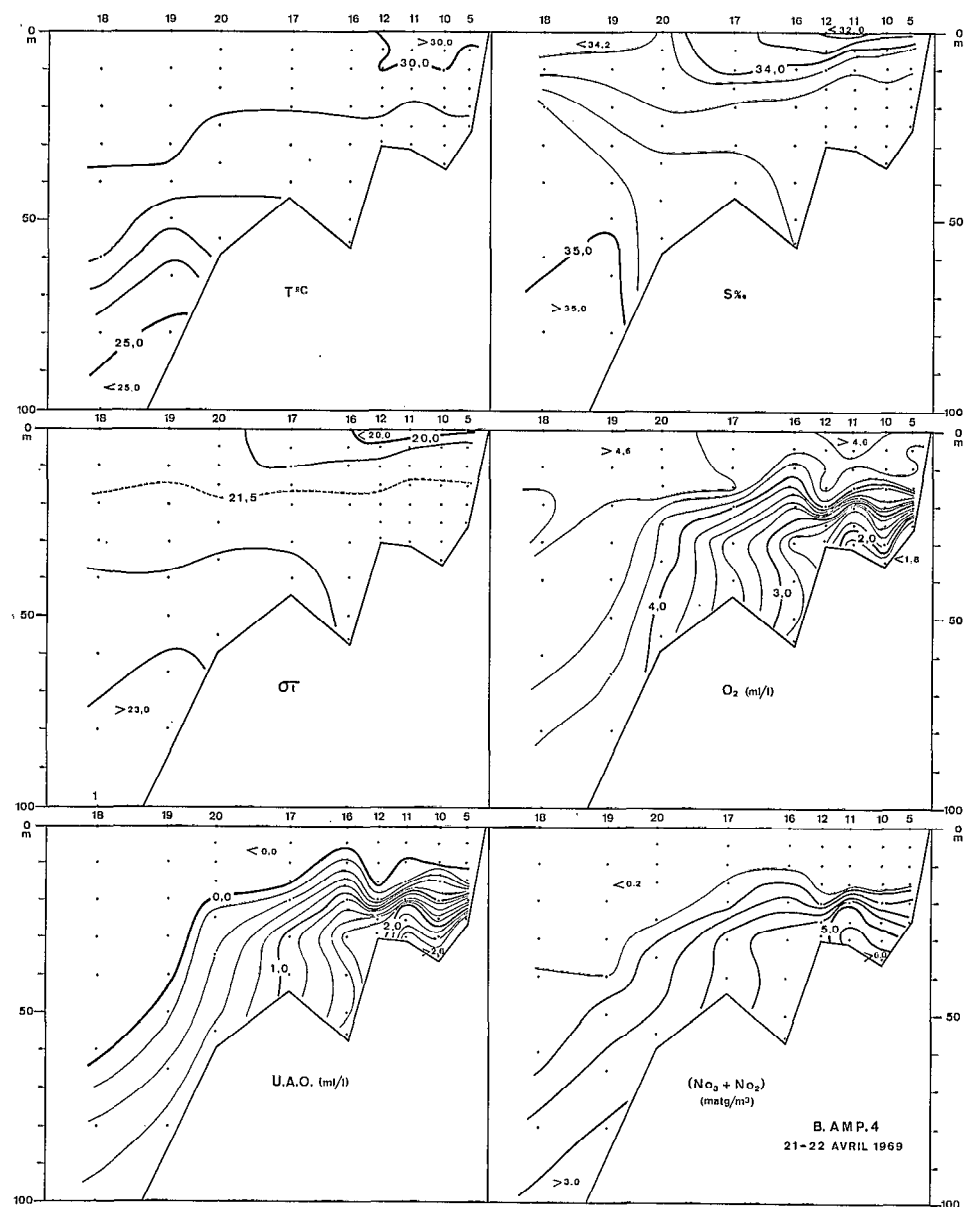
Annexe II - A. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



