

Le message sensoriel auditif (A. Gribenski), p. 161.

Le rôle nouveau du laser dans la physique des plasmas (P. Veyrié), p. 171.

La Huppe, un oiseau des beaux jours (M. Legendre), p. 176.

Le courant de dérive, exemple des échanges atmosphère-océan (J. Gonella), p. 178.

Générateurs nucléaires pour l'alimentation électrique des engins spatiaux (J. Spincourt), p. 185.

Véhicules de rentrée à fuselage porteur pour les grandes missions spatiales futures (J. S.), p. 187.

Croissance et maturation humaines accélérées (J. G.), p. 189.

L'industrie chimique en Suisse (P. Wagret), p. 190.

Protéines médiatrices des sensations du goût (J. G.), p. 192.

L'Actualité instrumentale (R. R., R. M.), p. 193.

S O M M A I R E

science progrès

LA NATURE

Revue mensuelle

Rédacteur en chef : Paul Ostoya

DUNOD, Éditeur

92, rue Bonaparte, PARIS-6^e

C.C.P. Paris 75-45

Administration } Tél. 326. 99-15
et publicité }

Abonnements : Tél. 633. 52-40

Rédaction

55, quai des Grands-Augustins, Paris-6^e

Tél. 633. 52-40

ABONNEMENTS 1968

France et ex Communauté française :

un an : 38 F — 6 mois : 20 F

Etranger : un an : 45 F

Changement d'adresse : 1 F en timbres-poste français ou l'équivalent en monnaie étrangère.

« Science Progrès - La Nature » se réserve l'exclusivité des articles publiés et de leurs illustrations. Aucune reproduction, traduction ou adaptation ne peut être publiée sans l'autorisation expresse de l'éditeur.

La National Lending Library for Science and Technology, qui réunit 500 000 volumes et 23 000 publications (y compris médecine et agriculture), étend maintenant aux instituts scientifiques et techniques français ses prêts d'ouvrages et ses photocopies de rapports et de périodiques. Renseignements : J.B. Ferguson, bibliothécaire, The British Council, 36 rue des Ecoles, Paris 5^e.

L'Association française pour la sauvegarde de l'orgue ancien, récemment fondée (Institut de Musicologie, 3 rue Michelet, Paris 6^e), édite une revue nouvelle : Sauvegarde de l'Orgue ancien.

Le prix Raymond Coly 1968 (300 F) récompensera une étude d'astronomie sur un sujet au choix du candidat. Manuscrit de 10 à 15 pages, dactylographié, ne portant en tête aucun nom mais une devise qui sera reproduite sur une enveloppe séparée, cachetée, contenant nom et adresse. A adresser avant le 30 mai : Société d'Astronomie populaire, 9 rue Ozanne, 31-Toulouse.

Le 7 juin à Strasbourg, colloque franco-allemand de psychologie des sports. Secrétaire général : Dr. E. de Winter, Société française de psychologie des sports, 185 avenue Victor Hugo, Paris 16^e.

La 11^e Conférence sur la physique des basses températures, à St-Andrews, sera suivie, du 29 au 31 août, à l'Université de Warwick, par une conférence intitulée « The AC Properties of Superconductors and their Applications ». Résumés de 300 mots avant le 7 juin au secrétaire de la conférence, Dr R.G. Rhodes, School of Engineering Science, University of Warwick, Coventry. Renseignements : The Meetings Officer, The Institute of Physics and the Physical Society, 47 Belgrave Square, London S.W.1.

L'Association européenne d'études de motivation économique, commerciale et industrielle organise du 10 au 12 juin à Bruxelles un symposium international sur le thème : « L'emballage européen en 1968 ; l'emballage européen en 1975 ». Renseignements : Eumotiv, 99 avenue Nouvelle, Bruxelles 4, Belgique.

A l'occasion de l'exposition internationale de la pharmacie (Ipharmex) qui se tiendra du 13 au 17 juin dans les halles de la Foire suisse d'échantillons de Bâle, un congrès aura lieu les 14 et 15 juin sur le thème : « Le médicament et notre responsabilité ». Renseignements : secrétariat Ipharmex, Ch-4000, Bâle 21, Suisse.

Une conférence internationale de synthèse et d'analyse du système « homme-machine » se tiendra du 17 au 21 juin à Varna, Bulgarie. Renseignements : Union scientifique et technique de mécanique et applications, section d'anthropotechnique, 108 rue Rakovskiy, Sofia-C, Bulgarie.

L'Association des Physiologistes, 1 rue Raulin, 69-Lyon 7^e, tiendra sa 36^e Réunion du 19 au 22 juin à la Faculté de Médecine de Lyon.

Du 24 au 28 juin, à Nimègue, symposium international sur la biochimie de l'œil. Renseignements : Holland Organizing Centre, 16 Lange Voorhout, La Haye, Pays-Bas.

Le 3^e Congrès international d'Endocrinologie se tiendra du 30 juin au 5 juillet à Mexico. Secrétaire : Instituto Nacional de la Nutrición, Calle Dr Jimenez 261, Mexico 7, D.F., Mexique.

Une exposition de l'industrie et du commerce soviétiques sera ouverte à l'Earl's Court de Londres du 6 au 24 août.

Actualités et informations

Le courant de dérive exemple des échanges océan-atmosphère

par Joseph Gonella

PARMI les échanges entre l'océan et l'atmosphère, ceux d'ordre chimique ne seront pas abordés ici. Les phénomènes d'échange énergétique étudiés par la recherche océanographique française représentent déjà un très vaste domaine. Nous n'en donnerons qu'un rapide tableau d'ensemble, avant de nous arrêter avec plus de détails sur l'un d'eux, à savoir les courants de dérive dus au vent.

