

00000191

STRUCTURES HYDROLOGIQUES OBSERVEES EN PÉRIODE D'UPWELLING  
AU LARGE DU SÉNÉGAL  
COMPARAISON DE CES STRUCTURES AUX MODÈLES  
THÉORIQUES ET EMPIRIQUES D'UPWELLING

par

C. TEISSON (1)

- I. Schéma de développement d'un upwelling
- II. Comparaison avec les données hydrologiques
- III. Théorie de l'upwelling au niveau du rebord du plateau continental

(1) Océanologue-physicien coopérant VSN de l'ORSTOM

## I N T R O D U C T I O N

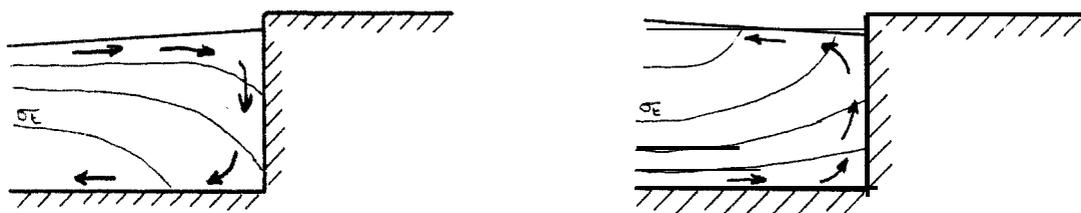
Il nous a semblé utile, au moment où débute un important programme d'étude de l'écosystème de la baie de Gorée, de décrire le phénomène d'upwelling d'une manière plus générale, ainsi que les mécanismes physiques qui le gouvernent. La compréhension des circulations côtières et thermohalines, des effets de cap joués par la Presqu'île du Cap Vert, passe nécessairement par l'examen et l'interprétation des structures hydrologiques observées par grande et moyenne profondeur, loin des phénomènes complexes de la frange littorale.

Une connaissance détaillée des champs hydrographiques dans les zones côtières s'avère donc essentielle : malheureusement, la couverture hydrologique actuelle en période d'upwelling est très insuffisante, et nous ne disposons que des résultats de ROSSIGNOL en 1962 - 1963, ainsi que des recueils de données, jusqu'alors inutilisés, des campagnes effectuées en 1968 - 1970.

Dans un premier temps, nous proposerons un schéma de développement de l'upwelling à partir du modèle de HAGEN. Nous décrirons ensuite, à l'aide de ce modèle, la structure hydrologique observée sur la radiale au large du Cap Vert (coupes verticales de température, oxygène dissous, densité ; diagramme T-S et T-O<sub>2</sub>). Enfin, nous tenterons de prendre en compte certaines caractéristiques de cette structure à l'aide des théories récentes sur l'upwelling.

## I - SCHEMA DE DEVELOPPEMENT D'UN UPWELLING

Le modèle de Hagen (1974) repose sur le fait que la pente des isopycnes au voisinage d'une côte est un indicateur des mouvements verticaux des masses d'eaux. (Ceci n'est vrai qu'en supposant l'absence de mélange à travers les isopycnes et l'invariance du champ de densité le long de la côte).



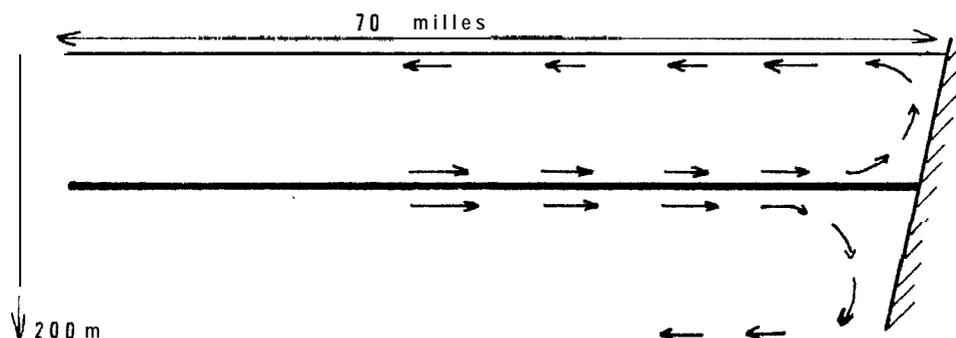
Plongée d'eaux superficielles

Remontée d'eaux profondes

La situation de départ est celle observée au Sénégal durant l'hiver. Avec les faibles vents qui soufflent pendant cette période, se forme par advection d'eaux guinéennes une couche superficielle chaude, pauvre en sels nutritifs, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

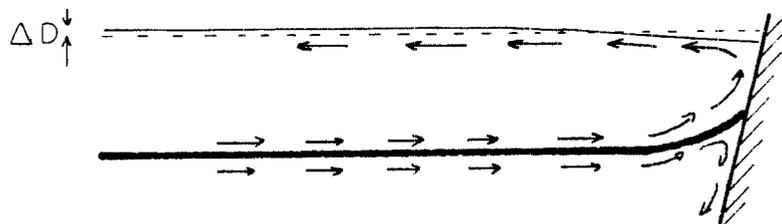
Cette couche d'eau est séparée des eaux plus profondes, riches en sels nutritifs, froides, par de forts gradients verticaux des paramètres : la pycnocline est très marquée. On observe ensuite 4 phases bien distinctes :

1.- Phase : Les alizés s'installent, commencent à souffler parallèlement à la côte. On observe des transports de masse vers le large, en surface et sur le fond. Pour des raisons de continuité, le transport vers la côte s'effectue à des profondeurs intermédiaires de part et d'autre de la pycnocline. La structure devient très barocline : la circulation supérieure, entretenue par le vent, est beaucoup plus intense que la circulation inférieure. La pycnocline est toujours horizontale.

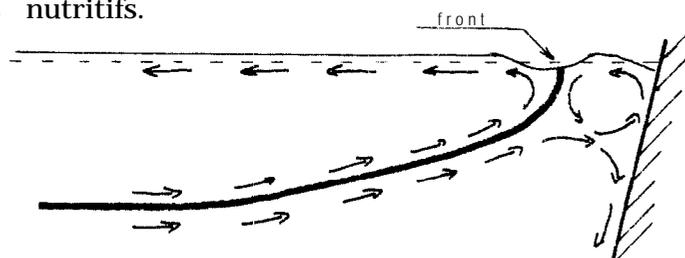


2.- Phase : L'accumulation d'eau au large (marquée par une anomalie positive de la hauteur dynamique AD) provoque une plongée de la pycnocline (convergence).

Au contraire, la pycnocline s'élève près de la côte (divergence), et s'affaiblit (instabilité due aux ondes internes). Le niveau de la mer répond en sens inverse. C'est de l'eau de la couche mélangée qui arrive en surface : elle est légèrement plus froide, mais toujours très pauvre en sels nutritifs. C'est une période de transition.



3.- Phase : L'élévation de la pycnocline près de la côte atteint de telles proportions que les isopycnes crévent la surface de la mer dans la région côtière. Il en résulte un gradient horizontal très prononcé. L'importance de ce gradient pourra créer un courant de densité parallèle à la côte, qui agira comme une barrière pour les composantes zonales de ce courant. Au voisinage immédiat de la côte se développe une troisième cellule de circulation. On observe un apport d'eaux beaucoup plus froides et un enrichissement marqué en sels nutritifs.



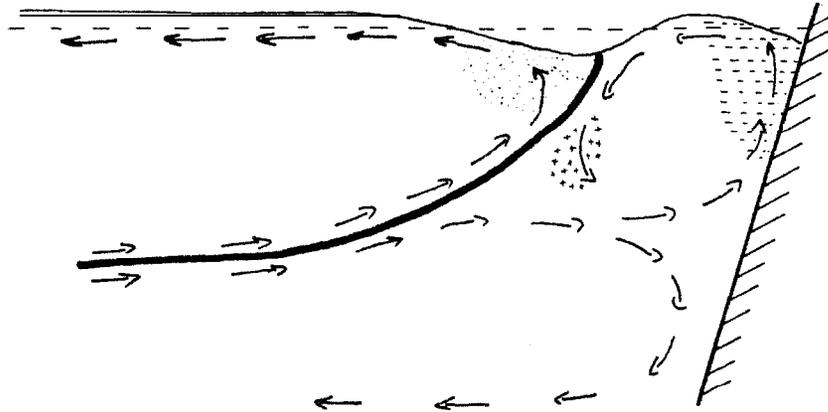
4.- Phase : Si le développement se poursuit, ce gradient de densité, ce front, se déplace vers le large. Son influence se fait sentir sur des couches plus profondes.

☛ L'eau de la région côtière poussée vers le large est obligée de plonger sous cette barrière, et provoque des faibles instabilités sous celle-ci.

☛ De l'autre côté de la barrière, l'écoulement d'eau vers la côte forme un nouvel upwelling secondaire, beaucoup plus faible et sans enrichissement en sel nutritifs.

☛ L'eau qui circule sous la pycnocline vers la côte monte à la surface entre la barrière et la côte, dans la zone côtière de véritable upwelling.

— La position du front est très variable dans le temps et l'espace.



## II - COMPARAISON AVEC LES DONNEES HYDROLOGIQUES

Pour illustrer le modèle précédent, nous avons choisi les données recueillies sur la radiale du Cap Vert Prolongée (fig.16). Cette radiale se prolonge jusqu'à 200 milles des côtes, avec des prélèvements jusqu'à 600 m de profondeur : cela doit nous permettre d'avoir une vue d'ensemble du phénomène. Elle a été parcourue 7 fois en avril, octobre, décembre 69, en février, avril, juillet, septembre 70. Nous nous intéresserons plus spécialement à la période octobre 69-février 70 qui correspond à la saison de l'année durant laquelle l'upwelling s'installe.

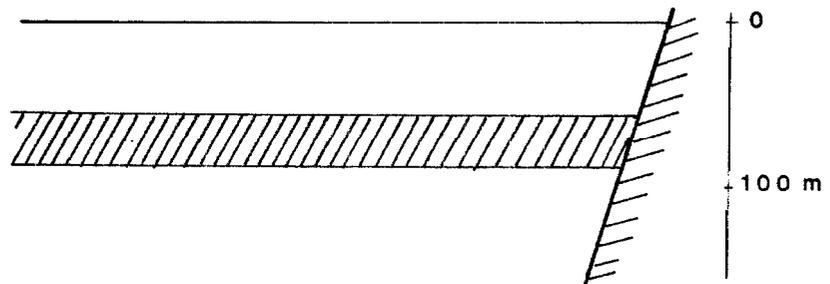
### 3 OCTOBRE 69 :

Le tracé des isopycnes (fig.1) montre une zone à très fort gradient entre 15 et 80 m, surmontée d'une couche homotherme. Une zone d'eau dessalée, marquée par de faibles densités est présente à la côte. A partir de 100 m, la densité croît lentement pour atteindre 27,30 sur les fonds de 600 m ( $T \approx 9^{\circ}\text{C}$  S 435.15). La pycnocline est horizontale, très marquée :  $\Delta\sigma_t$  de part et d'autre :

$$\sigma_t(100 \text{ m}) - \sigma_t(15 \text{ m}) = 26,4 - 22,2 = 4,2$$

Rien n'indique des mouvements ascendants de masse d'eau : c'est la structure typique durant l'hivernage ; les alizés n'ont pas encore commencé à souffler, il n'y a pas d'upwelling. Les eaux du large sont des eaux tropicales (chaudes et salées), les eaux côtières, libériennes (chaudes, dessalées). Schématiquement la situation en octobre se présente donc ainsi :

forte pycnocline  
horizontale

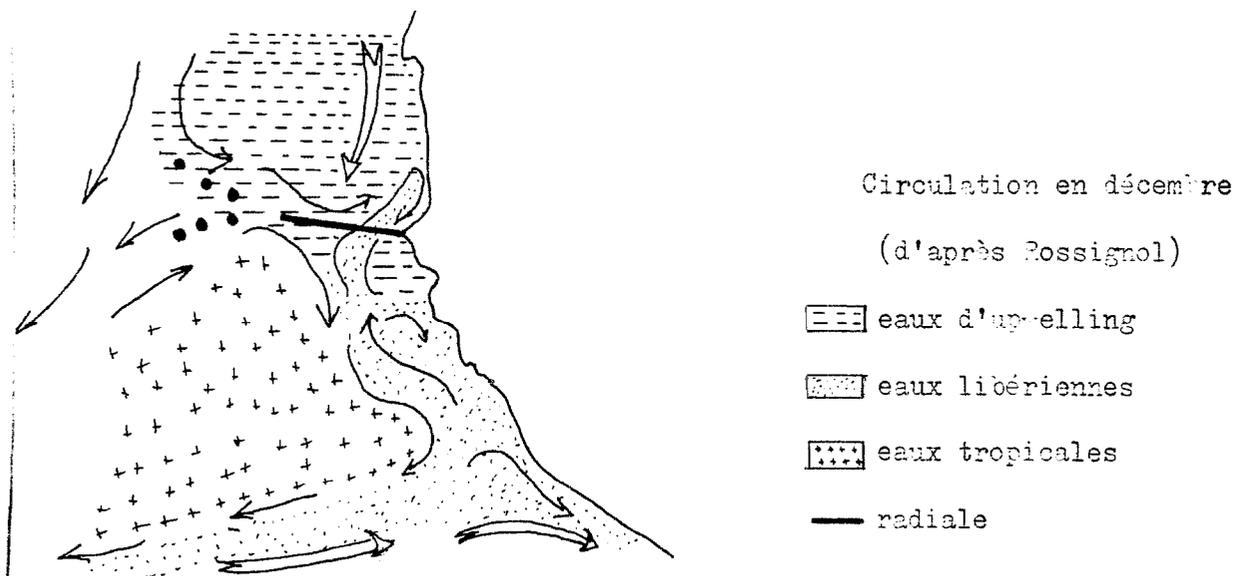


4 DECEMBRE 69

Coupe Ut - z (fig.2)

La zone à fort gradient est toujours présente, mais s'est légèrement érodée puisqu'elle se trouve entre 20 et 60 m. La Structure n'a pas changé aux profondeurs supérieures à 150 m (toujours  $U_t = 27,3$  à 600 m,  $27,0$  à 400 m). Les isopycnes s'incurvent vers le haut dans la zone côtière (50 km de la côte). Le gradient de densité est quelque peu faussé vers le large par la présence d'une veine d'eaux chaudes et dessalées en H-I (à 200 km au large)

$T = 27^\circ$        $S = 33,50$  o/oo. Cette veine est bien mise en évidence sur les coupes  $T - z$  et  $S - z$  (fig.4 et 6). Ces caractéristiques sont celles d'une eau libérienne : cela confirme la description de la circulation saisonnière faite par Rossignol : "Dans la deuxième quinzaine de novembre et au début décembre, une langue d'eau libérienne progresse en direction du nord, au delà de la presqu'île du Cap Vert. A partir de décembre, les eaux tropicales ayant disparu, les eaux libériennes bordent les eaux d'upwelling, à la côte."



Si nous nous intéressons plus spécialement à la couche superficielle des 100 premiers mètres (fig.3), différents points sont à noter : L'élévation de la pycnocline qui vient crever la surface en A. Le gradient maximum se situe à 35-40 m en I, 30-35 m en H, 20-35 m en F-G, 15-25 m en E

en surface en A et B. On note parallèlement une érosion de la pycnocline lorsque on se rapproche de la côte

$$\Delta \sigma_t (J) = 26,2 - 22,4 = 3,8$$

$$\Delta \sigma_t (G) = 26,4 - 22,4 = 4$$

$$\Delta \sigma_t (E) = 26 - 23,4 = 2,6$$

$$A \sigma_t (C) = 26 - 23,8 = 2,2$$

Cette élévation vers la côte et cette érosion de la pycnocline caractérisent la présence d'un upwelling.