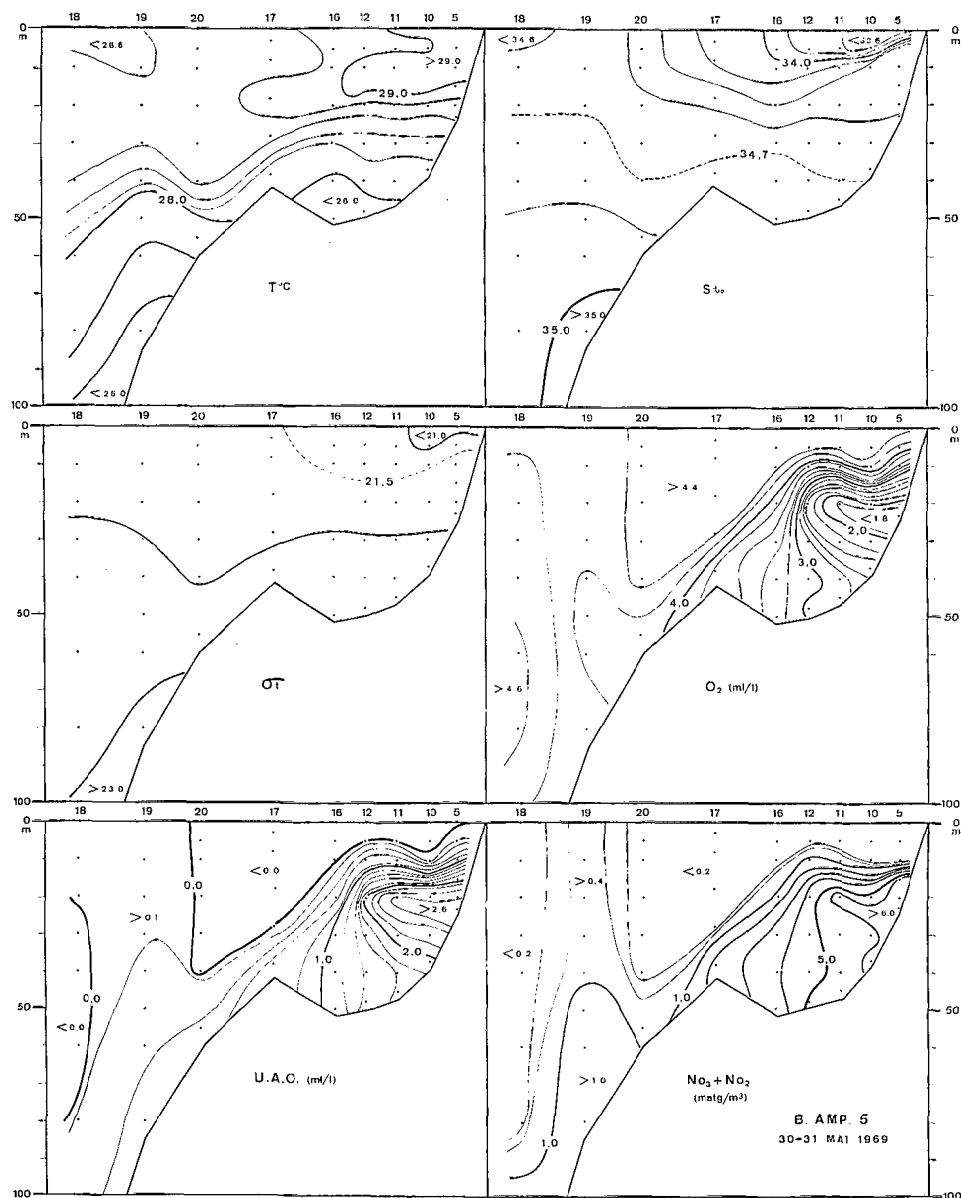
Annexe II - B. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



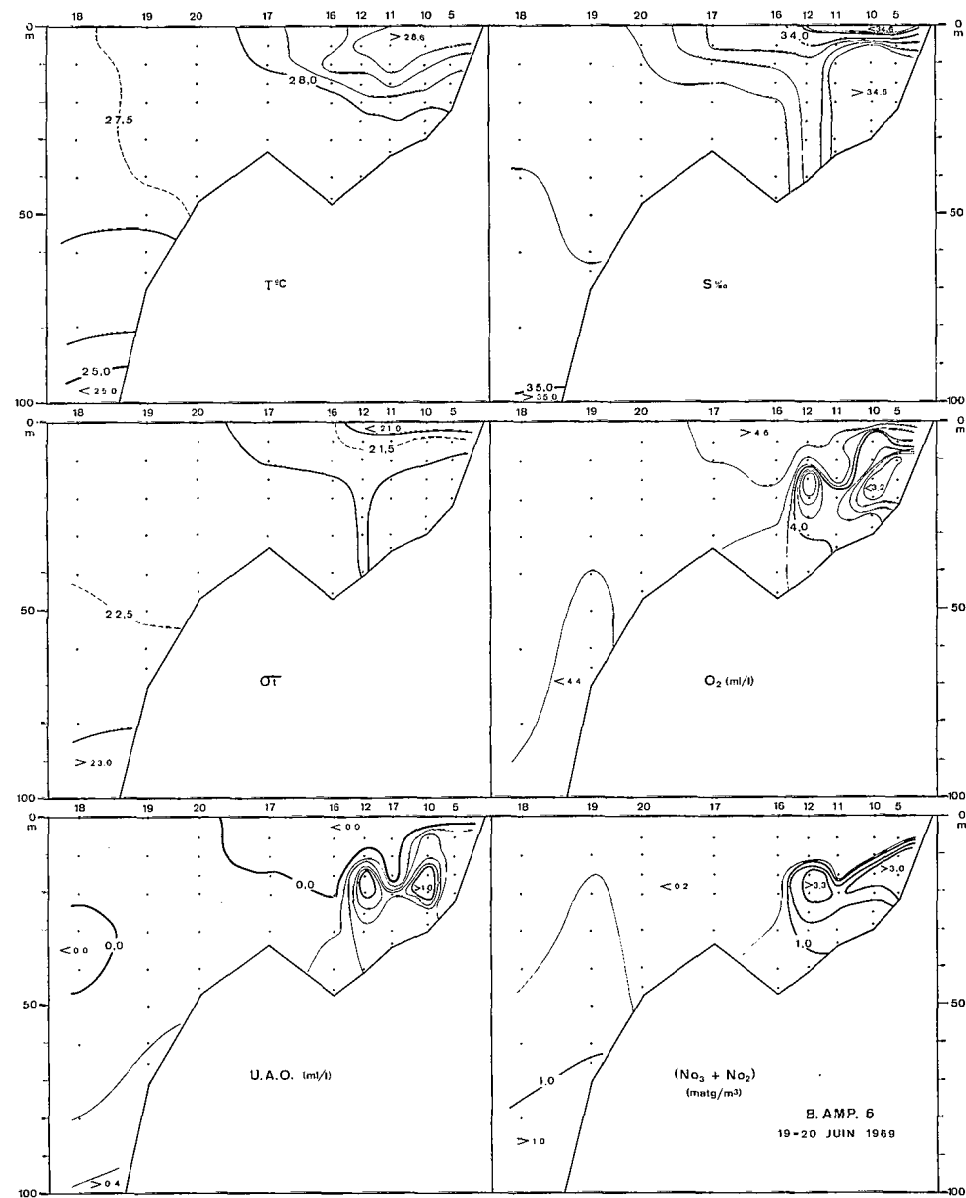
Annexe II - C. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



