

PROGRAMME DE RECHERCHE EN OCEANOGRAPHIE DYNAMIQUE
A BORD DE LA BOUEE-LABORATOIRE*

Par J. Gonella

*Laboratoire d'Océanographie Physique
Muséum National d'Histoire Naturelle
Paris Vème*

SOMMAIRE

1ère Conférence : LE PROGRAMME ET LES MOYENS.

- Introduction : les interactions océan-atmosphère
- Le champ d'expérimentation : la Méditerranée, modèle réduit d'océan
- Le support des capteurs : La Bouée-Laboratoire.

2ème Conférence : L'ACTION DU VENT SUR LES COURANTS SUPERFICIELS.

- Le modèle d'Ekman en régime impulsif : une approche théorique simple
- Confrontation avec les observations recueillies à la Bouée-Laboratoire
- Conclusion.

* Ce programme de recherche se poursuit avec le support du Centre National pour l'Exploitation des Océans (C.N.E.X.O.)

1ère Conférence

LE PROGRAMME ET LES MOYENS

Au cours de ce cycle de conférences, nous vous exposerons les grandes lignes du programme de recherche poursuivi en Océanographie Dynamique à bord de la Bouée-Laboratoire. Le premier exposé sera ensuite consacré au site d'expérimentation, la Méditerranée Occidentale Nord, et à l'engin-support des capteurs, la Bouée-Laboratoire. L'exposé suivant s'attachera davantage aux résultats théoriques et expérimentaux obtenus.

LES INTERACTIONS AIR-MER.

Si l'on excepte les forces gravitationnelles, l'essentiel de l'énergie responsable des mouvements fluides de notre planète provient du rayonnement solaire. Par une série de transformations et de rebonds entre l'air et l'eau, cette énergie est à l'origine de multiples phénomènes observés dans les océans : phénomènes d'ordre thermique comme la congélation, l'évaporation, la stratification thermique, ou phénomène d'ordre dynamique : vagues, courants, ondes internes... L'interface air-eau revêt une importance fondamentale car c'est à son niveau que se font les transformations et les transferts les plus importants. Les études poursuivies à bord de la Bouée-Laboratoire s'appuient essentiellement sur le thème de ces interactions océan-atmosphère. Le programme de travail s'attache plus particulièrement à l'étude des répercussions de ces interactions sur les caractéristiques physiques et sur les mouvements des masses d'eau.

LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE : MODELE REDUIT D'OCEAN.

Il ne suffit pas de se fixer une orientation de recherche, encore faut-il choisir un champ d'expérimentation. Pour des raisons faciles à comprendre, l'étude de l'océan mondial ne peut

être entreprise raisonnablement sans moyens considérables. Une analyse des masses d'eau, appliquée à l'échelle du globe, montre que l'essentiel des eaux océaniques profondes résulte d'un mélange d'eaux formées dans deux régions seulement : l'Atlantique Nord, au Sud du Groenland, et le pourtour de l'Antarctide. Ces "sources" alimentent 75°/° des eaux des océans, plus d'un milliard de km³ d'eau ! Cette proportion contraste avec l'exéguité relative des aires de ces sources qui sont de l'ordre de 2 à 3°/° seulement de la surface liquide. Ainsi transits et échanges d'énergie, à travers de surfaces d'étendue minime, retentissent sur les caractères des 3/4 du contenu océanique. Ces eaux profondes "respirent" sur l'atmosphère par les seuls petits "hublots" que sont leurs "sources". Mais la formation des eaux profondes n'est pas un privilège des océans et de telles "zones polaires" se rencontrent dans des mers à des latitudes beaucoup plus basses. Bien sûr, à ces latitudes, la congélation qui augmente la salinité des eaux de surface n'existe pas, mais l'évaporation y joue le même rôle. Tel est le cas de la Méditerranée qui est un bassin de "concentration" alimenté en eau atlantique (salinité 36°/°°) par le détroit de Gibraltar. La "constance du sel" dans le bassin est assurée par de la sortie d'eau méditerranéenne (salinité 38°/°°) sur le fond du détroit. A quel moment et où l'eau de surface plonge-t-elle pour boucler le circuit ?

Le Nord de la Méditerranée Occidentale est caractérisé en toute saison par une circulation marine cyclonique (fig. 1). Dans la région centrale, la stratification verticale de densité est, du fait de la rotation terrestre, moins stable que sur les bords.

Au début de l'hiver, après disparition de la thermocline superficielle, on peut y distinguer la présence de 3 couches :

- la couche superficielle d'eau froide toute récente et relativement douce ($T < 13^{\circ}00$ et $S \approx 38^{\circ}/^{\circ\circ}$);