La Terre, avec ses mers, ses continents et son atmosphère, forme un système thermodynamique où s'entretient un *équilibre radiatif* permanent avec l'univers qui nous environne. Il va de soi que cet équilibre résulte en majeure partie de la place occupée par notre planète dans le système solaire, les radiations reçues étant essentiellement celles du Soleil. C'est entre elles et les radiations émises par la surface de la Terre que l'équilibre doit rester à peu près permanent. S'il n'en était pas ainsi, c'est-à-dire si le rayonnement reçu excédait sensiblement le rayonnement émis, les températures seraient bientôt telles que toute vie serait détruite sur notre globe. Il en serait de même dans l'hypothèse inverse.

Cette notion est à la fois théoriquement évidente et pratiquement surprenante, car l'invariabilité de l'état thermique des océans et de l'atmosphère pris dans leur ensemble est masquée localement pour nous par les fluctuations saisonnières.

Quoi qu'il en soit, le système thermodynamique dont nous venons de tracer les grandes lignes est à la base de tous les phénomènes thermiques et dynamiques qui se produisent dans les mers. Seules exceptions à cette règle : les marées déterminées par les attractions des astres, les raz de marée, conséquences des secousses de l'écorce terrestre.

Le bilan radiatif et thermique

Passant par l'atmosphère puis par la masse liquide des océans, les radiations solaires subissent de nombreuses transformations par absorptions, diffusions, réflexions et diffractions. Mais un niveau revêt une importance toute particulière, à savoir la surface de séparation des deux milieux : air et eau.

En un lieu donné, le rayonnement solaire global arrivant sur cette surface est fonction, à la fois, des variations saisonnières (plus ou moins grande inclinaison des rayons) et de l'état de l'atmosphère : absence ou présence de nuages, de vapeur d'eau et de poussières.

Ici deux points sont à considérer : d'une part l'air pur et sec absorbe beaucoup moins d'énergie solaire que l'eau ou la vapeur d'eau; d'autre part le rapport des masses eau de mer/air est de l'ordre de 400. On peut en conclure que, dans le système thermique océan-atmosphère, c'est

l'eau, sous sa forme liquide ou de vapeur, qui joue le rôle prépondérant.

En fait et dans tous les cas où le rayonnement solaire atteint des valeurs élevées, la mer emmagasine une énergie calorifique considérable qui se concentre dans la couche d'eau superficielle (quelques dizaines de mètres). Cette couche d'eau, plus chaude, est de plus faible densité que les eaux sous-jacentes à travers lesquelles la chaleur ne se propage que très peu. Le feuillet fluide qui se trouve entre les deux masses d'eau a été appelé *thermocline*. Répétons que cette nette discontinuité est observée lorsque l'énergie reçue est importante. La thermocline contribue alors à freiner la propagation de la chaleur en profondeur. Dans le cas inverse, la thermocline est absente ou difficile à localiser.

En tout cas, l'énergie calorifique absorbée par la couche superficielle de l'océan est, en grande partie, cédée aussitôt à l'atmosphère sous forme de rayonnement infrarouge et de chaleur latente par évaporation. L'échange thermique entre les deux milieux a généralement pour conséquence un réchauffement des basses couches de l'atmosphère et un refroidissement des premiers centimètres de la couche d'eau superficielle. Ce dernier phénomène peut aboutir, dans les régions polaires, à une congélation. Mais que ce soit grâce à la simple évaporation ou à la congélation, la salinité des eaux de surface augmente. Rappelons incidemment que la glace des banquises contient moins de sel que l'eau qu'elle surmonte : ce phénomène a inspiré certains procédés de dessalement de l'eau de mer.

Après cette digression, il convient de montrer comment

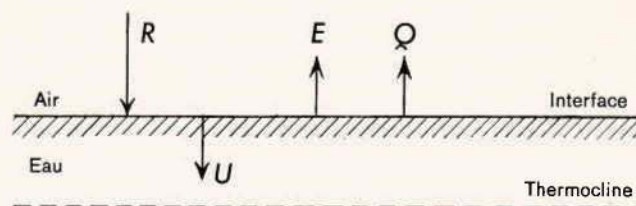


Fig. 1. — Schéma du bilan énergétique résultant des échanges atmosphère-océan.

R représente en principe le flux énergétique incident sous forme de rayonnement au niveau de l'interface. Mais c'est une grandeur très complexe qui représente elle-même un bilan : elle dépend, entre autres, de la hauteur du Soleil sur l'horizon, de la nébulosité, de l'humidité atmosphérique, de l'état et de la température de la surface de la mer. E est le flux de *chaleur latente* due à l'évaporation de la surface marine (ou à la congélation). Q est le flux de *chaleur sensible* à travers l'interface. U est la variation d'énergie interne de la mer : si la variation est positive, il y a accroissement de la température de l'eau, donc stratification en densité et formation de la thermocline. Si la variation est négative, il y a refroidissement, donc plongée d'eau, « homogénéisation » de la température et disparition de la thermocline. La conservation de l'énergie implique un équilibre : $U + E + Q = R$. Les flèches indiquent le sens du transfert lorsque les grandeurs sont positives.

le refroidissement et l'augmentation de la salinité de la couche superficielle interviennent dans la dynamique des océans. Considérons en premier lieu les conditions qui règnent en hiver dans la zone tempérée : la quantité d'énergie calorifique absorbée par l'océan est inférieure à celle cédée à l'atmosphère; en conséquence la baisse de la température dans les eaux de surface, qui ont acquis par ailleurs une salinité plus forte, accroît plus rapidement leur densité et crée un mouvement de haut en bas qui « appelle » ces eaux vers des couches d'égale densité (isopycnes). Ce phénomène est caractéristique des régions polaires. Et c'est ainsi que les océanographes ont pris l'habitude de délimiter les zones où l'accroissement de la densité aboutit à la formation d'eaux profondes froides et de les appeler « zones polaires » à quelque latitude qu'elles se trouvent. La thermocline, décrite plus haut, y est pratiquement abolie.

