

CENTRE DE NOUMÉA

NL ISSN.0078.2130

OCÉANOGRAPHIE

# RECUEIL de TRAVAUX

*COLLECTED REPRINTS*

N° 10

Adresse : CENTRE ORSTOM – B.P. A 5 – NOUMÉA – Nlle-CALÉDONIE (NEW-CALEDONIA)

© O.R.S.T.O.M. 1984

SOMMAIRE

=====

(CONTENTS)

- Informations sur l'activité du laboratoire (1983-1984). (*Progress Report 1983-84*).
- Carte des campagnes effectuées (1983-1984). (*Map of cruises carried out in 1983-1984*).
- Publications locales. (*Local publications*).
- 284. DONGUY, J-R. - *A climatic scenario in the Western Pacific associated with El Nino Events. (In English)*.
- 285. DANDONNEAU, Y. - *A method for the rapid determination of chlorophyll plus phaeopigments in samples collected by merchant ships. (In English)*.
- 286. PETIT, M. - *La pêche des senneurs en Nouvelle-Zélande. (Purse-seine fishing in New Zealand)*.
- 287. DONGUY, J.R., C. HENIN, A. MORLIERE and J-P. REBERT - *Thermal changes in the Western Tropical Pacific in relation to the wind field. (In English)*.
- 288. HENIN, C. - *The 1978 occurrence of High Sea surface salinity in the Eastern Coral Sea. (In English)*.
- 289. DONGUY, J.R., A. DESSIER and G. MEYERS - *The 1982 Nino-like event. (In English)*.
- 290. MEYERS, G. and J.R. DONGUY - *Was there a Build-up in the Western Pacific ? (In English)*.
- 291. BINET, D. - *Influence des variations climatiques sur la pêche de Sardinella aurita ivoiro-ghanéennes : relation sécheresse-surpêche. (Climatic changes related to the Sardinella aurita fishery of the Ivory Coast and Ghana : a drought-overfishing relationship)*.
- 292. ELDIN, G. - *Eastward flows of the South Equatorial Central Pacific. (In English)*.
- 293. BINET, D. - *La pêche dépend aussi du climat. (Fishing depends also from climate)*.
- 294. DESSIER, A. - *Variabilité spatiale et saisonnière des peuplements épiplanctoniques des copépodes du Pacifique tropical sud et équatorial (Est Pacifique). (Seasonal and Spatial Variability of epipelagic Copepods populations in the South Tropical and East Equatorial Pacific)*.
- 295. RANCUREL, P. et A. INTES - *Le requin-tigre, Galeocerdo cuvieri Lacépède, des eaux Néo-Calédoniennes : examen des contenus stomacaux (The Tiger-shark, Galeocerdo cuvieri Lacepede, from New Caledonian waters : analysis of stomach contents)*.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 32421, ex 2

Cote : A

296. DONGUY, J.R. and A. MORLIERE - *Bimodal surface salinity states in the Western Tropical Pacific Ocean. (In English).*
297. BOUR, W., F. GOHIN et P. BOUCHET - *Croissance et mortalité naturelle des trocas (Trochus niloticus L.) de Nouvelle-Calédonie (Mollusca, gastropoda). (growth and natural mortality of the New Caledonian Trochus niloticus).*
298. WYRTKI, K. and G. ELDIN - *Equatorial upwelling events in the Central Pacific. (In English).*
299. LEMASSON, L. et J. PAGES - *Utilisation de la méthode d'analyse par spectrométrie d'émission pour la détermination de N<sup>15</sup> en écologie aquatique : assimilation du nitrate par le phytoplancton en mer de Banda (Indonésie). (Use of the optical emission spectrometer for <sup>15</sup>N determination in aquatic ecology : nitrate uptake by phytoplankton in the Banda Sea, Indonesia).*
300. ELDIN, G. and J.R. DONGUY - *Heat Content and cyclogenesis anomalies in the South Pacific. (In English).*
301. REBERT, J.P., J.R. DONGUY, G. ELDIN and A. MORLIERE - *Thermal fluctuations in the Equatorial Pacific in relation to the 1982-83 Warm Event. (In English).*
302. MEYERS, G. and J.R. DONGUY - *Zonal topography of the Equatorial Thermocline during El Nino 1982. (In English).*
303. DANDONNEAU, Y. and J.R. DONGUY - *Changes in sea surface Chlorophyll concentration related to the 1982 El Nino. (In English).*
304. BOUR, W. et F. GOHIN - *La nacre des trocas : une ressource pour la Nouvelle-Calédonie. (Trochus shells : a resource for New Caledonia).*
305. MARCILLE, J. et W. BOUR - *Les techniques de pêche au thon utilisées aux Philippines - (Tuna fishing Techniques used in Philippines).*
306. MARCILLE, J., W. BOUR et A. DESSIER - *Analyse des calées des senneurs Japonais au nord de l'Irian Jaya. (Analysis of the catch of Japanese purse-seiners North of Irian Jaya).*
307. DONGUY, J.R. and C. HENIN - *Fluctuations of the Equatorial currents system connected with the hydroclimatic conditions in the Western Pacific. (In English).*
308. DONGUY, J.R., G. ELDIN, A. MORLIERE, J.P. REBERT and G. MEYERS - *A thermal interpretation of a change in Equatorial Western Pacific Circulation. (In English).*
309. DONGUY, J.R. and A. DESSIER - *Thermal variations on the Equator in the eastern Pacific, (In English).*
310. DONGUY, J.R. and A. DESSIER - *El Nino-like events observed in the Tropical Pacific. (In English).*
311. DONGUY, J.R., A. DESSIER, G. ELDIN, A. MORLIERE and G. MEYERS - *Wind and thermal conditions along the Equatorial Pacific. (In English).*
312. DONGUY, J R., G. ELDIN, A. MORLIERE, J.P. REBERT and G. MEYERS - *Changes in the 20°C isotherm depth along the Equator during three ENSO Events. (In English).*
313. DONGUY, J.R., G. ELDIN, A. MORLIERE, J.P. REBERT, F. ROUGERIE and G. MEYERS - *Zonal slope of the 20°C isotherm in the South Pacific during 1982-83. (In English).*
314. MEYERS, G. and J.R. DONGUY - *South Equatorial Current during the 1982-83 El Nino. (In English).*