CAMPAGNE HYDROLOGIQUE DE L' "ELIE MONNIER" EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE
FEVRIER - MARS 1960

ISOPYCNES DE SURFACE

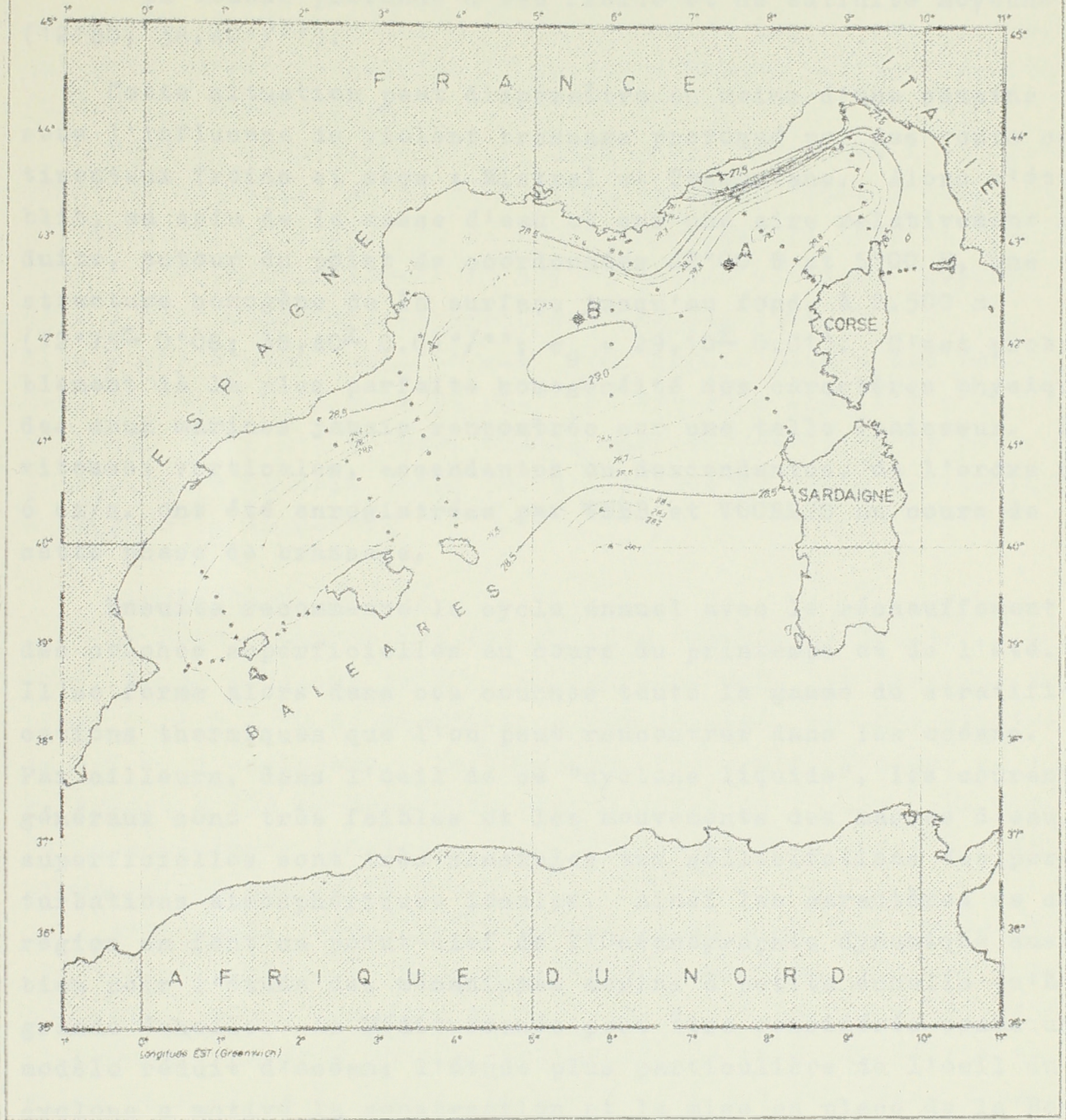


Fig:1

- la couche intermédiaire d'eau chaude et salée provenant de la Méditerranée Orientale (maximum vers 500m : $13^{\circ}40$; $38.50^{\circ}/^{\circ}$);

- la couche profonde d'eau froide et de salinité moyenne ($12^{\circ}80$; $38.40^{\circ}/^{\circ}$).

Cette situation peut disparaître en moins d'une semaine sous l'influence du violent brassage provoqué par des vents continentaux froids et secs : Mistral et Tramontane. Alors s'établit, au sein de la masse d'eau et sur une aire relativement réduite, autour du point de coordonnées $42^{\circ}00$ N et $5^{\circ}00$ E, une structure homogène de la surface jusqu'au fond, à 2.500 m ($12^{\circ}75 \pm 0^{\circ}08$; $38,40 \pm 0.01^{\circ}/^{\circ}$; $\sigma_{\theta} = 29,10 \pm 0.01$). C'est probablement là la plus parfaite homogénéité des caractères physiques des eaux marines jamais rencontrée sur une telle épaisseur. Des vitesses verticales, ascendantes ou descendantes, de l'ordre de 6 cm/s. ont été enregistrées par WEBB et VOORHIS au cours de cette phase de brassage.

Ensuite recommence le cycle annuel avec le réchauffement des couches superficielles au cours du printemps et de l'été. Il se forme alors dans ces couches toute la gamme de stratifications thermiques que l'on peut rencontrer dans les océans. Par ailleurs, dans l'oeil de ce "cyclone liquide", les courants généraux sont très faibles et les mouvements des masses d'eau superficielles sont très sensibles aux sollicitations des perturbations atmosphériques locales. Ainsi les caractères de cette région en font un point-clef de l'Océanographie dynamique aussi bien pour l'étude des mécanismes marins à petite échelle qu'à grande échelle. La Méditerranée peut être considérée comme un modèle réduit d'océan; l'étude plus particulière de l'oeil du cyclone a motivé la construction et la mise en place de la Bouée-Laboratoire.

LA BOUEE-LABORATOIRE.

La Bouée-Laboratoire est une bouée habitée, construite sur l'initiative du Cdt. COUSTEAU avec le support financier du Gouvernement Français. Son fonctionnement est assuré actuellement par le Centre National pour l'Exploitation des Océans (C.N.E.X.O) qui en a confié la gestion au Centre d'Etudes Marines Avancées (C.E.M.A.) à Marseille.

Mise en chantier en 1962, elle a été remorquée à son premier point de mouillage entre Nice et la Corse en janvier 1964 (Point A : 42°47'N, 7°29'E). Un incendie détruisit la tête en février 1965. Fort heureusement, il n'y eut aucune victime. Réparée, elle a été replacée à la position A en mai 1966. Elle y est restée jusqu'en mai 1968; depuis elle a été remorquée dans le Golfe du Lion à la position actuelle (point B : 42°14 N, 5°35 E). Elle n'a pu être placée dans le centre de la zone cyclonique; le mauvais temps qui s'est levé en cours de remorquage a empêché la manoeuvre.