Elle s'établit au contraire dans les zones où l'énergie absorbée excède l'énergie cédée par rayonnement et par évaporation; la stratification de l'eau y est davantage sous la dépendance de la température. La salinité, au contraire, joue un moindre rôle. Ce régime de la thermocline s'établit en été dans les régions tempérées. Il existe en permanence dans les régions équatoriales.

Mais revenons au régime « polaire » qui suscite des plongées d'eaux froides, avec des températures de $-0,5$ à 2 °C dans l'océan à des profondeurs de 4 000 mètres. Ces plongées engendrent, sur les fonds, des composantes mécaniques aboutissant à des mouvements horizontaux très lents. Ces phénomènes, soit dit en passant, sont constatés par les océanographes au moyen d'analyses, c'est-à-dire en mesurant les températures et les salinités des masses d'eaux en différents lieux et différents niveaux : les deux paramètres (température et salinité) constituent en effet une sorte de « marquage naturel » de l'eau.

Des « zones polaires » se rencontrent également en Méditerranée, avec des températures de 12 à 13 °C de la surface jusqu'à des profondeurs de 2 500 mètres. C'est une de ces zones qui a servi aux expériences décrites plus loin. La Méditerranée est désormais considérée comme un champ d'expérimentation privilégié car elle représente un « modèle réduit » de l'océan. On peut y étudier les phénomènes généraux de la circulation des eaux dus aux seuls échanges énergétiques océan-atmosphère.

Ajoutons encore que les réserves de chaleur constituées pendant l'été par les eaux superficielles équilibrent les pertes pendant les périodes hivernales, cela à la grande satisfaction des insulaires et de toutes les Riviéras !

Echanges mécaniques

Les échanges d'énergie calorifique au niveau de l'interface air-océan ont, de part et d'autre, des répercussions mécaniques.

Il en est ainsi pour les mouvements atmosphériques, causés par des inégalités de température et de teneur en vapeur d'eau qui influent sur les densités locales de l'air, d'où une inégale distribution des pressions. Dès lors s'établit le système bien connu des anticyclones et des dépressions météorologiques. Les masses d'air mises en mouvement sont de ce fait porteuses d'énergie mécanique et vont « renvoyer la balle » à l'océan.

L'écoulement du vent sur l'eau n'est jamais « lisse » et la turbulence de cet écoulement crée à la surface de la mer une alternance de surpressions et de dépressions qui forment des rides s'intensifiant en vagues ou en houle. Il existe également une force de frottement, ou *tension* du vent, qui est un des facteurs essentiels de la circulation des eaux marines superficielles et subsuperficielles. Par viscosité et turbulence cette force se transmet aux couches sous-jacentes sur une hauteur d'une centaine de mètres. Le déroulement de ce phénomène a été expliqué théoriquement par Ekman (fig. 2 et 3). C'est selon cette théorie qu'ont été définis les *courants de dérive*, courants induits par le vent et indépendants des grands courants généraux de l'océan.

Les courants généraux résultent de processus totalement différents : si l'on procédait, par la pensée, à une synthèse de toutes les actions mécaniques et thermiques sur l'océan, on pourrait aboutir, au bout d'une période de temps donnée, à un ajustement relatif des températures et des salinités. Mais en réalité cet ajustement ne se réalise jamais : à l'image de l'atmosphère, la masse de l'océan se partage en « dépressions » (cycloniques) et « anticyclones » liquides. Le modèle de circulation a donc de grandes analogies avec celui de l'atmosphère : comme pour les vents, on pourra voir des courants chauds cheminer vers des régions froides et inversement. Analogie, et non identité, car les densités très dissemblables affectent forcément la dynamique de l'un et l'autre milieux.

A cela on doit ajouter que d'autres phénomènes échappent

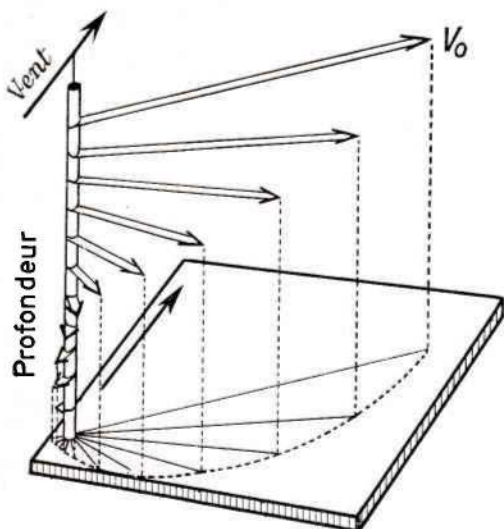
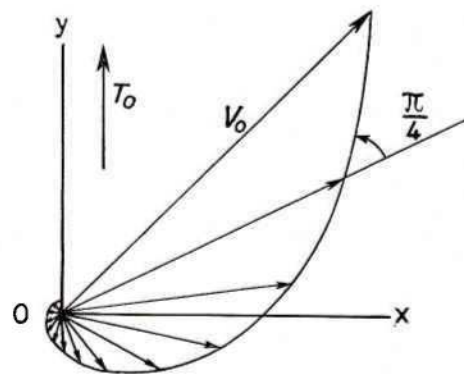


Fig. 2 (à gauche). — Schéma exprimant la théorie des courants de dérive par Ekman. Les doubles lignes fléchées représentent les vecteurs vitesse (ou courant). On remarque les orientations successives de ces vecteurs à partir du courant superficiel de dérive (V_0) et la diminution progressive des vitesses. Explications complémentaires dans le texte.

Fig. 3 (à droite). — La spirale d'Ekman, projetée sur un plan horizontal.

