

Interactions océan-atmosphère dans les Tropiques

J. MERLE

Orstom/Lodyc, Paris VI

Ph. HISARD

Orstom/Hydrologie, Montpellier

Introduction

Interactions océan-atmosphère

Depuis longtemps, on attribue aux courants marins notamment au Gulf Stream, une influence déterminante sur le climat des régions qu'il baigne. Il a cependant fallu attendre le début des années 1970 pour que des estimations quantitatives du rôle de l'océan et de la circulation océanique sur le climat soient proposées. Après les travaux de pionniers sur le transport thermique océanique dont on pourra trouver une synthèse dans Bryan (1962), deux météorologues américains Oort et Vonder Haar, par une série d'articles retentissants — Oort (1971), Wonder Haar et Oort (1973), Oort et Vonder Haar (1976) — ont ouvert la voie à une reconsidération radicale du rôle de l'océan sur l'atmosphère et le climat. Ils montrèrent que le transport de chaleur par les océans, depuis les basses latitudes où cette chaleur est reçue en excès jusqu'aux moyennes et hautes latitudes où, au contraire, elle est restituée à l'espace, avait été sous-estimé et était comparable en quantité à celui opéré par l'atmosphère. Ces résultats arrivèrent au moment où les gouvernements commençaient à se préoccuper du climat principalement pour des raisons économiques ; des sécheresses prolongées avaient alerté les analystes gouvernementaux sur la sensibilité des économies aux aléas climatiques. Prévoir le climat devenait une priorité des programmes de recherche des pays développés. Dès lors, une raison nouvelle d'étudier la physique des océans s'imposa et suscita un déve-

7 JANV. 1991

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 31 217, ex 1

Cote :

B

loppement sans précédent de l'océanographie physique qui est encore en marche aujourd'hui ; c'est celle de connaître l'état physique et dynamique de l'océan pour comprendre et prévoir le climat.

La justification du rôle de l'océan dans la dynamique de l'atmosphère et du climat tient à trois caractéristiques principales des enveloppes fluides atmosphère et océan dans lesquelles nous baignons :

— La capacité calorifique de l'ensemble des océans est environ mille deux cent fois celle de l'atmosphère ; l'océan est ainsi le réservoir thermique principal de la planète.

— Le « plancher » de l'atmosphère est en contact avec l'océan sur plus de 72 % de sa surface.

— Les courants océaniques redistribuent géographiquement l'énergie thermique des océans à des vitesses beaucoup plus lentes que ne le fait l'atmosphère. Une perturbation océanique peut avoir une durée de vie théorique de plusieurs dizaines d'années, et même de plusieurs siècles. Une perturbation atmosphérique, au contraire, a une durée de vie beaucoup plus courte, de l'ordre de deux à trois semaines. Autrement dit, l'océan a une longue mémoire des perturbations qui l'affectent ; l'atmosphère, au contraire, a la mémoire courte.

Ces données mettent en évidence les trois fonctions de l'océan dans ses relations avec l'atmosphère et le climat. L'océan stocke, échange avec l'atmosphère et transporte de l'énergie en grande quantité. Les deux milieux fluides — océan et atmosphère — constituent ainsi un système couplé autovariant à l'interface desquels cette énergie transite sous plusieurs formes : chaleur, eau, mouvement.

Les régions tropicales sont les plus importantes pour l'évolution de ce système interactif, car la proximité de l'équateur accélère les mouvements océaniques et de grandes quantités d'énergie peuvent être transportées en quelques mois d'un bord à l'autre de l'océan. D'autre part, les changements de température de surface de l'océan dans ces régions intertropicales ont des effets déterminants sur la circulation générale de l'atmosphère, car l'évaporation donc l'alimentation en vapeur d'eau de l'atmosphère dépend étroitement des changements de température de ces eaux chaudes. Les océans tropicaux, et principalement l'océan Pacifique, sont ainsi une chaudière naturelle qui alimente en eau et en énergie l'atmosphère tout en s'ajustant rapidement aux changements de cette atmosphère notamment au vent. Cette machine thermique est partiellement instable et subit des à-coups. Par le jeu d'actions et de rétroactions d'un milieu sur l'autre, un système couplé et oscillant se met ainsi en place. Pour l'océan Pacifique, c'est l'oscillation australe associée aux phénomènes océaniques bien connus appelés « El Niño » pour leurs phases chaudes et « La Niña » pour leur contraire.

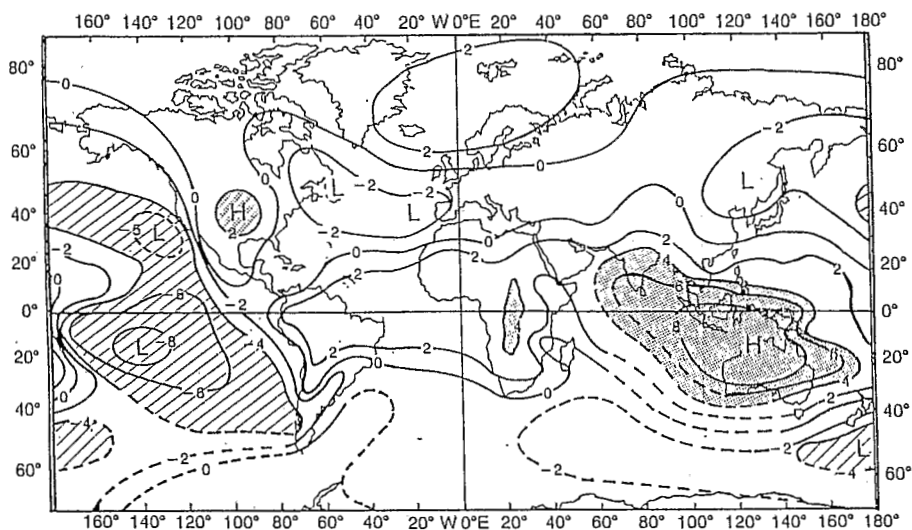


Fig. 1. — L'OSCILLATION AUSTRALE.

Coefficient de corrélation entre la pression atmosphérique à la surface de la mer à Darwin (Australie) et la pression atmosphérique de l'ensemble de la planète. On remarque la corrélation négative très forte de la région île de Pâques-Rapa avec la région de Darwin qui constitue l'Oscillation Australe proprement dite.