Description (fig.2)

La Bouée-Laboratoire est du type "perche de Froude". Le tube, d'une longueur de 60m, cylindrique avec des sections variant de 1,8 à 3m de diamètre, a été réalisé en tôle d'acier de 1,5 cm d'épaisseur. La tête comporte trois niveaux; sa base se trouve à 10m au-dessus du niveau moyen de la mer. La plateforme supérieure constitue une terrasse de 10 m sur 6 m. Le tirant d'eau est de 50 m.

D'un poids total de 250 tonnes, elle a un lest solide de 110 tonnes environ à la base inférieure du tube. Le câble de mouillage, d'une longueur de 3.500 m, a été fabriqué tout spécialement d'un seul tenant (polypropylène en profondeur \varnothing 45mm; nylon en surface \varnothing 35mm). Le corps mort est une masse d'acier de 6 tonnes. Avec une profondeur de 2.500 m, cette longueur de mouillage confère à l'engin un cercle d'évitage de l'ordre de 5 km de diamètre.

Son grand tirant d'eau et son col mince lui assurent une

BOUEE LABORATOIRE

C. N. E. X. O.

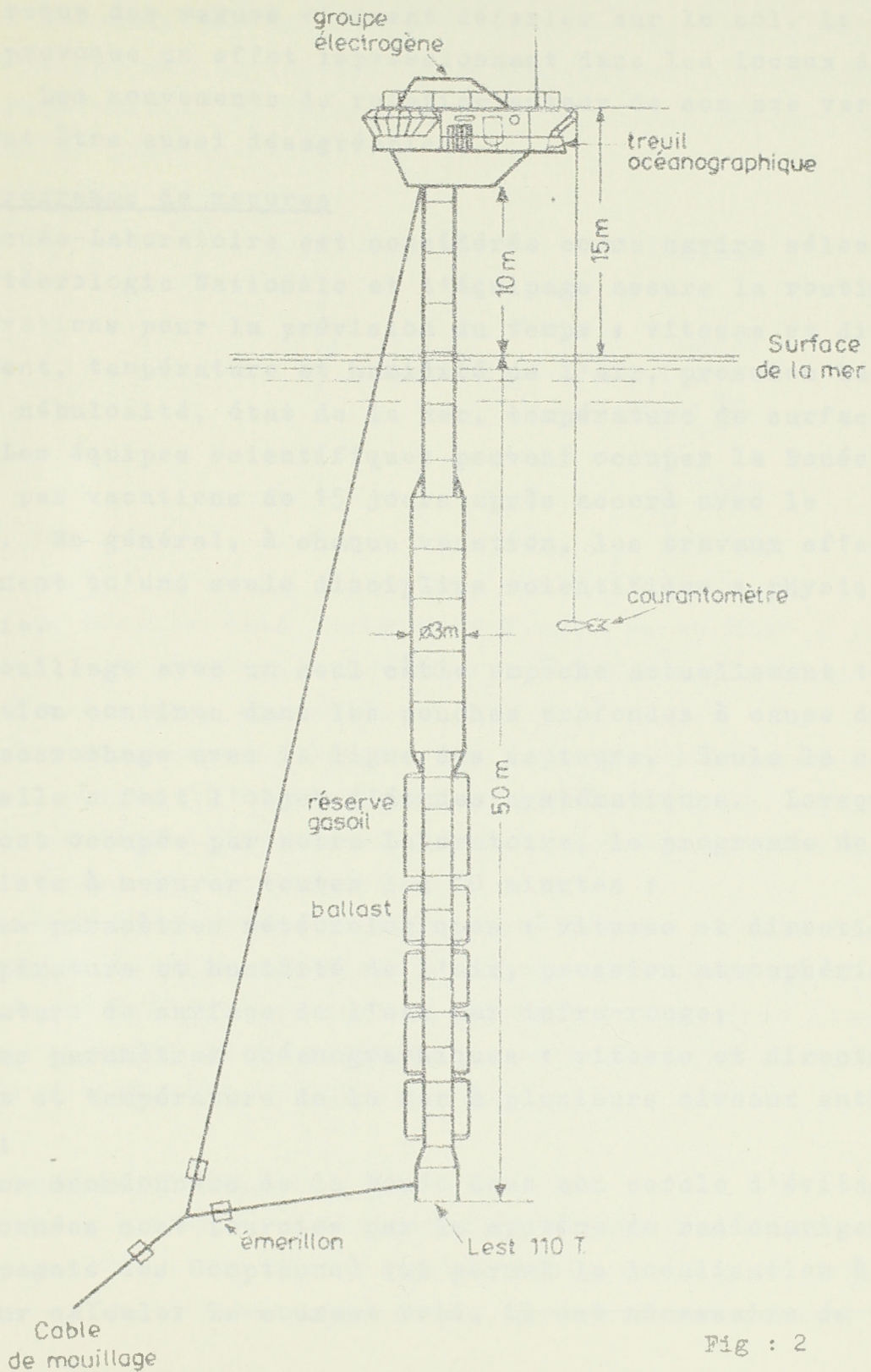


Fig : 2

très bonne stabilité. Toutefois, par mauvais temps, de brusques mouvements de rappel apparaissent surtout lorsque la Bouée se trouve sollicitée par son câble en limite d'évitage. Par ailleurs, lorsque des vagues viennent déferler sur le col, le tube vibre et provoque un effet impressionnant dans les locaux d'habitation. Les mouvements de rotation autour de son axe vertical peuvent être aussi désagréables.