#### Coupe T-z et $O_2 - z$ (fig.4 et 5)

L'analyse des courbes T-z et  $O_2 - z$  apporte d'autres indications : il est à noter la similitude des allures de la pycnocline, thermocline et oxycline. Thermocline et oxycline sont plaquées à la côte et crèvent la surface entre A et B : nous nous trouvons donc entre la fin de la 2<sup>e</sup> phase, et le début de la 3<sup>e</sup> phase du modèle de Hagen de développement de l'upwelling. La Baie de Gorée bénéficie déjà des eaux riches d'upwelling sur le fond : (T = 18°). Au large du Cap Manuel (station B.C.D.E.) on observe un refroidissement des eaux (T = 23 - 25°) par rapport au large (26 - 27°), mais pas d'enrichissement. Cette structure est confirmée par la répartition en oxygène, avec des eaux pauvres sur les fonds de la baie de Gorée, (< 2ml/l) et des valeurs élevées aux mêmes profondeurs au large (> 4ml/l).

#### Diagramme T-s et T- $O_2$ (fig. 7 et 8)

Les remontées des eaux entre A et B se font de part et d'autre de la pycnocline, dont le rôle de barrière apparaît nettement sur les diagrammes T-s et T- $O_2$ . Ces deux diagrammes présentent une étonnante analogie : les eaux en A et B n'ont aucun point commun, et leur origine, complètement différente, est clairement mise en évidence :

- à 10 m en A, on trouve des eaux de caractéristique T = 18.6° ;  $[O_2] = 1,85$  ml/l  
eaux provenant de D à 40 m

- à 10 m en B eaux à T = 22.5° ;  $[O_2] = 3,8$  ml/l provenant de D à 13 m.

Ces deux diagrammes complètent les informations que nous avons déjà recueillies grâce aux coupes verticales  $\sigma_t$ ,  $O_2$ , T en fonction de z :

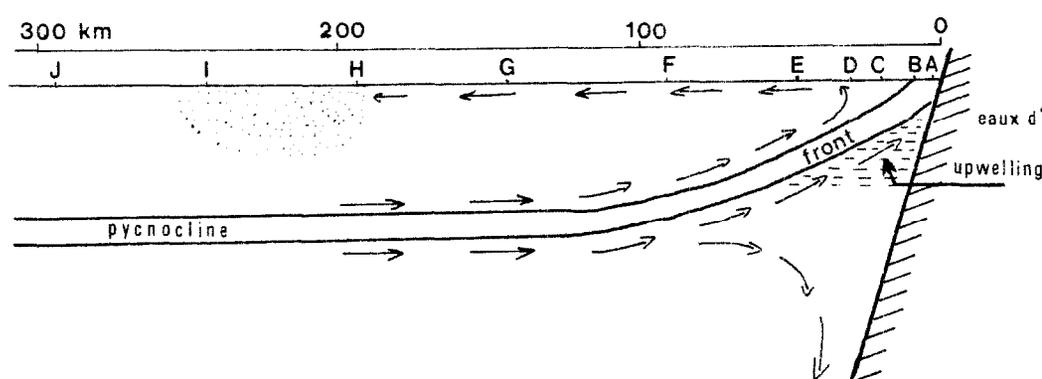
- en décembre 69, l'upwelling est déjà installé au voisinage de la presqu'île du Cap Vert.

- les eaux d'upwelling recouvrent le fond de la baie de Gorée : ce sont des eaux qui se trouvaient auparavant à une profondeur de 40 m sur les fonds de 100 m, à une cinquantaine de mètres pour les stations plus au large.

- on observe un front très marqué au voisinage de la côte, caractérisé par un fort resserrement des isopycnes, isothermes et isoplèthes d'oxygène. La pycnocline (comme la thermocline et l'oxycline) représente la position et l'allure de ce front.

- comme dans le modèle de Hagen, les remontées d'eaux se font de part et d'autre de la pycnocline ; sous la pycnocline, un apport d'eaux beaucoup plus froides correspond vraisemblablement à un enrichissement marqué en sels nutritifs ; au-dessus de la pycnocline, le léger refroidissement observé par rapport aux stations du large ne s'accompagne pas d'enrichissement, les eaux provenant toujours de la couche mélangée et non de couches plus profondes.

On peut donc schématiquement représenter la situation en décembre:



5 FEVRIER 70

Nous nous trouvons au milieu de la saison froide, en pleine période d'upwelling. La structure par grande profondeur est restée inchangée (fig.9). La pycnocline s'est globalement enfoncée, surtout aux stations du large : à la station la plus au large, J, le sommet de la pycnocline se situait, en octobre, à 15 m, en décembre à 25m, en février à 50 m. Cette évolution s'explique par le brassage des eaux superficielles, du au vent, conduisant à une couche plus homogène en surface. Parallèlement la pycnocline s'est encore affaiblie :  $\Delta \sigma_t (J) = 26,4 - 25 = 1,4$  ;  $\Delta \sigma_t (E) = 26 - 25,2 = 0,8$ , confirmant l'intensification de l'upwelling.

Intéressons nous, là encore, à la couche superficielle des 100 premiers mètres.

Courbe  $\sigma_t - z$  et  $T - z$  (Fig.10 et 11)

L'upwelling est bien développé. On observe des remontées à la côte d'eaux se trouvant à 40 - 60 m sur les fonds de 100 m ( $T = 16^\circ$   $\sigma_t = 26,2$ )  
 $(T = 17^\circ$   $\sigma_t = 26,0)$

Le front, marqué par le resserrement des isothermes et isopycnes en surface se trouve maintenant entre D et E : il est rejeté 15 milles au large. Un upwelling secondaire se développe le long de ce front, à 15 - 20 milles de la côte ; beaucoup moins actif, avec des remontées d'eaux de 25 - 30 m, il ne doit pas s'accompagner d'enrichissement en sel nutritif.

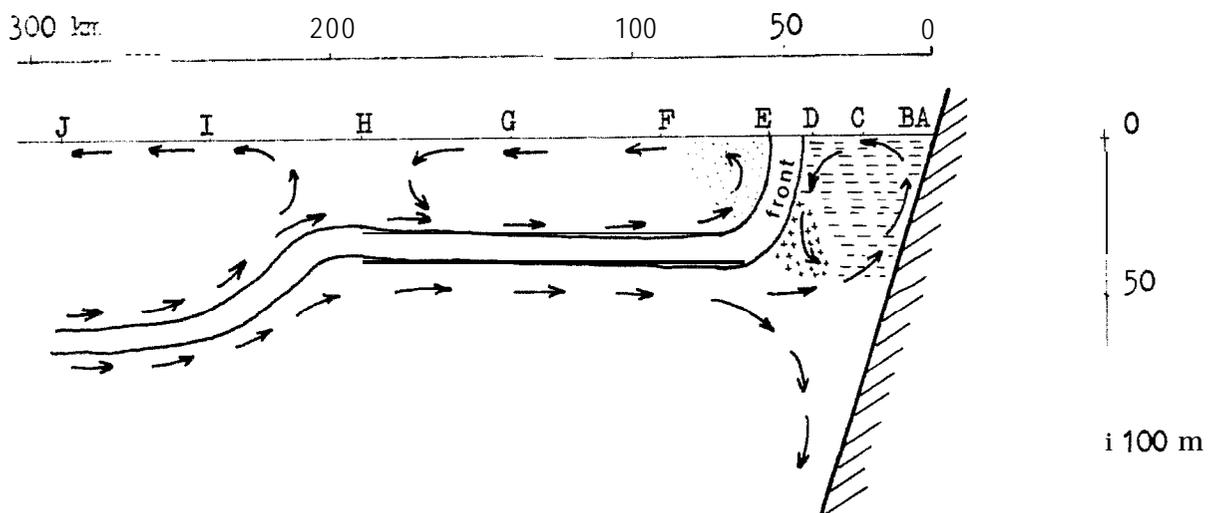
L'allure tourmentée des isopycnes et des isothermes sous le front, en C et D à 25 m, indique la présence d'instabilités sur lesquelles nous reviendrons plus en détail par la suite.

A 100 milles au large, s'observe une forte remontée des eaux : elle pourrait être causée par une divergence due à la rencontre des eaux d'upwelling avec une masse d'eaux tropicales.

Diagramme T - S des eaux des stations côtières (fig.14)

- C'est la même type d'eau que l'on trouve en A et B (contrairement à décembre).
- Les eaux à 20 m et B ont les mêmes caractéristiques qu'en D à 50 - 75 m : indice d'intense upwelling.
- Les eaux en surface en D ont les mêmes caractéristiques qu'en E à 38 m : indice de l'upwelling secondaire.
- Les eaux à 75 m en E et F se retrouvent à 100 m en D : présence de downwelling qui est l'indice d'un contre courant portant au nord le long du talus continental.

En accord avec le modèle de Hagen, nous pouvons donc proposer la structure schématique suivante :



Cette figure correspond à la phase 4 du modèle de Hagen (upwelling bien développé).

La distribution en oxygène dissous va maintenant nous permettre d'affiner le modèle précédent, en complétant les indications obtenues grâce à la distribution des températures et densité.

#### Coupe 02 - z (fig.12)

De la surface vers les fonds de 600 m on observe :

- une grande teneur en oxygène ( $\approx 4,5$  ; 5 ml/l) dans les eaux superficielles (0 - 30 m) due à l'activité photosynthétique.
- une oxycline marquée entre 30 et 50 m de profondeur,
- la présence d'une couche d'oxygénation minimale sous l'oxycline. Elle pourrait être due : soit à une consommation particulièrement intense de l'oxygène causée par une accumulation possible de détritiques organiques au niveau de la thermocline, soit à la présence d'une grande quantité de zooplancton.
- à partir de 300 m des teneurs très faibles en oxygène (1,5 ml/l) avec un minimum à 1 ml/l à 500 m pour les stations du large,

Si l'on s'intéresse plus particulièrement aux 100 premiers mètres (fig.13), il faut noter le recoupement des positions des thermocline, pycnocline et oxycline aux différentes stations : l'allure générale est la même pour les trois paramètres. De fortes variations de la teneur en oxygène dissous sont constatées au voisinage de la côte pour une même profondeur :

à 30 m : en F : 3,80 ml/l    E : 4,83 ml/l    D : 2,63 ml/l  
          c : 4,51 ml/l    B : 2,50 ml/l

La coupe 02 - z des 100 premiers mètres met en évidence la remontée d'eaux pauvres en oxygène ( $> 3$  ml/l) le long de la côte et sous les stations D, E confirmant la présence de deux cellules d'upwelling.

Des eaux riches à plus de 5 ml/l à 25 m en C suggèrent une plongée des eaux sous le front situé en D, avec une turbulence, un brassage bien développé. Le même phénomène se produit sous E avec l'intrusion d'une langue à 4,5 ml/l à 30 m, sous des eaux d'upwelling à 2,8 ml/l, confirmant la présence de structures turbulentes très actives,

#### Diagramme T - O<sub>2</sub> (fig.15)

Ce diagramme met clairement en évidence les eaux superficielles froides des stations côtières (A,B,C) séparées des eaux du large (E,F) par le front situé en D.

Les eaux en C à 0 - 25 m ont les mêmes caractéristiques que les eaux de surface en A et B : confirmation du caractère très homogène des eaux en C due à une turbulence active, et de leur influence à 25 m (plongée).

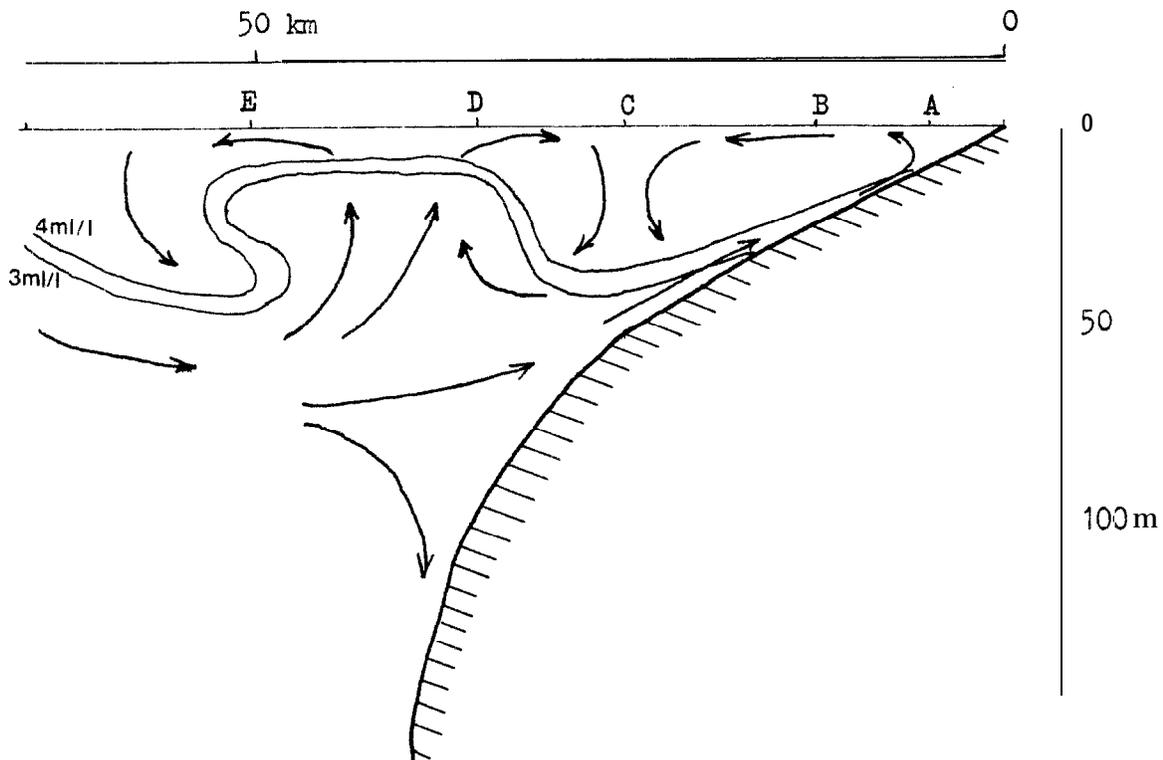
On observe les mêmes eaux en E en surface qu'en F à 25 m et E à 29 m : c'est l'indice d'une boucle de retour, d'une plongée des eaux amenées en surface par

l'upwelling secondaire du large.

L'analogie des eaux en D en surface et en E à 35 m est une preuve supplémentaire de ce circuit fermé. L'upwelling secondaire à 10 - 20 m en D s'alimente en E à 45 m. L'upwelling principal en B à 20 m s'alimente en D à 50 m (cf diagramme T - S).

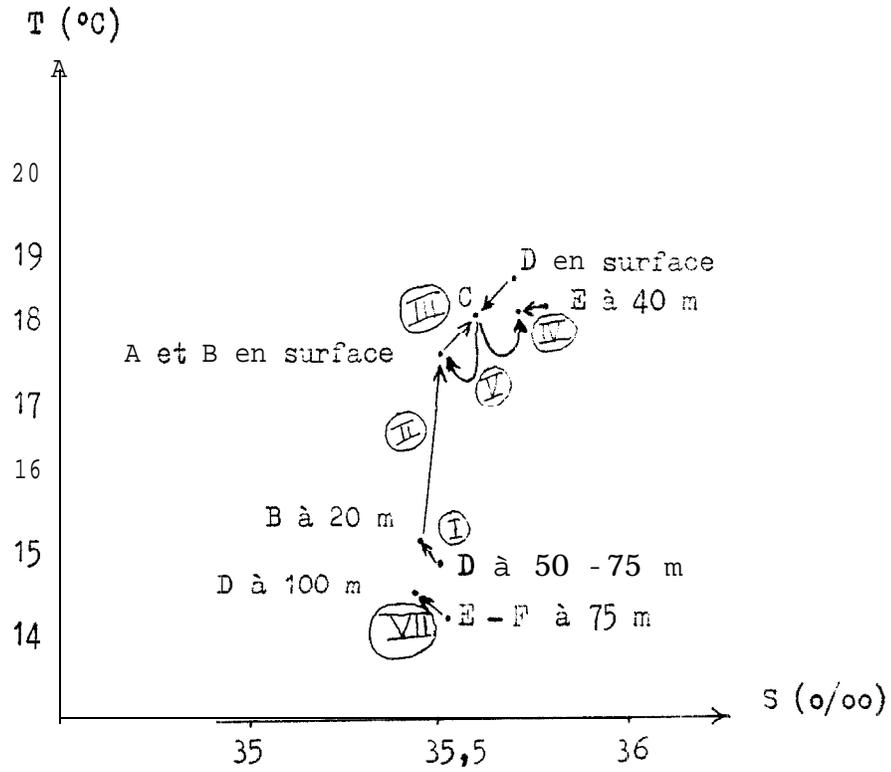
Revenons au diagramme T - S à la lumière de ces nouveaux résultats. On constate l'analogie des eaux en C à 25 m avec les eaux de surface en A et B. Les eaux de surface en C ont les caractéristiques moyennes des eaux de surface en A et B et des eaux de surface en D : leur origine pourrait donc être un mélange en proportions égales de ces 2 types d'eaux. Comme le suggère l'allure des isothermes, isopycnes, et isoplèthes d'oxygène la circulation serait bouclée, les eaux à 25 - 30 m en C se retrouvant en surface en A et B, et à 10 m en D (en accord avec le diagramme T - S).