Comme dans la figure 2, V_0 est le courant superficiel de dérive. T_0 est la tension du vent en surface.



st B' / 5°14 E
42°14 N

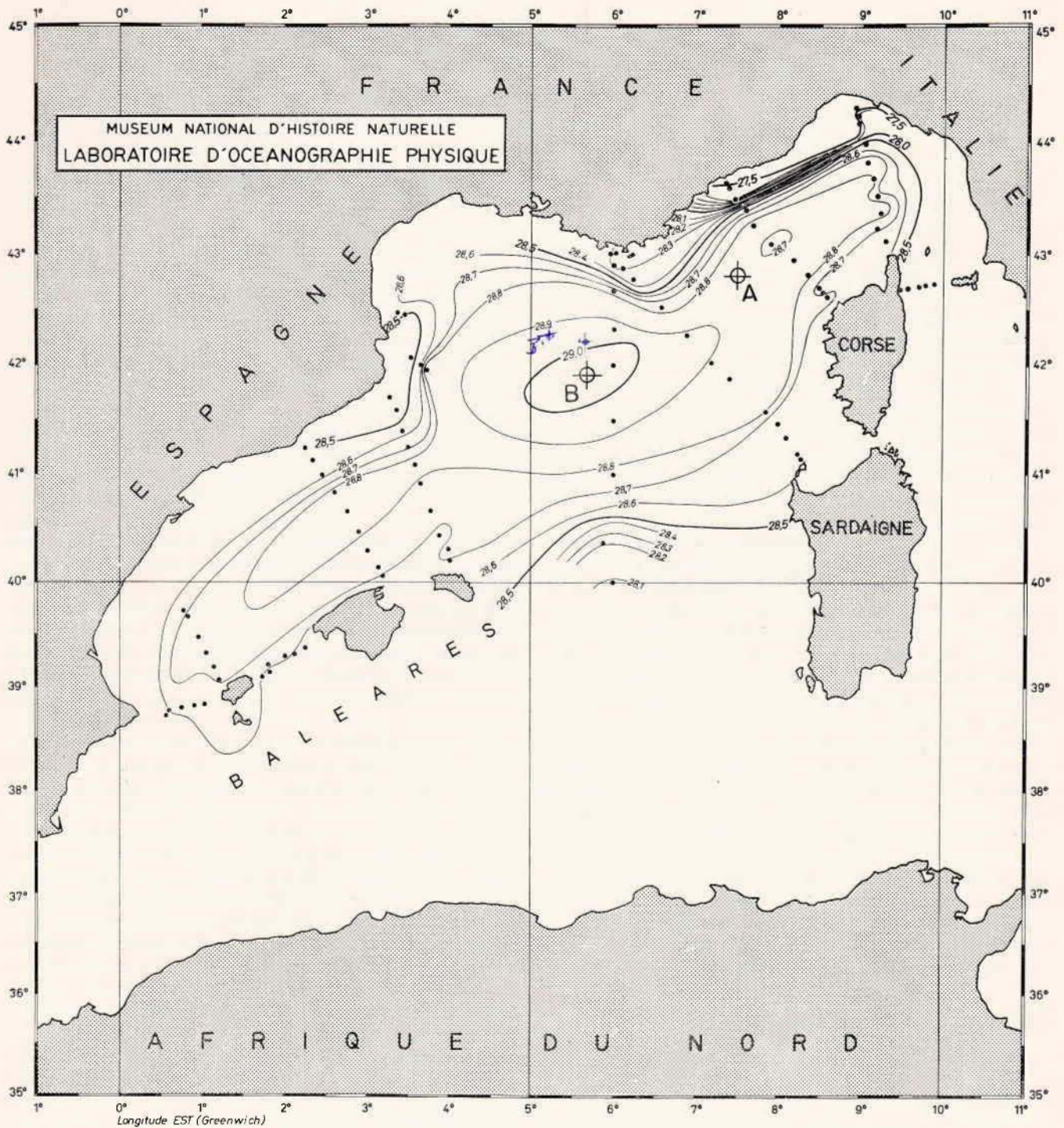


Fig. 4. — Zone « cyclonique liquide », définie par les isopycnes, au large de la côte provençale.

Les isopycnes sont les lignes d'égalité de densité. Au centre de la « zone cyclonique », le courant général est nul. Le point A est l'emplacement de la bouée-laboratoire lors des expériences notées dans cet article. Le point B est le nouvel emplacement de la bouée. (Campagne hydrologique de l'Elie Monnier en Méditerranée occidentale: février-mars 1960).

pent, en général, à l'observation. Ainsi une perturbation atmosphérique provoque non seulement une agitation en surface, mais aussi une véritable « tempête » au niveau de la thermocline. Les « ondes internes » créées ont en effet

des amplitudes bien supérieures à celles des ondes superficielles (vagues et houles).

Ainsi, en chaque point et à chaque instant, les échanges énergétiques se traduisent par de multiples phénomènes thermodynamiques ou dynamiques dont l'action combinée vient perturber le régime antérieurement établi. Il ne faut pas oublier, en outre, qu'à ces phénomènes s'ajoutent la rotation de la Terre et les courants de marées. On ne saurait être surpris si, dans cet écheveau de causes, il est souvent difficile d'isoler le phénomène que l'on veut particulièrement étudier.