Le programme de mesures

La Bouée-Laboratoire est considérée comme navire sélectionné par la Météorologie Nationale et l'équipage assure la routine des observations pour la prévision du temps : vitesse et direction du vent, température et humidité de l'air, pression barométrique, nébulosité, état de la mer, température de surface de la mer. Les équipes scientifiques peuvent occuper la Bouée-Laboratoire par vacations de 15 jours après accord avec le C.N.E.X.O. En général, à chaque vacation, les travaux effectués ne concernent qu'une seule discipline scientifique : physique ou biologie.

Le mouillage avec un seul câble empêche actuellement toute investigation continue dans les couches profondes à cause du risque d'accrochage avec la ligne des capteurs. Seule la couche superficielle a fait l'objet d'études systématiques. Lorsque la Bouée est occupée par notre Laboratoire, le programme de travail consiste à mesurer toutes les 10 minutes :

1/ Les paramètres météorologiques : vitesse et direction du vent, température et humidité de l'air, pression atmosphérique et température de surface de l'eau par infra-rouge;

2/ les paramètres océanographiques : vitesse et direction du courant et température de la mer à plusieurs niveaux entre 5 - 60 m ;

3/ les coordonnées de la Bouée dans son cercle d'évitage. Ces coordonnées sont fournies par le système de radionavigation RANA (Compagnie des Compteurs) qui permet la localisation à 5m près. Pour calculer le courant vrai, il est nécessaire de tenir

compte de la vitesse de déplacement de la Bouée qui peut atteindre 25 cm/s.

A l'exception des coordonnées RANA et de la température de surface, l'ensemble des données est recueilli par une centrale de mesure conçue par un ingénieur du Laboratoire : Ph.GAUDILLERE.

Le cycle complet de mesure se fait selon la séquence représentée dans le tableau suivant :

<u>Minutes</u>	<u>Capteurs</u>	<u>Niveaux</u>
0	Météo	{ 15m
1	"	
2	CM	entre
3	"	
4	"	{ -5m
5	"	
6	"	et
7	"	
8	"	{ -60m
9	"	

Pour les mesures dans l'air on a 8 mots de 10 bits : pression, vitesse, température, référence, différence psychrométrique, cap de la Bouée, zéro, girouette.

Pour les mesures dans la mer, on a, à chaque niveau, 6 mots de 10 bits : compas 1, température, compas 2, vitesse, compas 3, référence. Au dépouillement, on prend la moyenne géométrique des trois mesures de direction.

La transmission entre les courantomètres et l'unité centrale est assurée par liaison acoustique. L'enregistrement de chaque mot se fait sur 2 lignes de ruban perforé 8 canaux avec bits d'imparité, d'erreur et de référence. Le traitement se fait sur ordinateur IBM 1130 au Laboratoire.

Avantages et servitudes :

La Bouée-Laboratoire a été construite pour accueillir 6 personnes au maximum : 2 places pour l'équipage, 4 pour l'équipe scientifique. La réduction d'effectif présente des avantages

certaines mais demande beaucoup de qualités de la part de l'équipage qui doit être : observateur météo, opérateur radio, mécanicien, cuisinier, intendant, marin, plongeur, peintre, électricien... Il est nécessaire de faire preuve de beaucoup de tolérance pour vivre longtemps dans un espace aussi réduit. Tout le monde, personnel scientifique compris, participe aux diverses tâches quotidiennes : cuisine en particulier !

Les liaisons radio avec la terre sont excellentes par l'intermédiaire de Grasse-Radio ou de Marseille Radio. Les conditions météorologiques sont transmises en phonie à ces stations pour être diffusées dans le bulletin régional pour les navigateurs.

De Marseille, le ravitaillement en matériel, vivre, eau douce et fuel a lieu toutes les deux semaines avec un navire de la taille d'un petit chalutier : l' "ESPADON". La relève du personnel est aussi effectuée au cours de ces liaisons. Le mauvais temps (vent supérieur à 30 nds.) peut provoquer un retard pouvant atteindre deux à trois semaines.

2ème Conférence

L'ACTION DU VENT SUR LES COURANTS SUPERFICIELS DE L'OCEAN

- Le modèle d'EKMAN en régime impulsif : une approche théorique simple.
- Confrontation avec les observations recueillies à la BOUÉE LABORATOIRE.
- Conclusion.

-:-

Depuis 1964, les résultats les plus intéressants, dans le programme d'interactions air-mer poursuivi à la Bouée-Laboratoire, ont été obtenus dans le domaine de l'action du vent sur les courants marins superficiels (0-100m). Le modèle d'EKMAN en régime impulsif est un modèle assez simple sur lequel nous pouvons baser notre discussion après avoir examiné quelques résultats d'observations recueillies à la Bouée-Laboratoire.

LE MODELE D'EKMAN EN REGIME IMPULSIONNEL.

Les hypothèses de départ sont les mêmes que celles d'EKMAN (1905) dans sa théorie des courants induits par le vent : océan homogène, visqueux (hypothèse de Boussinesq : $\nu = \text{Cte}$), illimité et de profondeur infinie. La tension du vent en surface est $\tau(t)$ pour $t > 0$.

Nous supposerons en outre qu'à l'instant $t = 0$, il existe une distribution de vitesse $\underline{u}_0(z)$. Dans ces conditions, l'équation du mouvement prise au sens des distributions est :

$$\frac{\partial \underline{u}}{\partial t} + 2\Omega \wedge \underline{u} - \nu \Delta \underline{u} = \frac{2\tau(t)}{\rho} + \underline{u}_0(z) \delta(t)$$

où δ est la distribution de Dirac.