## ABSTRACTS

(In English)

315. CONAND, F. and W.J. RICHARDS - *Distribution of tuna larvae between Madagascar and the Equator, Indian Ocean.*
316. BOELY, T. - *Pelagic fish resources of West-African coasts between Mauritania and the Congo river.*
317. BOELY, T. - *Sexual cycle of the Round Sardinella (Sardinella aurita) in Senegal ocean waters.*
318. FOURNAMOIR, P. - *Geographic distribution of some fishes living on the outer-reef slopes of Indo-Pacific Islands.*
319. ARGUE, A.W., F. CONAND and D. WHYMAN - *Spatial and temporal distributions of juvenile tunas from stomachs of tunas caught by pole-and-line gear in the Central and Western Pacific Ocean.*
320. LE GALL, Y. and J.P. HALLIER - *Exploratory surface Albacore trolling in the Central and Western Pacific Ocean.*
321. FOURMANOIR, P. - *Three new species of Serranidae from Philippines Islands and the Coral Sea.*
322. DONGUY, J.R. and A. DESSIER - *Interannual variations in the Tropical Pacific 1975-1982.*
323. LE BORGNE, R. - *Note on swarms of Thaliacea in the Gulf of Guinea.*
324. BOELY, T., J. CHABANNE, P. FREON and B. STEQUERT - *Sexual cycle and migrations of Sardinella aurita on the West-African shelf, from Bissagos Isl. to Mauritania.*
325. GUILLERM, J.M. - *An instance where oceanic influence increases the range of fluctuations of the temperature of the air : the Gulf of Guinea at Pointe-Noire.*
326. HALLIER, J.P. and J.Y. LE GALL - *A surface Albacore survey in the Central and Western South Pacific Ocean.*
327. HALLIER, J.P., R.E. KEARNEY and R.D. GILLET - *Baitfishing methods used by the Skipjack survey and assessment programme and recommendations on baitfishing techniques for the Tropical Pacific.*
328. CONAND, C. - *Methods of studying growth in Holothurians (Bêche-de-mer), and preliminary results from a bêche-de-mer tagging experiment in New Caledonia.*
329. MEYERS, G., J.R. DONGUY and D. CUTCHIN - *Tropical Pacific thermocline topography during the period mid-1979 through mid-1983.*
330. KESSLER, W., B. TAFT, G. MEYERS and J.R. DONGUY - *Geostrophic transport calculations in the Central Pacific based on the Ship-of-opportunity XBT lines.*
331. BINET, D. - *Neritic phytoplankton and primary production of the seasonal upwelling areas in the Gulf of Guinea.*
332. BINET, D. - *Neritic zooplankton of the seasonal upwelling areas in the Gulf of Guinea.*
333. LE BORGNE, R. and C. ROGER - *Main features of the composition and physiology of open-ocean zooplankton and micronekton populations in the Gulf of Guinea.*