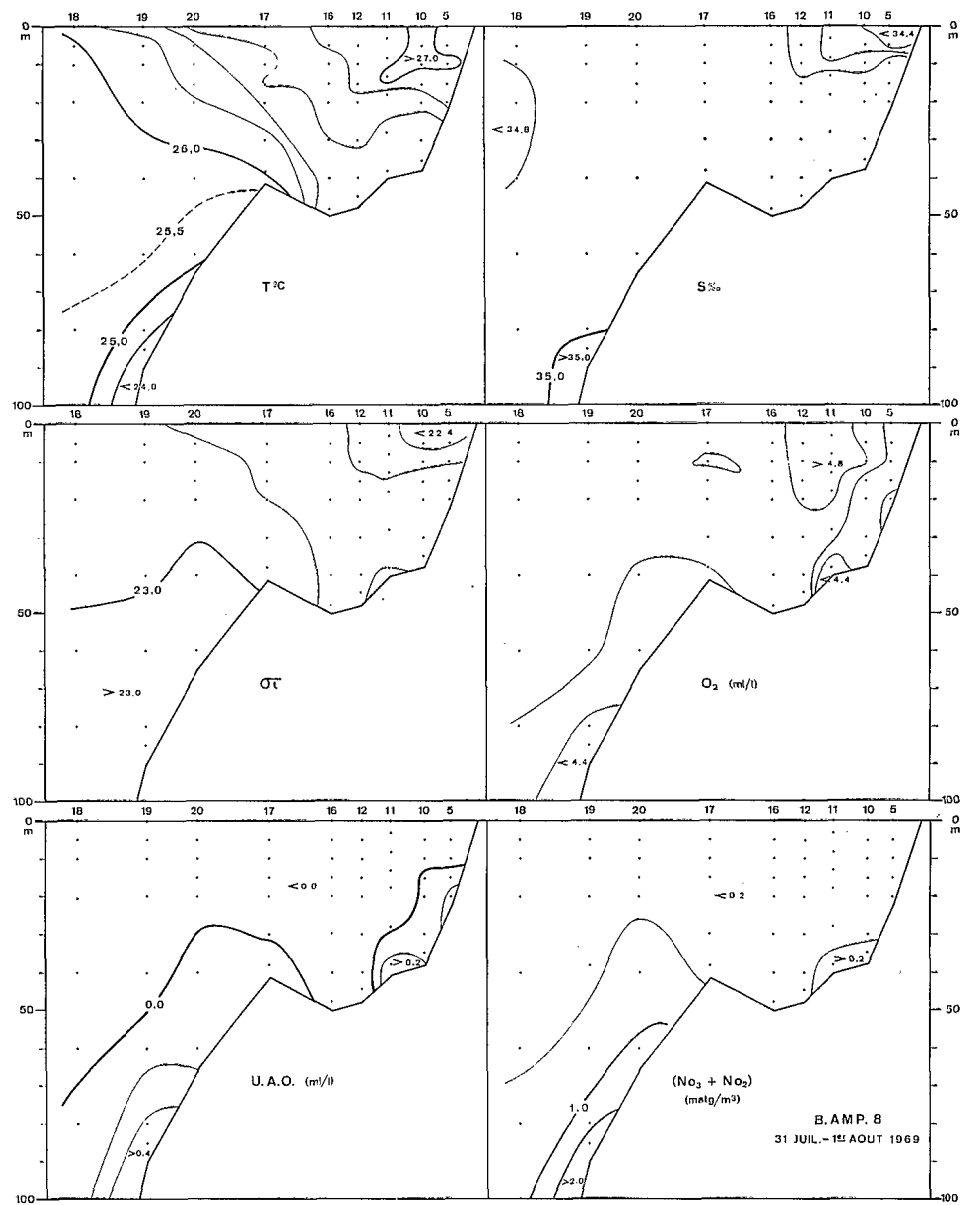
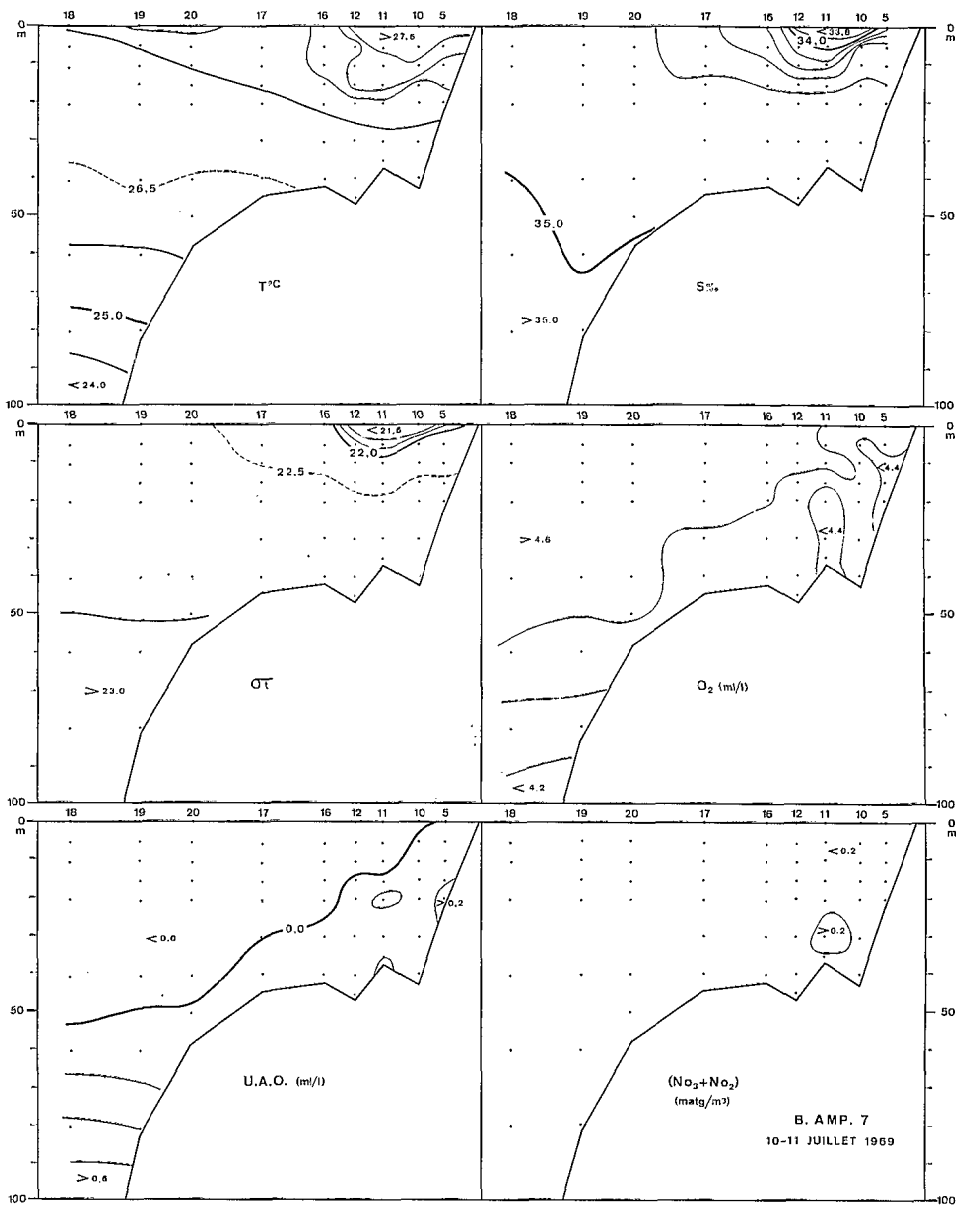
Annexe II - D. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



