

J. CITEAU

B. PITON

Y. MAGNIER

**SUR LA CIRCULATION GÉOSTROPHIQUE
DANS L'OUEST DE L'OCEAN INDIEN
SUD-ÉQUATORIAL**



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

DOCUMENTS SCIENTIFIQUES DU CENTRE DE NOSY-BÉ

Document n° 31



mars 1973

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CENTRE DE NOSY-BE MADAGASCAR

SUR LA CIRCULATION GEOSTROPHIQUE
DANS L'OUEST DE L'OCEAN INDIEN
SUD-EQUATORIAL

par

J. CITEAU (*)

B. PITON (*)

Y. MAGNIER (*)

Document n° 31 : mars 1973

(*) Océanographes physiciens. Centre ORSTOM de Nosy-Bé, B.P. 68, Nosy-Bé, Madagascar.

I - INTRODUCTION

WYRTKI (1971) a utilisé toutes les données physico-chimique disponibles en fin 1966 pour établir l'"Atlas océanographique de l'Expedition internationale dans l'océan Indien". Il a en particulier dressé des cartes bimestrielles de la circulation géostrophique superficielle et du transport de masse dans les 300 premiers mètres par rapport à 1000 décibars.

Dans la zone étudiée par le Centre ORSTOM de Nosy-Bé, limitée par l'équateur et 20°S, la côte africaine et 57°E, il a été dénombré[⊕], en fin 1966, près de 450 stations hydrologiques (fig. 1) où les prélèvements et les mesures ont été faits jusqu'à 500 m ou au-delà de cette immersion. De 1967 à 1972, le N.O. "VAUBAN", de Nosy-Bé, a effectué plus de 400 stations nouvelles (fig. 2) et il nous a paru intéressant d'en insérer les résultats à l'ensemble utilisé par WYRTKI.

Cependant, avant de tracer les nouvelles cartes de circulation, nous avons analysé les résultats de mesures faites en deux points fixes, pendant 48 heures, au large de la côte malgache dans le nord du canal de Mozambique.

II - OBSERVATIONS AU POINT FIXE

Pour estimer l'ordre de grandeur des variations à court terme (de l'ordre de l'heure) des propriétés hydrodynamiques, il a été effectué deux séries de stations au point fixe (fig. 3) :

- l'une, station A, à 10 milles dans le nord du cap d'Ambre, au cours de la campagne AMBRE III (13-18 mars 1972),
- l'autre, station B, à 50 milles dans l'ouest de Nosy-Bé, au même endroit que la station dite de "référence" par DONGUY et FITON (1969).

D'après MAGNIER et PITON (1973), la station A est située dans une région à structure verticale complexe, à la rencontre d'eaux

⊕ Toutes les données utilisées proviennent du N.O.D.C.. Les résultats obtenus par le "VAUBAN" ont été aussi traités par le N.O.D.C.



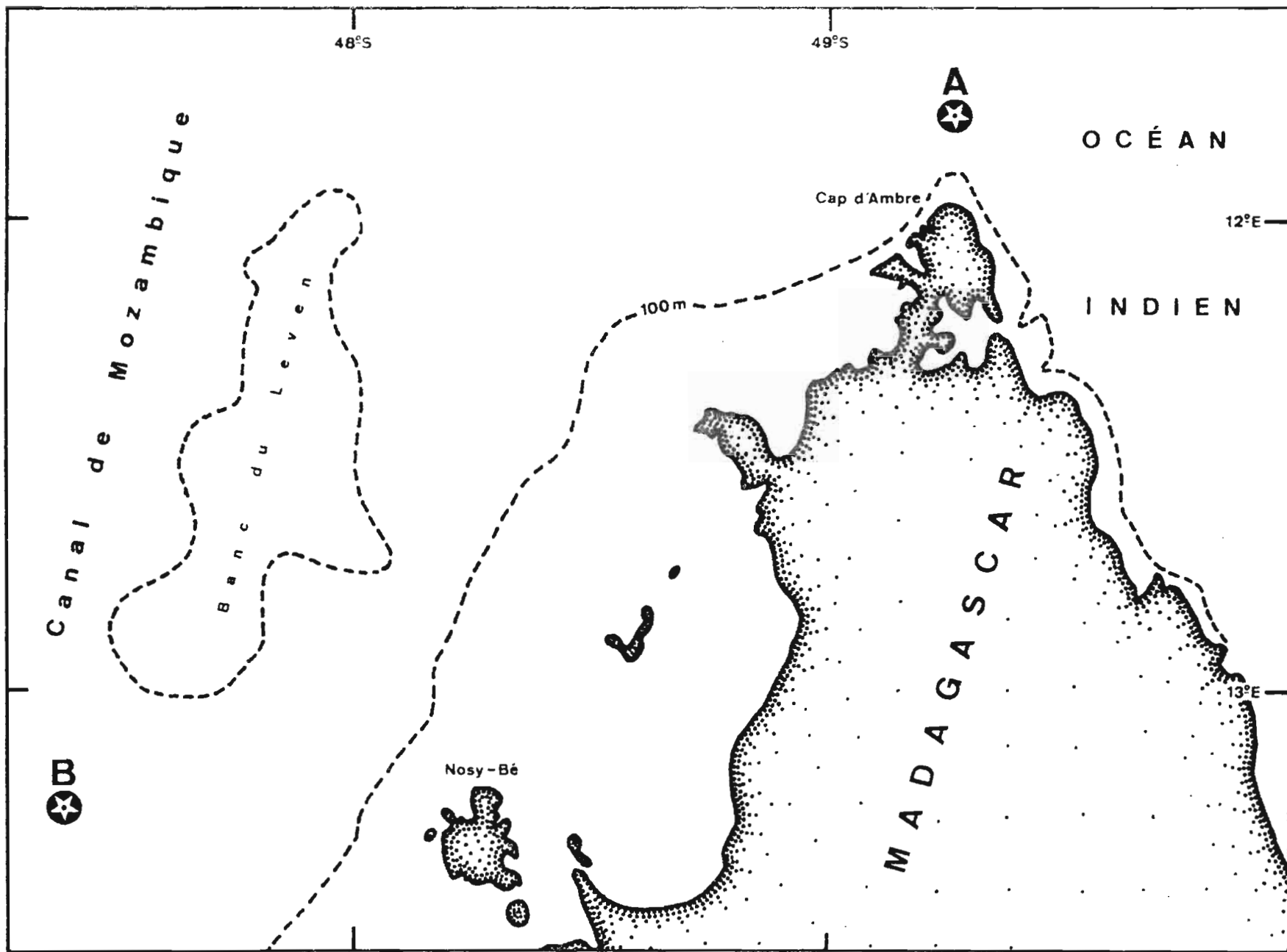


Fig. 3 - Position des stations en point fixe A et B.

d'origines différentes, venant de part et d'autre de Madagascar et du nord, et où les courants sont assez forts (1,5 à 2 noeuds) et fluctuants, par contre, la station B est située dans une région plus calme.