La coupe  $O_2 - Z$  peut être représentée schématiquement ainsi :

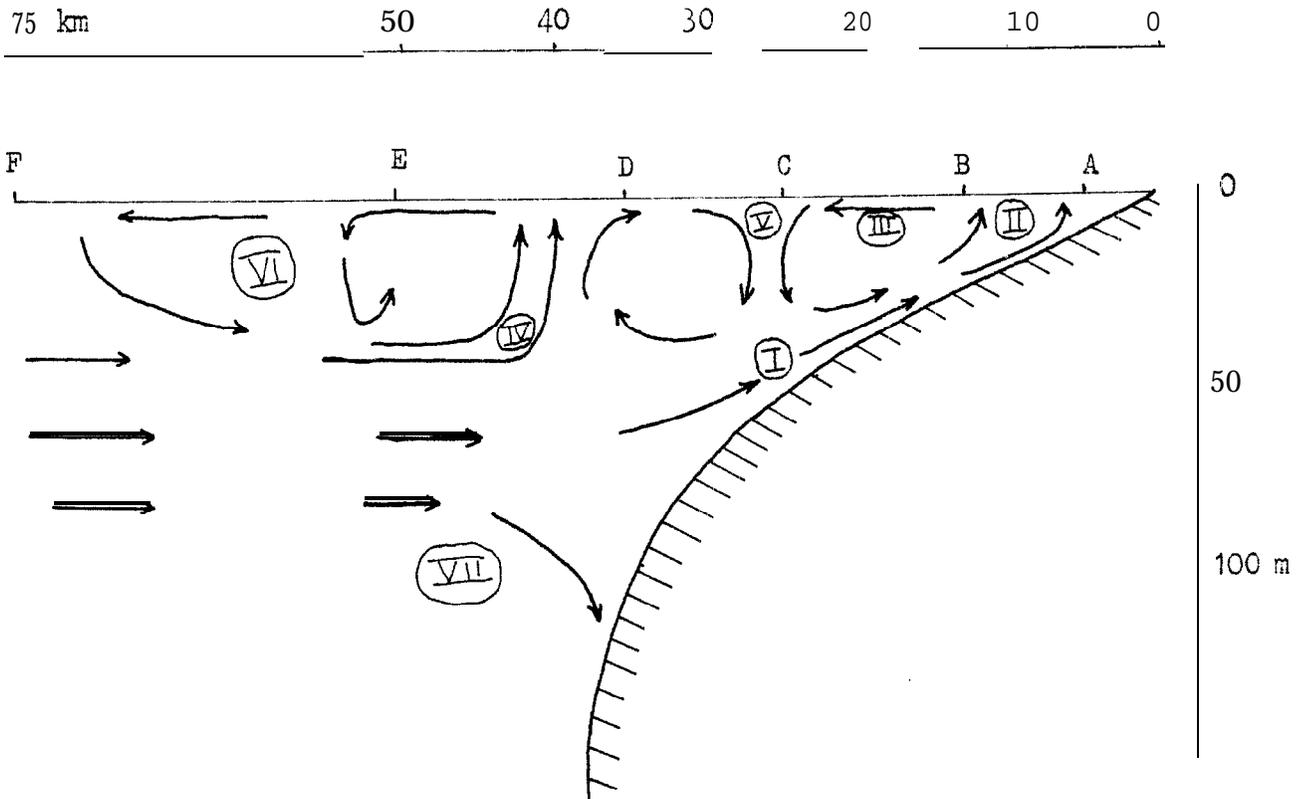


On peut également faire ressortir les traits marquants du diagramme

T - S



Les chiffres romains correspondant à la circulation décrite ci-après :



## Mécanisme de l'upwelling au large du Cap Vert en février 70

(D'après les diagrammes T-S et T-02, et le tracé des isopycnes, isothermes et isoplèthes d'oxygène).

- I - Les eaux à 50 - 75 m sur les fonds de 100 m (en D) sont amenés, par upwelling à 20 m sur les fonds de 25 m :  $T = 15,2^{\circ}\text{C}$        $S = 35,50$  o/oo.
- II - La remontée des eaux se produit, amenant des eaux à  $16,5 - 17,5^{\circ}\text{C}$  en surface, en baie de Gorée.
- III - Les eaux de surface sont ensuite emmenées vers le large, en subissant échauffement et évaporation, ce qui conduit à des masses d'eaux légèrement plus chaudes et plus salées : en surface en C,  $T = 18^{\circ}\text{C}$   $S = 35,60$  o/oo.
- IV - L'upwelling secondaire du large, beaucoup moins actif ramène en surface des eaux à 30 -35 m, moins froides et plus salées que les eaux d'upwelling côtier (preuve d'une origine moins profonde)  $T = 18,6^{\circ}\text{C}$   
 $S = 35,70$  o/oo.
- V - Il y a convergence en C des eaux de la baie de Gorée, et de l'upwelling du large. Sous l'effet de cette convergence, les eaux plongent sous C jusqu'à 25 m, expliquant la présence d'eaux anormalement chaudes et oxygénées à cette profondeur :  
en C à 25 m :  $T = 17,7^{\circ}\text{C}$        $O_2 = 4,96$  ml/l  
D à 25 m :  $T = 17^{\circ}\text{C}$        $O_2 = 2,79$  ml/l  
B à 20 m :  $T = 15,2^{\circ}\text{C}$        $O_2 = 2,49$  ml/l
- TV - Brassage des eaux en E - F avec plongée d'eaux superficielles chaudes riches en oxygène : en E à 30 m :  $T = 20,6^{\circ}$        $O_2 = 4,83$  ml/l
- VII - Plongée des eaux sous la thermocline. Ce downwelling est vraisemblablement associé à un contre courant portant au nord, alors que le courant dans les couches superficielles porte au sud.

### REMARQUE S :

Le modèle de Hagen a été proposé initialement pour expliquer l'évolution des structures hydrologiques pendant le développement d'un upwelling au large de la côte NW de l'Afrique (Maroc-Mauritanie). On peut également dire qu'il rend bien compte de la situation observée au large du Cap Vert pendant la saison froide 69-70.

Les faits à retenir sont :

“la présence de deux cellules d'upwelling ; en pleine saison froide la première cellule, côtière, très intense, est le siège du véritable enrichissement des eaux alors que la seconde, plus au large, située sur le rebord du plateau continental, est moins active.

\*L'érosion progressive de la pycnocline en période d'upwelling conduit à

de faibles stratifications caractéristiques de la côte NW de l'Afrique (HUYER, 1976).

\* Outre la densité et la température, que l'on savait être représentatif de l'upwelling, la teneur en oxygène dissous s'est avérée un très bon traceur, bien meilleur que la salinité, permettant de confirmer et d'affiner les structures révélées par les distributions de T et  $\sigma_t$ .

\* La structure verticale se décompose en une couche d'entraînement vers le large en surface (cf EKMAN) et une couche de compensation se situant à des profondeurs intermédiaires sous la pycnocline.

\* En présence d'upwelling bien développé, on observe un contre courant limité sous le talus, caractéristique également de la côte NW de l'Afrique (HUYER, 1976).

L'upwelling au large du Cap Vert présente donc de grandes similitudes avec l'upwelling mauritanien. On peut penser que la radiale du Cap Vert est globalement représentative de l'upwelling le long des côtes du Sénégal : des différences notables, due à la topographie locale, peuvent cependant apparaître dans la circulation transversale.

Nous avons également supposé que les radiales effectuées à des dates bien précises étaient représentatives d'une plus grande période. C'est vrai pour la radiale effectuée en octobre, qui représente la situation en hivernage. Pour les radiales effectuées en saison froide, nous avons fait l'hypothèse de l'invariance du champ de densité. C'est une question très délicate : il reste à déterminer la part de la structure qui peut être considérée comme invariante ou représentative d'une grande période et celle qui dépend de conditions instantanées (le vent particulièrement).

Enfin, la saison 1969-70 est elle représentative d'une saison froide moyenne ? Sur la période 1966-1 980, la saison froide 1969-70 (de novembre à mai) a été celle où a été enregistrée le plus faible vent moyen à la station météo de Yoff et la température moyenne de surface de la mer la plus élevée à la station côtière de Thiaroye.

Cette saison a donc été une saison d'upwelling relativement faible et on peut penser que les structures mises en évidence au cours de cette année, ne peuvent qu'apparaître plus marquées les autres années.

Les structures hydrologiques observées au large de la **presqu'île** du Cap-Vert ont été remarquablement décrites par le modèle empirique de Hagen. Ces structures peuvent-elles être à présent expliquées par les modèles **théoriques** ? Le fait nouveau dans le modèle de Hagen est la présence d'un deuxième **upwelling** qui se développe au large, lorsque la saison est bien avancée, et qui apparaît clairement en février 1970, au large du Cap-Vert, sur le rebord du talus continental. La théorie de HILL et JOHNSON (1974) tente d'expliquer ce **phénomène**.

On suppose que la topographie du fond se **compose** d'un plateau continental plat, de la côte jusqu'au talus, où les fonds augmentent très rapidement jusqu'aux profondeurs abyssales. On étudie l'écoulement barotrope **stationnaire** due à une tension de vent, au-dessus de ce plateau que l'on sépare en deux régions I et II : dans ces régions, on suppose l'existence de couches d'Ekman en surface et sur le fond, On se place dans un plan  $\beta$  (variables réelles  $x'$  vers l'Est,  $y'$  vers le Nord,  $z'$  verticalement, dirigé vers le haut).

Notations :

$L'$  : largeur de l'océan ;  $L'-b'$  : largeur du plateau continental

$H'$  : max : profondeur maximale de l'océan ;  $d'$  : profondeur du plateau

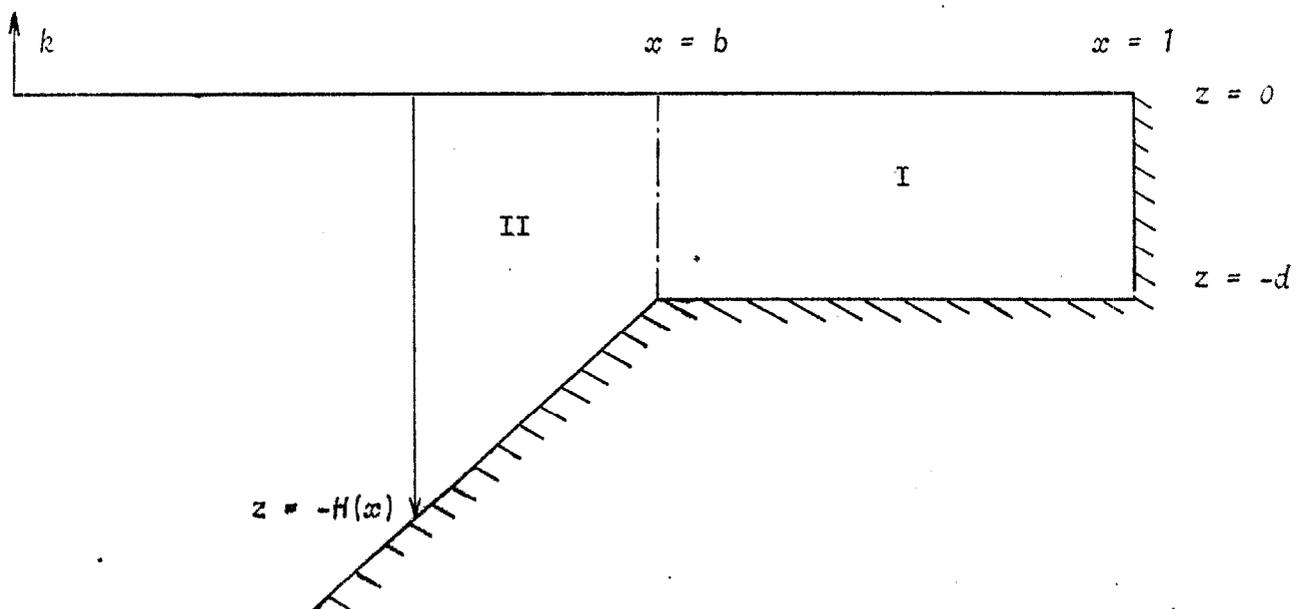
$f'$  : paramètre de Coriolis ;  $f' = f_0 + \beta'y'$

On définit les variables adimensionnelles suivantes

$$(x, y) = (x', y') / L' \quad z = z' / H'$$

$$f = f' / f_0 \quad \beta = \beta' L' / f_0$$

La région étudiée se présente sous la forme :



On introduit le nombre d'Ekman  $E = K / (\delta_0 H^2 \max)$  où  $K$  est le coefficient de viscosité turbulente. Les conditions aux limites sont les suivantes :

$$u = v = w = 0 \text{ à la côte } (x = 0, 1) \text{ et sur le fond}$$

$(\delta u / \delta z, \delta v / \delta z) = (\tau_x, \tau_y)$ ,  $w = 0$  à la surface,  $\tau_x$  et  $\tau_y$  sont les composantes de la tension de vent, adimensionnalisée, appliquée à la surface.  $\tau$  dépend de  $x, y$ .

Les solutions pour l'écoulement intérieur dans la région 1 ( $x > b$ ) au-dessus d'un fond horizontal ont la forme suivante, d'après PEDLOSKY (1968).

$$(1) \quad u = E^{1/2} \quad u_1 = \frac{E^{1/2}}{\delta d} \left[ \int_x^1 \frac{\delta^2}{\beta} k \cdot \text{curl} \cdot \frac{\tau}{\delta} dx_1 \right] - \frac{E^{1/2}}{\delta d} \tau_y(1, y)$$

$$(2) \quad v = E^{1/2} \quad v_1 = \frac{E^{1/2}}{\delta d} \frac{\delta}{\beta} k \cdot \text{curl} \cdot \frac{\tau}{\delta}$$

$$(3) \quad w = E^{1/2} \quad w_1 = E^{1/2} (z+d) k \cdot \text{curl} \cdot \frac{\tau}{\delta}$$

où le dernier terme de l'équation (1) est dû à l'upwelling à la côte ( $x = 1$ ) créée par la composante nord sud  $\tau_y$  de la tension du vent.

Pour la région II ( $x < b$ ), les solutions intérieures pour un écoulement barotrope au-dessus d'une topographie de fond quelconque, sont données par JOHNSON (1971) :

$$(4) \quad u = E^{1/2} \quad u_2 = \frac{E^{1/2} \beta}{\delta H} \left[ \int_b^x \frac{\delta}{\delta \eta} \left( \frac{\delta^2}{\beta H} k \cdot \text{curl} \cdot \frac{\tau}{\delta} \right) dx_1 - C(\eta) \right]$$

$$(5) \quad v = E^{1/2} \quad v_2 = E^{1/2} \frac{\delta H / \delta x}{H^2} \left[ \int_b^x \frac{\delta}{\delta \eta} \left( \frac{\delta^2}{\beta H} k \cdot \text{curl} \cdot \frac{\tau}{\delta} \right) dx_1 - C(\eta) \right] + E^{1/2} \frac{\delta}{\beta H} k \cdot \text{curl} \cdot \frac{\tau}{\delta}$$

$$(6) \quad w = E^{1/2} \quad w_2 = E^{1/2} \left[ k \cdot \text{curl} \cdot \frac{\tau}{\delta} + \beta z v_2 / f \right]$$

où  $\eta = -\delta / H(x)$  est une coordonnée caractéristique. La fonction  $C(\eta)$ , arbitraire, doit être déterminée en égalant les solutions I et II de part et d'autre de  $b$ .