Signal climatique et prévision climatique

L'oscillation australe est une corrélation négative de la pression atmosphérique à la surface de la mer aux deux extrémités de l'océan Pacifique tropical. Lorsque la pression atmosphérique est plus basse que la moyenne pendant plusieurs mois, sur le nord de l'Australie, elle est, au contraire, plus élevée que sa moyenne à 10 000 km de là, dans l'océan Pacifique central, au voisinage de l'île de Pâques. Le coefficient de corrélation est supérieur à 0,8. (Fig. 1). Cette oscillation corrélée de la pression atmosphérique est associée à des variations de la température de surface de l'océan, dans la région située plus à l'est, au large des côtes du Pérou et le long de l'équateur. Lorsque la différence de pression entre le nord de l'Australie et l'île de Pâques devient minimale, on observe dans ces régions une anomalie thermique superficielle chaude connue sous le nom d'« El Niño ».

Un intérêt considérable a été porté à ces phénomènes au cours des dix dernières années après que Bjerknes (1969) eut le premier montré leur inter-relation et que Wyrski (1976) eut proposé un premier scénario impliquant l'interaction entre l'océan et l'atmosphère à l'échelle de l'océan Pacifique tout entier. E.N.S.O. (contraction de El Niño-Southern-Oscillation) est le signal climatique le plus marqué de la planète dont les effets se font sentir au-delà des régions tropicales elles-

mêmes pour perturber de façon durable, à l'échelle d'une saison ou d'une année, les conditions climatiques moyennes de nos régions tempérées. Par son amplitude, son extension presque planétaire, sa fréquence moyenne de 3 à 4 ans, propre à marquer préférentiellement la variabilité interannuelle du climat, ce signal climatique a été placé au centre d'un dispositif d'étude organisé internationalement sous le nom de programme T.O.G.A. (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*). T.O.G.A. vise à acquérir pendant dix ans (1985-1995), sur les océans tropicaux et l'atmosphère globale, les jeux de données nécessaires au diagnostic de ces phénomènes d'interaction et parallèlement à déterminer, à l'aide de simulations numériques et d'études théoriques, dans quelle mesure l'évolution de ce système oscillant est prévisible. La prévision climatique opérationnelle avec des modèles couplés, dans les domaines spatio-temporels où le système se montrerait effectivement prévisible, serait l'aboutissement ultime du programme T.O.G.A.

L'objectif de cet article est de faire le point sur l'état actuel des connaissances des interactions océan-atmosphère en milieu tropical et de leurs incidences sur la prévision future du climat. Nous décrivons les systèmes de circulation océanique des océans Pacifique et Atlantique à travers les diagnostics que l'on a pu faire des événements extrêmes chauds et froids qui les affectent. Enfin, nous tracerons les perspectives de la prévision future du climat associant des modèles numériques à des systèmes d'observation opérationnels, incluant des plates-formes spatiales.

1. Événements océaniques exceptionnels et crises climatiques dans l'océan Pacifique

Les océans tropicaux sont affectés par une dynamique très particulière due à l'affaiblissement de l'accélération de Coriolis engendrée par la rotation de la Terre lorsque l'on s'approche de l'équateur. Ceci a pour effet de rendre la circulation océanique tropicale étroitement dépendante du forçage de l'atmosphère et principalement du vent en opposition avec la circulation océanique des moyennes et hautes latitudes qui est dominée par des instabilités internes et est donc beaucoup plus turbulente et moins facilement prévisible. Ainsi les océans tropicaux peuvent s'ajuster rapidement et à grande échelle à l'action de l'atmosphère. A la suite d'un changement important du régime des alizés, les couches supérieures des océans tropicaux retrouveront une situation d'équilibre après un an environ pour le Pacifique et trois à quatre mois pour l'Atlantique. C'est le temps nécessaire à la traversée zonale des bassins aller et retour par les ondes incidentes (Kelvin) et réfléchies (Rossby) générées par la variation brutale du vent.

Il existe une autre propriété caractéristique des régions tropicales qui facilite ces ajustements rapides et à grande échelle des couches supérieures des océans. Les océans tropicaux reçoivent en moyenne de la chaleur en excès de l'atmosphère. Ainsi, la colonne liquide est chauffée par le haut et est donc stable. Il n'existe donc pas — comme dans les hautes latitudes — des phénomènes de convection libre qui puissent perturber rapidement la colonne océanique jusqu'à des profondeurs importantes. De ce fait, les eaux chaudes restent en surface et la structure de l'océan tropical se rapproche de celle d'un océan théorique à deux couches séparant les eaux chaudes superficielles des eaux froides profondes par une discontinuité thermique brutale : la thermocline. Cette stabilité verticale implique au contraire une plus grande instabilité horizontale. Les eaux chaudes superficielles pourront ainsi facilement migrer horizontalement sous l'effet du vent en déplaçant de grandes quantités d'énergie d'un bord à l'autre du bassin, principalement dans le sens zonal. Ces ajustements rapides, réalisés en quelques mois, des couches supérieures océaniques à l'action de l'atmosphère — accompagnés des transports de chaleur opérés par le guide d'onde équatoriale et le système des courants et contre-courants zonaux — sont un des moteurs de la variabilité annuelle et interannuelle considérable qui affecte ces régions et participe des événements climatiques « El Niño » ou son contraire « La Niña », dans le Pacifique et les événements chauds équivalents de l'Atlantique.

A. « El Niño », « La Niña » et l'oscillation australe dans l'océan Pacifique

Bien que la zone côtière du Pérou soit un désert brûlant, l'océan qui la borde est froid et représente l'une des régions les plus productives biologiquement de l'océan mondial. Cependant, tous les ans, en hiver, un courant côtier chaud dirigé vers le sud tempère ces eaux froides. Ce courant, connu depuis plusieurs siècles des pêcheurs locaux, est appelé « El Niño » (l'Enfant-Jésus) parce qu'il apparaît à l'époque de Noël. Certaines années, il est plus intense, s'étend beaucoup plus au sud et persiste pendant plusieurs mois voire une année. Il est alors accompagné de pluies diluviennes, de changements climatiques et d'un effondrement de la productivité des eaux océaniques et donc de la pêche. Cette véritable catastrophe économique a marqué les esprits et le terme « El Niño » n'a bientôt plus désigné que cet événement exceptionnel qui apparaît avec une fréquence moyenne de trois fois par décennies.