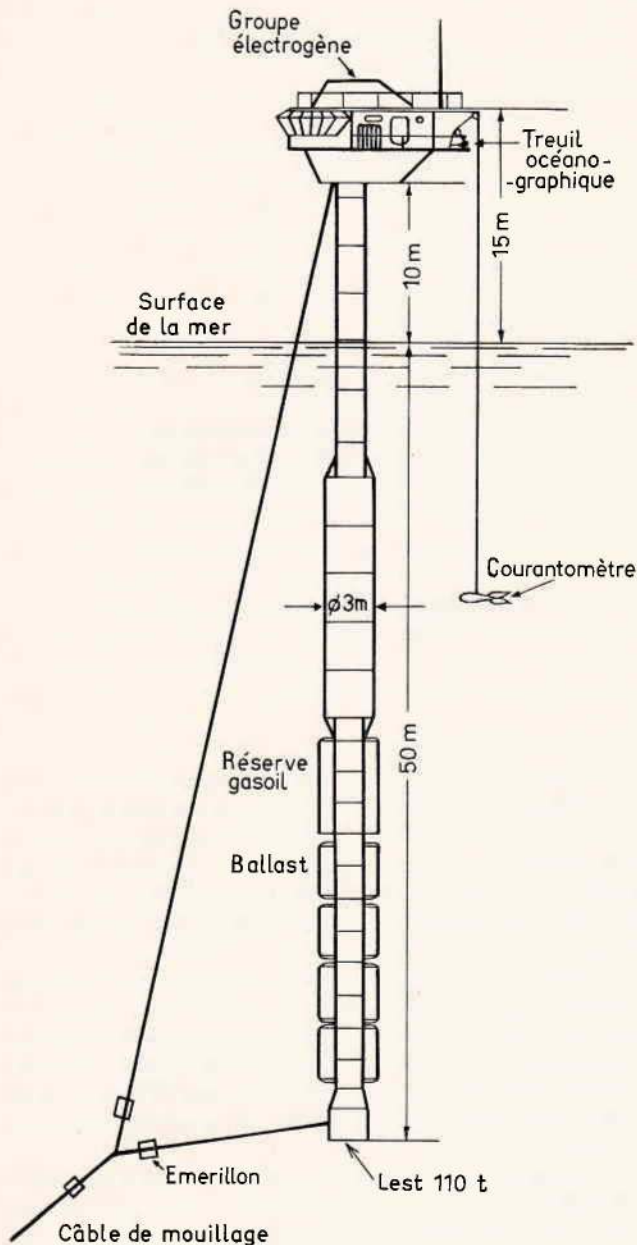


Fig. 5. — Représentation schématique de la bouée-laboratoire.
Explications dans le texte.

Etude des courants de dérive

Reconnaissons également que notre description des transferts d'énergie est plutôt qualitative que quantitative. Nous avons beau savoir, par exemple, que l'évaporation des océans est de l'ordre d'un mètre d'eau par an et que cette eau « perdue » est récupérée par précipitations et ruissellement, cela ne nous apprend pas quelle a été l'évaporation à un instant précis sur une surface donnée de l'océan. Aucune mesure directe n'est possible de ce simple phénomène, si facilement quantifié à l'échelle d'une casserole d'eau !

Même ignorance au sujet des processus d'échanges mécaniques, vents et courants de dérive en particulier. Le cas récent de la « marée noire » nous a malheureusement montré

à quel point sont imprévisibles l'orientation et la vitesse des courants de surface, d'autant plus qu'ici le problème se complique par la présence de deux interfaces : air-pétrole et pétrole-océan.

Il se trouve que la France est spécialement bien outillée pour aborder l'étude des courants de dérive. Cette étude porte sur deux phases : celle où le courant s'établit sous l'influence d'un coup de vent (courant de dérive), celle qui fait suite à la disparition de la cause, le calme atmosphérique étant revenu (courant d'inertie).

Le site d'expérimentation. — Non loin de nos côtes méditerranéennes existe une « zone cyclonique d'eau », telle que nous l'avons définie plus haut. Elle sera mieux comprise si l'on jette un coup d'œil sur la carte de la figure 4. Les lignes *isopycnes* (ou d'égale densité) sont en effet comparables aux lignes isobares de l'atmosphère. Au centre

Fig. 6. — La partie émergée de la bouée-laboratoire.
(Photo Philippe GAUDILLÈRE).



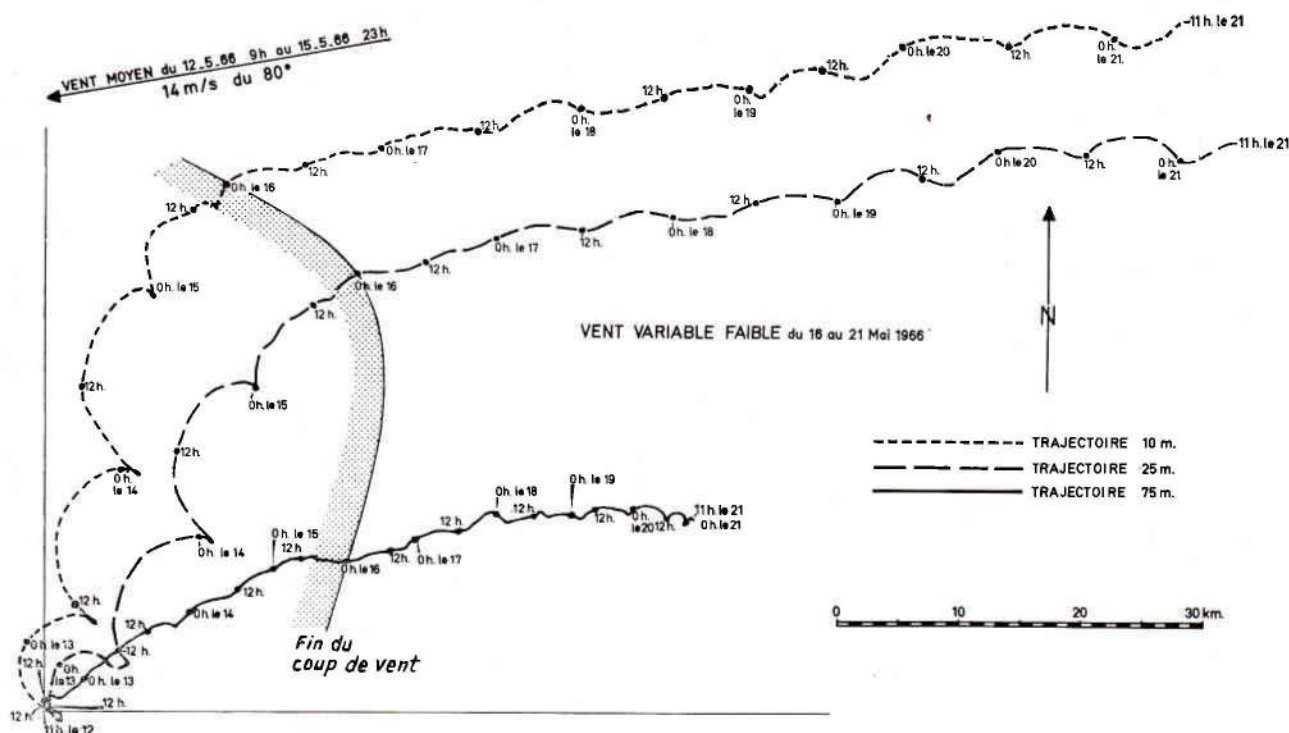


Fig. 7. — Trajectoires, à trois profondeurs, du courant de dérive consécutif au coup de vent du 12 au 16 mai 1966.