Or, on voit d'après les équations précédentes que les trois composantes de la vitesse ne peuvent être prises ensemble continues en  $x = b$ . Si  $v$  est continue,  $u$  ne l'est pas. Si  $u$  est continue,  $v$  et  $w$  ne le sont pas. Ainsi, les solutions respectives de l'écoulement dans les régions I et II

conduisent à une discontinuité des vitesses en  $b$ , rebord du plateau continental. On est donc amené à définir l'existence d'une couche de cisaillement en  $b$  : son rôle est d'atténuer, d'annuler la discontinuité des vitesses qui existe de part et d'autre du rebord du plateau continental.

Pour des raisons de continuité de transport dans la couche supérieure d'Ekman, on peut montrer que  $u_1 = u_2$  : la composante zonale de la vitesse "intérieure" (c'est-à-dire loin des couches limites) est continue à travers la couche de cisaillement. Cela permet la détermination de  $C(\eta)$  en  $x = b$

$$(7) \quad C(\eta) = C\left(-\frac{f}{d}\right) = -\frac{fd}{\beta} u_2 = -\frac{fd}{\beta} u_1$$

$$= \frac{\tau_y(1, y)}{f} - \frac{\delta}{\delta y} \int_b^1 \frac{f^2}{\beta^2} k \cdot \text{curl} \cdot \tau/f \, dx$$

$$\text{Alors } v_1(b, y) = \frac{f}{\beta d} k \cdot \text{curl} \cdot \tau/f$$

$$v_2(b, y) = -\frac{\delta H / \delta x(b)}{d^2} C\left(-\frac{f}{d}\right) + v_1(b, y)$$

C'est la composante méridienne de la vitesse qui présente une discontinuité au-dessus de  $b$ . A cette variation de  $v$  est associée un mouvement vertical significatif, qui conduit à un upwelling au-dessus de  $b$ . Les équations dans la couche de cisaillement de part et d'autre de  $b$  sont complexes. Nous n'explicitons les résultats que pour la composante vertical de la vitesse. En introduisant la coordonnée significative de la couche de cisaillement.

$$\xi = (x - b) \times (f/2E)^{1/2}$$

on obtient

$$(8) \quad \begin{aligned} x > b \quad w_D &= (z + d) \left(\frac{f}{2}\right)^{1/2} \frac{\delta H / \delta x(b)}{2d^2} C\left(-\frac{f}{d}\right) \times e^{-\xi} (\cos \xi - \sin \xi) \\ x < b \quad w_G &= (z + d) \left(\frac{f}{2}\right)^{1/2} \frac{\delta H / \delta x(b)}{2d^2} C\left(-\frac{f}{d}\right) \times e^{-\xi} (\cos \xi + \sin \xi) \end{aligned}$$

$w_D$  (resp.  $w_G$ ) est la vitesse verticale dans la couche de cisaillement à la droite de  $b$  (resp. à gauche), donc sur le plateau (resp, sur la pente).

L'examen de la solution précédente va montrer comment la couche de discontinuité crée un upwelling significatif.

On voit que  $w$  est positif pour  $x = b$  ( $\xi = 0$ ) si

$$\frac{\delta H}{\delta x}(b) \times C\left(-\frac{f}{d}\right) > 0$$

$H$  décroît lorsque  $x$  croît :  $\frac{\delta H}{\delta x} < 0$ . Il faut donc que  $C(-f/d)$  soit négatif,

.../...

c'est-à-dire  $u_1(b, y)$  positif : l'upwelling se produit au-dessus du rebord du plateau quand la composante zonale intérieure est dirigée vers la côte à cet endroit. Cependant, l'écoulement global vers le haut est nul, quelque soit la profondeur : dans le cas de  $w(b)$  positif, nous avons un "jet" vers le haut au-dessus du rebord continental et un écoulement de compensation vers le bas de part et d'autre.

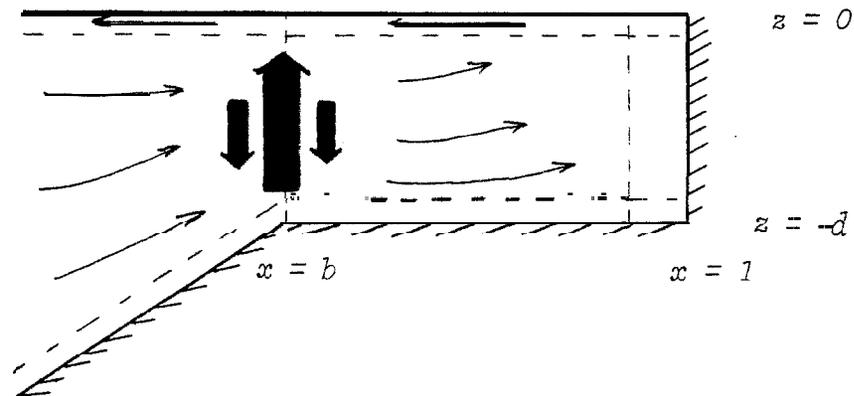


Diagramme de la circulation dans la couche de cisaillement au-dessus du rebord à  $x = b$

### Zone de convergence

La vitesse verticale  $w_D$  dans l'upwelling de la couche de discontinuité vaut zéro si  $\tan \xi = 0$  soit  $\xi = \pi/4 + n\pi$

Si  $w_D$  est positif en  $\xi = 0$ , une mesure du transport transféré dans la couche d'Ekman est

$$T_{\text{upwelling}} = \int_0^{\pi/4} w_{D/z=0} d\xi = \frac{\delta H / \delta x (b) \times C(-\frac{1}{d})}{2d} \times \delta^{1/2} e^{-\pi/4}$$

Cette quantité d'eau monte du côté droit de  $\xi = 0$ , pénètre dans la couche d'Ekman, se déplace vers l'Est, et redescend dans la couche de discontinuité pour  $\xi > \pi/4$ . De la même manière, une quantité égale remonte du côté gauche (côté du large) de  $\xi = 0$  et redescend dans la région  $\xi < -\pi/4$ .

Si cette recirculation qui a lieu au-dessus du rebord est grande, comparée au transport dans la couche d'Ekman, une région de convergence existera. Le transport dans la couche d'Ekman au-dessus de la couche de cisaillement est

$$T_{\text{Ekman}} = \tau_Y(b, y) / \delta$$

Ces transports s'opposent si

$$|T_{\text{Ekman}}| < T_{\text{upwelling}}$$

et on aura l'apparition d'une zone de convergence d'un côté de

.../...

$x = b$  s i :

$$\left| \frac{\delta H}{\delta x} (b) \right| > \left| \frac{2 d \tau_y (b, y) e^{\pi/4}}{\delta^{3/2} c(-\delta/d)} \right|$$

Si  $\tau_y (b, y)$  est négatif, cas de vent favorable à l'upwelling, cette convergence se produira du côté droit de  $x = b$ , c'est-à-dire au-dessus du plateau .

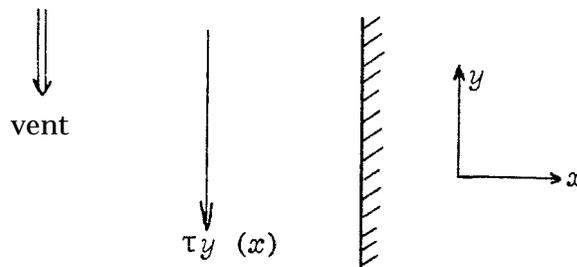
Il faut noter que l'existence de cette zone de convergence dans la couche de surface a été critiquée par JOHNSON et KILLWORTH (1975) : pour eux, l'upwelling du rebord du plateau ne peut pénétrer dans la couche de surface d'Ekman, c'est au contraire la couche d'Ekman de fond qui redistribue le flux d'upwelling de la couche de cisaillement. Comme nous le verrons plus loin, les structures observées sur la radiale du Cap-Vert s'accordent avec une zone de convergence en surface.

#### Application à un upwelling côtier

Nous allons appliquer la théorie de HILL et JOHNSON au cas la plus simple d'upwelling côtier : dans l'hémisphère Nord, nous considérerons un vent soufflant parallèlement à une côte orientée Nord-Sud : le vent est supposé constant en latitude et ne varie qu'en longitude.

$$\tau_x = 0$$

$$\tau_y = \tau_y (x) < 0$$



$$\text{On a } k \cdot \text{curl. } \frac{\tau}{\delta} = \frac{\delta}{\delta x} \left( \frac{\tau_y}{\delta} \right) - \frac{\delta}{\delta y} \left( \frac{\tau_x}{\delta} \right) = \frac{1}{\delta} \frac{\delta \tau_y}{\delta x} \quad (4)$$

Les solutions à l'intérieur du plateau s'écrivent :

$$\begin{aligned} u_I &= \frac{1}{\delta d} \frac{\delta}{\delta y} \int_x^1 \frac{\delta^2}{\beta} x \frac{1}{\delta} \frac{\delta \tau_y}{\delta x_1} dx_1 - \frac{\tau_y(1)}{\delta d} \\ &= \frac{1}{\delta d} \left[ (\tau_y(1) - \tau_y(x)) x \frac{\delta}{\delta y} \left( \frac{\delta}{\beta} \right) - \frac{\tau_y(1)}{\delta d} \right] \dots / \dots \end{aligned}$$

On montre que  $\frac{\delta}{\delta y} \left( \frac{\delta}{\beta} \right) = 1 + \text{tg}^2 \varphi$   $\varphi$  : latitude

alors  $u_I = \frac{1}{\delta d} (-\tau_y(x) + \text{tg}^2 \varphi (\tau_y(1) - \tau_y(x)))$

La fonction arbitraire  $C(\eta)$  est calculée d'après (7) en  $x = b$ :

$$C\left(\frac{\delta}{d}\right) = \frac{-\delta d}{\beta} u_I(b, y) = \frac{1}{\beta} \left[ (\tau_y(b) - \text{tg}^2 \varphi (\tau_y(1) - \tau_y(b))) \right]$$

Au niveau du Sénégal ( $\varphi = 15^\circ$ ):  $\text{tg}^2 \varphi = 7 \cdot 10^{-2}$

$\tau_y(1) - \tau_y(b)$  représente la variation de la tension du vent entre la côte et l'extrémité du plateau : c'est au plus de l'ordre de quelques %

$$\text{tg}^2 \varphi (\tau_y(1) - \tau_y(b)) \ll \tau_y(b)$$

$$\text{et } C\left(\frac{\delta}{d}\right) = \frac{1}{\beta} \tau_y(b)$$

La vitesse verticale en  $x = b$  est donnée par (8)

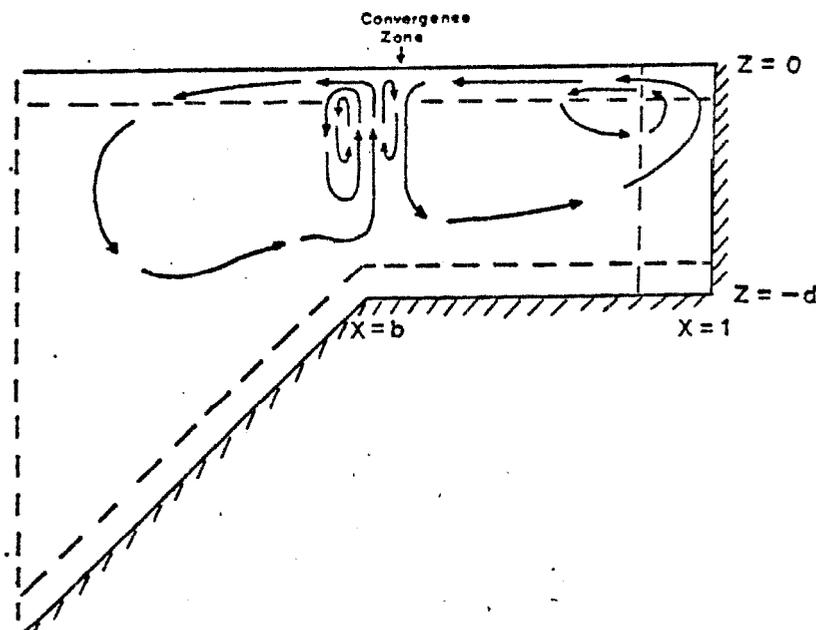
$$w = (z + d) \left( \frac{\delta}{2} \right)^{1/2} \frac{\delta H / \delta_x(b)}{2d^2} \frac{\tau_y(b)}{\beta}$$

Au voisinage de la côte, la profondeur  $H$  décroît lorsque  $x$  croît  $\delta H / \delta_x(b)$  est négatif. Comme  $\tau_y(b)$  est négatif, il a upwelling en  $x = b$  sur le rebord du plateau ( $w > 0$ ).

Dans le cas d'un vent méridien, il y aura convergence si :

$$\left| \delta H / \delta_x(b) \right| > 2\beta d \delta^{-3/2} e^{\pi/4}$$

Si la pente du fond est supérieure à la valeur précédente, les lignes de courant et la zone de convergence peuvent être illustrés par la figure suivante (d'après HILL et JOHNSON).



Application à l'upwelling sénégalais :

largeur de l'océan  $L' = 2000$  km

largeur du plateau  $L'-b' = 50$  km

profondeur  $100$  m =  $d'$

profondeur maximale  $H'_{\max} = 4000$  m

$$\begin{aligned} f' &= 3.7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1} = f_0 & f &= 1 \\ \beta' &= 2.20 \cdot 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1} & \beta &= \frac{\beta' L}{f_0} = 1.18 \end{aligned}$$

$$d = \frac{d'}{H'_{\max}} = 2.5 \cdot 10^{-2}$$

Coefficient de viscosité turbulente verticale  $K = 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

$$\text{Nombre d'Ekman vertical } E = \frac{K}{f_0 H_{\max}^2} = 1.7 \cdot 10^{-5}$$

En supposant les alizés soufflant parallèlement à la côte orientée N - S, la figure précédente décrit l'upwelling le long des côtes sénégalaises.

L'upwelling au niveau de la rupture du plateau s'effectue en

$$x = b \quad (\xi = 0) \quad \text{jusqu'à } \xi = \pm \frac{\pi}{4} \text{ de part et d'autre}$$

$$\text{L'upwelling a lieu en } x = b \pm \frac{\pi}{4} \times (2E/f_0)^{1/2}$$

$$x' = b' \pm \frac{\pi}{4} L' \left( \frac{2E}{f_0} \right)^{1/2}$$

$$\frac{\pi}{4} L' \left( \frac{2E}{f_0} \right)^{1/2} = \frac{\pi}{4} \times 2000 \times (2 \times 1.7 \cdot 10^{-5})^{1/2} = 9,2 \text{ km}$$

Nous avons donc une zone comprise entre le rebord du plateau et 9 km vers l'intérieur où les masses d'eau sont animées de mouvement ascendants, atteignent la couche d'Ekman, se déplacent vers l'est, et replongent vers la couche de discontinuité au-delà de ces 9 km. Le même phénomène se produit vers le large.

La zone de convergence est elle présente (à l'intérieur du plateau puisque  $\tau_y$  est négatif)?