Depuis le début des années 1950, on a disposé de moyens d'observations suffisants pour étudier douze phénomènes « El Niño » associés à l'Oscillation Australe. L'avant-dernier en date est apparu au cours de l'été de 1982 et s'est développé tout au long de l'année 1983 avec une

intensité jamais observée jusqu'alors. Son impact climatologique a été considérable et a attiré l'attention des médias pendant plusieurs mois. Ces douze derniers « El Niño » et les événements climatologiques qui leur sont associés ne se sont pas tous déroulés suivant les mêmes schémas et il est impossible à l'heure actuelle d'affirmer que ces oscillations météo-océaniques sont l'effet de l'autovariation naturelle des deux milieux océan et atmosphère ou au contraire, sont le résultat des à-coups du système interactif en réponse à des chocs naturels (éruptions volcaniques) ou artificiels. Quelles que soient ses causes profondes, encore inconnues, ce phénomène met en évidence une oscillation météo-océanique de grande envergure qui se développe sur un cycle de plusieurs années en affectant, de façon spectaculaire, les conditions climatiques de régions aussi vastes que l'océan Pacifique sud, l'Australie, l'Indonésie, le Pérou et les côtes d'Amérique du Sud et du Nord, créant des sécheresses prolongées ou, au contraire, des inondations catastrophiques. On a cru aussi percevoir, à travers l'analyse empirique de données et des modèles, que les perturbations climatiques induites se manifestaient jusque dans nos régions tempérées.

Un scénario-type de ces événements a été dressé par Wyrтки (1975) puis précisé par Rasmusson et Carpenter (1982) et par Philander (1983) bien que l'événement 1982-1983, le plus marqué depuis le début du siècle, n'ait pas suivi ce schéma ; cette non-conformité de certains événements tend à montrer que ces oscillations peuvent avoir différentes origines.

Ce scénario repose sur un mécanisme d'interaction entre l'océan tropical et l'atmosphère relativement simple. Les vents alizés de Sud-Est, lorsqu'ils soufflent de façon prolongée, entraînent une accumulation d'eaux chaudes dans le Pacifique ouest et une élévation du niveau de la mer. Dès que les vents tombent, l'eau accumulée a tendance à s'écouler en retour vers le Pacifique est. Ce retour peut être facilité par une onde équatoriale appelée onde de Kelvin qui est issue d'une déformation de la surface de séparation entre les eaux chaudes superficielles et les eaux froides plus profondes (thermocline). Des modèles mathématiques ont mis en évidence l'existence de cette onde qui a été effectivement observée, en 1982, dans l'océan Pacifique (Knox et Halpern, 1982).

Le phénomène peut se décomposer entre plusieurs phases :

Phase de mise en place du phénomène et signes précurseurs

Les alizés d'est sont particulièrement intenses dans les régions centrales et occidentales des océans tropicaux. Dans l'océan Pacifique, ils convergent en une zone de basses pressions s'étendant du Nord de l'Australie à l'ensemble de l'Indonésie où, habituellement, la couverture nuageuse est importante et les pluies sont intenses. En altitude, au

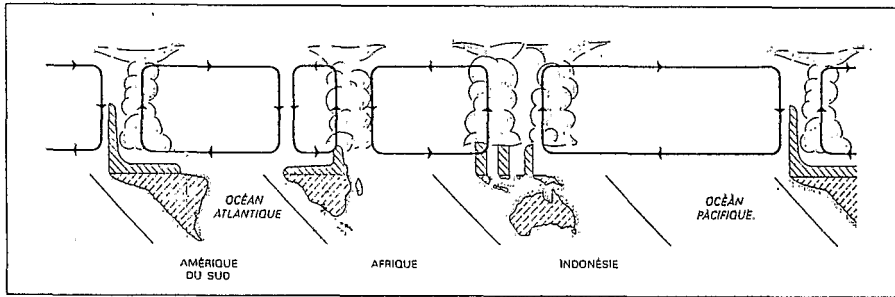


Fig. 2. — CIRCULATION DE WALKER NORMALE DANS LA CEINTURE TROPICALE.

contraire (altitude : 10 km ; pression : 200 mb), les vents divergent avec un flux d'ouest sur la partie orientale. A l'autre extrémité de l'océan, une zone de hautes pressions, sèches et relativement froides, se situe au-dessus de la région des îles de Pâques, de Tahiti et de Rapa. L'ensemble constitue l'une des cellules de circulation zonales équatoriales dites cellules de Walker (Fig. 2).

En situation de pré-« El Niño », cette cellule est très active, les alizés sont puissants et la différence de pression entre la région Tahiti-Rapa et la région Australie du Nord-Indonésie, qui mesure l'index de l'Oscillation Australe, est élevée. Mais brusquement, après que ces alizés ont soufflé intensément pendant une année ou plus, on observe parfois un déplacement vers l'est de la zone de convergence des alizés associée à la branche ascendante de la cellule de Walker (Fig. 2). La zone de forte nébulosité et de précipitations intenses qui lui est associée se déplace vers l'ouest jusqu'au voisinage de 170° .- 180° . : c'est un signe précurseur d'« El Niño ». Parallèlement, la différence de pression entre Tahiti-Rapa et la région de Darwin, qui mesure l'index de l'Oscillation Australe, commence à baisser. Les alizés du Pacifique ouest (à l'ouest de la nouvelle position de la zone de convergence) faiblissent et même, en certains points, changent de sens.

En même temps, le niveau moyen de l'océan (ou sa hauteur par rapport à son niveau d'équilibre ou surface du géoïde) observé avec un réseau de marégraphes le long de l'équateur, baisse. L'eau chaude accumulée sur le bord ouest de l'océan Pacifique n'est plus en équilibre avec la force du vent qui a faibli. Cette eau a tendance à refluer vers l'est. Une tache d'eau chaude apparaît à proximité des côtes du Pérou et de l'Équateur, deux à trois mois après ce brusque affaiblissement du vent. « El Niño » commence généralement entre décembre et mars car, bien qu'inhabituel, ce phénomène reproduit, en l'amplifiant, un cycle saisonnier qui amène tous les ans à Noël des eaux chaudes près des côtes du Pérou.