La station A fut occupée 27 fois, toutes les heures pour les 21 premières fois, puis toutes les 4 heures, et la station B, 47 fois en 48 heures (résultats non publiés), avec 15 niveaux de prélèvements et mesures, jusqu'à 700 mètres d'immersion.

Les deux diagrammes T - S obtenus sont présentés sur les figures 4 et 5. On retrouve les formes de courbe T - S classiques pour cette zone (MAGNIER et PITON, 1973) : maximum subsuperficiel de salinité, entre 35,4 et 35,5 ‰ à la station A, voisin de 35,3 ‰ à la station B.

Les figures 6 et 7 montrent l'évolution de l'immersion de quelques isothermes aux stations A et B; on voit que les variations sont beaucoup plus importantes à la station A qu'à la station B : si l'on admet que les fluctuations de ces immersions ont une distribution normale, on a les moyennes et écarts-types suivants pour les isothermes 25°C et 11°C :

	25°C		11°C		
	St. A	St. B	St. A	St. B	
Z	38	78	397	438	Z : immersion moyenne en mètres
σ	16,6	5,4	47	10	σ : écart-type.

En particulier, on voit d'après ce tableau que l'écart-type de l'immersion de l'isotherme 11°C* est plus de 4 fois plus grand à la station A qu'à la station B.

* Il a été tenté de faire une fonction d'autocorrélation sur l'immersion de l'isotherme 11°C à la station A afin de déterminer des périodes privilégiées, selon la méthode préconisée par MAUVAIS et LE FLOCH (1969); les calculs ont été effectués à partir de valeurs mesurées ou interpolées sans chercher à filtrer les données, ni à les représenter par un paramètre à valeur moyenne nulle.

Il s'est avéré que la durée d'observation et la fréquence d'échantillonnage étaient trop petites pour faire apparaître des périodes privilégiées.

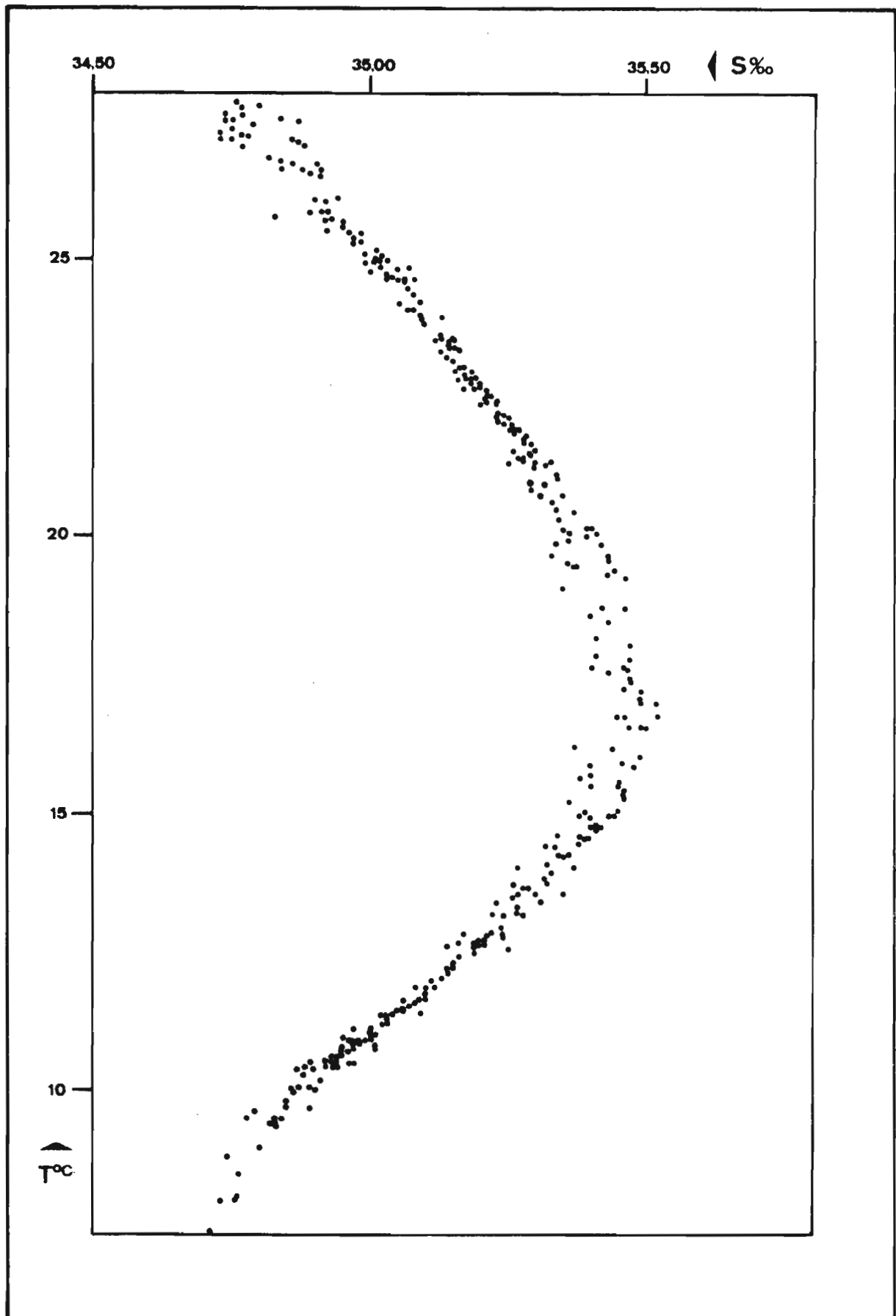


Fig. 4 -- Diagramme T - S à la station A.