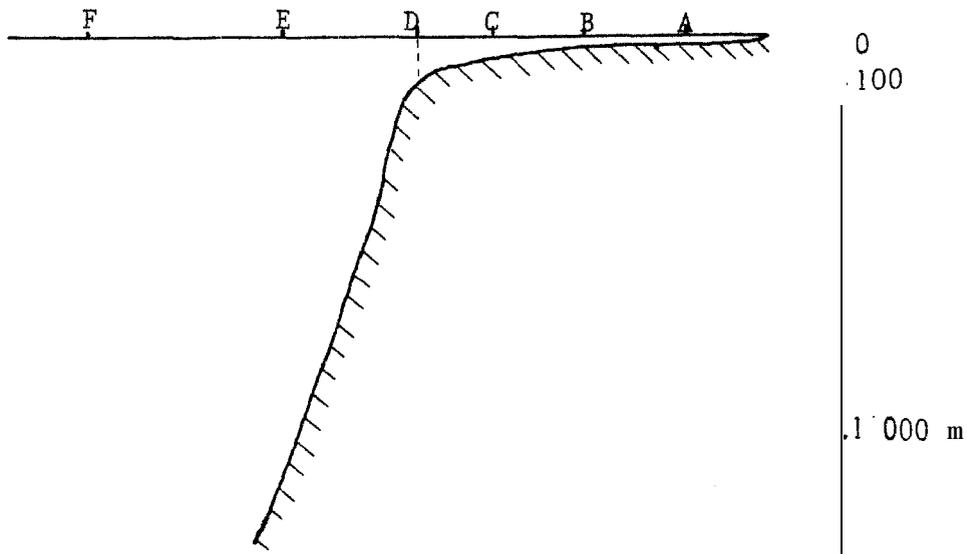
Il faut que la pente au niveau du talus soit :

$$\delta H / \delta x(b) > 2\beta d f_0^{-3/2} e^{\pi/4} = 0.13$$

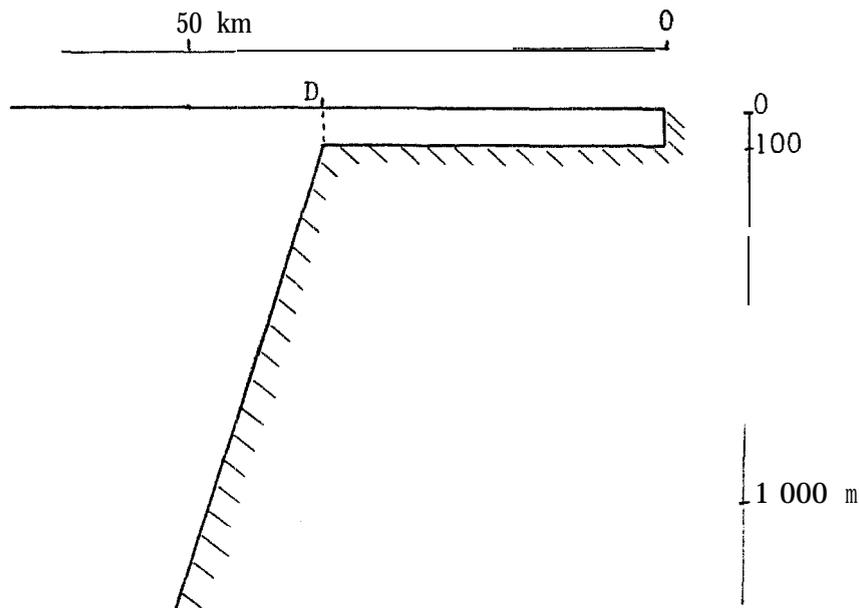
$$\left| \frac{\delta H'}{\delta x'} \right| = \frac{H'_{\max}}{L'} \left| \frac{\delta H}{\delta x} \right| > 0.13 \quad \frac{H'_{\max}}{L'} = 2.6 \cdot 10^{-4}$$

.../...

L'allure du fond sur la radiale du cap vert est la suivante :



que nous modélisons ainsi



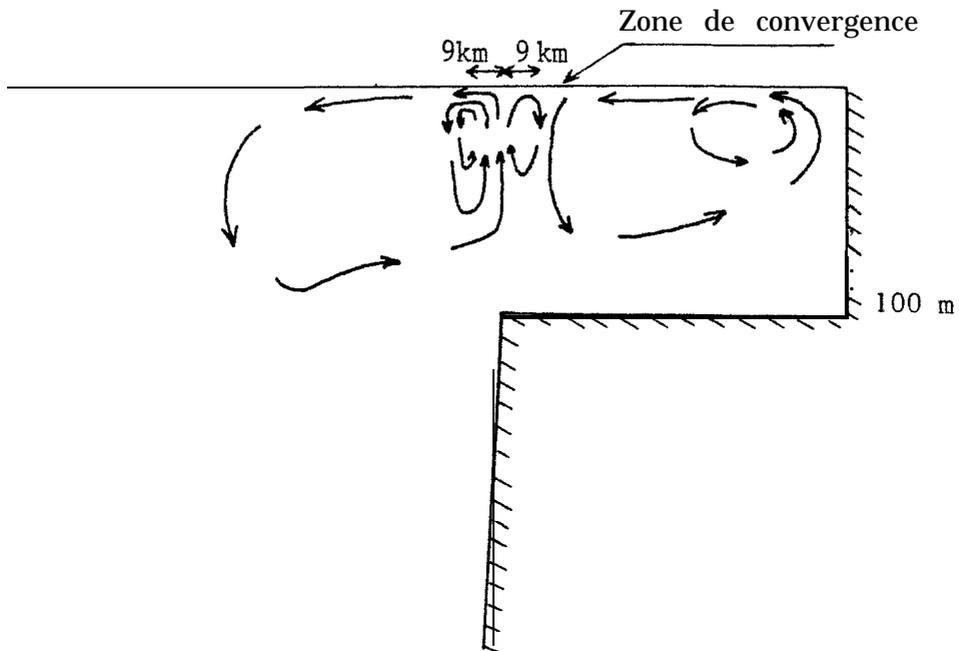
Le rebord du plateau continental se trouve en D, ce qui explique le choix de la profondeur du plateau  $d = 100 \text{ m} = z(D)$

En D, *la pente* est de l'ordre de  $10^{-2}$  :

$$\frac{\delta H(D)}{\delta x} = 10^{-2} \gg 2.6 \cdot 10^{-4}$$

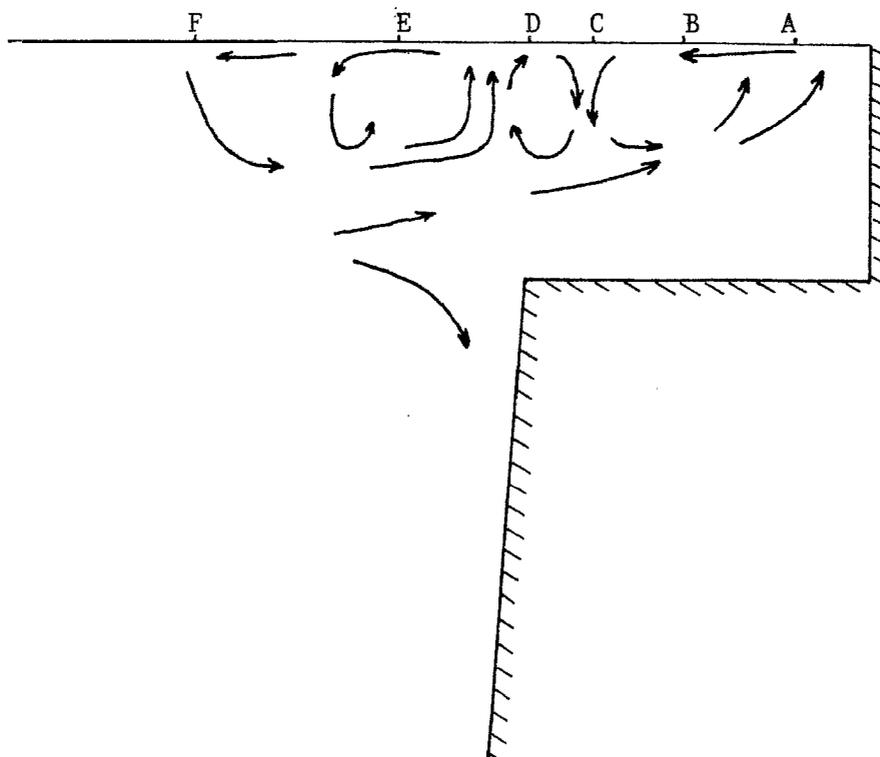
La zone de convergence en surface entre le transport d'Ekman vers le large et le transport vers la côte du à l'upwelling au rebord du plateau, est présente, et se situe à l'intérieur du plateau ( $\tau_y < 0$ )

La circulation prédite par le modèle sera :



Ce schéma de circulation a été obtenu avec l'hypothèse d'un écoulement stationnaire ; en pratique, nous avons choisi de comparer ce schéma avec la structure en février 70 le long de la radiale du Cap Vert, l'upwelling étant installé depuis suffisamment longtemps pour que les structures puissent être considérées comme permanentes.

Schématiquement, le mécanisme de l'upwelling en février 70 se présentait ainsi :



.../...

Le modèle prédit les caractéristiques générales de l'upwelling (Transport vers le large dans la couche d'Ekman de surface, remontée des eaux à la côte) : il prédit en outre :

\* La présence d'un upwelling secondaire en 3, à l'extrémité du plateau continental, lorsque les vents soufflent d'une manière permanente favorablement ( $\tau_y < 0$   $\tau_x = 0$ )

\* La présence d'une zone de convergence, à l'intérieur du plateau, puisque la pente est suffisamment forte en D pour produire un upwelling supérieur-au transport d'Ekman en surface. D'une manière imagée, on peut dire que les eaux du large à une profondeur de 50-100 m, entraînées vers la côte pour compenser le départ des eaux superficielles, viennent buter sur le talus: plus le talus est abrupt, plus ces eaux seront projetées avec force vers le haut, au niveau de ce dernier. Et il existe une valeur de la pente du talus pour laquelle le mouvement ascendant est supérieur au transport d'Ekman en surface provenant de la côte.

En pratique, en février 70, la convergence avec plongée des eaux se situe en C, à 5 milles de D à l'intérieur du plateau (9' km) : c'est exactement la valeur théorique (correspondant à  $\xi = \pi/4$ ), pour laquelle les eaux amenées en surface par l'upwelling secondaire, plongent et retournent vers la couche de discontinuité.

Vers le large les eaux plongent sous E, à 9 milles de D (16 km) : l'ordre de grandeur est tout à fait correct.

Les résultats obtenus en février 70 confirment donc pleinement la validité du modèle. L'existence et la position de l'upwelling secondaire et de la zone de convergence sont bien prédites par le modèle. De plus, cela nous prouve que la structure observée en février 70, ne doit rien au hasard, mais est au contraire très représentative de l'upwelling sénégalais.

## C O N C L U S I O N

Les structures hydrologiques observées en 1969-1970 au large du Cap-Vert sont en bon accord avec le modèle de HAGEN. Le stade de développement de l'upwelling est lié à la position et l'allure de la pycnocline. Au fur et à mesure de l'installation de l'upwelling, la pycnocline, représentée par un front en surface, se déplace vers le large. Au maximum du développement, l'extension des eaux froides superficielles est de 50 km vers le large : elles recouvrent tout le plateau continental. Leur profondeur d'origine se situe à 50-75 m, juste en dessous de la pycnocline, au niveau du talus continental.

Lorsque l'upwelling est installé depuis suffisamment longtemps pour que l'écoulement puisse être considéré comme permanent, on note la présence d'un upwelling secondaire sur le rebord du plateau continental : la position et l'extension de cet upwelling sont prédites par la théorie de HILL et JOHNSON. Cet upwelling secondaire est beaucoup moins actif que l'upwelling côtier, siège du véritable enrichissement des eaux.

A l'avenir, il paraît indispensable d'explorer à nouveau la Radiale du Cap-Vert prolongée : c'est un des moyens de mettre en évidence les structures typiques de l'upwelling sénégalais. Nous avons vu que l'essentiel du phénomène se situait dans la couche supérieure des cent premiers mètres, jusqu'à 75 km au large. Il sera suffisant d'effectuer les prélèvements jusqu'à 150-200 m de profondeur, jusqu'à la station F (35 milles des côtes) : la radiale pourra alors être explorée en une journée. Grâce à ce gain de temps, on multipliera les observations en la parcourant deux ou trois fois par mois, d'octobre à mai : cela permettra de suivre plus finement l'évolution du phénomène. Des mesures de la teneur en nitrate confirmeront directement l'enrichissement des eaux. Enfin des radiales du même type pourront être effectuées en période d'upwelling en d'autres points du littoral (Saint-Louis, Mbour par exemple), afin de mettre en évidence les variations spatiales du phénomène.

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

-o-0-o-

- CREMOUX (J.L.), 1970.- Observations océanographiques effectuées en 1969  
DSP n° 24 - Centre Rech. Oceanogr. Dakar.
- CREMOUX (J.L.), 1971.- Observations océanographiques effectuées en 1970  
DSP n° 33 - Centre Rech. Océanogr. Dakar.
- EKMAN (V.W.).- Wind driven currents in a homogeneous ocean, in NEUMANN G.  
and W.J. PIERSON; **Principles** of physical oceanography p.191-213  
Prentice Hall, Inc 1966.
- HAGEN (E.), 1974.- A simple scheme of the development of cold water upwelling  
circulation **cells along** the Northwest African Coast - Beitrage zur  
Meereskunde 33, 115-125.
- HILL (R.B.) and JOHNSON (J.A.), 1974.- A theory of upwelling over the shelf  
break - J. Phys. Oceanogr. 4, 19-26.
- HUYER (A.), 1976.- A comparison of upwelling events in two locations : Oregon  
and Northwest Africa - J. Mar. Res. 34, 531-546.
- JOHNSON (J.A.), FANDRY (C.B.) and LESLIE (L.M.), 1971.- On the variations of  
oceans circulation produced by bottom topography - **Tellus** 23, 11-121.
- JOHNSON (J.A.) and KILLWORTH (P.D.), 1975.- A bottom current along the shelf  
break - J. Phys. Oceanogr. 5, 185-188.
- PEDLOSKY (J.), 1968.- An overlooked aspect to wind-driven ocean circulation  
J. Fluid Mech, 32, 809-821.
- ROSSIGNOL (M.) et ABOUSSOUAN (M.T.), 1965.- Hydrologie marine côtière de la  
**presqu'île** du Cap Vert - Archive Centre Rech. oceanogr. Dakar.