Ces trajectoires ont été établies d'après les mesures fournies par les courantomètres. Explications complémentaires dans le texte.

de ce « cyclone d'eau » les courants généraux sont relativement faibles. En revanche les masses d'eau superficielles sont très sensibles au moindre coup de vent.

Ajoutons que l'influence des marées dans cette zone est pratiquement négligeable et qu'en hiver l'échange d'énergie est négatif pour la mer : il n'y a donc pas de thermocline et les phénomènes mécaniques se propagent sans obstacles en profondeur.

Telles sont les conditions expérimentales très favorables qui permettent d'observer les courants de dérive à l'état presque pur, n'étant perturbés par aucun phénomène parasite important.

L'outillage. — Mentionnons en premier lieu que tous les déplacements dans cette région peuvent être enregistrés grâce à la chaîne de radionavigation *Rana*, dont les stations sont susceptibles de se déplacer mais qui ont été basées jusqu'ici à San Remo et à Saint-Tropez. Le point (par intersection de deux hyperboles) est obtenu avec une précision de 5 à 10 m.

L'équipement principal est la bouée-laboratoire, financée, comme d'ailleurs la chaîne *Rana*, par l'ancien Comité d'exploitation des océans (COMEXO), dépendant de la DGRST. Construite sur l'initiative de J.Y. Cousteau, la bouée (fig. 5 et 6) a été mouillée en un point relativement central de la zone que nous venons de définir. Ce point a pour coordonnées 42°47' Nord et 07°29' Est. Il se trouve à égale distance de la Corse et de la côte provençale. Ainsi qu'on peut le voir sur la carte, un futur mouillage est prévu au large du golfe du Lion.

La figure permet de se rendre compte des facilités créées

par la bouée pour faire des mesures de courant à différentes profondeurs : il suffit de faire plonger les courantomètres à plusieurs niveaux. Deux autres données doivent encore être précisées : la bouée est ancrée sur le fond de la mer à 2 680 m; le câble de mouillage a une longueur de 3 650 m. Un « cercle d'évitage » se trouve ainsi défini, dont le rayon est de 2 500 m environ.

Ces données interviennent dans les mesures. A chaque immersion des courantomètres, les valeurs fournies par ces appareils sont relevées en même temps que les vitesses de déplacement de la bouée à l'intérieur du cercle d'évitage (vitesses connues grâce à la chaîne *Rana*). C'est en additionnant ces deux séries de valeurs que peut être déterminé le courant vrai.

La description de cet outillage et des conditions d'expérimentation se termine par un aveu : les mesures ont débuté avec une instrumentation scientifique que nous ne jugeons pas pleinement adaptée. Les résultats obtenus jusqu'à ce jour l'ont été avec des courantomètres « Ekman », mis au point en 1900 ! Signalons toutefois que leur fiabilité et leur précision sur une très longue période de mesure sont nettement meilleures que celles des appareils enregistreurs actuels.

Considérations théoriques. — Disposant donc d'un site presque idéal pour observer les courants de dérive et possédant, malgré tout, le matériel approprié, le Laboratoire d'Océanographie physique s'approchait des conditions théoriques qu'avait définies Ekman en 1905. Sa théorie est en effet fondée sur les données suivantes : un vent de régime permanent souffle sur un océan plan, illimité et homogène. Dans de telles conditions, un courant marin horizontal est produit (fig. 2), dont l'orientation en surface est à 45° à droite du lit du vent dans l'hémisphère nord, à 45° à gauche dans l'hémisphère sud. Ces orientations, en effet, sont déterminées par la rotation de la Terre.

A mesure que l'on observe le courant à des profondeurs croissantes, on constate qu'il continue à tourner dans le sens qui se dessinait à la surface. L'angle augmente progressivement. En revanche, la vitesse du courant décroît exponentiellement.

Les orientations successives sont représentées sur la figure 2 par des lignes doubles fléchées de longueurs décroissantes qui expriment les vecteurs vitesse (ou vecteurs courant). En dessinant (fig. 3) une projection horizontale de ces vecteurs, on obtient une spirale logarithmique bien connue des océanographes sous le nom de « spirale d'Ekman ».

De la théorie à l'expérience. — Nous avons mentionné les efforts faits par le Laboratoire d'Océanographie physique pour se rapprocher des conditions théoriques définies par Ekman. Deux de ces conditions ne peuvent malheureusement pas être réalisées dans la pratique : le vent, d'une part, ne souffle pas toujours dans une direction constante lorsqu'il est dû à une perturbation atmosphérique; il n'a, d'autre part, qu'une durée limitée dans le temps.

Au régime permanent de la théorie vient donc se substituer un régime transitoire. Et ce régime se traduit par des oscillations qui affectent les vecteurs courant, les faisant varier en deçà et au delà des valeurs limites calculées pour le régime permanent.

C'est la rotation de la Terre (force de Coriolis) qui est responsable de ces oscillations. Leur période, fonction de la latitude, est égale au demi-jour pendulaire. Rappelons ce qu'est le « jour pendulaire », mesuré avec précision à Paris lorsqu'un pendule de Foucault fut suspendu à la coupole du Panthéon : on constata alors que le plan d'oscillation du pendule tournait de manière constante et qu'un tour complet (le « jour pendulaire ») était accompli en 31 h 47 mn. Le « demi-jour » serait donc 15 h 53 mn 30 s. Si à la latitude de Paris, on enregistrerait la trajectoire d'un flotteur fictif, obéissant à la seule force de Coriolis (à une profondeur déterminée), cette trajectoire serait formée d'une circonférence (cercle d'inertie) se refermant exactement en cette durée du demi-jour pendulaire (ou période d'inertie).