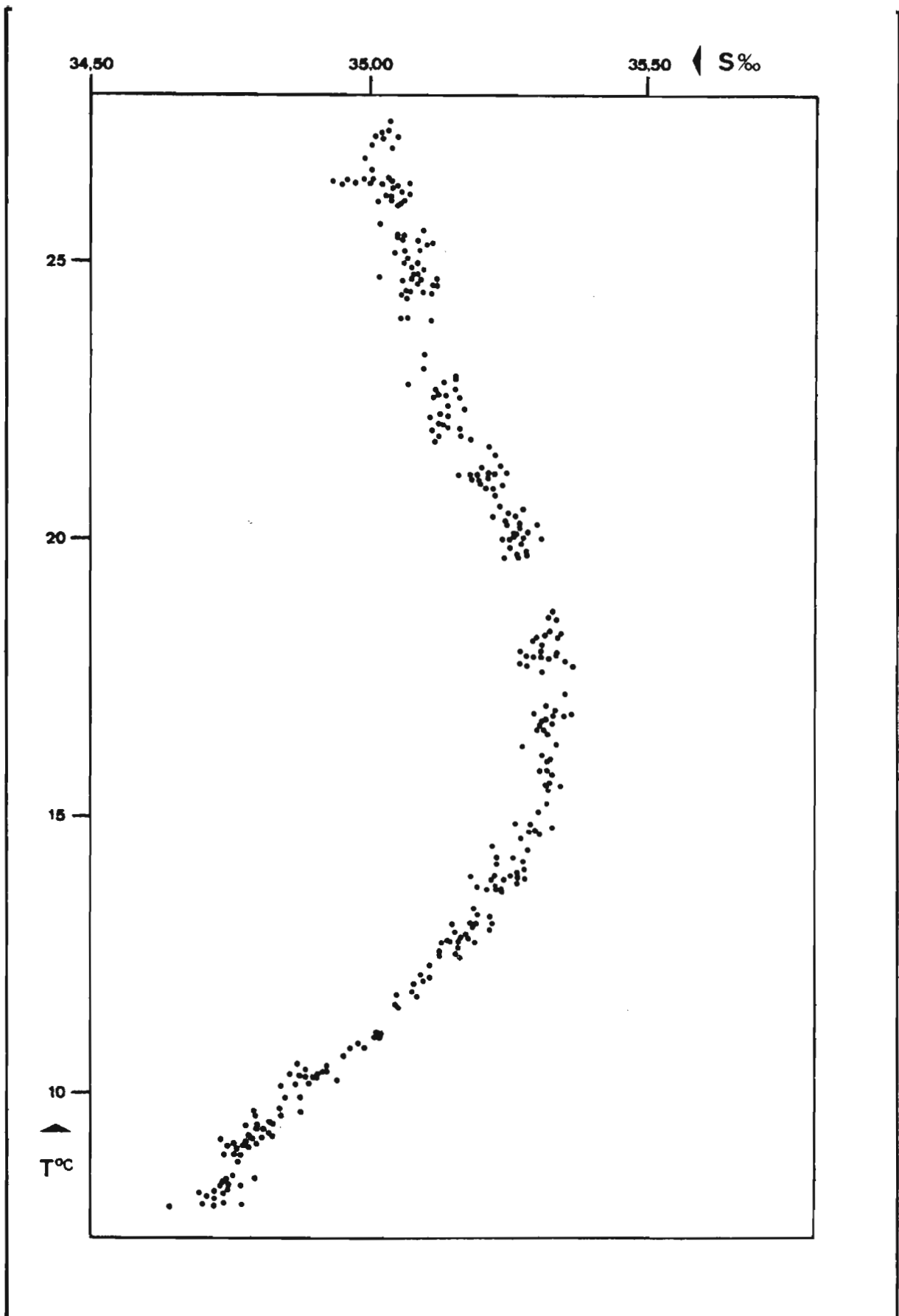


Fig. 5 - Diagramme T - S à la station B.

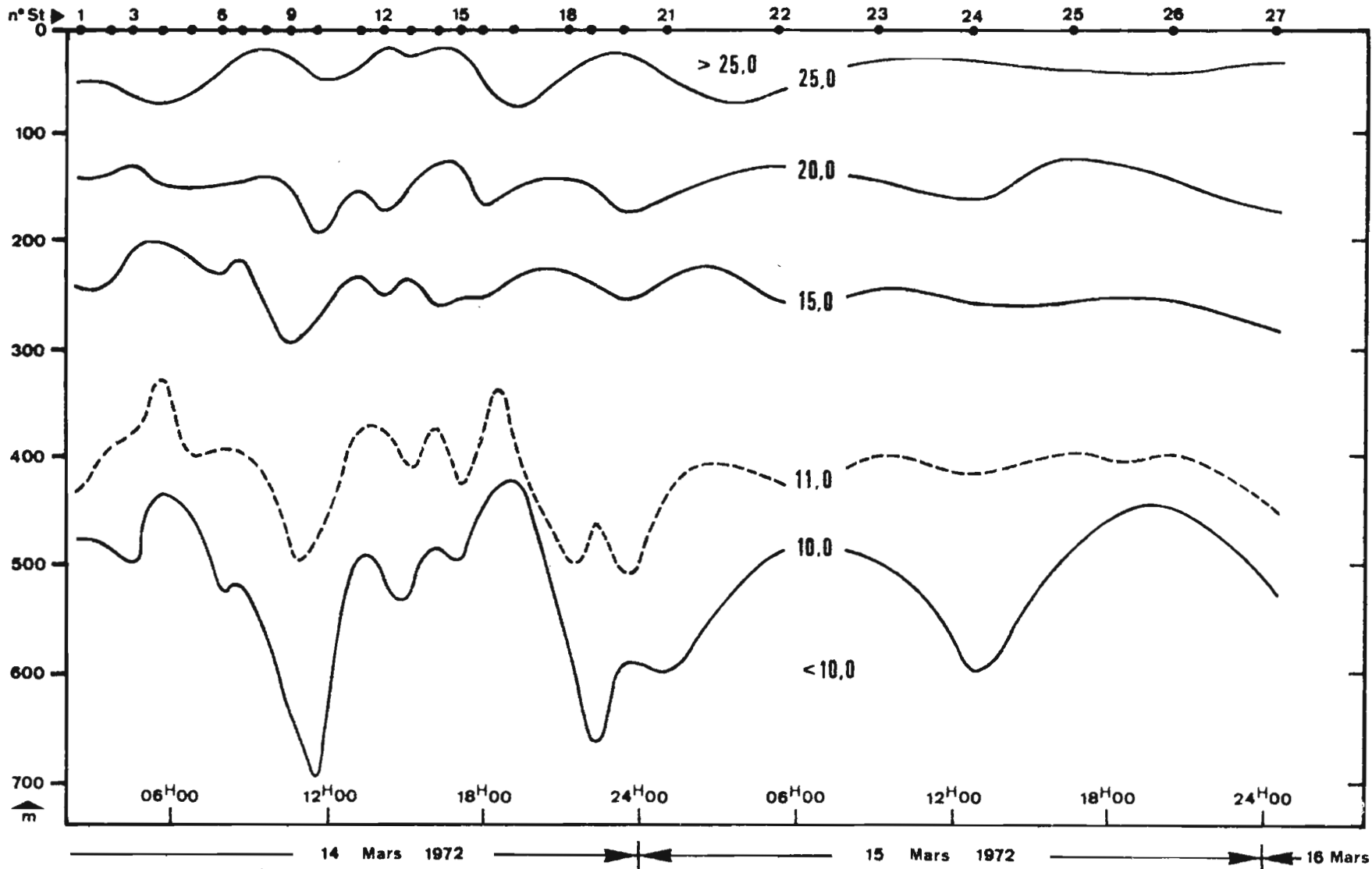


Fig. 6 - Evolution de l'immersion de quelques isothermes à la station A durant 48 heures.