334. LE BORGNE, R., A. HERBLAND, A. LE BOUTEILLER and C. ROGER - Zooplankton and micronekton biomass, excretion and production in the open-ocean of the Gulf of Guinea. Relations with phytoplankton and particulate matter.
335. DANDONNEAU, Y. - An attempt to simulate the subsurface chlorophyll maximum using populations of unphased oscillating cells.
336. HALLIER, J.P. - A new longline fishery in New Caledonia.
337. CONAND, C. - Distribution, Reproductive cycle and Morphometric relationships of *Acanthaster planci* (Echinodermata : Echinoidea) in New Caledonia, Western Tropical Pacific.

---

PUBLICATIONS LOCALES (LOCAL PUBLICATIONS) :

"Rapports Scientifiques et Techniques"

du Centre ORSTOM de Nouméa

(Not included in this volume)

- N° 27 - ANONYME - 1982 - *CORINDON IV, a French-Indonesian Survey - April 1981 - Scientific results (Hydrology and dynamics, Productivity, Plankton)*. ORSTOM, Centre de Nouméa & LEMBAGA OSEANOLOGI NASIONAL LIPI (LON-LIPI) - (In English). 100 pp.
- N° 28 - HENIN C. - 1982 - Caractéristiques des températures et salinités de surface et leurs variabilités dans le Pacifique sud-ouest. (*Surface temperature and salinity characteristics and their variability in the South-West Pacific*). 18 pp.
- N° 29 - DESSIER A. - 1984 - Cartes de répartition géographique de copépodes épiplanctoniques - Océan Pacifique tropical sud (Centre et S.O.) et équatorial est. (*Maps of geographical distribution of épiplanktonic Copepods - South Tropical and Eastern Equatorial Pacific Ocean*) - 6 pp., 84 fig.
- N° 30 - TESTAU J.L. - 1984 - Diversité des petits poissons pélagiques des baies et côtes néo-calédoniennes. (*Diversity of small pelagic fishes from coasts and bays of New Caledonia*). 55 pp.

# PRINCIPALES ACTIVITES DU LABORATOIRE D'OCEANOGRAPHIE

DU CENTRE ORSTOM DE NOUMEA

EN 1983-1984

-

Les programmes de recherche poursuivis en 1983-84 sont le prolongement de ceux exposés dans le Recueil de Travaux n° 9 (1982); leurs motivations ne seront donc pas reprises ici. Cependant, un certain nombre de développements, infléchissements et regroupements ont eu lieu, de sorte que les activités du laboratoire se regroupent maintenant en quatre grands ensembles :

## 1 - Hydroclimat et productivité de l'océan Pacifique tropical (programme SURTROPAC).

Le programme de surveillance du Pacifique tropical existe, sous diverses dénominations, depuis 1969; il est basé sur la collecte de données d'océanographie sur l'ensemble du Pacifique grâce au concours bénévole des navires marchands. Une base de données importante a été constituée au cours des années. Elle comprend des observations de surface (météo, température, salinité) au nombre de 130 000 réparties sur les lignes de navigation; elle comporte également des données concernant la chlorophylle, le zooplancton et depuis 1979 des profils de température jusqu'à 400 m de profondeur.

En 1984, le groupe SURTROPAC a encore accru son effort de collecte d'informations par la réalisation de deux campagnes océanographiques entre 20°S et 10°N le long du méridien 165°E. Une campagne a lieu en hiver, l'autre en été; elles devront se poursuivre pendant les dix années du programme international TOGA dont SURTROPAC est une part essentielle pour le Pacifique Ouest.

L'utilisation des données issues des satellites est un moyen supplémentaire d'améliorer la surveillance du Pacifique; c'est pourquoi le groupe SURTROPAC s'intéresse à la télédétection, d'une part en étudiant les conditions d'utilisation de l'information GAC issue des satellites défilants, d'autre part en analysant les relations existant entre les données collectées par les navires marchands et une synthèse thermographique élaborée à partir des données de GOES-W sur la partie est et centrale du Pacifique.

Cette collecte très importante d'information a pour but de suivre les variations des caractéristiques physiques de la couche superficielle de l'océan qui interviennent de façon essentielle dans l'évolution du climat.

Les activités du groupe SURTROPAC s'intègrent ainsi parfaitement à la réflexion de la communauté internationale concernant l'évolution du climat en relation avec les anomalies enregistrées dans les milieux atmosphérique et marin.