En prenant comme unité de base la période d'inertie T_I à la latitude donnée (considérée comme constante) et la profondeur D égale à deux fois la profondeur d'Ekman D_E , l'équation s'écrit avec des grandeurs sans dimension : ($D^2 = 4\pi\nu T_I = 4D_E^2$)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + 2i\pi u - \frac{1}{4\pi} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 2\tau(t) \delta(z) + u_0(z) \delta(t). \quad (1)$$

Le symbole "-" est supprimé, mais u et τ restent des grandeurs complexes. Cette équation est, au terme $2i\pi u$ près, analogue à l'équation de la chaleur dans une tige infinie avec une source de chaleur à l'origine et une distribution initiale de température. La solution élémentaire est :

$$E(z,t) = Y(t) e^{-2i\pi t} e^{-\pi z^2/t} t^{-1/2}.$$

Avec cette notation, la solution satisfaisant au problème d'Ekman est donc :

$$u(z,t) = 2\tau(t) *_{(t)} E(z,t) + u_0(z) *_{(z)} E(z,t) \quad (2)$$

où le symbole "*" représente le produit de convolution en z ou en t : $f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\theta)g(t-\theta)d\theta$. Cette expression donne la solution générale mais il est intéressant d'examiner quelques cas particuliers.

1) $\tau = 0$ mais $u_0(z) \neq 0$. Ceci correspond à un mouvement sur lequel toute action cesse d'agir à $t = 0$. Si R_0 désigne la résultante des vitesses ($R_0 = \int u_0(\zeta)d\zeta$), on montre que pour t assez grand : $u_0(z,t) \rightarrow Y(t) t^{-1/2} R_0 e^{-2i\pi t}$. C'est-à-dire que le courant tend à décroître en $t^{-1/2}$ et à se mettre en phase avec $R_0 e^{-2i\pi t}$. Ainsi, suivant que le courant initial est, à un niveau déterminé, en avance ou en retard par rapport à la

résultante R_0 sa période tendra théoriquement vers la période d'inertie (terme en $e^{-2i\pi t}$) par valeur supérieure ou inférieure (fig.1).

2) $\tau \neq 0$ mais $u_0(z) = 0$. En général $\tau(t)$ est une fonction quelconque du temps t .

Le cas examiné par Ekman est celui où $\tau(t) = Y(t) \tau_0$ où τ_0 est une constante complexe. Dans ce cas :

$$u(z, t) = 2 \tau_0 Y(t) \underset{(t)}{*} E(z, t) = 2 \tau_0 \int_0^t E(z, \theta) d\theta \quad (3),$$

c'est la solution donnée par Fredholm. Une autre expression de $u(z, t)$ peut être obtenue dans ce cas en considérant le régime permanent pour $t > 0$ comme la superposition d'une distribution initiale égale à la Spirale d'Ekman $u_0(z)$ avec une tension $Y(t) \tau_0$. Dans ces conditions :

$$u(z, t) = u_0(z) - u_0(z) \underset{(z)}{*} E(z, t) \text{ avec } u_0(z) = \sqrt{2} \tau_0 e^{-i\pi/4} e^{-2\pi(1+i)|z|}.$$

Ainsi, quand t devient grand, le deuxième terme de cette dernière équation tend vers zéro et, à chaque niveau, le vecteur courant tend vers la Solution d'Ekman en régime permanent.

Le modèle d'Ekman en régime impulsif est celui où la tension τ a la forme d'une impulsion rectangle τ_0 de durée d . Dans ce cas, la solution peut avoir plusieurs expressions :

- en prenant l'origine des temps à la fin du coup de vent, alors $u_d(z, t) = u(z, d) \underset{(z)}{*} E(z, t)$

où $u(z, d)$ est donnée par (3) en faisant $t = d$.

- en prenant l'origine des temps au début du coup de vent, la tension peut s'écrire $\tau = Y(t) \tau_0 - Y(t-d) \tau_0$ d'où $u_d(z, t) = u(z, t) - u(z, t-d)$ pour $t > d$.

On montre ici que pour t assez grand, on a :

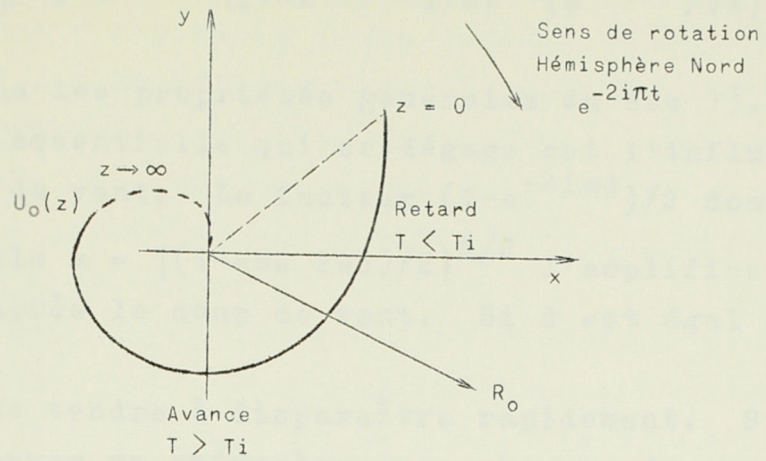


Fig. 1.- Distribution initiale des vitesses $U_0(z)$

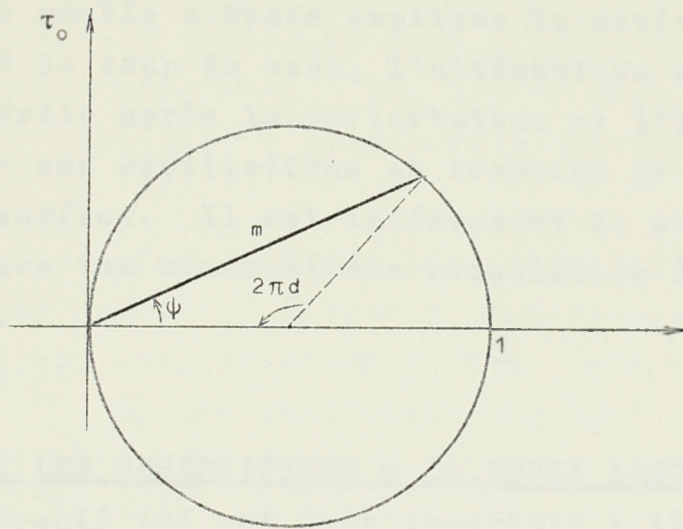


Fig. 2.- Influence de la durée d du coup de vent sur le module m de l'amplification et sur la phase ψ du courant d'inertie

$$\frac{1 - e^{-2i\pi d}}{2}$$

$$u_d(z,t) \rightarrow (2\tau_0/\pi) e^{-i\pi/2} \left\{ (1 - e^{-2i\pi d})/2 \right\} (e^{-2i\pi t}/\sqrt{t}).$$