Passons à présent (fig. 7) à un résultat expérimental obtenu, sur son site méditerranéen, par l'équipe du Laboratoire d'Océanographie physique. Un coup de vent a débuté

le 12 mai 1966, avec une vitesse moyenne de 14 m par seconde et une direction du 80°. Le courant de dérive a été observé à trois profondeurs différentes (10 m, 25 m, 75 m) pendant la durée du coup de vent, c'est-à-dire du 12 mai à 11 h jusqu'au 16 mai à 0 h. L'observation s'est ensuite poursuivie, une fois le coup de vent terminé, jusqu'au 21 mai à 10 h. Spécifions que les trajectoires de la figure 7 ne correspondent pas à des déplacements réels, mais ont été établies d'après les vitesses calculées à partir de valeurs fournies par les courantomètres immergés aux profondeurs indiquées ci-dessus et des valeurs de la vitesse de déplacement de la bouée-laboratoire.

Ces trajectoires ont été ensuite interprétées. En premier lieu on a dégagé, pour chaque profondeur, un vecteur \vec{C}_0 qui est le courant moyen observé pendant le coup de vent. En second lieu et dans les mêmes conditions a été dégagé

un vecteur \vec{C}_g qui est le courant moyen « général » observé après la fin du coup de vent. Il a été tenu compte, d'autre part, d'un courant de pente \vec{C}_p qui résulte, dans un bassin maritime, de l'accumulation des eaux à proximité des côtes.

Connaissant ces trois valeurs (fig. 8), il a été possible de déterminer le courant moyen dû au vent (\vec{C}_v) par l'équation : $\vec{C}_v = \vec{C}_0 - (\vec{C}_g + \vec{C}_p)$.

Quant au courant moyen de surface, il a pu être extrapolé à partir des valeurs précédentes. Compte tenu du graphique final comparé à la spirale théorique (fig. 8), ce résultat est considéré comme une bonne confirmation expérimentale de la théorie d'Ekman. La spirale de la figure 3 est en effet approchée de très près.

Un autre résultat prévu par la théorie a été confirmé une fois de plus, celui concernant l'observation de la période dite d'inertie, en rapport avec les oscillations (demi-jour pendulaire) dont il a été parlé plus haut. Pendant le coup de vent, les masses d'eau reçoivent une impulsion : au cours de l'accalmie qui suit et si n'intervenait aucune

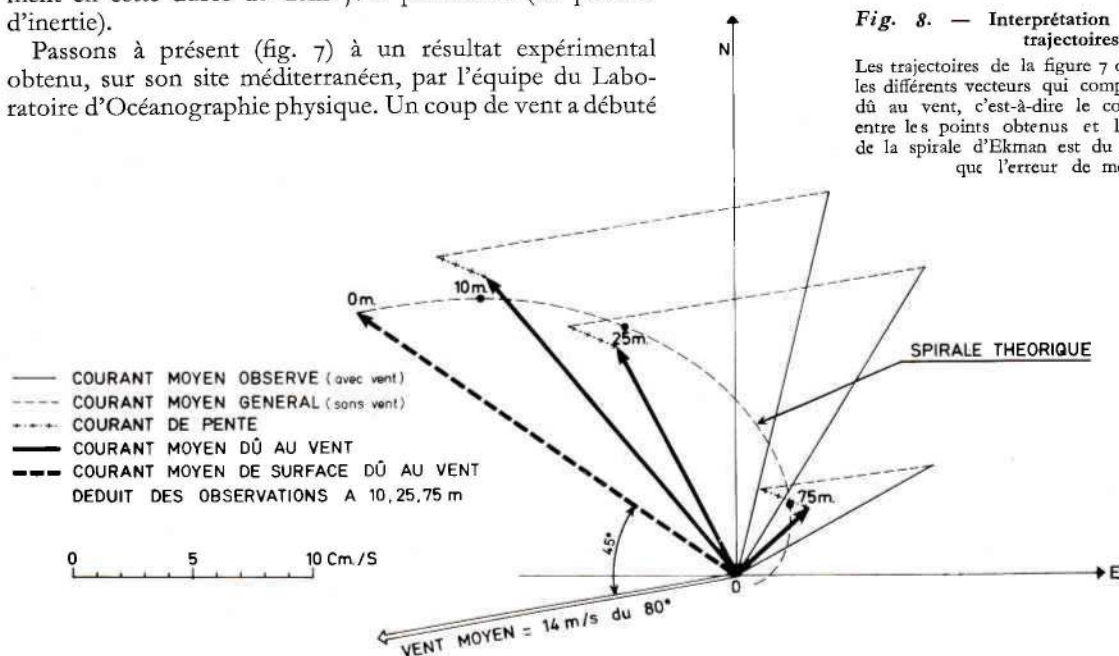




Fig. 8. — Interprétation des observations de trajectoires.

Les trajectoires de la figure 7 ont permis de reconstituer les différents vecteurs qui composent le courant moyen dû au vent, c'est-à-dire le courant de dérive. L'écart entre les points obtenus et les points correspondants de la spirale d'Ekman est du même ordre de grandeur que l'erreur de mesure (fig. 3).