Participants : Chercheurs = Jean-René DONGUY, M. CHAMPAGNE, Y. DANDONNEAU, A. DESSIER, G. ELGIN, A. MORLIERE, J.P. REBERT, J. THILLIER.

Techniciens = M.J. LANGLADE, J. MARCHAND, M. SICARD, P. WAIGNA, H. WALICO.

## 2 - Productivité des eaux voisines de la Nouvelle-Calédonie, effets d'îles (programme PROCAL).

L'objectif de ces recherches est de décrire la structure du réseau trophique, et les mécanismes de la production pélagique hauturière dans la zone économique, en relation avec la structure hydrologique et la courantologie de surface. En outre, on cherche à mettre en évidence un éventuel effet d'îles sur les biomasses phyto- et zooplanctoniques. En 1983-84, 8 campagnes trimestrielles et 12 radiales mensuelles ont été réalisées.

Participants : Chercheurs = L. LEMASSON, J. BLANCHOT, B. COSTA, Y. DANDONNEAU, R. LE BORGNE, C. ROGER.

Techniciens = S. BONNET, J.L. CREMOUX, H. FERRER, P. GERARD, J.M. GUILLERM, P. MOLL, J.Y. PANCHE, H. WALICO.

## 3 - Connaissance et mise en valeur du LAGON de Nouvelle-Calédonie

La période 1983-84 a été marquée, à la fois, par l'achèvement de certaines opérations, le démarrage de recherches nouvelles, et le regroupement de tous les thèmes lagunaires au sein d'un "programme LAGON" mieux structuré. Ce programme comprend les opérations suivantes :

- "Biotopes" : reconnaissance et caractérisation des principaux biotopes lagunaires; cartographie et identification des macrofaunes et macroflores épibenthiques. Les techniques employées sont les plongées, les dragages, la vidéo sous-marine, la télédétection satellitaire.
- "Trocas" : biologie et état des stocks de cette espèce commercialement exploitée, qui montre en de nombreux endroits des signes de surpêche. Analyse d'images LANDSAT pour le repérage des biotopes favorables aux trocas.
- "Holothuries" : la phase d'étude de la biologie et de recensement des populations est terminée. Cette opération se limite désormais au suivi de l'exploitation commerciale par des entreprises artisanales locales (exportation sur l'Extrême Orient).
- "Appât Vivant" : recensement des petits pélagiques lagunaires en vue de leur utilisation comme appât vivant pour la pêche bonitière : état des stocks, biologie d'une vingtaine d'espèces, relations espèces-milieu. La phase terrain de cette opération s'est achevée en 1984.
- "Acanthaster" : biologie et répartition. Surveillance de certaines zones où la densité de l'espèce est plus forte et pourrait évoluer en proliférations.
- "Poissons" : recensement des espèces principales des différents biotopes; biologie de certaines espèces, notamment celles présentant un intérêt commercial. Repérage cartographique des biotopes sur images satellite.
- "Vivanos" : estimation du stock et biologie des principales espèces de ces poissons profonds, vivant sur la pente récifale externe, et qui ont, sur le plan commercial, le très grand avantage d'être toujours exempts d'ichtyosarcotisme.
- "Coraux" : étude d'un biotope constitué de madrépores implantés sur fond vaseux. Surveillance de l'exploitation du corail du grand récif (exportation de Corail décoratif), étude des processus de repeuplement.

- "Plancton" : étude des communautés planctoniques de divers biotopes lagunaires, relations avec le milieu. La phase terrain de cette opération est terminée pour l'essentiel, et ne se prolonge actuellement que par un prélèvement hebdomadaire à une station de référence.
- "Algues" : description des principaux faciès, floristique, étude plus détaillée des fonds à Caulerpales.

Participants : Chercheurs = B. RICHER de FORGES, D. BINET, W. BOUR, C. CONAND, F. CONAND, C. GARRIGUE, P. JOANNOT, M. KULBICKI, Y. MAGNIER.  
 Techniciens = G. BARGIBANT, C. HOFFSCHIR, J.L. MENOU, H. MEITE, J. RIVATON, P. TIRARD.

#### 4 - Recherches thonières.

Ce thème de recherches ne s'est pas développé en 1983-84 en raison du manque de données accessibles : la pêcherie à la canne basée à Nouméa a cessé ses activités et les statistiques thonières de la région ne sont pas disponibles. Cependant, une petite pêche palangrière locale a vu le jour, et ses résultats sont suivis au laboratoire. En plus des maigres statistiques thonières locales, le laboratoire a publié les résultats des opérations de radiométrie aérienne (achevées en 1982), avec un modèle d'évaluation des stocks de thonidés de surface.