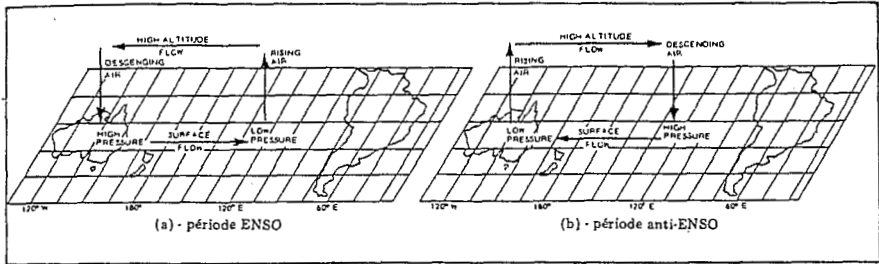


Fig. 3. — CIRCULATION DE WALKER EN SITUATION « EL NIÑO » ET « ANTI EL NIÑO » SUR LE PACIFIQUE OUEST.

Phase de plein développement

La tache d'eaux chaudes, anormale après son apparition à proximité des côtes d'Amérique du Sud, s'intensifie et se déplace vers l'ouest, en restant centrée sur l'équateur. De mars à mai, elle est encore collée à la côte d'Amérique du Sud. D'août à février de l'année suivante, elle envahit l'ensemble du Pacifique intertropical. Pendant cette période de plein développement du phénomène, les vents alizés s'affaiblissent sur l'ensemble du Pacifique tropical. Ils changent même de sens sur le Pacifique ouest entre l'Indonésie et la région 170°0.-180°0., où la zone de convergence ainsi que la branche ascendante de la cellule de Walker se sont déplacées (Fig. 3). En même temps, la pente de la surface de l'océan est réduite à zéro. L'océan est plat d'est en ouest.

On observe parallèlement une intensification des contre-courants océaniques (les contre-courants sont des courants coulant en sens inverses de la direction des vents dominants), en particulier le Contre-Courant Équatorial Nord qui ramène vers l'est, aux latitudes situées entre 3°N. et 10°N., des masses considérables d'eaux chaudes accumulées à l'ouest par les alizés lorsqu'ils étaient intenses. Il peut sembler contradictoire que la tache d'eaux chaudes superficielles, anormale à l'équateur caractérisant « El Niño », se propage vers l'ouest, alors que les contre-courants océaniques ramènent vers l'est les eaux chaudes accumulées à l'ouest. Le retour d'eaux chaudes vers l'est par les contre-courants est un phénomène purement océanique. Le déplacement vers l'ouest de l'anomalie thermique de surface est un phénomène d'interaction entre l'océan et l'atmosphère. Les deux phénomènes sont compatibles. Les eaux chaudes ramenées à l'est créent des conditions thermiques océaniques favorables à une interaction entre l'océan et l'atmosphère. Celle-ci a une dynamique propre qui la fait se propager vers l'ouest ; la tache chaude initiale modifie le vent sur son bord ouest ; ce vent perturbé accentue à son tour le réchauffement et ainsi de suite.

Les conséquences climatologiques d'« El Niño » sont importantes. Les eaux anormalement chaudes du Pacifique équatorial est et central

favorisent l'évaporation et donc de fortes précipitations. Celles-ci normalement situées dans le Pacifique ouest (Indonésie-Nouvelle-Guinée), se sont déplacées vers l'est et envahissent le Pacifique central et est, créant ainsi des anomalies pluviométriques sur l'ensemble de l'océan Pacifique intertropical et sur les régions adjacentes. On observe ainsi un excédent de pluie sur les atolls des îles Marshall, Gilbert, Christmas et une sécheresse généralisée sur le nord de l'Australie, l'Indonésie et, à l'autre extrémité de l'océan Pacifique, sur le nord-est du Brésil.

Phase de dégénérescence et retour à la normale

Le cycle type d'« El Niño » et de l'Oscillation Australe dure dix-huit mois : en juillet-septembre de la deuxième année, après l'apparition d'« El Niño » le long des côtes du Pérou (décembre-février), on observe généralement un affaiblissement considérable de l'anomalie thermique de surface dans le Pacifique central ; les remontées d'eaux profondes (*upwellings*) qui se produisent à l'équateur, à l'est de 140 °0., et qui tendent à refroidir les eaux de surface réapparaissent. Les vents alizés et les conditions climatologiques générales sur l'ensemble du Pacifique redeviennent normaux.

Le phénomène régresse globalement comme il est apparu et en sens inverse : des eaux plus froides apparaissent au large des côtes du Pérou. Cette tache froide se propage vers l'ouest, recréant les conditions normales d'*upwelling* équatorial déjà mentionnées. Pendant ce temps, la zone de convergence et la branche ascendante de la cellule de Walker reprennent leur place sur l'Indonésie. La différence de pression entre Tahiti-Rapa-île de Pâques et la région Australie du Nord-Indonésie se normalise : la pression remonte sur le Pacifique est. Les eaux chaudes poussées par les alizés, recommencent à s'accumuler sur le bord ouest du Pacifique et l'océan retrouve une pente ouest-est avec un niveau moyen élevé à l'ouest. On entre ainsi dans la phase anti-« El Niño » appelée « La Niña ». Les alizés sont plus intenses que la normale, l'*upwelling* équatorial s'intensifie, les eaux superficielles deviennent très froides et peuvent descendre à l'équateur au-dessous de 17 °C comme on l'a observé en 1988, l'année la plus caractéristique d'un événement « La Niña ».

B. « El Niño » « du siècle » en 1982-1983

Au début de l'année 1982, une diminution de la pression atmosphérique enregistrée sur les îles de Pâques et de Tahiti n'avait pas attiré l'attention. Cependant cette première « signature » du déplacement anormal de l'anticyclone subtropical sur le Sud-Est du Pacifique allait être suivie plus tard par des événements météorologiques très violents qui affectèrent l'ensemble de la ceinture tropicale et même, pense-t-on,

certaines régions tempérées qui subirent des situations climatologiques particulièrement anormales. Les médias se firent l'écho, pendant toute l'année 1983, de ces événements météorologiques attribués, quelquefois abusivement, à l'« El Niño du siècle ». On trouvera une description de ces événements climatiques dans un article de synthèse du Pr Doumenge (1984).

On nota la sécheresse la plus intense jamais observée en Australie et en Indonésie ; sécheresse également en Éthiopie, en Afrique du Sud et au nord-est du Brésil. Au contraire, des pluies torrentielles dévastèrent l'Équateur et le nord du Pérou. Les côtes de Californie subirent des dégâts sans précédent dus à des pluies ininterrompues pendant plusieurs semaines. En Polynésie française, où l'on n'avait pas observé de cyclone depuis 1906, six cyclones particulièrement violents dévastèrent certains atolls et notamment Mururoa, le centre d'essais atomiques français du Pacifique.