Annexe II - E. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.

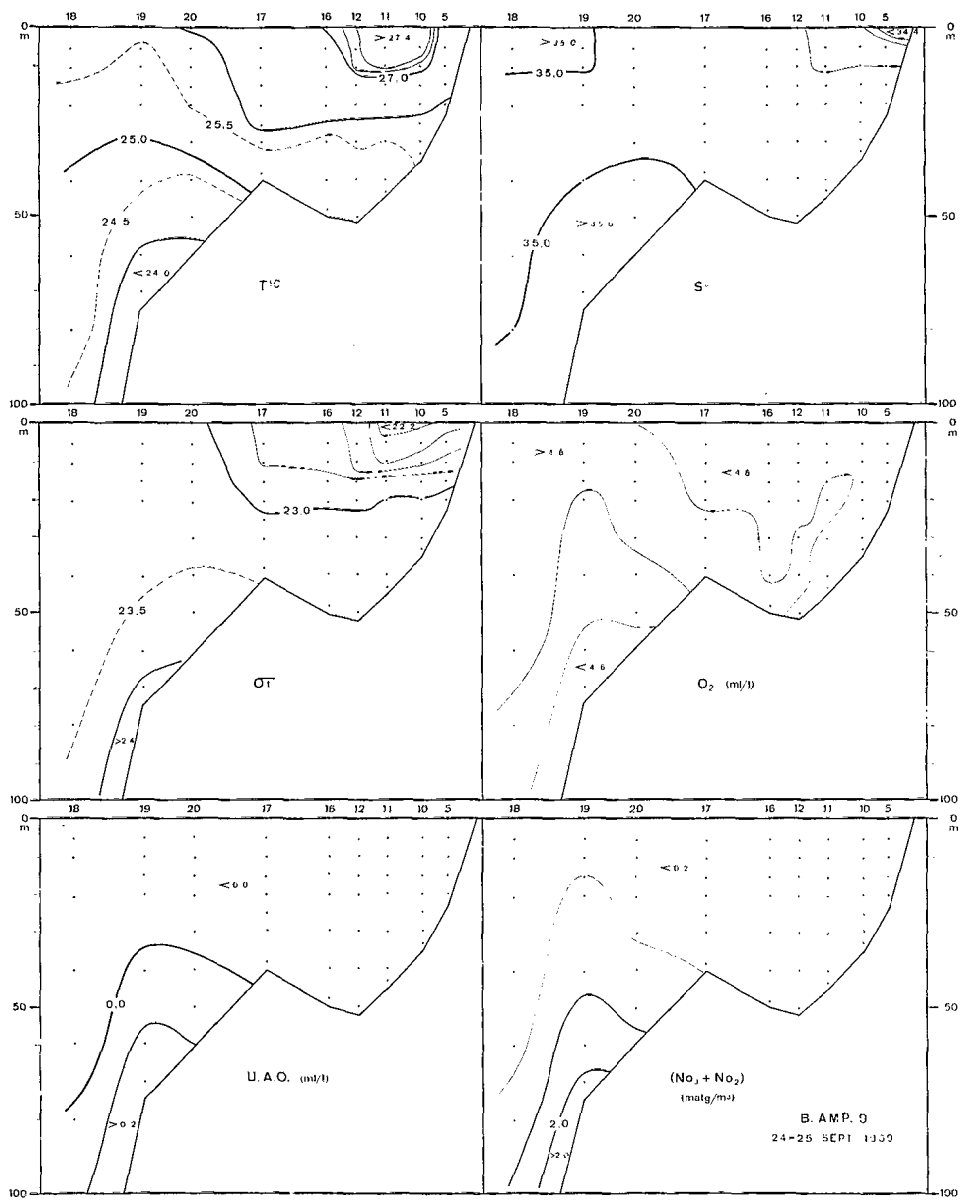


Annexe II - F. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.

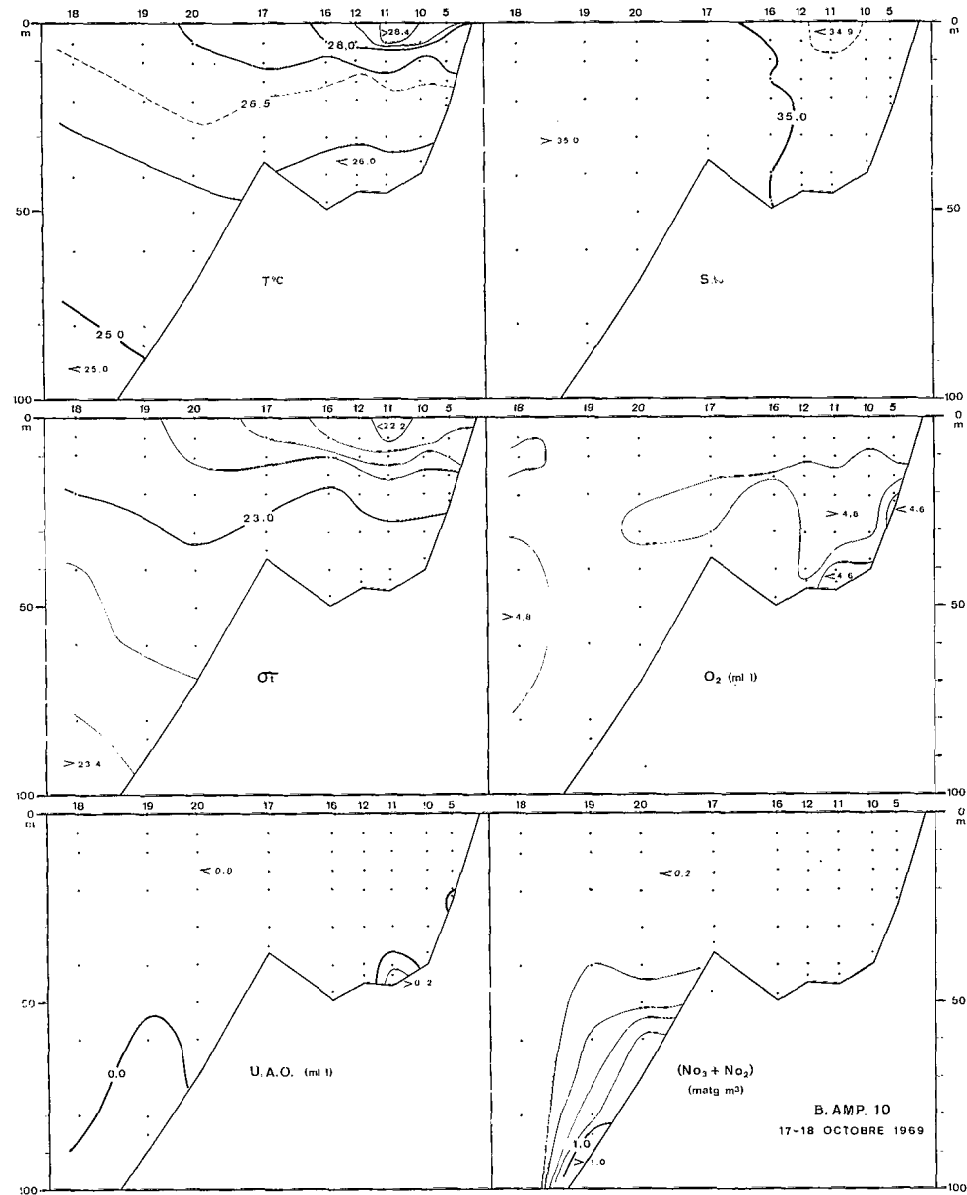


Annexe II - G. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.