Participants : Chercheurs = R. PIANET, J.P. HALLIER, M. PETIT.  
 Technicien = G. MOU-THAM

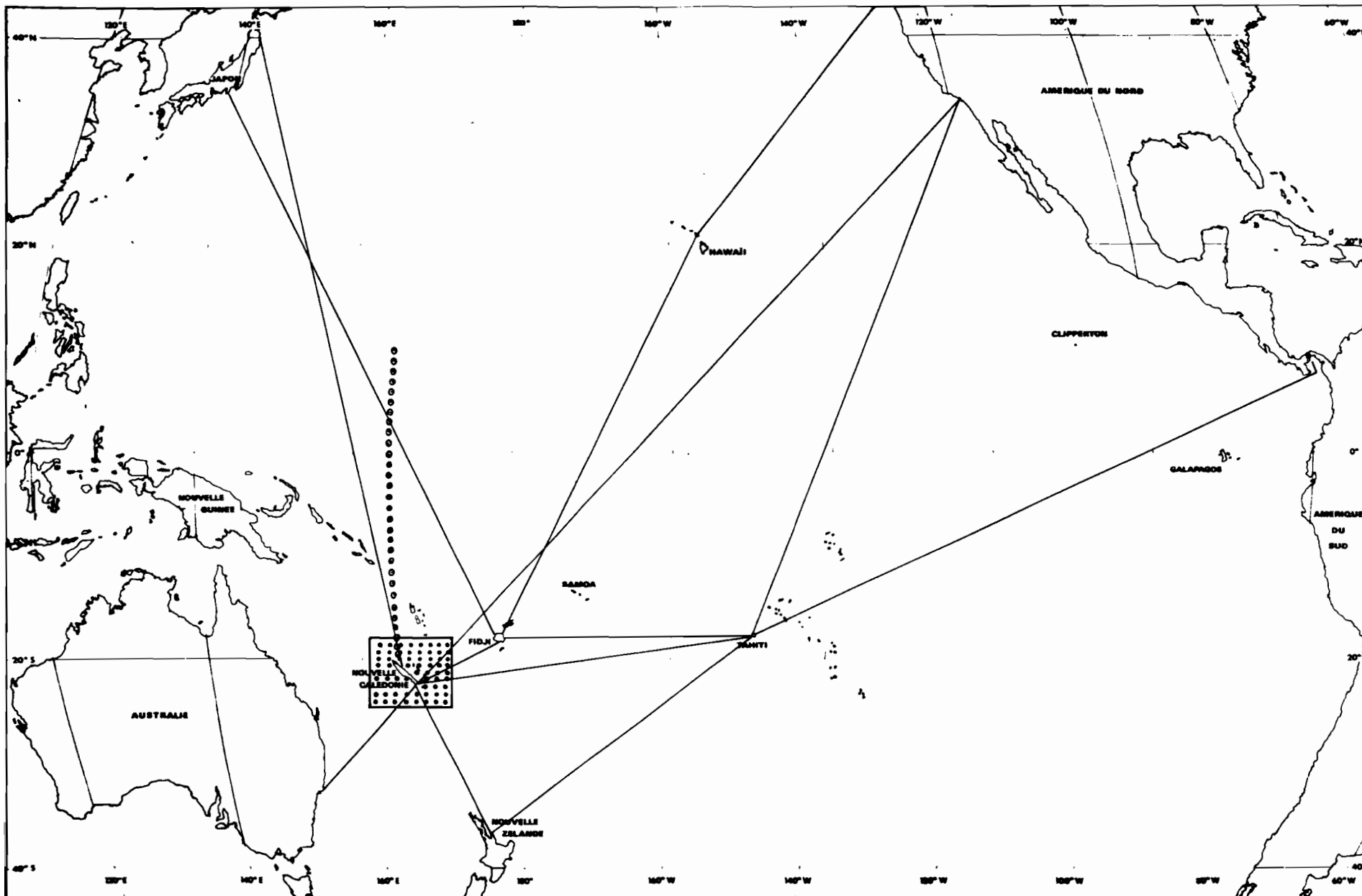
#### — Moyens navigants

- nationaux : N.O. CORIOLIS (IFREMER), 38 m.
- propres au laboratoire :
  - . N.O. VAUBAN, 25 m.
  - . Vedette DAWA, 11 m.
  - . Vedette SANTA MARIA, 8 m.

#### — Moyens calcul

Mini-ordinateur HP 1000, Micro-ordinateurs  
 HP 9845, HP 85, Goupil.