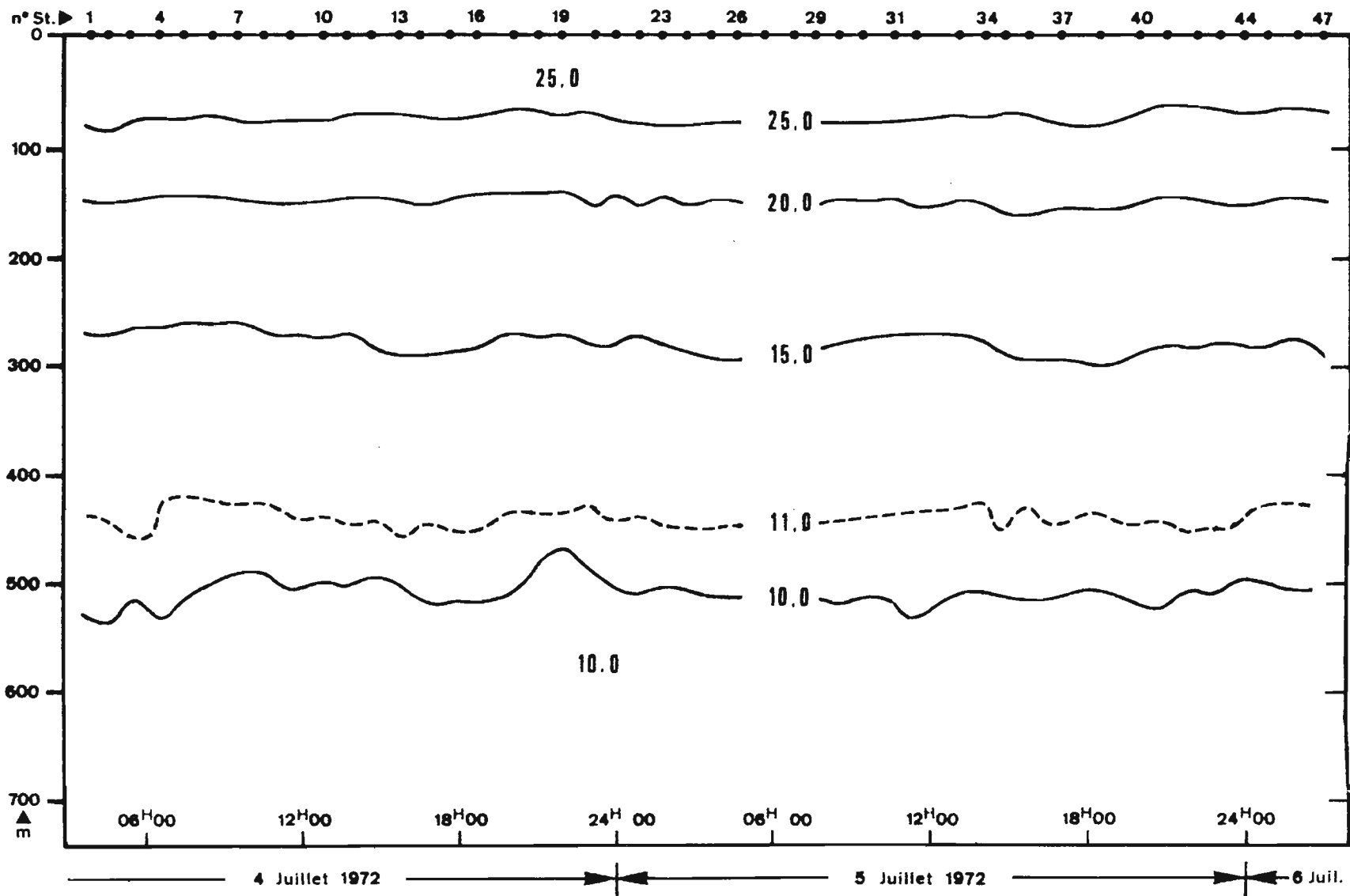


Fig. 7 - Evolution de l'immersion de quelques isothermes à la station B durant 48 heures.

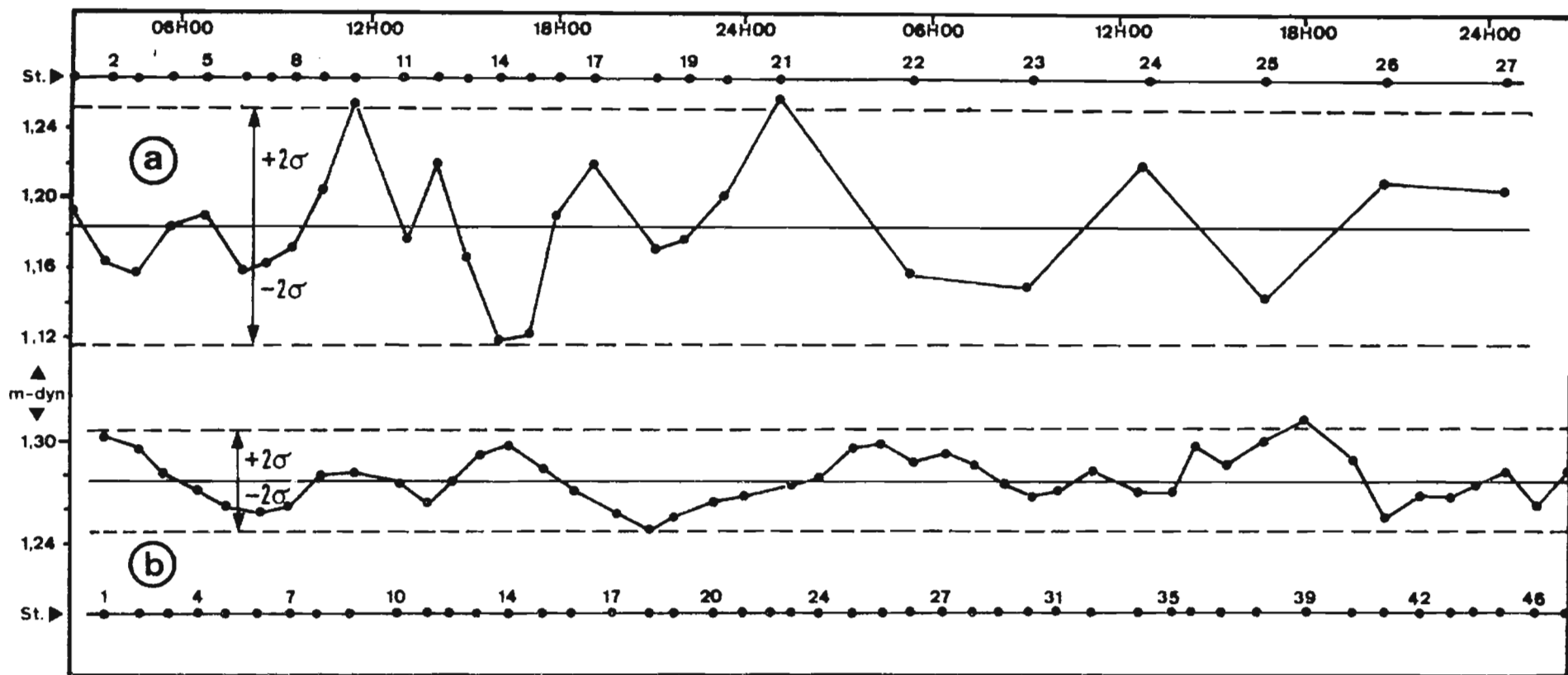
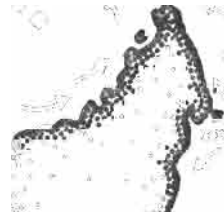
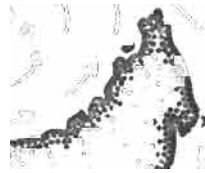