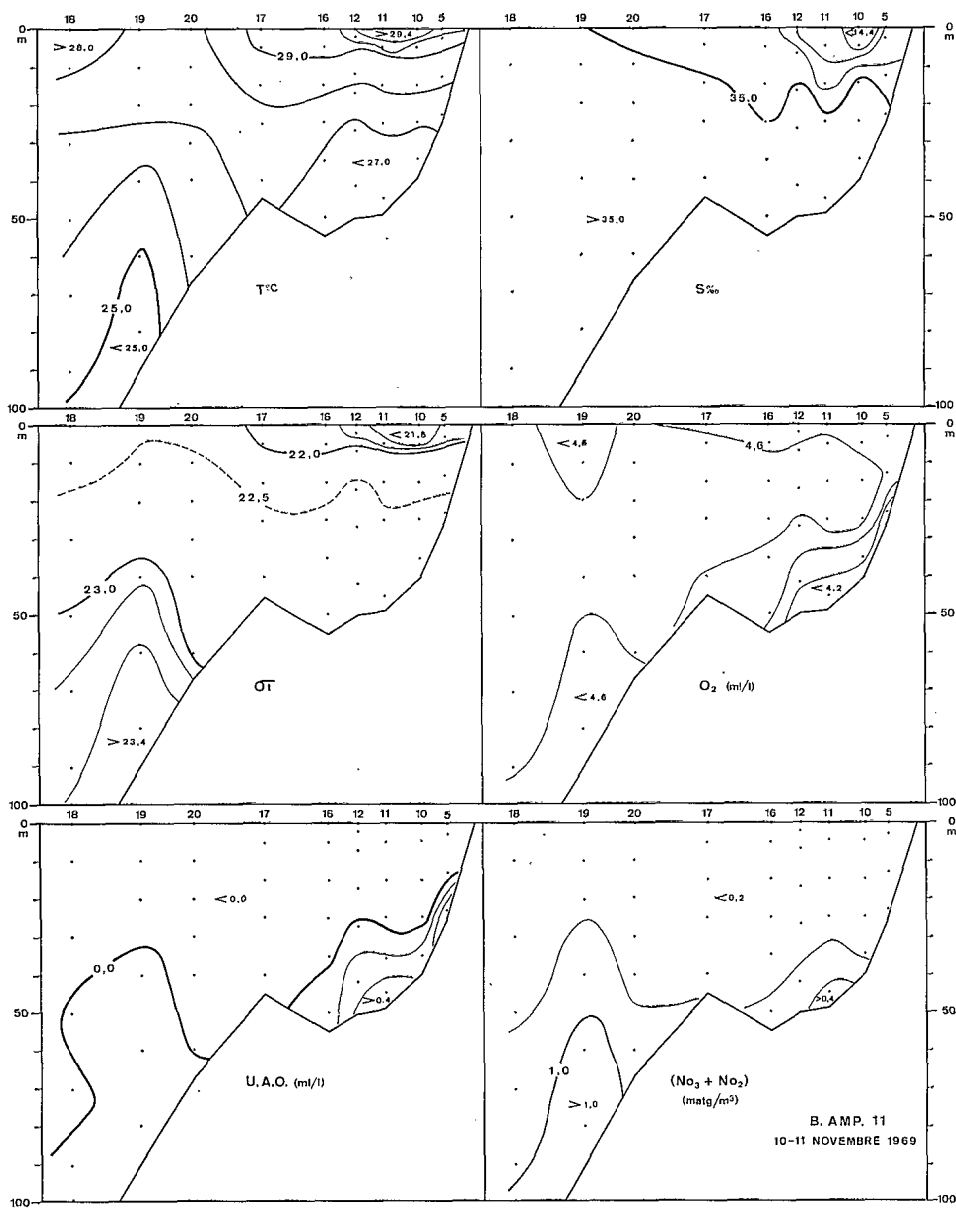
Annexe II - H. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