====



— Trajets Bateaux Marchands (ships of opportunity routes)

○○○○○ Campagnes SURTROPAC (SURTROPAC Cruises)

■ Zone d'étude concernée par les autres programmes  
(Area where the other programs are performed)



# A Climatic Scenario in the Western Pacific Associated with El Niño Events

In the western Pacific west of 180°, the basic atmospheric feature driving the climate seems to be the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). Pazan and Meyers (1982) reported that when the Southern Oscillation Index (SOI) is high, the ITCZ moves from 15°S in January/February to 15°N in September/October. When a small SOI occurs, the ITCZ shifts toward the equator and remains in the vicinity of the equator for several months and possibly several years. A time of high SOI may be considered as a pre-El Niño period, *i.e.* the time preceding an El Niño event. In contrast, a time of low SOI may be considered a post-El Niño period, *i.e.*, the time following El Niño when the ocean remains under the influence of the El Niño event.

Table 1 describes two sequences of events induced by the geographical position of the ITCZ.

In the pre-El Niño phase *on the equator* (5°N-5°S), an easterly wind produces equatorial upwelling and consequently high surface salinity (Donguy and Henin, 1978). The easterly wind also creates westward currents in the upper ocean, high sea level by piling up water toward the west (Wyrki, 1979), and because of baroclinic adjustment, a deep thermocline (Donguy *et al.*, 1982). A deep thermocline means increased heat content (Henin and Donguy, 1980). On the other hand, an easterly wind is dry and the equatorial area remains

TABLE 1 (Donguy)  
Sequence of events during pre-El Niño and post-El Niño phases in western Pacific Ocean

Pre El Niño										
EQUATOR 5°N - 5°S	EAST WIND	UPWELLING	HIGH SURFACE SALINITY	WESTWARD CIRCULATION	HIGH SEA LEVEL	DEEP THERMOCLINE	GREAT HEAT CONTENT		NO RAIN	DROUGHT
TROPICAL ZONE 5°N-15°N 5°S-15°S	PRESENCE ITCZ	DOWNWELLING	LOW SURFACE SALINITY	EASTWARD CIRCULATION	HIGH SEA LEVEL	DEEP THERMOCLINE	GREAT HEAT CONTENT	TROPICAL STORMS	RAIN	NORMAL RAINY SEASON

Post El Niño										
EQUATOR 5°N - 5°S	PRESENCE ITCZ	NO UPWELLING	LOW SURFACE SALINITY	EASTWARD CIRCULATION	LOW SEA LEVEL	SHALLOW THERMOCLINE	SMALL HEAT CONTENT		RAIN	EXTRA RAIN
TROPICAL ZONE 5°N-15°N 5°S-15°S	EAST WIND		HIGH SURFACE SALINITY	WESTWARD CIRCULATION	EKMAN SUCTION	SHALLOW THERMOCLINE	SMALL HEAT CONTENT	FEW TROPICAL STORMS	NO RAIN	DROUGHT

arid. *Within the tropical zone* (5°N-15°N, 5°S-15°S), the wind field associated with the ITCZ alternating between the hemispheres is favorable for eastward surface currents and downwelling, which create high sea level and a deep thermocline. The increased heat content is an energy source for the development of tropical storms. The increased rainfall due to the ITCZ and tropical storms produces low surface salinity.

In post-El Niño periods *on the equator*, the presence of the ITCZ, which is not favorable for equatorial upwelling, produces increased rainfall and low surface salinity (Donguy and Henin, 1976). The ITCZ is favorable to an eastward circulation close to the equator (Donguy and Henin, 1981). Due to the ab-

sence of the easterly wind, the sea level is low and consequently by baroclinic adjustment, the thermocline is shallow and the heat content is small. *Within the tropical zone*, the easterly wind prevails south of 10°S and induces high salinity and westward circulation. However, the wind in both hemispheres is convergent on the equator where the ITCZ occurs. This wind field induces Ekman suction on each side of the equator and consequently a shallow thermocline (Donguy *et al.*, 1982). A shallow thermocline means small heat content. As the heat content is small both on the equator and in the tropical area, the location of the formation of the tropical storms shifts eastward and fewer tropical storms occur in the western Pacific than in the pre-El Niño period. Because the ITCZ stays close to the equator, the rainy season does not appear in the tropical area and a drought enhanced by the lack of tropical storms occurs (Donguy and Henin, 1980).

## References

- Donguy, J. R. and C. Henin (1976) Anomalous navifacial salinities in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*, 34, 355-364.
- Donguy, J. R. and C. Henin (1978) Surface salinity fluctuations between 1956 and 1973 in the western South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 8, 1132-1134.