Fig. 8 - Evolution de la hauteur dynamique de la surface par rapport à 500 décibars aux stations A et B durant 48 heures.



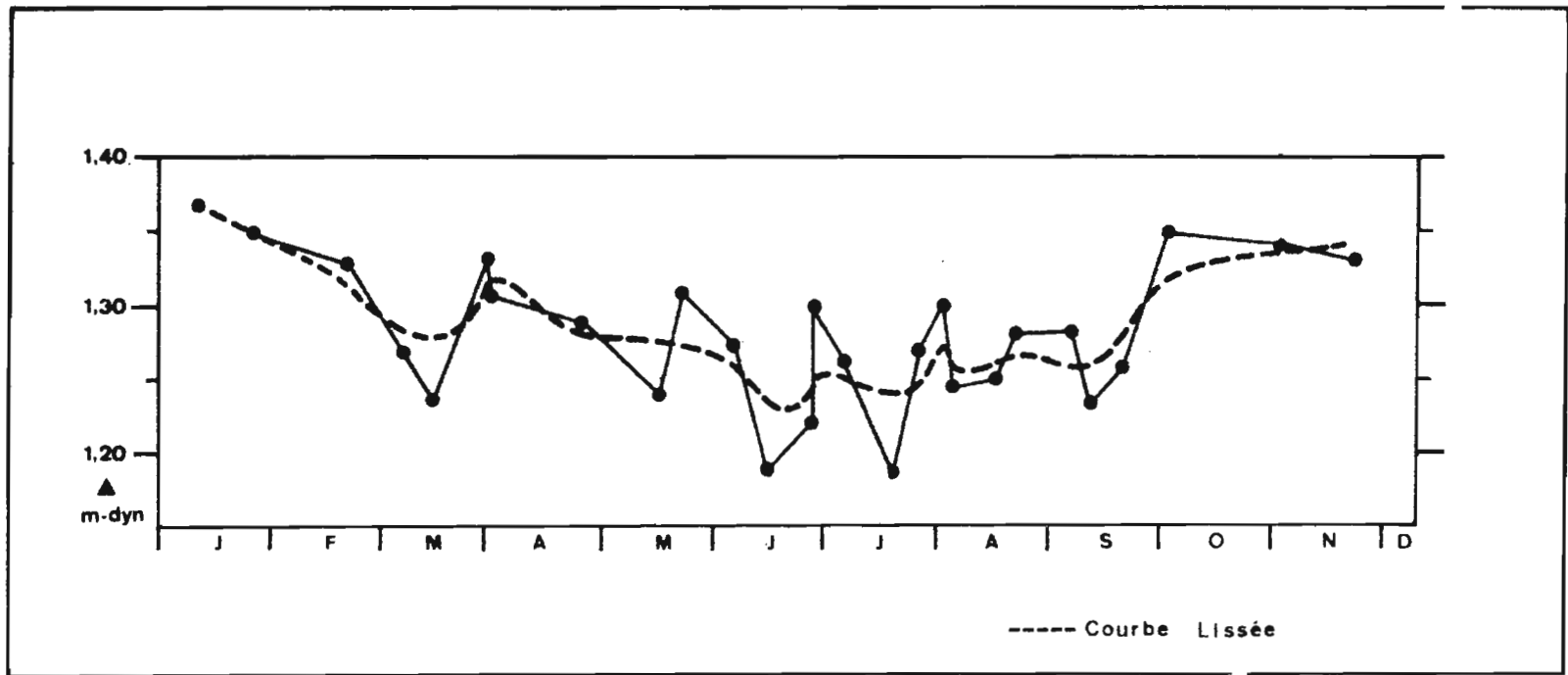


Fig. 10 - Evolution de la hauteur dynamique de la surface par rapport à 500 décibars à la station de référence au cours de l'année.