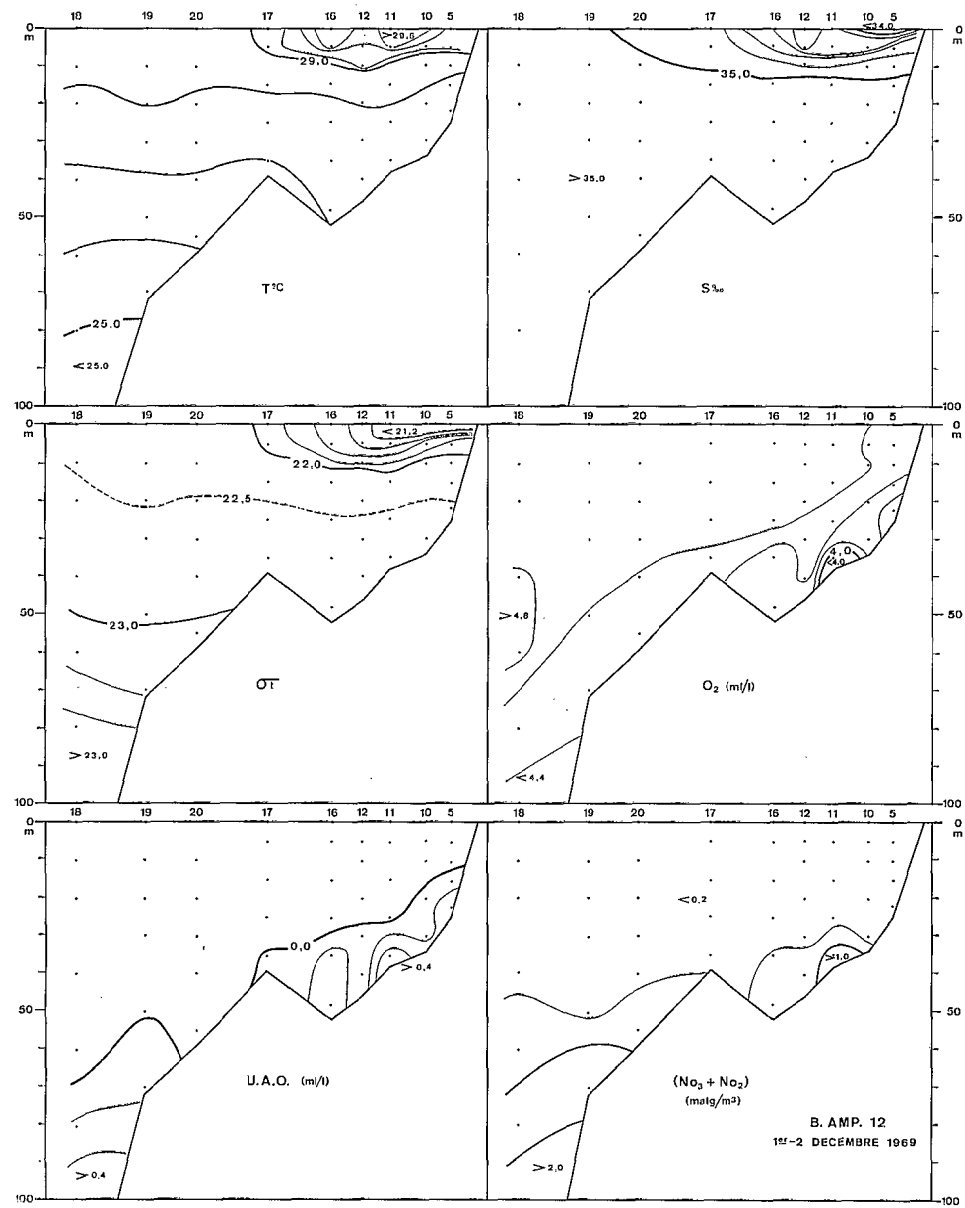
Annexe II - I. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