Nous retrouvons les propriétés générales du cas 1), mais la caractéristique essentielle qui se dégage est l'influence de la durée d du coup de vent. Le facteur $(1 - e^{-2i\pi d})/2$ donne :

- par son module $m = \left\{ (1 - \cos 2\pi d)/2 \right\}^{1/2}$ l'amplification du courant d'inertie après le coup de vent. Si d est égal à un entier n , $m = 0$

et le phénomène tendra à disparaître rapidement. Si $d = n + 1/2$, $m = 1$, on pourra observer un phénomène avec une grande amplitude d'inertie.

- par son argument ϕ la phase du courant par rapport à

$$(2\tau_0/\pi) e^{-i\pi/2} e^{-2i\pi t} ; \operatorname{tg}\phi = (\sin 2\pi d)/(1 - \cos 2\pi d). \text{ (fig.2)}$$

En résumé, le modèle d'Ekman explique la déviation à droite du courant pendant le coup de vent, l'atténuation en $t^{-1/2}$ des oscillations d'inertie après la perturbation et l'intensité plus ou moins grande de ces oscillations en fonction de la durée d de la tension en surface. Il est intéressant de confronter ces résultats théoriques aux observations recueillies à bord de la Bouée-Laboratoire.

CONFRONTATION AVEC LES OBSERVATIONS A LA BOUEE LABORATOIRE.

Le modèle présenté ici est très imparfait : il ne tient compte ni de la limite du champ de vent dans l'espace ni de la stratification de l'océan. Aussi, il n'a pas la prétention d'expliquer tous les phénomènes observés d'autant plus que les gradients horizontaux de pression sont négligés.

Parmi les campagnes de mesures effectuées à bord de la Bouée Laboratoire, il y en a trois qui ont bénéficié de conditions météorologiques particulières : juillet 1964, décembre 1964, juillet 1968. Chaque fois une accalmie relativement longue

a suivi un coup de vent qui peut être assimilé à une impulsion rectangle. La figure 3 visualise d'une manière extrêmement nette la génération par le vent de l'oscillation d'inertie et son atténuation ultérieure (juillet 1968 : 10m.). Les mesures effectuées en 1969 ne sont pas toutes dépouillées : les planches exposées au cours de la conférence représentent les résultats de février et de juillet 1969.

Nous allons examiner les trois sujets d'intérêt particulier : la déviation du courant moyen en fonction de la profondeur pendant le coup de vent, l'atténuation de l'oscillation d'inertie après la perturbation atmosphérique et l'influence de la durée du coup de vent.

1) Déviaton du courant moyen en fonction de la profondeur pendant la durée du coup de vent. En mai 1966, nous avons déjà observé ce phénomène qui nous donne une spirale analogue à celle d'Ekman (GONELLA, 1968). En juillet 1969, le même phénomène a été observé : déviation à droite du vent et rotation à droite avec les profondeurs croissantes. Par contre rien d'analogue ne s'observe en février 1969 où l'eau est parfaitement homogène de la surface jusqu'au fond.

2) Atténuation des oscillations d'inertie après la perturbation. Le graphique (fig. 4) à double échelle logarithmique montre que dans chaque cas, l'atténuation se fait selon une loi plus forte que $t^{-1/2}$. Il est remarquable de constater que la décroissance est sensiblement la même pour les deux mois de juillet (1964, 1968) en $t^{-2/3}$ et beaucoup plus forte en décembre en $t^{-6/5}$. Par ailleurs, aucune oscillation nette n'apparaît dans les observations de février 1969. Il est évident que la déviation du courant en fonction de la profondeur et l'atténuation des oscillations d'inertie doivent être directement liées à la stratification en densité. En juillet, la stratification est continue; en décembre, l'eau est homogène jusqu'à 70 m.; en février, l'homogénéité se fait jusqu'au fond.

Ainsi, il est curieux de voir que plus l'océan est stratifié, plus il a tendance à être en accord avec le modèle d'Ekman conçu pour un océan homogène. En réalité cet accord vient du fait que l'hypothèse du coefficient de Boussinesq constant n'est pas représentatif d'un océan entièrement homogène où les phénomènes de turbulence verticale sont extrêmement importants : WEBB et VOORHIS ont enregistré des vitesses verticales de 6cm/sec.

Toutefois, la stratification ne suffit pas à expliquer toute l'atténuation des oscillations d'inertie observées; il est nécessaire de tenir compte aussi du champ de vent. Ce modèle doit être complété avec celui de POLLARD et MILLARD. Ces deux auteurs font intervenir dans l'équation du mouvement un facteur de dissipation proportionnel à la vitesse et une tension constante en module et direction dans toute la couche de mélange. Leur modèle ne peut rendre compte des écarts angulaires et de l'atténuation des vecteurs courants dans la couche de mélange elle-même. Par contre, à une profondeur déterminée, l'atténuation du courant dans le temps est exponentielle et son coefficient d'atténuation peut être ajusté avec le champ de vent.