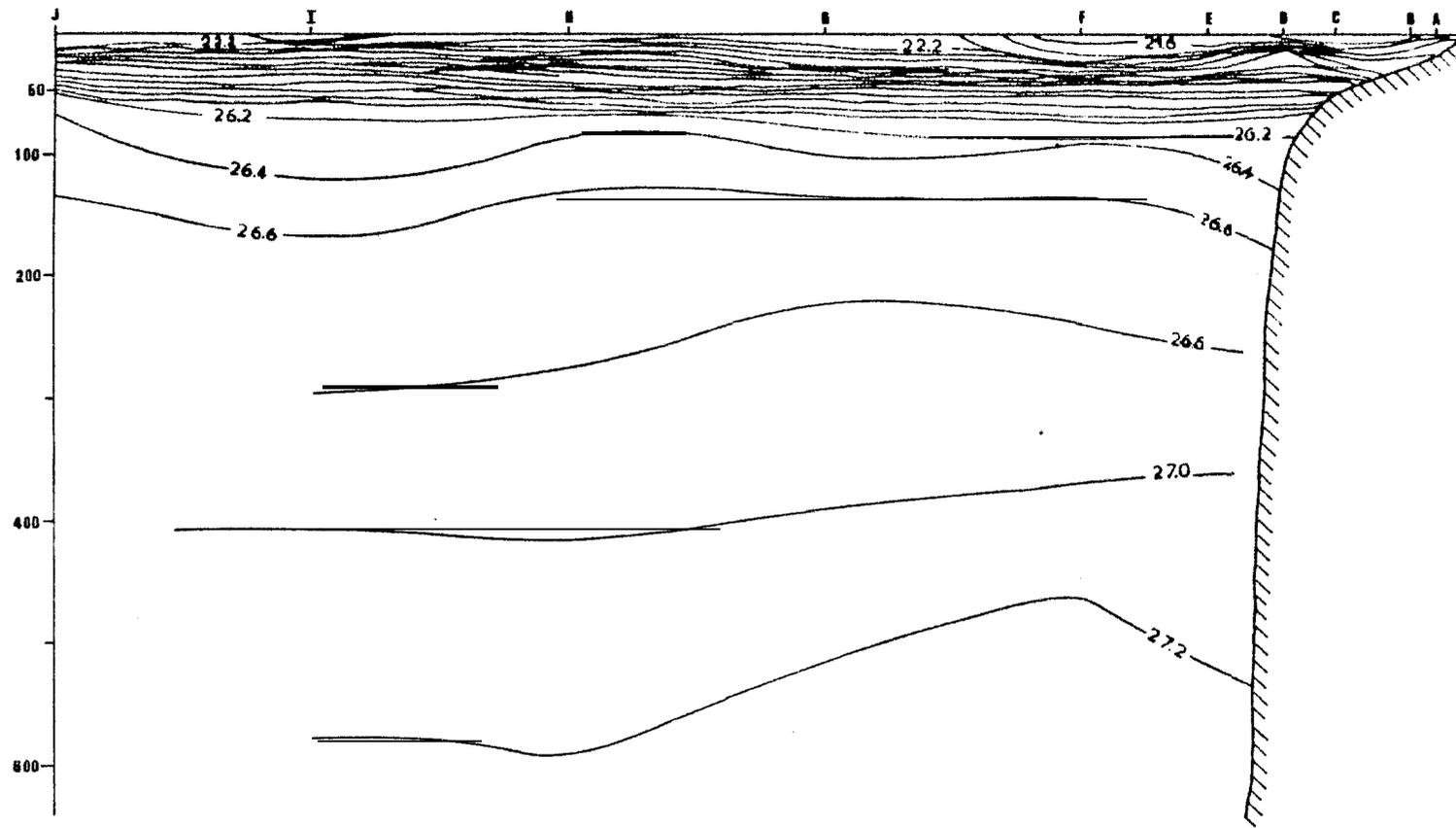


FIG. .- 3 octobre 1969, coupe  $\sigma_t$ -z

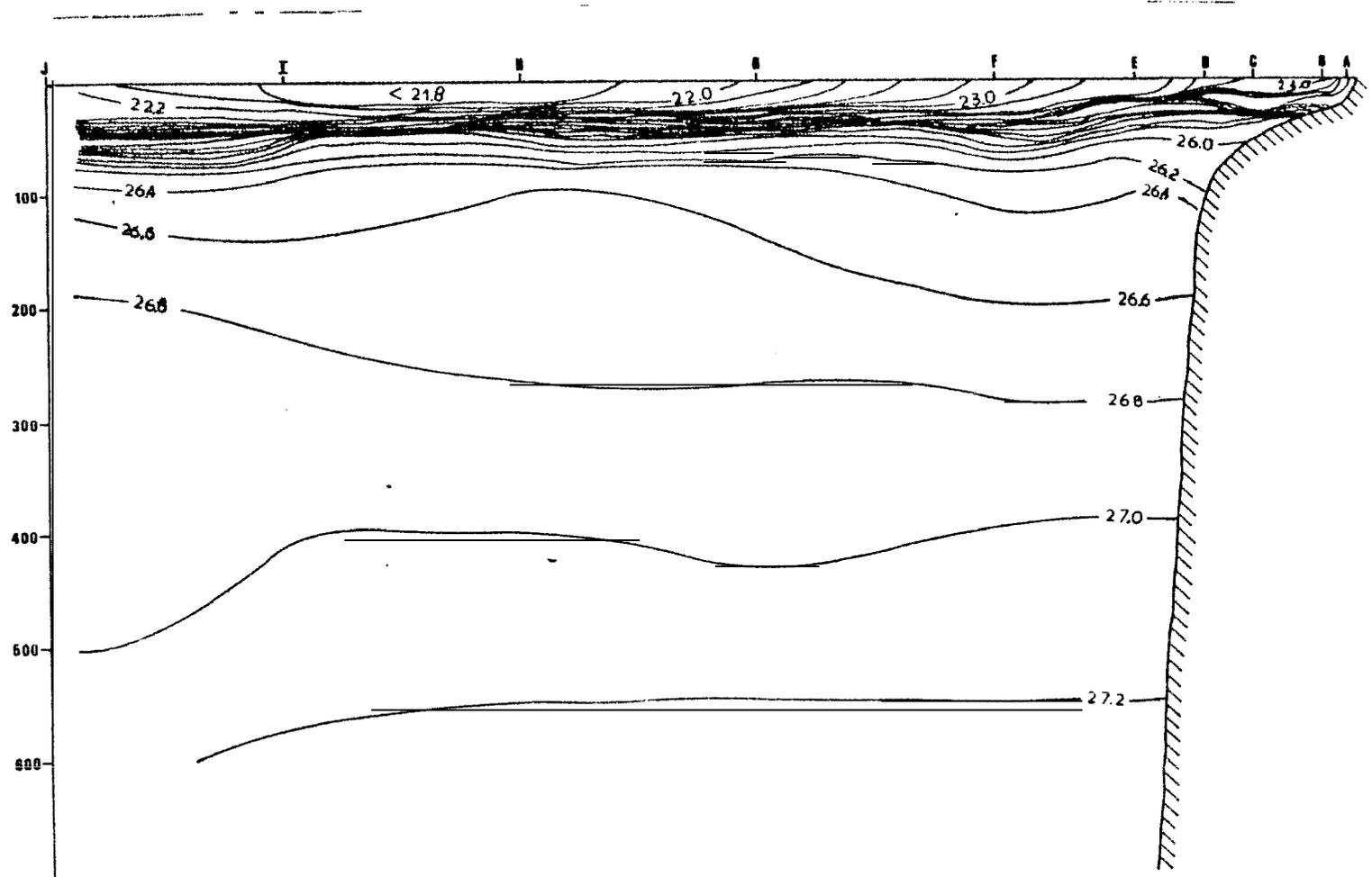


FIG. 2.- 4 décembre 1969, coupe  $\sigma_t$ -z

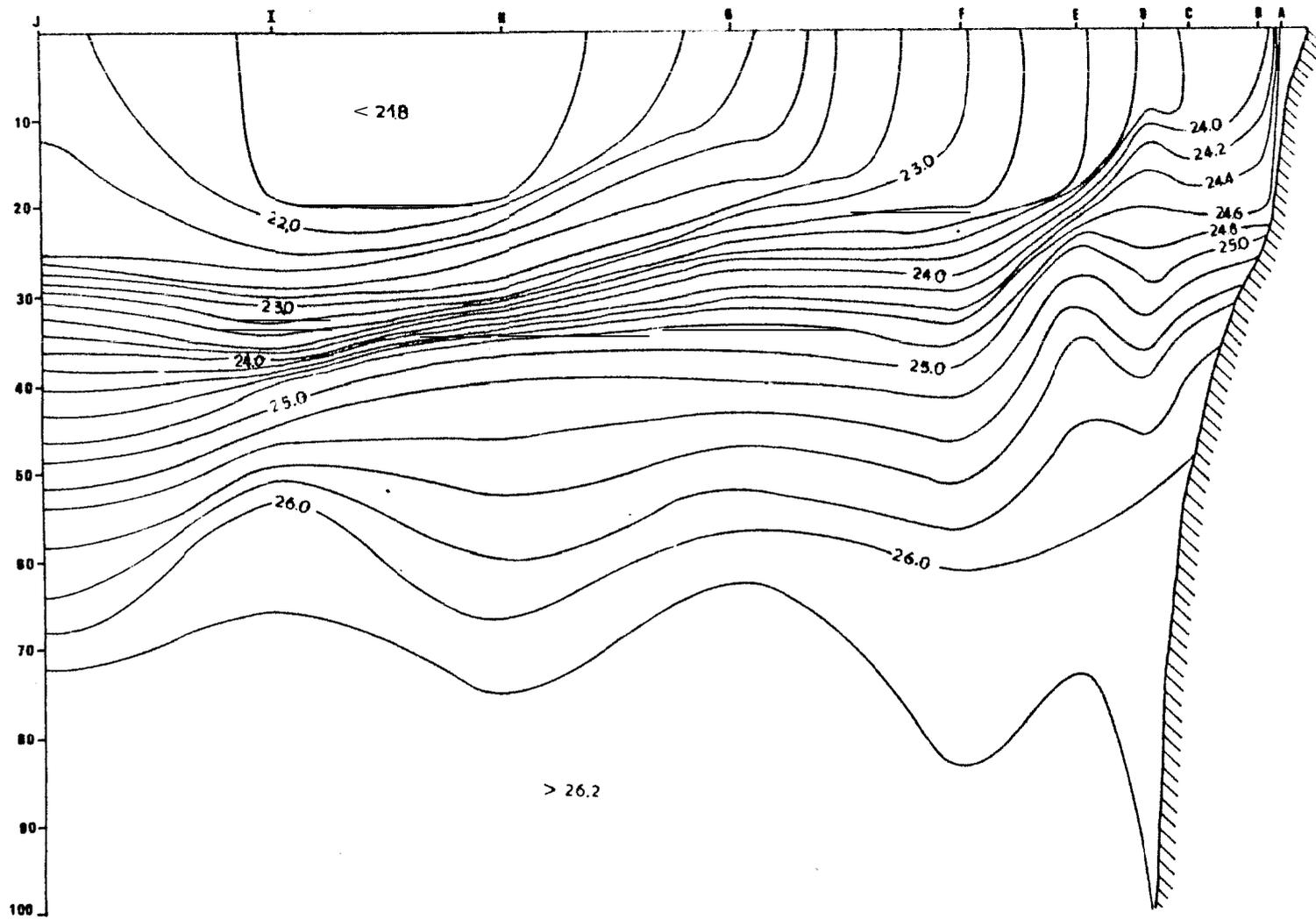


FIG. 3.- 4 décembre 1969, coupe  $\sigma_t$ -z (0-100 m)

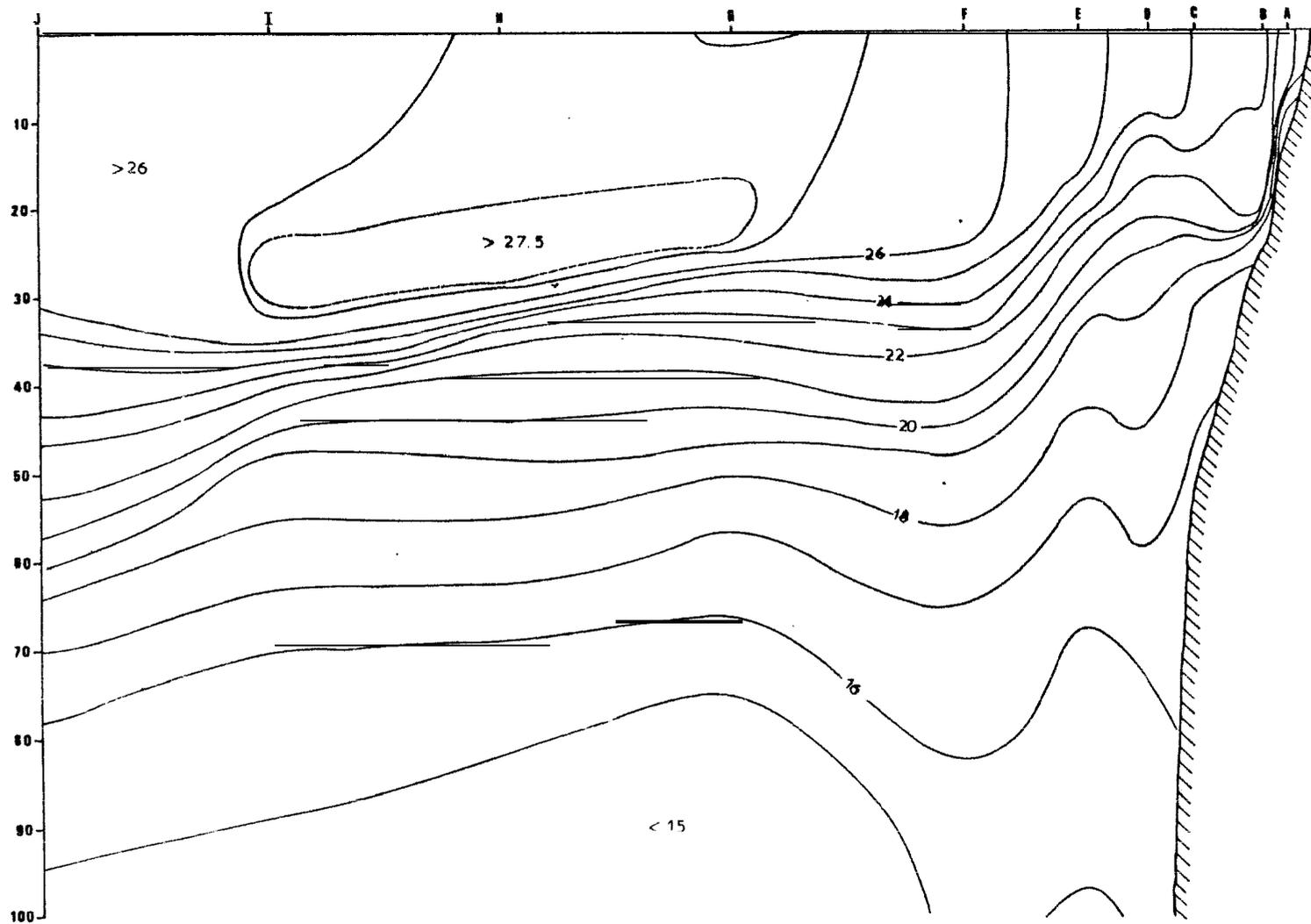


FIG.- 4.- 4 décembre 969 Coupe T -z (0-100 m)

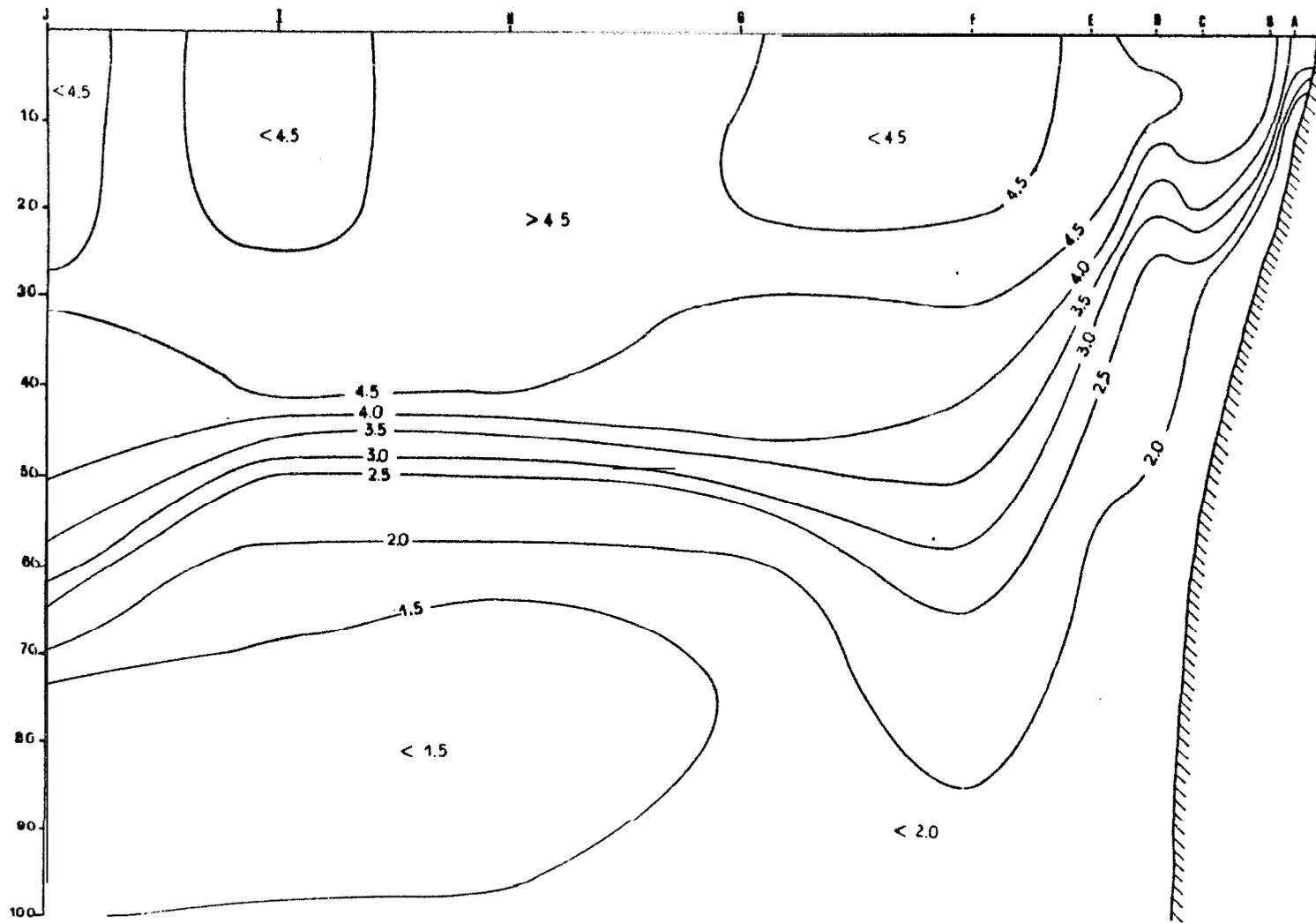


FIG. 5.- 4 décembre 1969, coupe  $O_2$  -z (0-100 m)