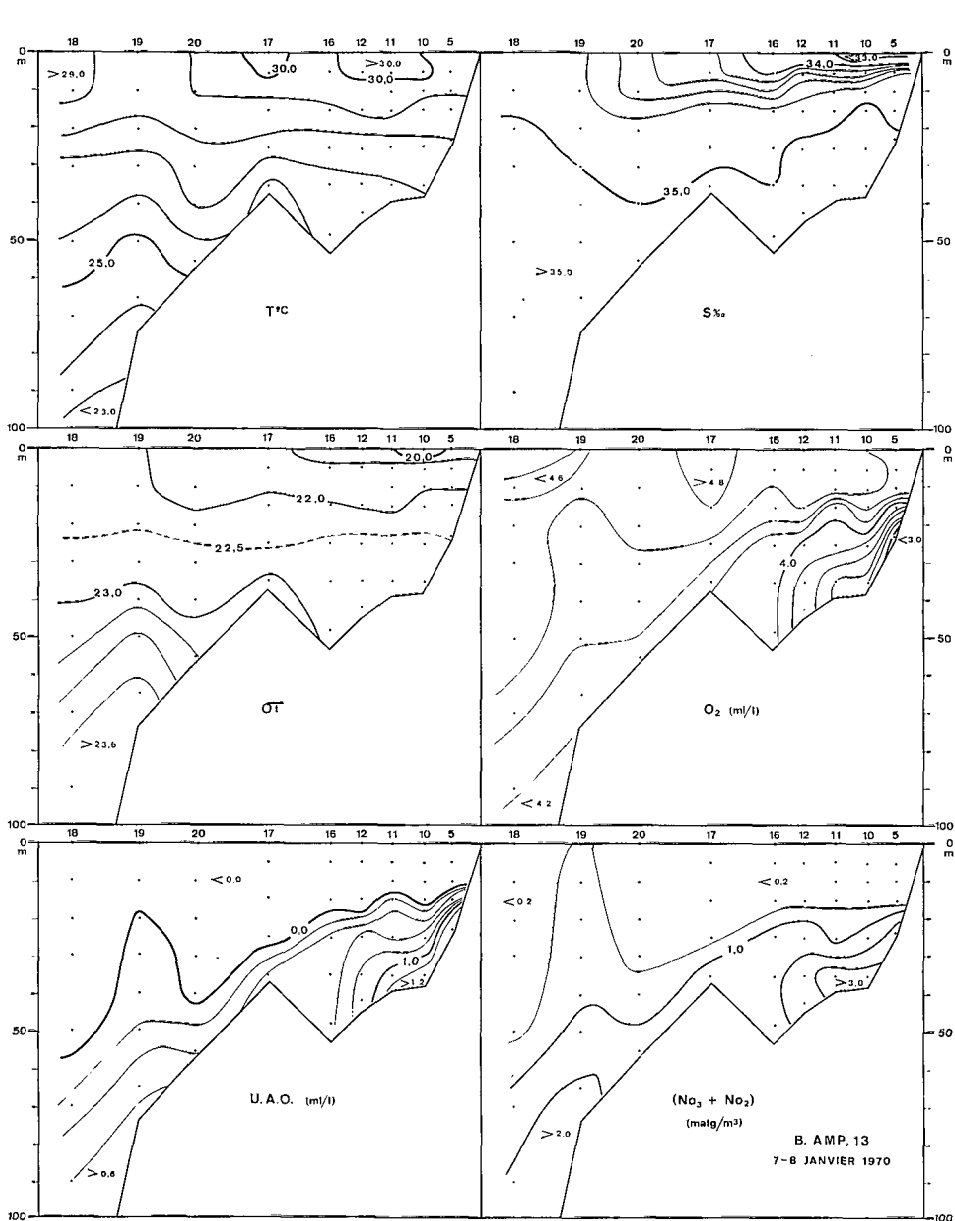
Annexe II - J. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