L'« El Niño » de 1982-1983 est particulier, en ce sens qu'il n'a pas suivi exactement le scénario décrit précédemment et que son intensité a été deux fois plus élevée que ce que l'on avait observé jusqu'ici. La température de surface de l'océan est montée brutalement sur l'ensemble du Pacifique équatorial central, en septembre 1982, alors qu'au cours des deux années précédentes aucune intensification anormale des alizés caractéristiques de la phase de préconditionnement du phénomène n'était apparue. L'indice de l'Oscillation Australe n'avait pas non plus atteint des valeurs élevées. En l'absence de signes précurseurs marqués, « El Niño » 1982-1983 a surpris et il a fallu attendre plusieurs mois après l'apparition des premières anomalies thermiques pour que la communauté scientifique acceptât l'idée qu'on était bien en présence d'un « El Niño ».

Les anomalies thermiques ont été tout à fait exceptionnelles par leur amplitude. En décembre 1982, on a observé des anomalies de plus de 5 °C le long de l'équateur sur une bande océanique de plus de 2 000 km, et de plus de 7 °C en janvier 1983, le long des côtes de l'Équateur.

Celles-ci ont persisté jusqu'à l'été de 1983. Le retour à une situation normale est survenue à l'automne de 1983.

2. Les événements exceptionnels dans l'océan Atlantique

A. L'événement chaud atlantique

Hisard (1980) et Merle (1980) avaient fait l'hypothèse d'un « El Niño » atlantique montrant que la dynamique des océans Atlantique et Pacifique était très semblable dans les régions équatoriales et induisaient

des phénomènes thermiques superficiels similaires mais néanmoins distincts. L'océan Atlantique tropical, par sa géométrie particulière (golfe de Guinée), est le réceptacle des eaux dessalées et chaudes qui s'accumulent dans cette région, créant une pente dynamique inverse s'élevant en direction des côtes africaines. Ainsi, un minimum dynamique, où affleurent les eaux froides de la thermocline, se crée dans une fenêtre du golfe de Guinée — entre l'équateur et 4 °S. et entre 10 °W. et 0°. Cependant, ces remontées d'eaux froides se manifestent seulement pendant une courte période de l'année (de juin à septembre) si l'on excepte la petite saison froide de décembre. Ainsi, contrairement au Pacifique, les eaux chaudes prédominent dans la région équatoriale orientale de l'Atlantique. Ceci amènera Hisard (1980) et Merle (1980) à parler d'un « El Niño atlantique » presque permanent. On note cependant, certaines années comme 1963, 1968 et plus récemment 1984, une variabilité interannuelle appréciable se marquant par des eaux chaudes masquant l'*upwelling* saisonnier de juin à septembre. On a affaire alors à un phénomène tout à fait semblable à « El Niño ». Plus tard, Servain *et al.* (1984) montrèrent également qu'une variabilité interannuelle notable de l'ordre de un à deux degrés centigrades pouvait affecter l'ensemble du bassin tropical atlantique.

B. L'événement chaud « du siècle » dans l'Atlantique en 1984

1984 fut une année exceptionnelle pour l'océan Atlantique tropical comme le fut 1982-83 pour l'océan Pacifique tropical. Un événement chaud atlantique se développa avec une amplitude inhabituelle, jamais observée jusqu'ici.

Un programme franco-américain FOCAL/SEQUAL qui s'est déroulé sur deux cycles annuels consécutifs, entre 1982 et 1984, a permis de recueillir le jeu d'observations le plus complet jamais rassemblées jusqu'ici sur un bassin océanique tropical dans son ensemble. Par chance, ces programmes d'observations ont coïncidé avec l'oscillation météoro-océanique la plus marquée du siècle qui affecta à la fois l'océan Pacifique tropical en 1982-1983 et l'océan Atlantique tropical en 1983-1984 (Fig. 4).

Pendant la première partie de l'année 1984, les conditions océaniques et atmosphériques de l'Atlantique tropical ont été, en bien des points, tout à fait semblables à celles qui affectèrent le Pacifique tropical en 1982-1983. Les couches supérieures de l'océan Atlantique tropical dans sa partie est furent affectées par des anomalies de température de surface supérieures à 3 °C et atteignant même le long des côtes d'Angola plus de 4 °C. Des pluies torrentielles s'abattirent sur les régions habituellement sèches du sud de l'équateur. Des contre-courants intenses, amenant des eaux chaudes du bord ouest du bassin Atlantique vers l'est du bassin ont été observés au sud de l'équateur vers 5 °S. par les