3) La durée du coup de vent. La loi concernant l'influence de la durée du coup de vent sur l'amplitude de la composante d'inertie se trouve assez bien vérifiée. En effet, la mesure à 20m. en juillet 1964 montre que le courant est nettement plus important qu'en juillet 1968, alors que la force du vent était du même ordre de grandeur : 14 à 15 cm/sec en 1964 et 13 à 14cm/sec en 1968. Par contre $d(1964) \approx 2T_I$ et $d(1968) \approx 1,5 T_I$.

D'autres caractéristiques peuvent être mises en évidence, en particulier l'effet d'écran de la thermocline au transfert de quantité de mouvement. En juillet 1969, les oscillations d'inertie au-dessous de la thermocline n'apparaissent qu'après le coup de vent. Le transfert d'énergie n'a pu se faire que par un effet de frontière et non par viscosité : CREPON explique la genèse de l'onde interne d'inertie dans un milieu à deux couches

MUSEUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
LABORATOIRE D'OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

BOUÉE LABORATOIRE
TRAJECTOIRE A 10m.

ETABLIE D'APRES LES MESURES DE VITESSES DE COURANT
DU 2-7-68 A 8h. AU 9-7-68 A 20h.

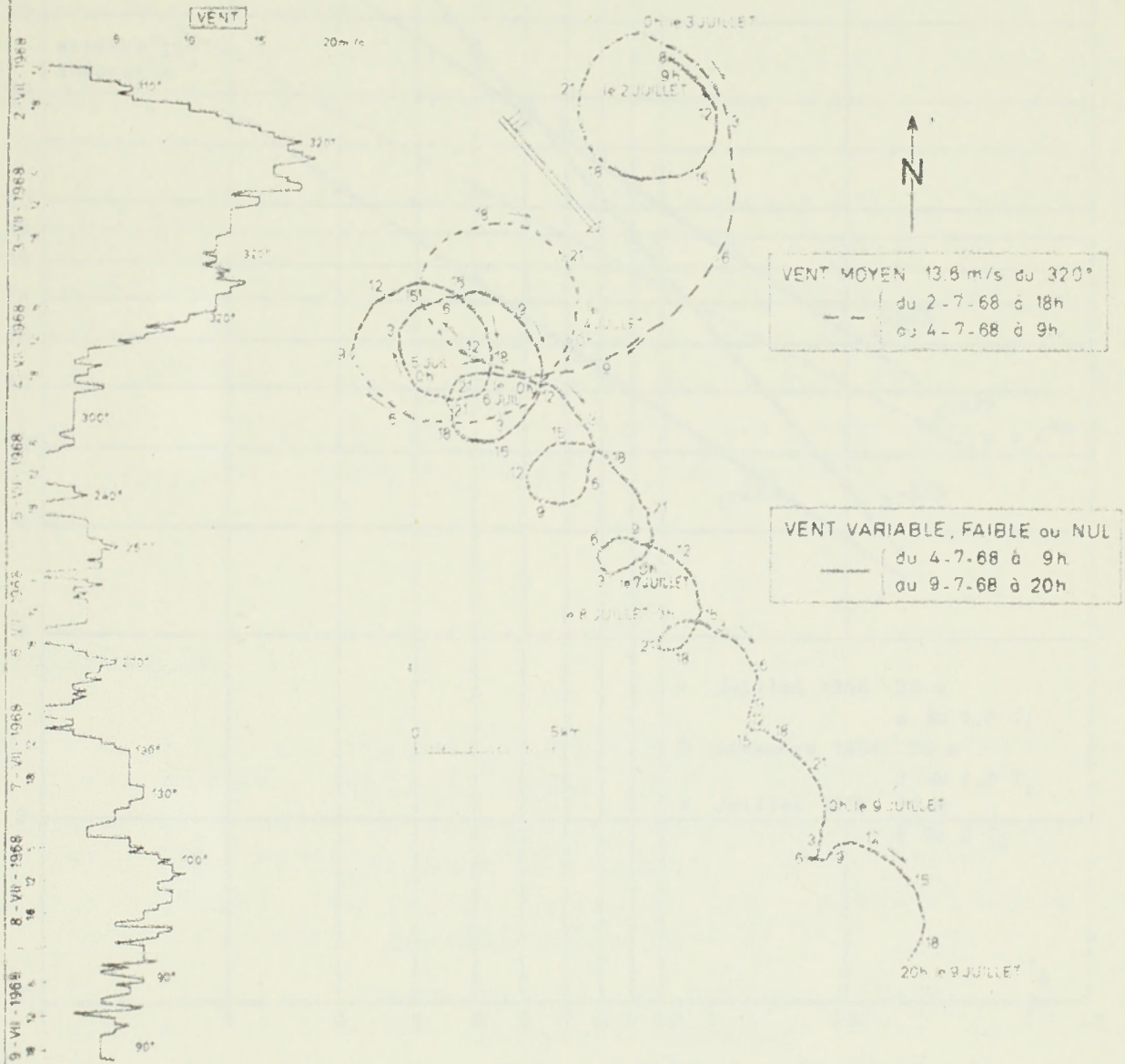
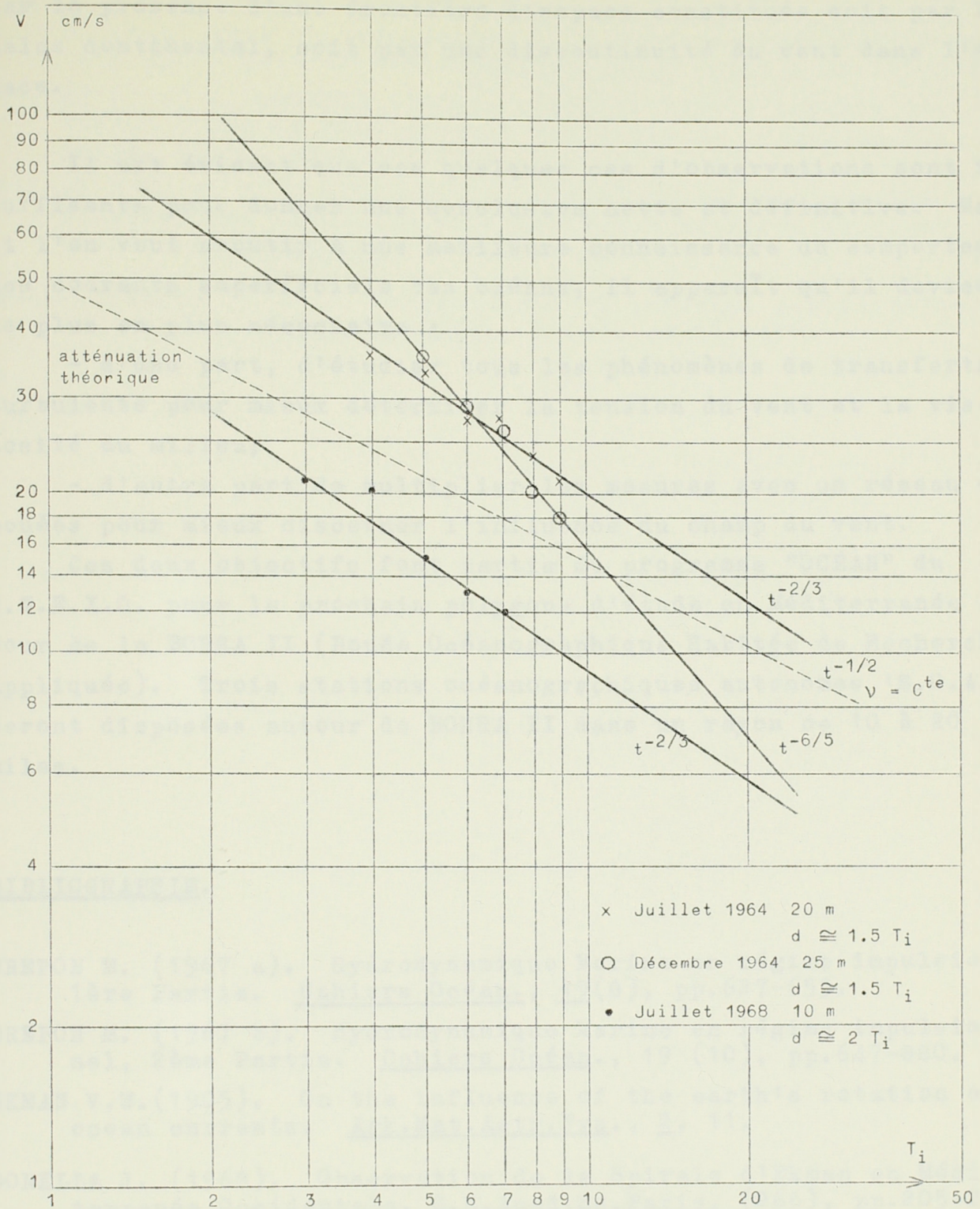