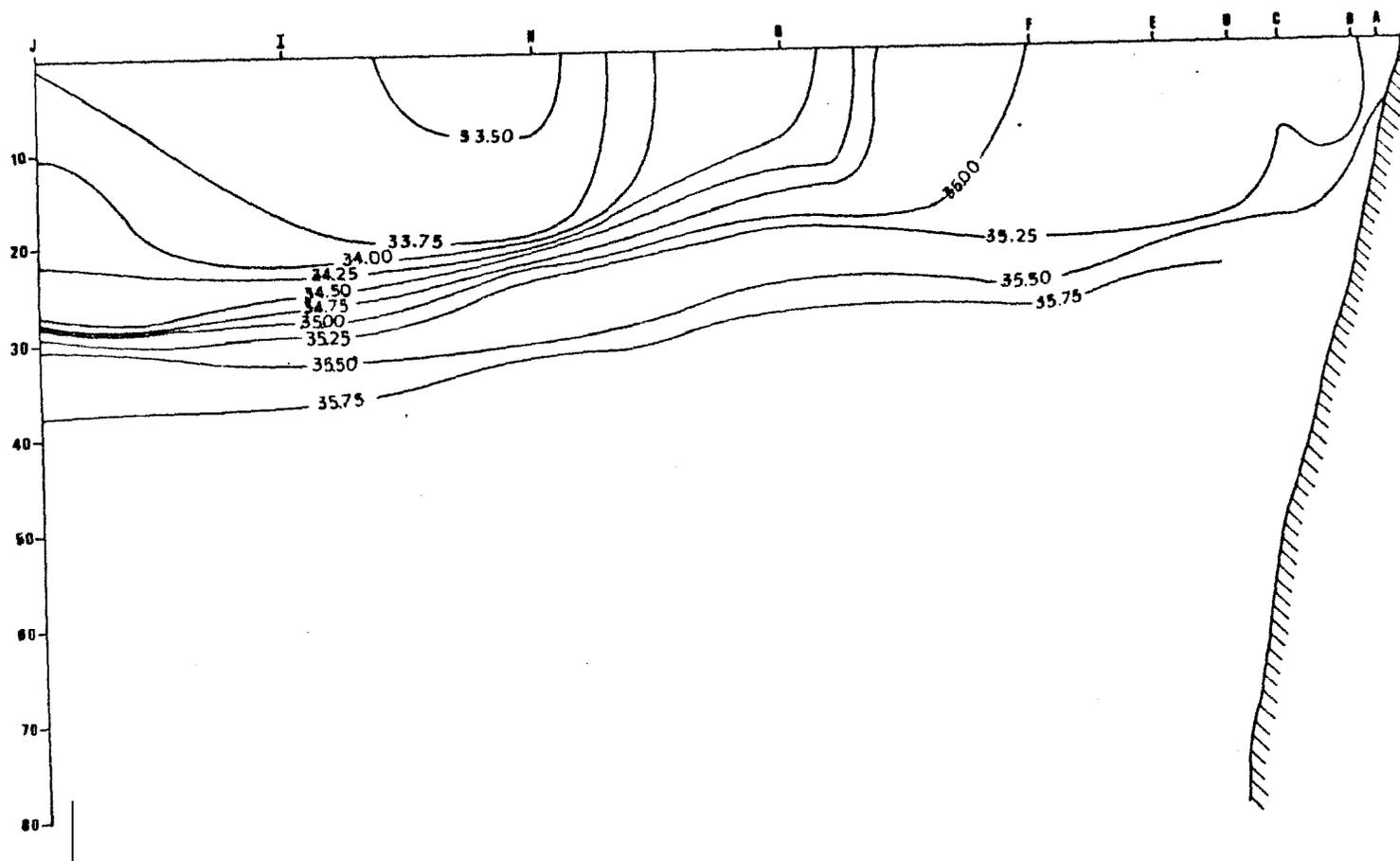


FIG. 6. 4 décembre 1969, coupe S-z (0-80 m)