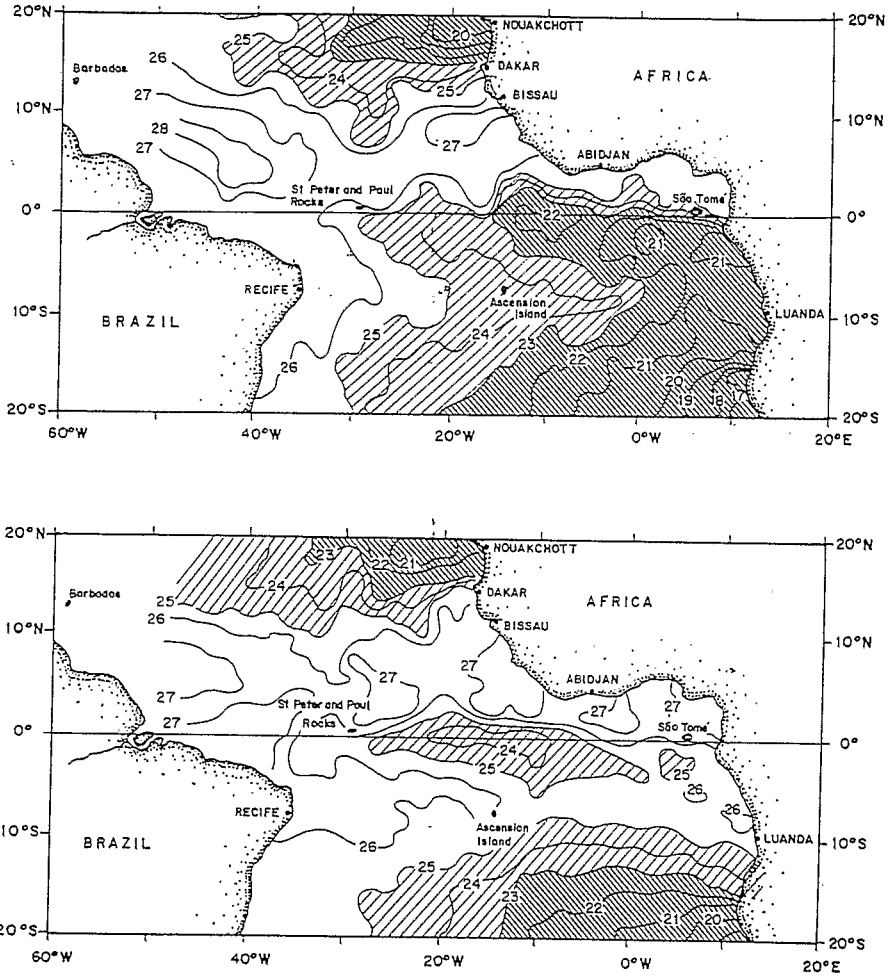


Fig. 4. — L'ÉVÈNEMENT CHAUD ATLANTIQUE DE 1984 (d'après Philander, 1986)

Température de surface en juin 1983 (en haut) et température de surface en juin 1984 (en bas). On remarque qu'en juin 1984, les eaux chaudes (supérieures à 25°C) ont envahi l'ensemble du golfe de Guinée à l'exception d'une étroite poche d'eaux à 24°C au centre du bassin et à l'équateur.

campagnes hydrologiques FOCAL (Hisard et Hénin, 1986). Ce contre-courant appelé quelquefois Contre-Courant Équatorial Sud (C.C.E.S.) n'est pas une structure permanente du système de circulation de l'océan Atlantique tropical. On ne l'a observé dans le passé que de façon intermittente. Il est cependant caractéristique des phases chaudes « El Niño » du Pacifique, au même titre que l'intensification du Contre-Courant Équatorial Nord (C.C.E.N.), son équivalent vers 5°N. Ce

développement d'un C.C.E.S. est la conséquence d'une position anormalement sud de la zone de convergence des alizés (ITCZ en anglais). Ce glissement vers le sud est aussi une caractéristique des « El Niño » du Pacifique.

Parallèlement à ces modifications spectaculaires des conditions météo-océaniques de surface, des perturbations inhabituelles affectèrent la structure thermique profonde de la partie orientale du bassin. De février à avril 1984, on observa un effondrement de la thermocline dont la profondeur moyenne passa de 40 m en février 1983 à près de 100 m en février 1984. Ces modifications de la profondeur de la thermocline sont la conséquence directe des modifications importantes survenues dans le champ de vent dans l'Ouest atlantique. Plusieurs modèles ont pu simuler correctement ce mouvement de la thermocline sous l'effet du vent (Du Penhoat et Gouriou, 1987 ; Delécluse *et al.*, 1988). En janvier 1984, on assista à un effondrement brutal de la tension zonale du vent qui équilibrait la pente dynamique ascendante de l'océan en direction de l'Amérique. Cet équilibre rompu, les eaux accumulées à l'ouest refluent vers l'est, intensifiant les contre-courants, notamment le C.C.E.S. La pente dynamique s'effondra à l'ouest tandis qu'elle remonta à l'est sous l'afflux des eaux chaudes enfonçant la thermocline à plus de 100 m de profondeur. Les anomalies de température de surface du golfe de Guinée observées à leur pic entre juin et août 1984 sont la conséquence, trois à quatre mois plus tard, de ces désordres profonds de la structure thermique, eux-mêmes consécutifs au brutal changement de vent apparu à l'ouest du bassin.

L'événement chaud atlantique de 1984 obéit donc en tous points à la physique et au scénario des « El Niño » du Pacifique. De plus la séquence « El Niño », en 1983, dans le Pacifique et l'événement chaud atlantique en 1984 s'expliquent : l'événement atlantique est la conséquence de l'événement pacifique, un an après. La courroie de transmission en est le vent sur l'ensemble de la ceinture tropicale planétaire. En effet, lorsque « El Niño » est dans sa phase de plein développement dans l'océan Pacifique, les alizés sont perturbés par l'anomalie océanique chaude ainsi créée de telle sorte qu'ils convergent au-dessus de cette source de chauffage anormal qui génère des phénomènes de convection dans les basses couches atmosphériques. Ainsi, à l'ouest de la tache chaude, dans le Pacifique central et occidental, les alizés sont ralentis et même changent de sens, ce qui contribue à renforcer le phénomène comme nous l'avons montré précédemment. Au contraire, à l'est de la tache chaude, en Amérique centrale et par continuité dans l'Ouest Atlantique, les alizés sont renforcés. Ainsi, à une situation d'« El Niño » dans le Pacifique, correspond donc dans l'Atlantique une situation d'anti-« El Niño » ou de « la Ninā ». C'est ce qui a été observé, en 1983 où, pendant « El Niño », les alizés étaient particulièrement intenses dans l'Atlantique. Lorsque la situation redevient normale dans le Paci-

fique, comme ce fut le cas début 1984, les alizés redeviennent également normaux et donc s'affaiblissent dans le Pacifique est, ce qui correspond à l'Atlantique ouest. D'où la chute de la tension zonale du vent observée début 1984 dans l'Ouest Atlantique et l'événement chaud qui s'ensuit au moment où le Pacifique avait retrouvé une situation normale. Plusieurs séquences d'événements chauds à un an de distance entre l'océan Pacifique et l'océan Atlantique ont été ainsi mis en évidence au cours des vingt dernières années (Tourre *et al.*, 1989).

Conclusion. Perspectives de prévision

Les nouvelles manifestations spectaculaires du couplage intime entre l'océan tropical et l'atmosphère globale apportées par les événements climatologiques de 1982-1984, au moment même où était lancé le programme international TOGA, ont réactivé la volonté de la communauté scientifique internationale de tenter de prévoir le climat à ces échelles de temps.

TOGA qui s'étend sur une décennie (1985-1995) a pour objectif principal d'acquérir les jeux des données nécessaires à un diagnostic de l'évolution du couplage de l'océan tropical avec l'atmosphère globale. Parallèlement à cet objectif d'observation, la réalisation de modèles couplés rendant compte de cette évolution et susceptibles de permettre une prévision opérationnelle — s'il est démontré que le système couplé est prévisible — représentera l'étape ultime du programme.