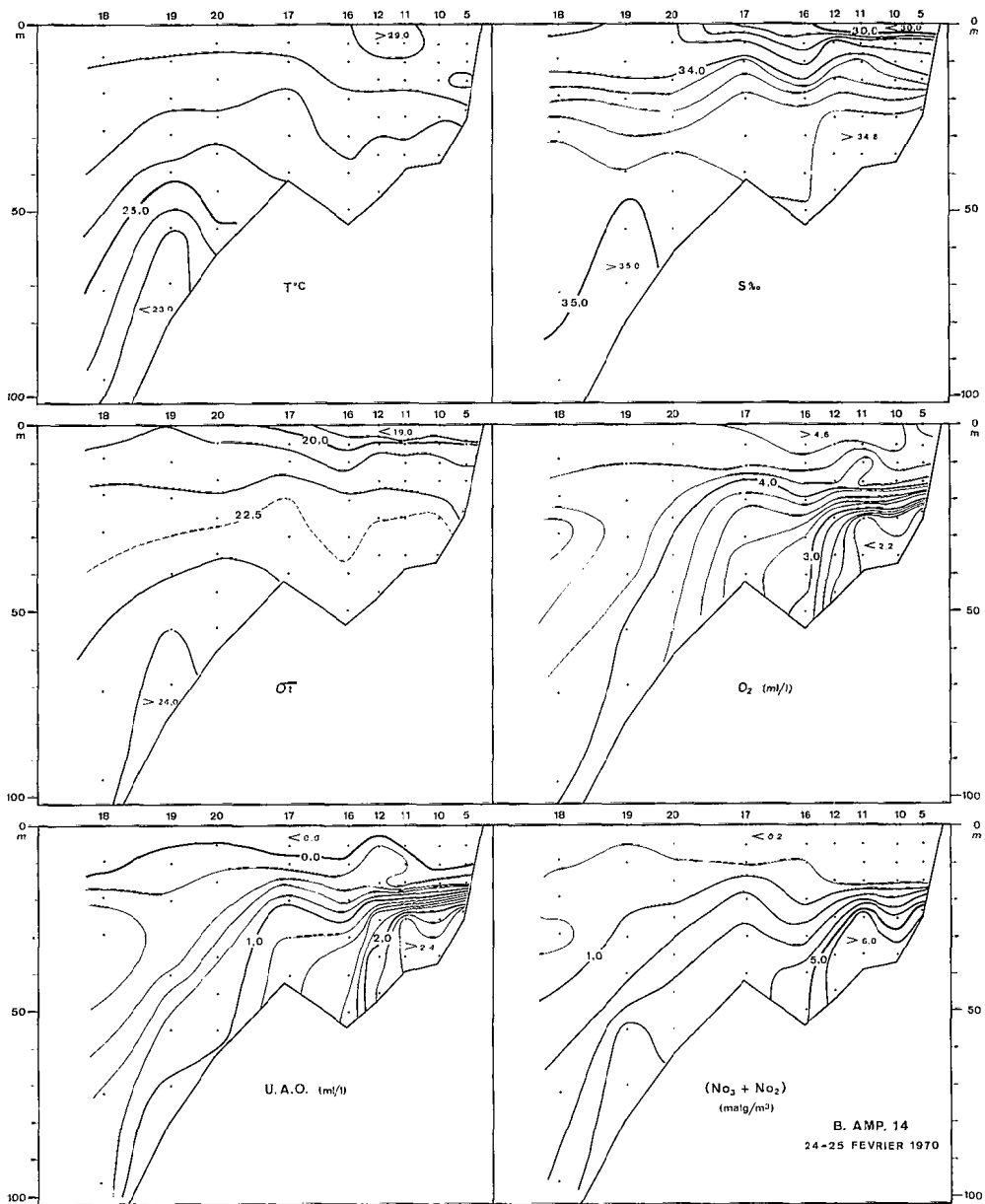
Annexe II - K. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Amapasindava.



Annexe II - L. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Amapasindava.



Annexe II - M. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.



Annexe II - N. — Distribution verticale de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, l'utilisation apparente de l'oxygène et du nitrate+nitrite en baie d'Ampasindava.