- Donguy, J. R. and C. Henin (1980) Climatic teleconnections in Western South Pacific with El Niño phenomenon. *Journal of Physical Oceanography*, 10, 1952-1958.
- Donguy, J. R. and C. Henin (1981) Two types of hydroclimatic conditions in the South Western Pacific. *Oceanologica Acta*, 4, 57-62.
- Donguy, J. R., C. Henin, A. Morliere and J. P. Rebert (1982) Thermal changes in the Western Tropical Pacific in relation to the wind field. *Deep-Sea Research*, 29, 869-882.
- Henin, C. and J. R. Donguy (1980) Heat content changes within the mixed layer of the Equatorial Pacific Ocean. *Journal of Ma-*

*rine Research*, 38, 767-780.

- Pazan, S. and G. Meyers (1982) Interannual fluctuations of the tropical Pacific wind field and the southern oscillation. *Monthly Weather Review*, 110, 587-600.
- Wyrki, K. (1979) The response of sea level topography to the 1976 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 9, 1224-1231.

Jean Rene Donguy  
Centre ORSTOM  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia



## LE REQUIN TIGRE, *GALEOCERDO CUVIERI* LACÉPÈDE, DES EAUX NÉOCALÉDONIENNES EXAMEN DES CONTENUS STOMACAUX

Paul RANCUREL <sup>(1)</sup> et André INTES <sup>(2)</sup>

(1) Laboratoire de Zoologie marine. Faculté des Sciences St Jérôme,  
rue H. Poincaré, F-13013 Marseille

(2) Office de la Recherche scientifique et technique Outre Mer,  
24, rue Bayard, F-75008 Paris

**Summary.** — The study of 30 stomach contents from 57 Tiger Sharks shows a very eclectic diet during their life, with a constant pressure on sea snakes by the juveniles and a regular predation on sea birds and turtles by adults.

Remains of deep bottom Crab (*Geryon quinquedens*) and a large pelagic undetermined squid beak, found in an adult, give to think these sharks are hunting down to 600 meters on the lower levels of the reef slope. Some data concerning the reproduction period are given.

**Résumé.** — L'examen de 30 contenus stomacaux de 57 requins tigres de Nouvelle Calédonie révèle un régime très éclectique de ce Requin à certaines périodes de son existence, avec une consommation constante de Serpents marins dans les stades jeunes et une consommation régulière d'Oiseaux de mer et de Tortues chez les adultes.

La découverte d'un Crabe profond (*Geryon quinquedens*) et du bec d'un grand Calmar pélagique non déterminé, prouve que ce Requin fréquente à l'état adulte des fonds supérieurs à 600 mètres au pied du talus récifal.

Des données relatives aux époques de reproductions sont fournies.

Le requin tigre, *Galeocerdo cuvieri* est bien connu pour son éclectisme alimentaire et les inventaires des contenus stomacaux font état d'un important pourcentage de matériels hétéroclites, consommables ou non. Si l'on examine les listes de ses proies, on constate qu'outre des éléments indigènes, quantité d'éléments provenant de rebuts divers rejetés à la mer, forme une part importante de cette alimentation. L'hétérogénéité des contenus stomacaux est d'autant plus grande que les eaux fréquentées sont moins éloignées des grands centres urbains.

Au cours de séries de pêches occasionnelles effectuées par le Centre de Nouméa ainsi que par des pêcheurs particuliers, des données portant sur 57 individus de requin tigre ont été rassemblées. Les captures étaient faites à l'aide de palangres flottantes et fixes, à l'intérieur du lagon et dans les passes du récif barrière par fonds de 12 à 20 mètres. Comme il l'a été souvent mentionné, le taux de réplétion stomacale est très variable et le nombre d'estomacs vides, tant naturellement que par

régurgitation au moment de la capture, a été relativement élevé (47,36 %).

Dans cette note, nous ne tiendrons compte que des 30 contenus stomacaux qui ont pu être étudiés en liaison avec la longueur du corps et du sexe des animaux. Les appâts utilisés, consistaient soit en Poissons fraîchement capturés, soit en pièces de chair de requin. Sur ce dernier appât seuls *Galeocerdo cuvieri* et *Carcharhinus leucas* se sont fait habituellement prendre, les autres espèces n'étant attirées pratiquement que par du Poisson fraîchement pêché.

Les résultats des captures font ressortir une plus grande abondance de femelles (67 %) par rapport aux mâles (32 %). Cette différence, qui semble être seulement le reflet de la proportion des sexes dans le lagon, se retrouve parfois néanmoins, quoique moins marquée, dans le décompte des embryons.