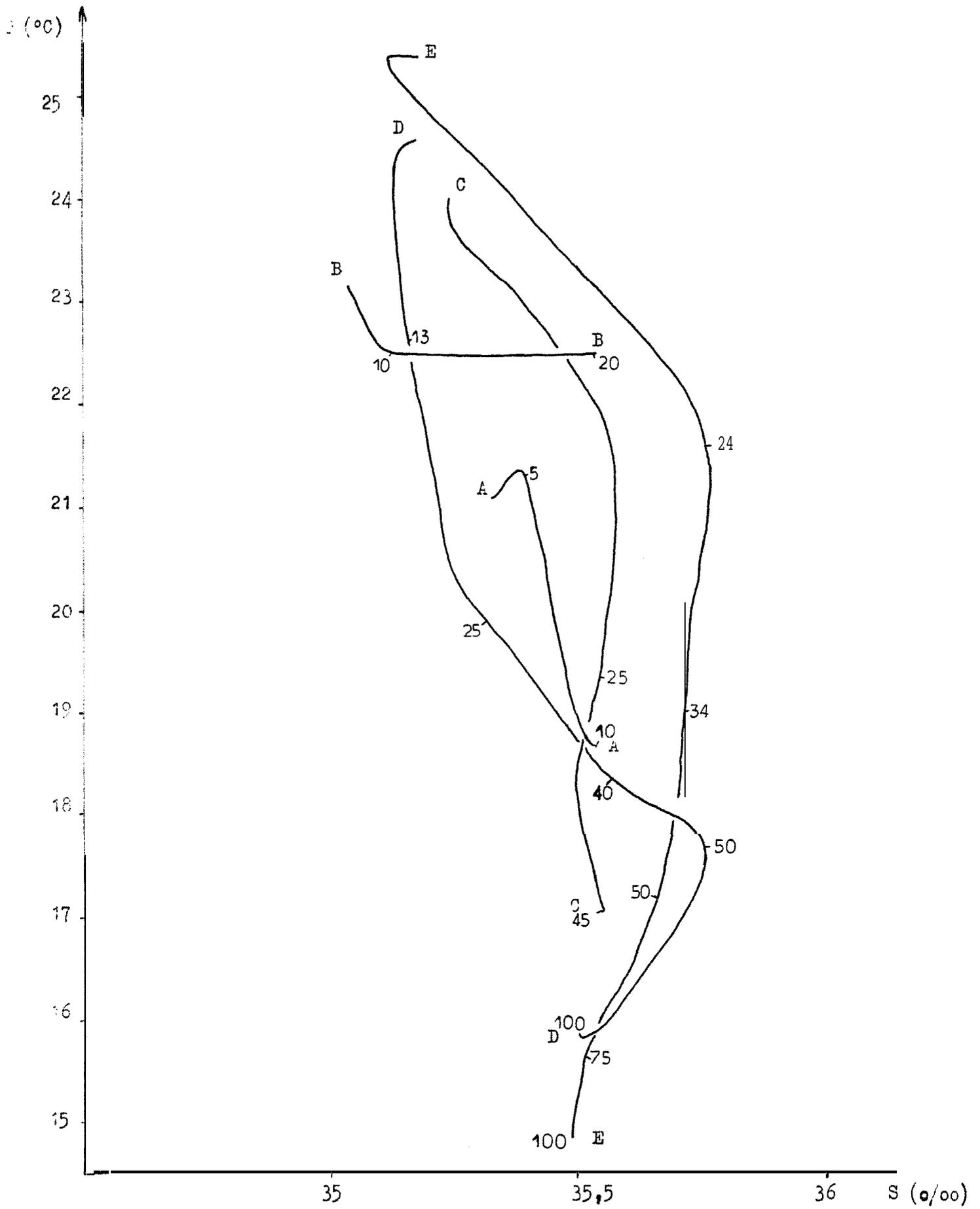


Fig.7: DIAGRAMME T-S DES STATIONS COTIERES

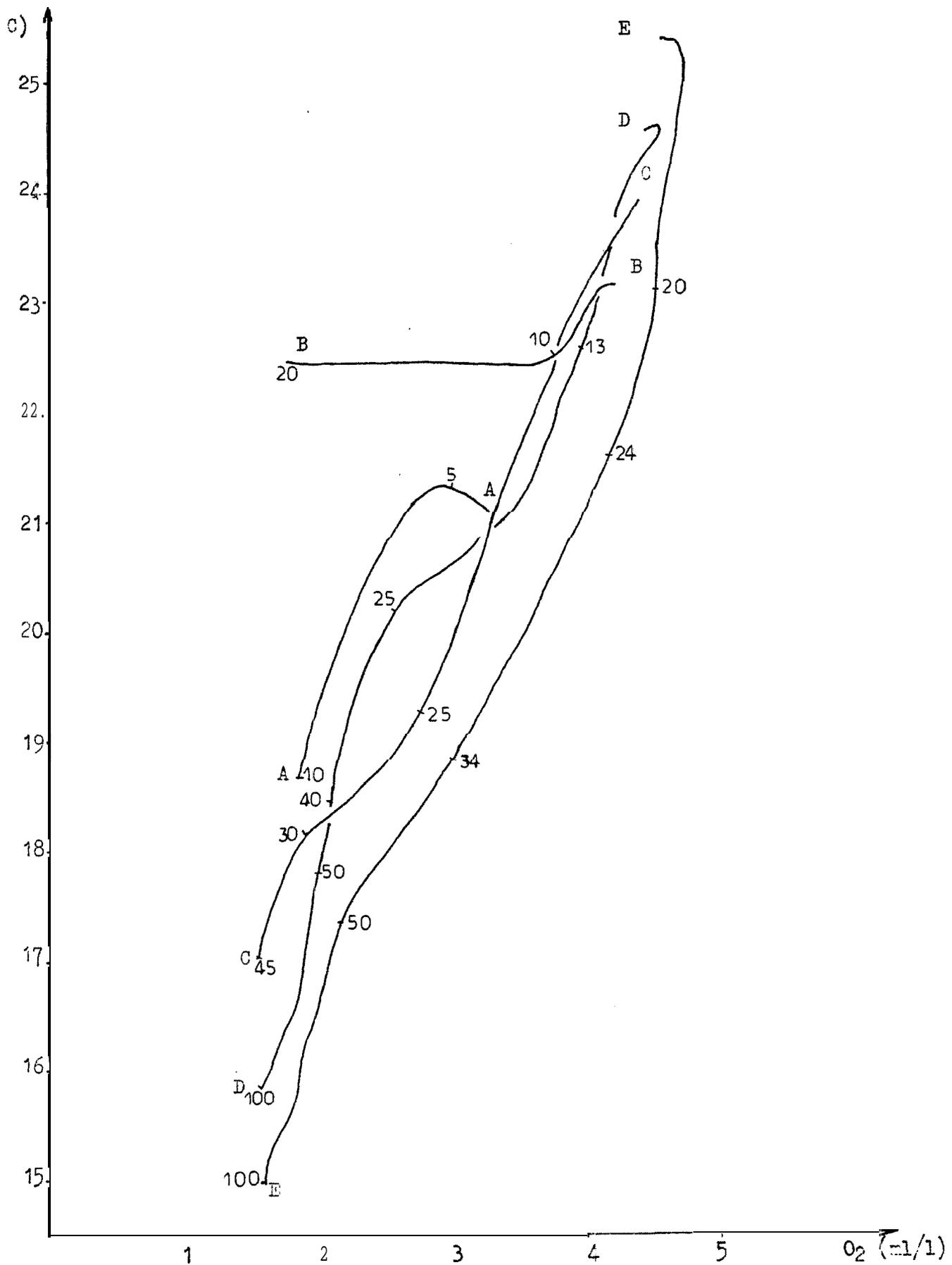


Fig. 8 : DIAGRAMME T -  $O_2$

4 DECEMBRE - 1969 - RADIALE DU CAP VERT PROLONGEE

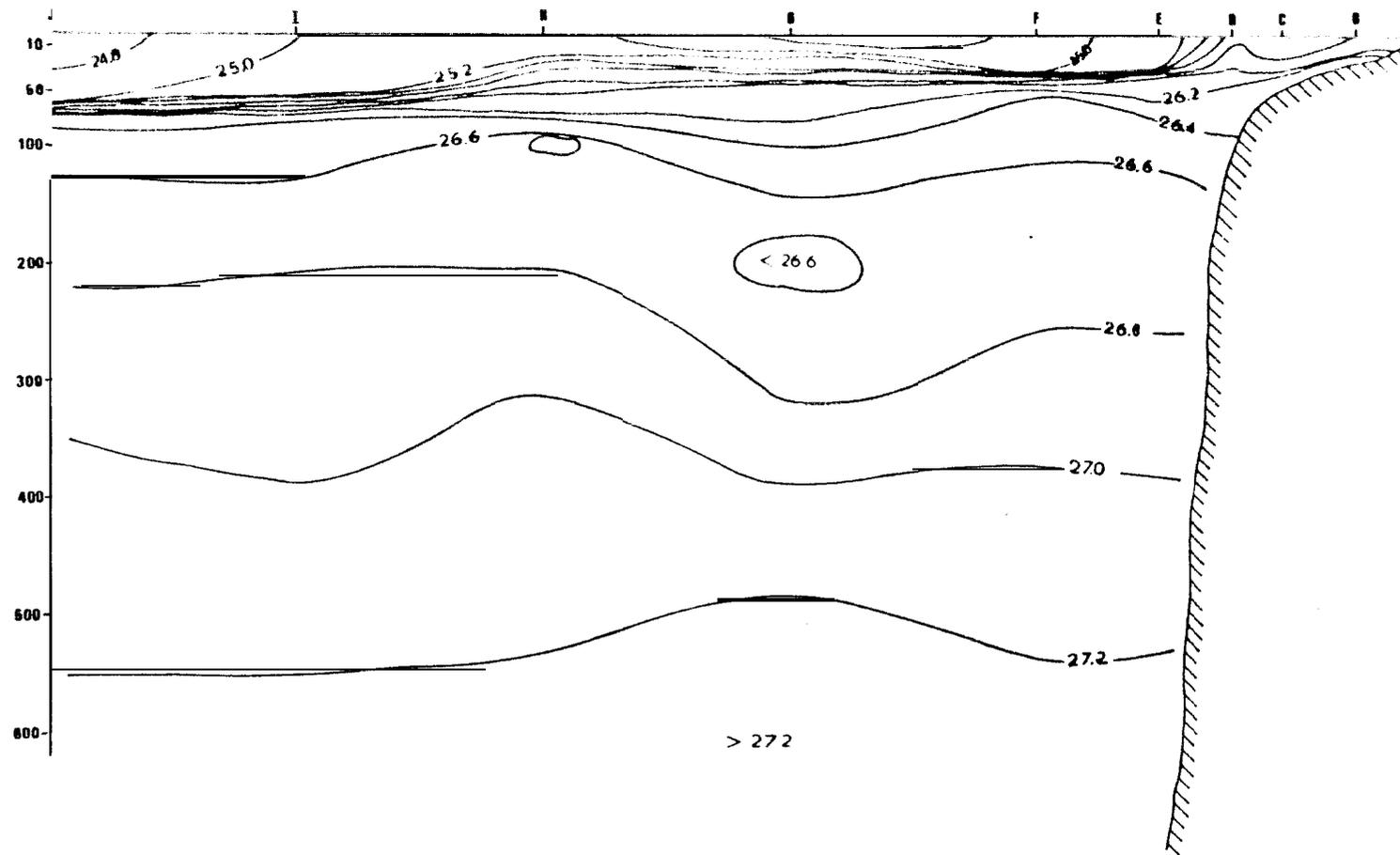


FIG. 9.- 5            1970, Coupe  $\sigma_t$ -z



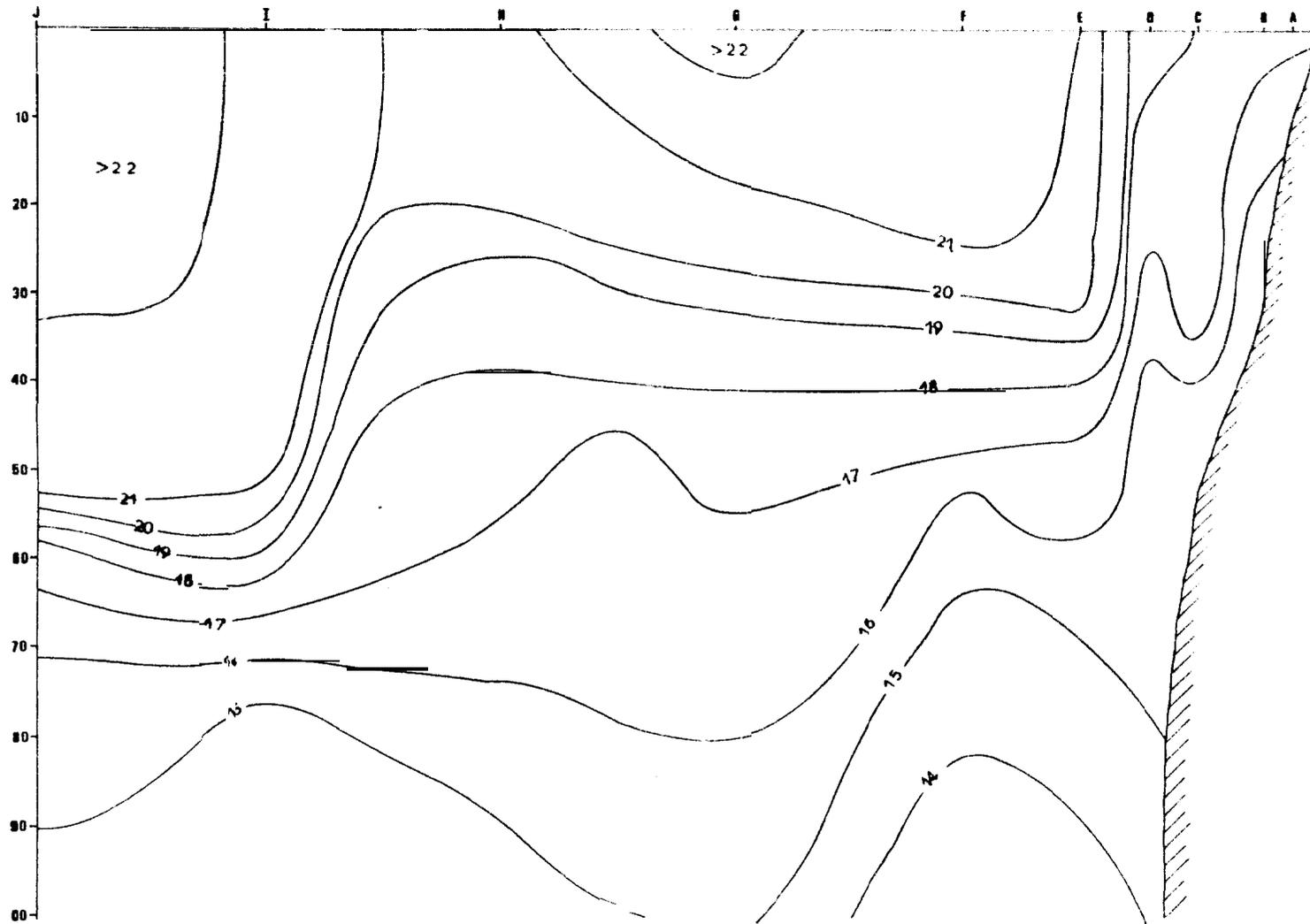


FIG. 11.- 5 février 970, coupe T-z 0-100 m)

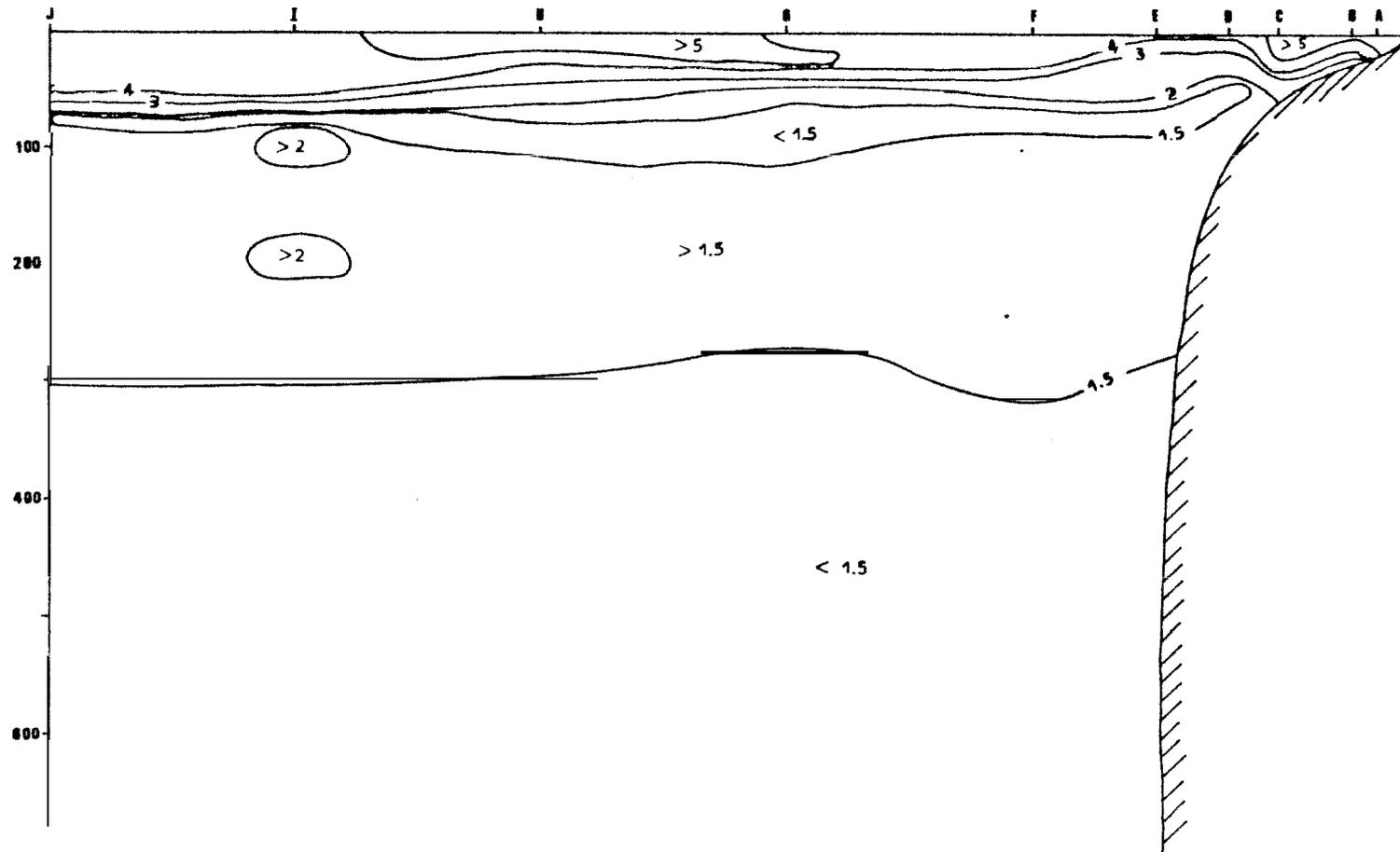


FIG. 2.- 5 février 1970, coupe  $o_2$  z

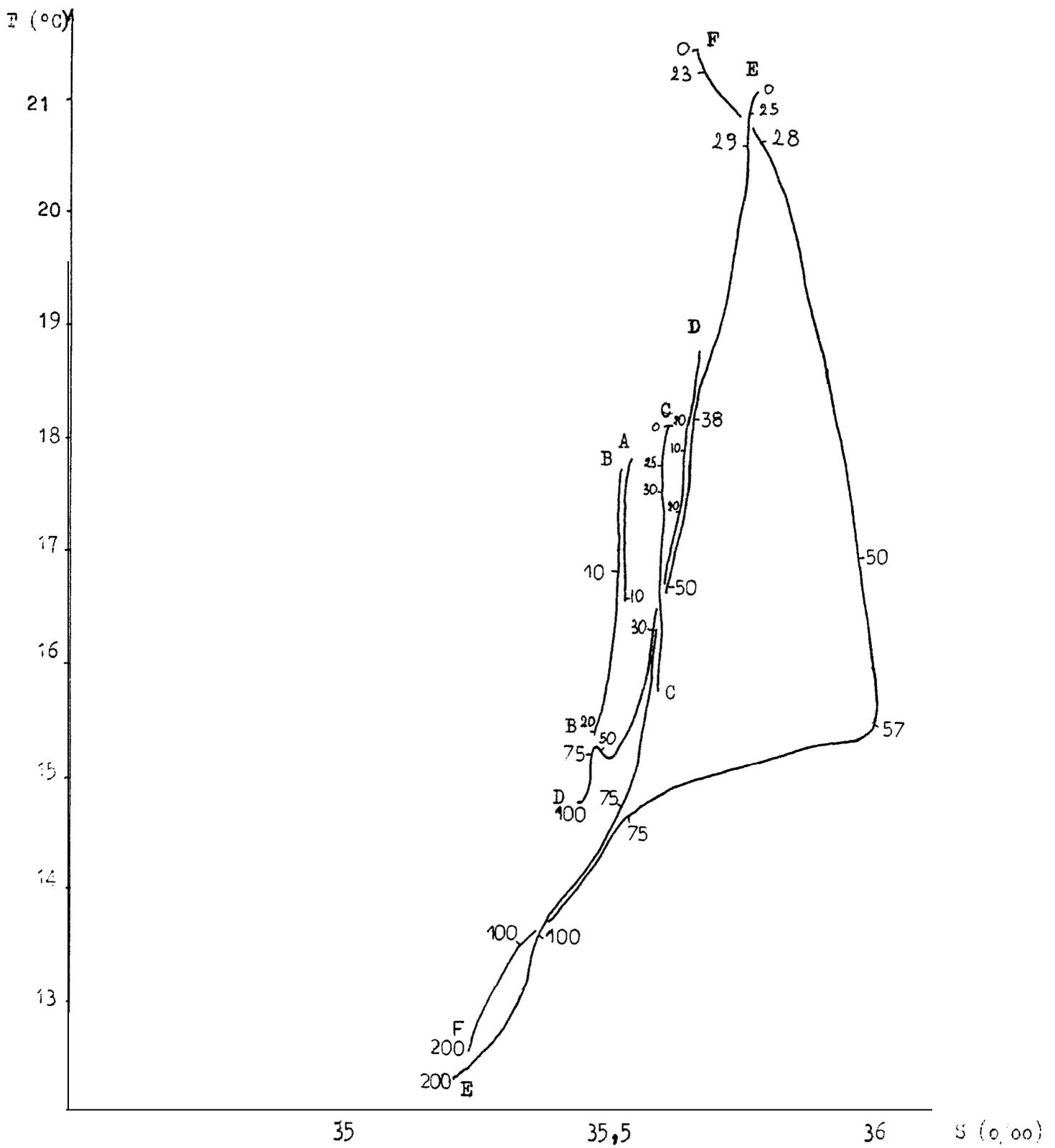


Fig. 14 : DIAGRAMME T - s

5 FEVRIER 1970 RADIALE DU CAP VERT **PROLONGEE**

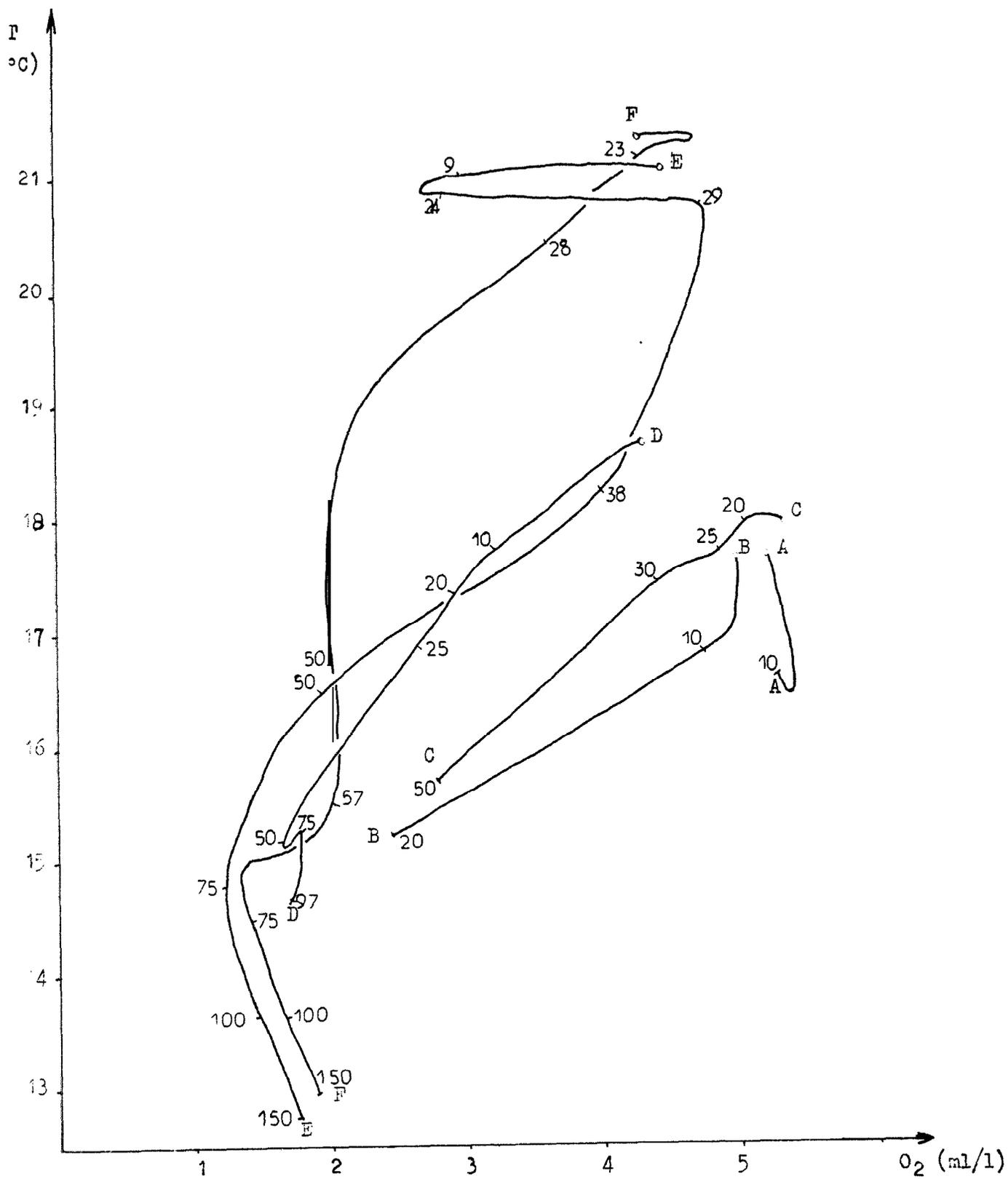


Fig. 15: D I A G R A M M E T - 02

5 FEVRIER 1970 - RADIALE DU CAF VERT PROLONGEE