La composante d'observations océaniques-océanographiques de TOGA est destinée à fournir une description de la variabilité des champs de température et de courant des couches supérieures (0-500 m) des océans tropicaux. Cette observation s'effectue à partir des navires de commerce, des réseaux de marégraphes, des navires de recherche et également des satellites. Pour la première fois, une couverture d'observation continue, avec une résolution spatio-temporelle et une précision suffisante, permet de suivre en temps réel l'évolution thermique et dynamique des océans à grande échelle et en trois dimensions. Cette surveillance des océans tropicaux, analogue à la veille météorologique mondiale établie depuis trente ans pour l'atmosphère, a permis notamment de suivre en détail l'évolution des derniers événements climatologiques comme « El Niño » de 1982-1983 et 1987 et l'événement chaud atlantique de 1984, offrant ainsi des possibilités de diagnostic précis des phénomènes physiques sous-jacents.

Des progrès décisifs ont été effectués dans la modélisation des océans tropicaux ces dix dernières années et on peut les utiliser pour faire une prévision des couches supérieures océaniques. Historiquement, les approches théoriques ont évolué en plusieurs étapes. D'abord, des modèles

simples linéaires forcés par des vents idéalisés ont été utilisés pour comprendre la réponse forcée de l'océan à des changements brutaux de vent. Puis les sondes équatoriales piégées (ondes de Kelvin) et leur effet sur la structure thermique (Mc Creary, 1976 ; Cane et Sarachik, 1981 ; Busalacchi et O'Brien, 1981) ont été prédits par ces modèles avant que les observations ne viennent confirmer la réalité de ces phénomènes (Knox et Halpern, 1982). Ensuite, les mêmes simples modèles linéaires ont été utilisés avec des vents réalistes pour simuler la climatologie et plus tard la variabilité interannuelle de la réponse thermique et dynamique des océans tropicaux (Busalacchi et Picaut, 1983 ; Du Penhoat et Treguier, 1984). Enfin, à partir de 1984, les vents observés et les flux thermodynamiques à la surface ont été utilisés pour forcer des modèles tridimensionnels aux équations primitives (Philander et Pacanowski, 1986 ; Merle et Morlière, 1988 ; Delécluse *et al.*, 1988). Ces modèles ont permis de simuler correctement l'évolution de l'état thermique et dynamique des océans Pacifique et Atlantique au cours des événements climatiques des années 1982-1984. Leur réalisme surprenant, étant donnée la qualité encore médiocre des vents utilisés pour le forçage, a amené la communauté TOGA à proposer qu'ils soient utilisés en mode opérationnel pour décrire en temps réel l'évolution des océans tropicaux.

Ainsi, parallèlement à la mise en place de réseaux d'observations pour TOGA et avant que de futurs modèles couplés réalistes permettent une prévision climatique, on envisage d'utiliser opérationnellement les modèles océaniques actuels dans le but d'obtenir une représentation tridimensionnelle en temps réel de l'océan tropical et de son évolution. Ceci permettra par ailleurs des estimations de grandeurs intégrées comme les transports de masse et de chaleur que les observations actuelles ne permettent pas d'atteindre. Enfin, cette approche sera un champ d'expérience très utile pour de nombreux problèmes liés à la modélisation : validation, analyse des champs de forçage, paramétrisations diverses et assimilation. L'assimilation des observations dans les modèles est une avancée récente de l'océanographie. Les modèles ne sont pas encore parfaits et les fonctions de forçage — vent et flux thermodynamique à la surface — sont encore imprécises. Il existe cependant maintenant des méthodes permettant d'intégrer les informations disponibles dans les simulations des modèles et ainsi de caler les modèles sur une réalité observée. Ainsi l'utilisation conjointe de modèles réalistes et de réseaux d'observations, diffusant leurs données, en temps réel, à l'aide de satellites de télécommunication, permettra de décrire, en temps réel, l'évolution de l'océan. On aura ainsi franchi une étape décisive en direction de la prévision en étant capable de réaliser un état-temps réel très précis de l'océan à un instant donné, comme le font quotidiennement les météorologues pour l'atmosphère.

La véritable prévision nécessite impérativement des modèles couplés.

Avant de pouvoir coupler les modèles atmosphériques et océaniques les plus sophistiqués, des couplages simplifiés avec des modèles beaucoup plus rudimentaires sont déjà tentés pour prévoir le phénomène « El Niño », quelques mois à l'avance (Cane et Zebiak, 1986). Le succès de ces prévisions n'est pas encore parfaitement reconnu par l'ensemble de la communauté scientifique. Néanmoins, ces systèmes oscillants très simples, permettant sous l'effet du vent de modifier la température de surface de l'océan, laquelle à son tour modifie le champ de vent, sont capables de générer des phénomènes « El Niño » approximativement aux bonnes dates, si l'on part de conditions initiales réalistes environ dix-huit mois à l'avance. Ces succès permettent au moins de commencer à répondre à la première question fondamentale posée à l'origine de TOGA : le système couplé océan tropical-atmosphère globale est-il prévisible ? Il semble bien qu'il le soit.

!

Résumé. — *Le rôle de l'océan dans l'évolution du climat à l'échelle de quelques mois à quelques années est devenu indiscutable. La meilleure illustration de cette action à long terme de l'océan sur l'atmosphère est fournie par l'étude réalisée, dans le cadre d'un grand programme international, du phénomène E.N.S.O. (El Nino Southern Oscillation). E.N.S.O. est une oscillation météoro-océanique à grande échelle qui affecte l'atmosphère de l'ensemble de la ceinture tropicale et peut-être de l'atmosphère globale et qui implique également les eaux superficielles de l'océan Pacifique tropical dans son ensemble. L'océan Atlantique tropical est également affecté par ce phénomène avec un retard d'environ un an. Les causes profondes de cette instabilité météoro-océanique à l'échelle planétaire ne sont pas encore totalement élucidées. Néanmoins, ces événements se déroulent généralement suivant un schéma identique. Normalement, les eaux chaudes s'accumulent sur le bord ouest de l'océan Pacifique tropical sous la poussée des alizés. Si les alizés faiblissent, il y a reflux brutal de ces eaux chaudes vers l'est par la circulation océanique et des ondes équatoriales. L'anomalie thermique chaude ainsi créée, appelée « El Niño » modifie à son tour le régime des alizés, ce qui tend à amplifier le phénomène jusqu'à un certain seuil où le phénomène s'inverse, créant au contraire des anomalies océaniques froides appelées « La Niña ». En 1982-1983, un événement E.N.S.O d'une ampleur exceptionnelle a été observé dans l'océan Pacifique. Il a été suivi un an plus tard, en 1984, par un événement chaud semblable affectant l'océan Atlantique tropical. On montre que l'événement de l'Atlantique est la conséquence de l'événement du Pacifique. Les tentatives de simulation de ces phénomènes avec des modèles couplés sont prometteuses. La prévision opérationnelle du climat à ces échelles de temps est envisagée pour le début du siècle prochain en utilisant des modèles couplés à haute résolution que permettront alors les calculateurs et en créant un système d'observation continue et en temps réel de l'état de l'océan comme le fait la météorologie aujourd'hui dans l'atmosphère pour prévoir l'évolution du temps.*