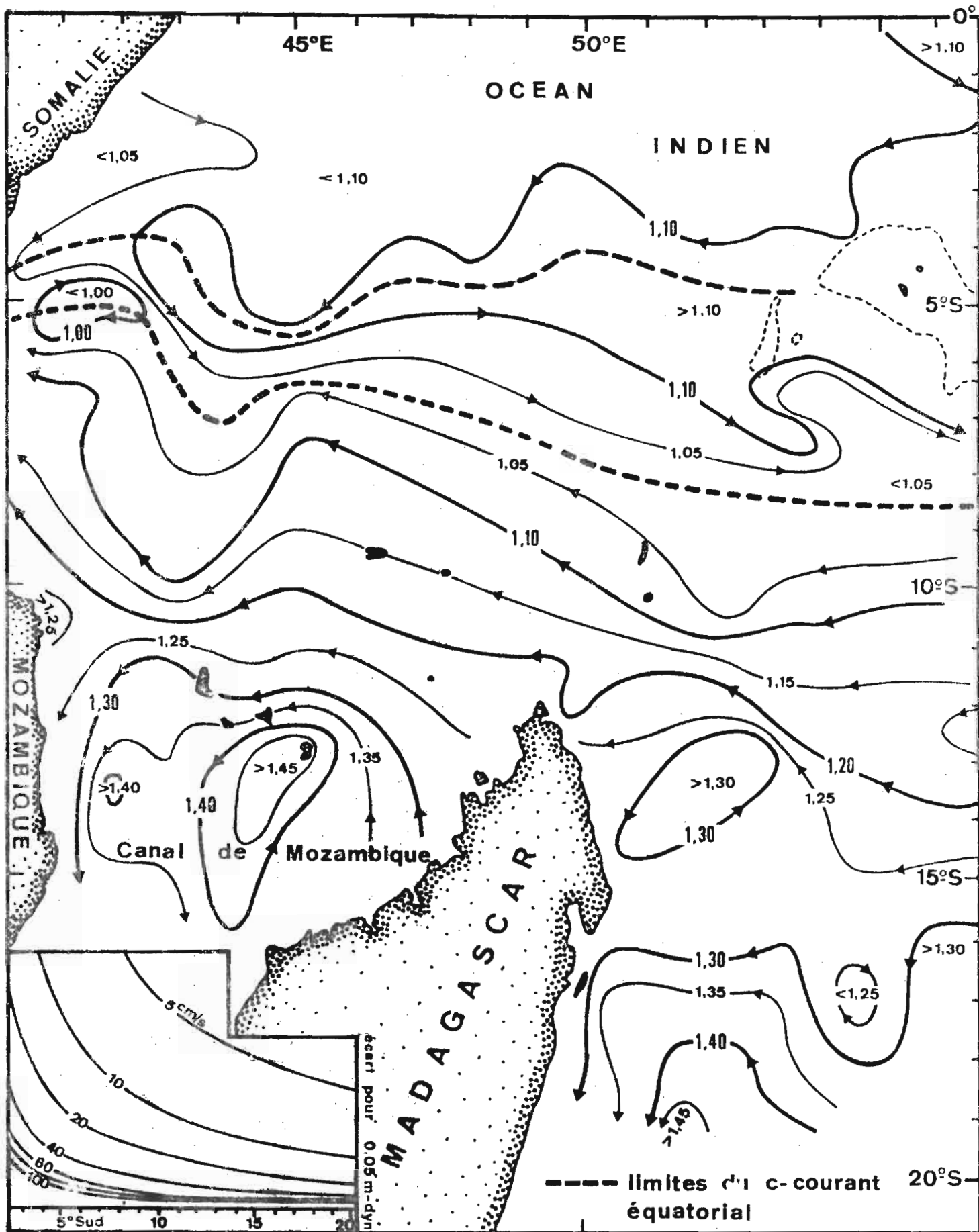


Fig. 1 - La circulation géostrophique de surface par rapport à 500 décibars dans l'ouest de l'Océan Indien sud-équatorial en janvier-février-mars.



5°) la circulation générale dans le nord du canal de Mozambique est toujours anticyclonique mais peut inclure un ou deux vortex plus petits dans un sens ou dans l'autre,

6°) dans la partie centrale du canal de Mozambique la circulation semble être "contra-solem", la ligne de séparation d'avec la cellule nord se situant au voisinage du Cap St-André (cartes 12, 13, 14).

IV - FONCTIONS DE TRANSPORT

1- La notion de fonction de transport

D'une façon générale, la connaissance de la topographie dynamique entraîne celle du champ de vitesse, donc celle des transports (de masse ou de volume) par intégration verticale des vitesses calculées couche par couche. On voit que lorsque la densité de stations hydrologiques est élevée, le calcul des transports peut devenir fastidieux.

Une méthode plus commode permet aussi ce calcul sans passer par celui de la vitesse aux différentes immersions. Indiquée par DEFAINT (1961) et utilisée par WYRTKI (1971), elle consiste à intégrer verticalement, non pas la vitesse, mais l'anomalie de hauteur dynamique ; l'intégrale ainsi calculée est appelée "fonction de transport". La carte de distribution de cette fonction de transport permet de déterminer, à l'aide d'un abaque, les flux dans une épaisseur d'eau donnée. (Cet abaque qui n'est qu'une table de multiplication est construit une fois pour toutes, indépendamment de l'échelle des cartes).

2 - Etablissement d'une formule simple de calcul.

Soit "L" la distance entre deux stations A et B, "V" la vitesse moyenne normale à la ligne des stations, "f" le paramètre de coriolis, "D_z" la hauteur-dynamique à un niveau "z" par rapport à une surface de référence ; on a la relation :

$$f.V = \left| \frac{\Delta D_z}{L} \right| \begin{matrix} A \\ B \end{matrix}$$



Fig.

Entre la surface et une immersion "h", le transport en volume "Q" entre les stations A et B est donné par :

$$Q = \int_0^h L.V.dz = \int_0^h \frac{1}{f} \left| \Delta D \right| \Big|_B^A dz.$$

Appelons "fonction de transport" la quantité $q = \int_0^h \Delta D dz$, il vient :

$$fQ = q_A - q_B$$

La quantité "q" ne dépend que des propriétés hydrodynamiques de la station qu'elle représente, et la différence " $q_A - q_B$ " est indépendante de "L".

Dans un réseau de stations, le tracé des isolignes de "q" donne la direction des courants géotrophiques moyens entre la surface et l'immersion "h". Le flux total entre deux stations, ou entre deux isolignes, sur l'épaisseur "x" est obtenu en entrant dans un abaque (fig. 15) avec la latitude moyenne et la différence des deux valeurs de fonction de transport.

Formule pratique. A l'instar de WYRTKI (1971), nous avons choisi de représenter le mouvement moyen de l'eau dans les 300 premiers mètres. Si nous désignons par " \sum_z " la hauteur dynamique à l'immersion "z" par rapport à la surface, un niveau de référence étant choisi, on a :

$$q = \int_0^{300} \Delta D dz = \int_0^{300} (\sum_{\text{réf}} - \sum_z) dz = 300 \sum_{\text{réf}} - \int_0^{300} \sum_z dz$$

Si l'on prend des couches de 50 mètres pour intégrer de 0 à 300 mètres et 500 mètres comme surface de référence, il vient :

$$q = 300 \sum_{500} - 25 \sum_{300} - 50 (\sum_{50} + \sum_{100} + \sum_{150} + \sum_{200} + \sum_{250})$$

Equations aux dimensions et unités. " ΔD ", ou " \sum ", exprime un travail par unité de masse ($L^2 T^{-2}$), "q" est identique à $L^3 T^{-2}$, et "Q" à $L^3 T^{-1}$. Si l'unité de masse est le kilogramme, " ΔD " s'exprime en mètre-dynamique, ou $m^2 s^{-2}$, "q" s'exprime en m.m-dyn., ou $m^3 s^{-2}$, et "Q" en $m^3 s^{-1}$.

3 - Remarques : 1) Pour évaluer les transports de masse, on peut soit multiplier "Q" par la densité moyenne des 300 premiers mètres, soit calculer $\int_0^{300} p \Delta D dz$. La première méthode est suffisante.