Fig: 3



BOUEE LABORATOIRE

Fig. 4.- Atténuation du courant d'inertie en fonction du temps.
 Origine des temps : début du coup de vent.
 Unité de temps = une période d'inertie T_i .

par la présence d'une frontière d'espace constituée soit par le talus continental, soit par une discontinuité du vent dans l'espace.

Il est évident que ces quelques cas d'observations sont insuffisants pour donner une conclusion nette et définitive. Mais, si l'on veut aboutir à une meilleure connaissance du comportement des courants superficiels des océans, il apparaît qu'il devient de plus en plus nécessaire :

- d'une part, d'étudier tous les phénomènes de transferts turbulents pour mieux déterminer la tension du vent et la viscosité du milieu;

- d'autre part de multiplier les mesures avec un réseau de bouées pour mieux discerner l'influence du champ du vent.

Ces deux objectifs font partie du programme "OCEAN" du C.N.E.X.O. pour le prochain polygone d'étude en Méditerranée autour de la BOHRA II (Bouée Océanographique Habitée de Recherche Appliquée). Trois stations océanographiques autonomes 'S.O.A.) seront disposées autour de BOHRA II dans un rayon de 10 à 20 miles.

BIBLIOGRAPHIE.

- CREPON M. (1967 a). Hydrodynamique Marine en régime impulsif, 1ère Partie. Cahiers Océan., 19(8), pp.627-655.
- CREPON M. (1967 b). Hydrodynamique Marine en régime impulsif, 2ème Partie. Cahiers Océan., 19 (10), pp.647-880.
- EKMAN V.W.(1905). On the influence of the earth's rotation on ocean currents. Ark.Mat.Astr.Fys., 2, 11.
- GONELLA J. (1968). Observation de la Spirale d'Ekman en Méditerranée Occidentale. C.R.Acad.Sc.Paris, (266), pp.205-208.
- GONELLA J. (1969). Analyse des mesures de courants et de vent à la Bouée Laboratoire (Position B). Juillet 68. Cahiers Océan. 21(9), pp.855-862.

- GONELLA J., M. CREPON et F. MADELAIN(1969). Observations de courant, vent et température à la Bouée Laboratoire (Position A). Sept.-Oct.1966. Cahiers Océan, 21(9), pp.195-218.
- LACOMBE H. et J. GONELLA (1964). Oscillations d'inertie des masses d'eau en Méditerranée Occidentale. C.R.Acad.Sc. Paris, (259), pp.2487-2490.
- POLLARD R.T. et R.C. MILLARD, Jr. (1970). Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. Deep-Sea Res. (sous presse).
- WEBSTER Ferris (1968). Observations of inertial period motions in deep sea. Rev. Geophys., 6 (4), pp.473-490.