Mots clés : *interaction, océan-atmosphère, climat, tropical, Pacifique, Atlantique, température, observation, modèle, prévision.*

Abstract. - *The role of the ocean on interannual climate changes is now well recognized. E.N.S.O. : El Nino Southern Oscillation affecting both the tropical oceans, mostly the Pacific and the whole tropical atmosphere is the most striking climate signal involving the ocean. In 1982-1983, the strongest E.N.S.O. of the century has been observed in the Pacific followed one year later, in 1984, by a warm event in the Tropical Atlantic ocean. The Atlantic event is the consequence of the Pacific event. It is hoped that sophisticated high resolution coupled models, associated with a permanent monitoring of the oceans will permit us to forecast the evolution of the climate in the range of several months to several years.*

Key words : *interaction, air-sea, climate, tropical, Pacific, Atlantic, temperature, observation, model, prediction.*

Bibliographie

- Bjerknes J. 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Res.*, 97, 163-172.
- Bryan K., 1962, Measurements of meridional heat-transport by ocean currents, *J. Geophys. Res.*, 67, (9), 3403-3414.
- Busalacchi A.J. et J. O'Brien, 1981, Interannual variability of the equatorial Pacific in the 1960's, *J. Geophys. Res.*, 86, 10 901- 10 907.
- Busalacchi A.J. et J. Picaut, 1983, Seasonal variability from a model of the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 13, 1564-1588.
- Cane M. et E. Sarachik, 1981, The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, 39, 651-693.
- Cane M., S. Zebiak et S. Dolan, 1986, Experimental forecast of « El Niño », *Nature*, 321, 827-831.
- Delécluse P., P. Andrich et M. A. Foujols, 1988, Simulation of the 84 warm event in the tropical Atlantic and sensitivity experiments using a general circulation model, *J. Geophys. Res.* (submitted).
- Doumenge F., 1983, Déséquilibres hydroclimatiques et catastrophes dans le Pacifique intertropical, juillet 1982-avril 1983. *Annales de Géographie*, n° 512, 92^e année, p. 403-413.
- Du Penhoat Y. et Y. Gouriou, 1987, Hindcasts of the equatorial sea surface dynamic height in 1982-1984, *J. Geophys. Res.*, 92, 3729-3740.
- Du Penhoat Y. et A.M. Treguier, 1984, Sea surface dynamic height topography and the North equatorial countercurrent as inferred from a linear model, *Geophys. Res. letter*, 11, 799-801.
- Hisard Ph., 1980, Observations d'une réponse de type « El Niño » dans l'Atlantique tropical oriental. Golfe de Guinée. *Oceanol. Acta*, 3, 1, 69-78.

- Hisard Ph. et C. Henin, 1987. Response of the equatorial Atlantic Ocean to the 1983-1984 wind from the programme Focal cruise data set. *J. Geophys. Res.*, 92, 3759-3768.
- Knox R.A. et D. Halpern, 1982, Long range Kelvin wave propagation of transport and variations in Pacific ocean equatorial currents. *J. Mar. Res.*, 40 Supplement, 329-339.
- Mc Creary J.P., 1976, Eastern tropical ocean response to changing wind systems with application to « El Niño ». *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 632-645.
- Merle J., 1980, Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique Equatorial Est. L'hypothèse d'un « El Niño » Atlantique, *Oceanol. Acta*, 3, 2 209-220.
- Merle J. et A. Morlière, 1988, Towards an operational 3 dimensional simulation of the tropical Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 7, 653-656.
- Oort A.H., 1971, The observed annual cycle in the meridional transport of atmospheric energy, *J. Atmos. Sc.*, 28, 325-339.
- Oort A.H. et T.H. Vonder Haar, 1976. On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the northern hemisphere, *J. Phys. Oceanogr.*, 6 (6), 781-800.
- Philander S.G.H., 1983, « El Niño » Southern Oscillation phenomenon, *Nature*, 302, 295-301.
- Philander S.G.H., 1986, Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984, *Nature*, 322, 236-238.
- Philander S.G.H. et R.C. Pacanowki, 1986, A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 91, 14 192-14 206.
- Rasmusson E.M. et T.H. Carpenter, 1982, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/« El Niño ». *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- Servain J., M. Seva, S. Lukas et G. Rougier, 1987, Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature: 1980-1984, *Ocean-Air Interactions*, 1, 109-182.
- Tourre Y., J. Merle et Y. Quilfen, 1989, The Pacific Atlantic sea level pressure oscillation and the tropical Atlantic warm events. *Journal of Climate* (in press).
- Vonder Haar T.H. et A.H. Oort, 1973, New estimate of annual poleward energy transport by Northern hemisphere oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 169-172.
- Wirky K., 1975, « El Niño ». The dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.

ANNALES DE Géographie

REVUE PUBLIÉE AVEC LE CONCOURS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

P.-A. PIRAZZOLI Les changements de l'environnement
à l'échelle du globe et les géographes

J. MERLE Interactions océan-atmosphère
et Ph. HISARD dans les Tropiques

M. TABEAUD Quelques remarques sur les interrelations
et Cl. KERGOMARD climat/océan à petite échelle

Ph. PELLETIER Paysages sans paysans
Le cas du Japon

J. TRICART Technocrates et milieu naturel au Sénégal

Ph. PINCHEMEL Le professeur J.-A. Sporck (1922-1988)

27 SEP. 1990 Comptes rendus

PB 414 / 6 Ouvrages à signaler

ORSTOM Centre Documentation Livres reçus

553
MAI
JUN 1990
99^e ANNÉE



ARMAND COLIN