2) L'énergie potentielle d'une colonne d'eau entre la surface et l'immersion "-h" peut s'écrire :

$$E = E_0 + P,$$

"E₀" étant la part d'énergie potentielle dans le cas de l'océan "standard", et "P" celle provenant de l'écart à l'océan "standard". Or :

$$P = - \frac{1}{g} \int_{P_h}^{p_0} p \cdot \delta \cdot dp, \text{ où } \delta \text{ désigne l'anomalie de volume spécifique et } p \text{ la pression}$$

Comme $d(\Delta D) = \delta dp$, on a aussi :
$$P = \frac{1}{g} \int_{\Delta D_h}^{\Delta D_0} p \cdot d(\Delta D).$$

WYRTKI (1971) lie les transports de masse "T" (en g.s⁻¹) aux fonctions "P" (en g.s⁻²) par la relation : $f T = P_A - P_B$.

On remarquera que la fonction "P", dans le repère (ΔD, p), est indépendante du niveau de référence choisi puisque "ΔD" est élément différentiel. Avec un nouveau changement de variable, "P" peut s'écrire :

$$P = - \frac{1}{g} \left| \begin{array}{l} z = 0 \\ \\ z = h \end{array} \right. p \cdot \Delta D + \frac{1}{g} \int_{P_h}^{p_0} \Delta D \cdot dp.$$

Dans le cas où "-h" est l'immersion du niveau de référence,

pour $z = 0, \quad p = 0$

et pour $z = -h \quad \Delta D_h = 0$ et :
$$P = \frac{1}{g} \int_{P_h}^{p_0} \Delta D \cdot dp = \int_{-h}^0 p \cdot \Delta D \cdot dz.$$

A un facteur multiplicatif près, nous retrouvons la formule de q. Dans la cas où "-h" ne désigne plus le niveau de référence, on ne peut pas dire qu'en toute rigueur la fonction "P" choisie par WYRTKI permette d'atteindre les transports de masse car rien ne permet d'affirmer que la quantité " $P_h \Delta D_h$ " soit nulle, ou invariable d'une station à l'autre.

14
1870
1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880
1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891
1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900
1901
1902
1903
1904
1905
1906
1907
1908
1909
1910
1911
1912
1913
1914
1915
1916
1917
1918
1919
1920
1921
1922
1923
1924
1925
1926
1927
1928
1929
1930
1931
1932
1933
1934
1935
1936
1937
1938
1939
1940
1941
1942
1943
1944
1945
1946
1947
1948
1949
1950
1951
1952
1953
1954
1955
1956
1957
1958
1959
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1981
1982
1983
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018
2019
2020
2021
2022
2023
2024
2025

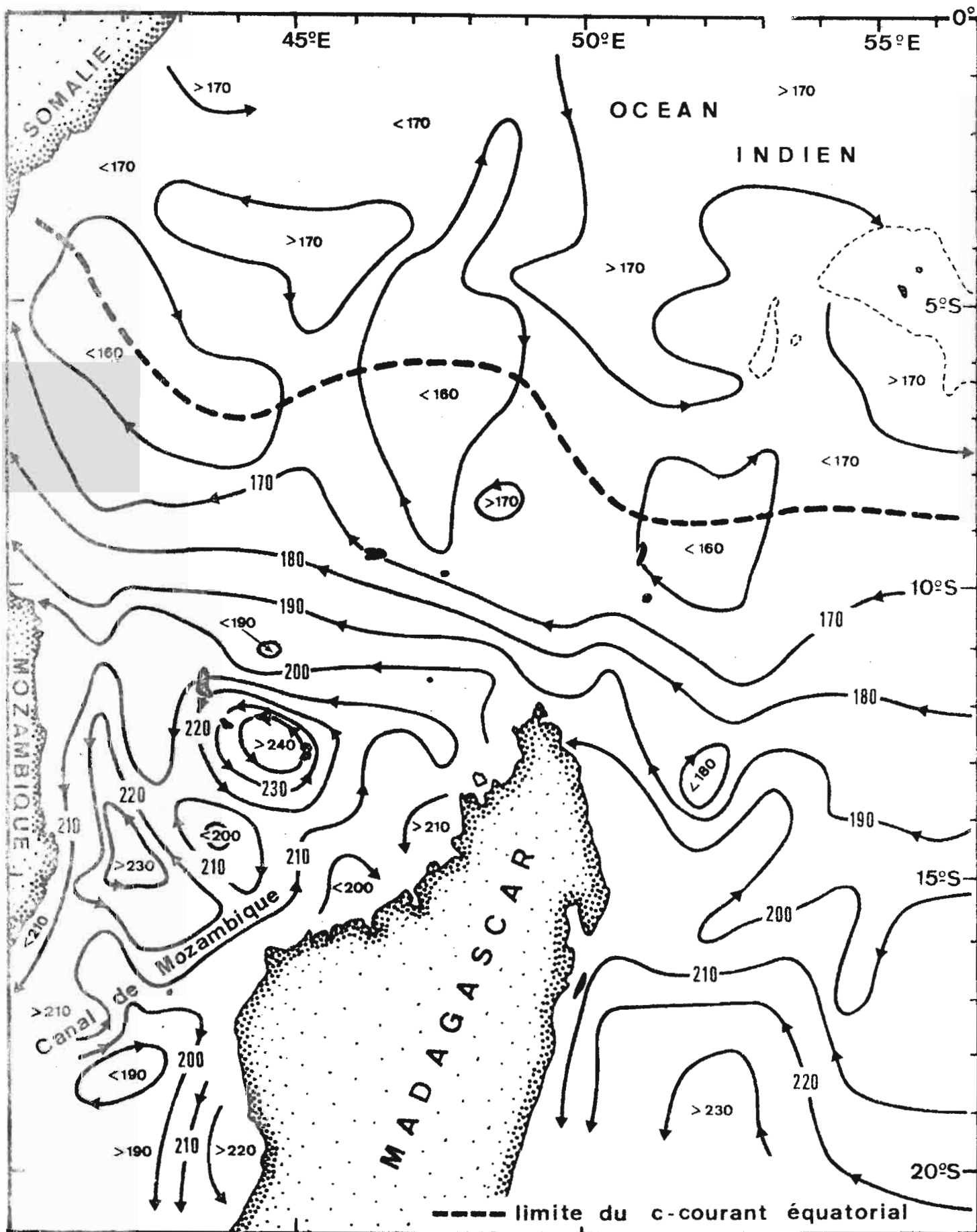


Fig. 17 - Répartition de la fonction de transport (volume) dans l'ouest de l'Océan Indien sud-équatorial en été austral (novembre-avril).

Soient A et B deux stations à la même latitude, et "L" la distance entre ces deux stations ; au niveau "h", la composante verticale de la vitesse est :

$$w = \frac{1}{f.R.tg\varphi} \cdot \frac{1}{L} (q_A - q_B)$$
, en introduisant les fonctions de transports q_A et q_B des stations A et B.