	12 - 7 - 1964	13 - 7 - 1964	14 - 7 - 1964	15 - 7 - 1964	16 - 7 - 1964
VENT à 18m.		variable, faible ou nul	variable, faible ou nul		variable, faible ou nul
	6-12 Nœuds	maxim. 8 Nœuds	maxi. 10 Nds. du 300°	3-11 Nœuds	maxim. 6 Nœuds

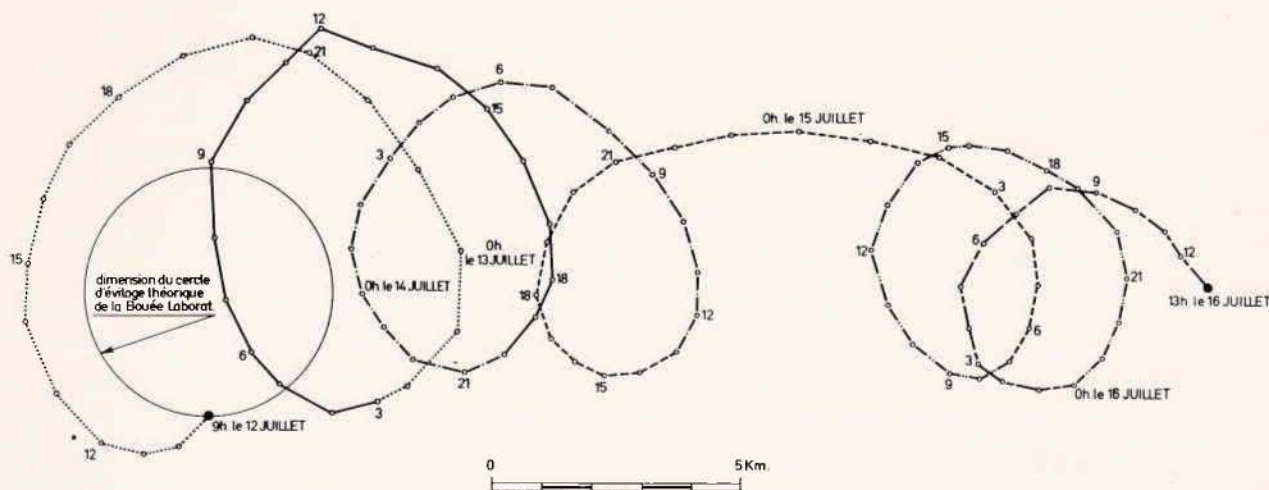


Fig. 9. — Trajectoire, à 20 m de profondeur, du courant d'inertie consécutif au coup de vent des 12 et 13 juillet 1964.

Comme dans la figure 7, cette trajectoire a été établie d'après les mesures de vitesse du courant.

autre action, les masses d'eau seraient entraînées par la force de Coriolis dans un cercle parfait, nommé *cercle d'inertie*.

En fait, on ne se trouve jamais en présence de ce cercle, car deux facteurs interviennent : la viscosité du milieu et le courant général \vec{C}_g auquel il vient d'être fait allusion. La viscosité a pour effet d'amortir le « courant d'inertie » et, le courant général entrant en jeu, le mouvement résultant peut se présenter sous la forme de boucles devenant de plus en plus petites. Un exemple de ces boucles est donné dans la figure 9. Elles sont analogues à celles observées pendant le coup de vent de mai 1966 (fig. 7). Suivant le rapport d'intensité du courant d'inertie au courant général, on peut également n'observer que des ondulations semblables à celles qui caractérisent, dans la même figure, les quelques journées de vent calme ou nul.

L'ensemble des observations recueillies jusqu'à ce jour nous a permis de dégager une loi qu'explique très bien la théorie, mais a priori assez curieuse; elle régit *la plus ou moins grande amplitude des boucles ou des ondulations*. Cette amplitude est fonction à la fois de la période pendulaire (ou d'inertie) notée plus haut et de la durée du coup de vent. L'amplitude est maximale si la durée du coup de vent est égale à une demi-période, plus un nombre entier quelconque de périodes d'inertie. Elle est minimale si la durée du coup de vent est simplement égale à un nombre entier de périodes.

Cela sera mieux compris en prenant les deux exemples que nous avons sous les yeux. Dans le cas de la figure 7, la durée du coup de vent avait été environ de 87 h, soit à peine plus de cinq fois la période d'inertie qui est de 17 h 37 mn à la latitude considérée. Lorsque le phénomène

fut observé du 12 au 16 juillet 1964 (fig. 9), le coup de vent dura 27 heures, durée très voisine de $17,37 \times 1,5 = 26 \text{ h } 25 \text{ mn}$. Les oscillations, atténuées dans le premier cas, mais de grande amplitude dans le second, vérifient bien la loi qui vient d'être énoncée. Spécifions qu'il s'agit des observations faites après le coup de vent, dont la force avait été la même dans les deux cas.

Ces sortes d'observations seraient encore plus satisfaisantes si l'on possédait le moyen de mesurer certaines grandeurs, telles que les coefficients de viscosité et les tensions du vent sur l'eau. Cela permettrait de prévoir avec plus de précision l'allure du phénomène transitoire. Celui-ci, c'est-à-dire le courant de dérive ou le courant d'inertie, est également influencé par la présence ou l'absence d'une thermocline. Ainsi, dans les conditions hivernales où la thermocline est abolie, où l'eau est donc « homogène », les perturbations peuvent se faire sentir jusqu'à 150 m de profondeur.

* *

Nous espérons avoir pu montrer quelle est la complexité des phénomènes qui résultent des échanges entre l'océan et l'atmosphère. Dans ce domaine de la recherche, des lois expérimentales ne peuvent être formulées qu'après de longues années de mesures. Les observations directes doivent d'ailleurs être vérifiées et corroborées par des études théoriques, des vérifications sur modèles réduits, sur calculateurs analogiques ou sur ordinateurs.

La création du Centre national pour l'exploitation des océans (CNEXO) donne à espérer que de nouvelles techniques seront mises à la disposition des chercheurs, avec la perspective de combler peu à peu les nombreuses lacunes qui subsistent dans notre connaissance des océans.

JOSEPH GONELLA,

Ancien élève de l'École Polytechnique,
Laboratoire d'Océanographie physique,
Muséum national d'Histoire naturelle.