Exemple de calcul. L'exemple est effectué à partir des stations 15 et 17 de la croisière "DELGADO" du "VAUBAN".

Si "L" est exprimé en mètre, "q" en mètre. mètre-dynamique, "R" en mètre, on a :

$$W_{m/s} = \frac{1}{f.R.tg\varphi} \cdot \frac{10}{L} (q_A - q_B)$$

Si : $q_A - q_B = 23 \text{ m. m-dyn.}$

$L = 45 \text{ milles} = 83.400 \text{ m}$

$\varphi = 13^{\circ}45S$

$\omega = 0,729 \cdot 10^{-4} \text{ rad/s}$

$R = 6378.000 \text{ m}$

On a : $w = \underline{1,25 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}}$. Cette vitesse est du même ordre que celles des exemples donnés par DEFANT (1961).

IV - CONCLUSION

Dans la région étudiée le courant sud-équatorial est stable, à peine renforcé en période d'alizés. Entre ce courant et le contre-courant équatorial s'étend un "marais" dynamique à courants faibles. Une cellule de circulation anticyclonique occupe tout le nord du Canal de Mozambique et peut inclure des cellules plus petites dues à des accidents locaux de la topographie. La vraie circulation dans ces deux dernières régions ne correspond certainement pas à celle que fournit l'approximation géostrophique et nécessiterait des mesures directes de courant. Ces mesures sont prévues dans le programme actuel du Centre de Nosy-Bé.

B I B L I O G R A P H I E

- DEFANT (A.), 1961 - Physical oceanography. Pergamon press, vol. 1, 729 p.
- DONGUY (J.-R.), PITON (B.), 1969 - Aperçu des conditions hydrologiques de la partie nord du canal de Mozambique. Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., vol. 7, n° 2 : 3-26.
- MAGNIER (Y.), PITON (B.), 1973 - Les masses d'eau de l'océan Indien à l'ouest et au nord de Madagascar un début de l'été austral (novembre-décembre). Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., vol. 11, n° 1.
- MAUVAIS (J.-L.), LE FLOCH (J.), 1969 - Traitement statistique de mesures de courant effectuées près du fond dans le golfe de Gascogne. Cah. océanogr., vol. XXI, n° 4 : 379-386.
- WOOSTER (W.S.), TAFT (B.A.), 1958 - On the reliability of field measurements of temperature and salinity in the ocean. J. Mar. Res., vol. 17 : 552-556.
- WYRTKI (K.), 1971 - Océanographic atlas of the international Indian ocean expedition. National Science Foundation, Washington, 531 p.

D O C U M E N T S D E J A P A R U S

- N° 1 - PITON (B.), PRIVE (M.), TERAY (A.) - Août 1968.
Résultats des observations physico-chimiques des croisières 6814 et 6823 du "VAUBAN". 4 p., 2 fig. ht., 19 p. ht.
- N° 2 - CHABANNE (J.), PLANTE (R.), LABOUTE (P.) - Octobre 1968.
Résultats des chalutages (crevettes et poissons) en Baie d'Ambaro (côte N.W.). Mars 1965 - Février 1967. 57 p., 2 fig. ht.
- N° 3 - FRONTIER-ABOU (D.) - Octobre 1968.
Etude du muscle de trois espèces de Carangidés : composition globale et résultats statistiques. 10 p.
- N° 4 - CHABANNE (J.), LABOUTE (P.) - Novembre 1968.
Résultats de la pêche à la traîne sur le plateau continentale de la côte nord-ouest (Avril 1965 à Octobre 1968). 17 p., 2 fig. ht.
- N° 5 - PITON (B.), PRIVE (M.), TERAY (A.) - Juin 1969.
Résultats des observations physico-chimiques en Baie d'Ambaro de Janvier 1968 à Juin 1969. 6 p., 71 p. ht.
- N° 6 - PITON (B.), PRIVE (M.), TERAY (A.) - Août 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 Janvier 1969. 6 p., 50 p. ht.
- N° 7 - FRONTIER (S.) - Septembre 1969.
Méthodes d'analyse statistique applicables à l'écologie du plancton. 33 p., 7 fig. ht.
- N° 8 - FRONTIER-ABOU (D.), VOLAMORA (M.A.) - Octobre 1969.
Données numériques sur 31 espèces de poissons comestibles de la région de Nosy-Bé : mensurations, composition globale du muscle blanc, valeurs caloriques, corrélations. 74 p.
- N° 9 - PETIT (D.), BHAUD (M.), BINET (D.), BOUR (W.), DESSIER (A.), FRONTIER (S.), LABOUTE (P.) - Novembre 1969.
Le filet "Lucifer". Description - Manoeuvre - Performances. 10 p., 7 fig. ht.
- N°10 - PLANTE-CUNY (M.R.) - Janvier 1970.
Données méthodologiques pour aborder la production primaire dans les sédiments marins. 36 p.
- N°11 - FRONTIER-ABOU (D.), VOLAMORA (M.A.) - Février 1970.
Données numériques sur 110 individus de l'espèce Caranx ignobilis : mensurations, composition globale des muscles blanc et rouge, du foie et des gonades. 25 p.
- N°12 - CHABANNE (J.) - Février 1970.
La pêche à la traîne sur la partie nord-ouest du plateau continental de Madagascar. 19 p., 3 fig. ht.

- N°25 - MARCILLE (J.) - Février 1972.
Les stocks de crevettes Pénéides côtières malgaches. 14 p., 10 fig.
- N°26 - MAGNIER (Y.), PITON (B.), CITEAU (J.) - Avril 1972.
Observations physico-chimiques faites par le "VAUBAN" dans l'Océan Indien de Novembre 1970 à Mars 1971. 1 fig. ht., 127 p. ht.
- N°27 - CHABANNE (J.) - Mai 1972.
Etudes sur la biologie des Caranx ignobilis, Caranx sexfasciatus et Caranx melampygus de la région de Nosy-Bé. 42 p., 8 fig., 2 p. ht.
- N°28 - FRONTIER (S.) - Juin 1972 (Suite du Doc. n° 24).
Zooplancton d'une baie eutrophique tropicale
- 6. Répartition spatiale et annuelle de quelques taxons.
Première partie :
Cladocères, Euphausiacés, Mollusques.
14 p., 50 fig.
- N°29 - CITEAU (J.) - Juillet 1972.
Analyse du molybdène dissous dans l'eau de mer. 14 p., 4 fig.
- N°30 - MAGNIER (Y.), PITON (B.), CITEAU (J.) - Janvier 1973.
Bathythermogrammes recueillis par le "VAUBAN" de 1968 à 1972 dans l'ouest de l'Océan Indien sud-équatorial. En avant-propos : aperçu thermique de la région et remarques sur la thermocline. 16 p., 14 fig., 61 p. ht.