Si, malgré le faible effectif d'échantillonnage, on établit un histogramme de fréquences (fig. 1) en fonction de la longueur totale des animaux et en tenant compte des sexes, il semble que quatre classes bien distinctes soient présentes dans le lagon. Deux, dont la présence est normale, sont constituées par les grands adultes en reproduction lorsque les eaux du lagon atteignent 25°C ; deux autres correspondent aux jeunes provenant des naissances survenues pendant la fin de l'été précédent (1). Ces deux dernières classes comprennent principalement des femelles qui mesurent entre 2 et 3 mètres de longueur totale, les mâles étant très peu représentés. Le trop petit nombre d'échantillons nous permet seulement de signaler cette présence sans pouvoir formuler de conclusion quant à la présence et l'origine de ces deux classes intermédiaires.

De même, nous indiquons dans l'histogramme (fig. 2), la fréquence mensuelle des mâles, des femelles et le taux de réplétion stomacale. Ces données trop éparées ne peuvent conduire à des conclusions définitives mais leur

(1) Ovules mûrs en octobre (♀, 388 cm) ; embryons à terme 20 en février (♀, 375 cm), 40 en août (♀, 370 cm), 34 en juin (♀, 365 cm). Cette dernière femelle provenait des îles Chesterfield.

Océanographie Méditerranéenne  
N° : 32433, ex 2  
Date : A

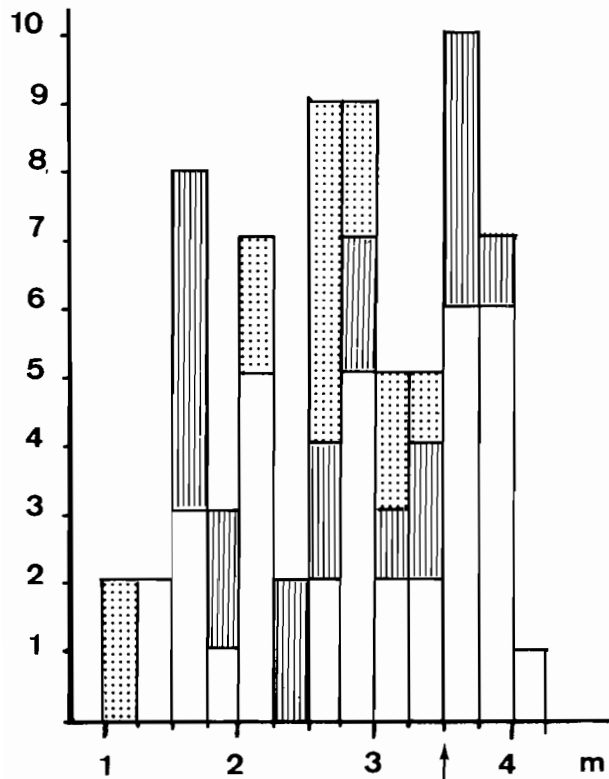


Figure 1. — Histogramme de la population de requins tigres étudiée. En abscisses sont portées les longueurs totales, en ordonnée les fréquences.

Les zones en pointillé indiquent les animaux pour lesquels le sexe n'a pas été relevé (données extérieures) ; celles rayées, représentent les mâles, celles des femelles ont été laissées en clair.

difficulté d'obtention nous incite à les publier, en tant que base de travaux ultérieurs. On pourrait déduire de ces données, une présence presque constante des adultes reproducteurs avec prédominance des femelles, et une abondance relative en fin d'été austral ainsi que la présence quasi permanente des juvéniles jusqu'à la taille de 2 mètres et leur absence au début de la saison estivale. Les juvéniles des classes intermédiaires (classes 2 et 3), semblent également présents toute l'année en nombre moins important, mais avec une très forte prédominance des femelles, tandis que les pré-adultes (classe 4), sont très peu nombreux. La présence dans les contenus stomacaux des adultes, de matériel en provenance de l'extérieur du lagon pourrait suggérer une sortie plus fréquente en mer des préadultes et un retour vers le lagon au moment de la reproduction, le retour au lagon pouvant être considéré comme une phase d'activité trophique plus intense, préalable à la mise bas. Néanmoins, les taux de réplétion stomacale (malgré les aléas de la régurgitation) n'apportent pas d'éléments positifs à l'appui de l'hypothèse de non-alimentation des géniteurs au moment de la parturition.

L'examen des contenus stomacaux reportés dans ce tableau, fait ressortir, d'une part, la faible abondance de matériel exogène au lagon, mais confirme la tendance de ce requin à se nourrir volontiers de déchets divers.

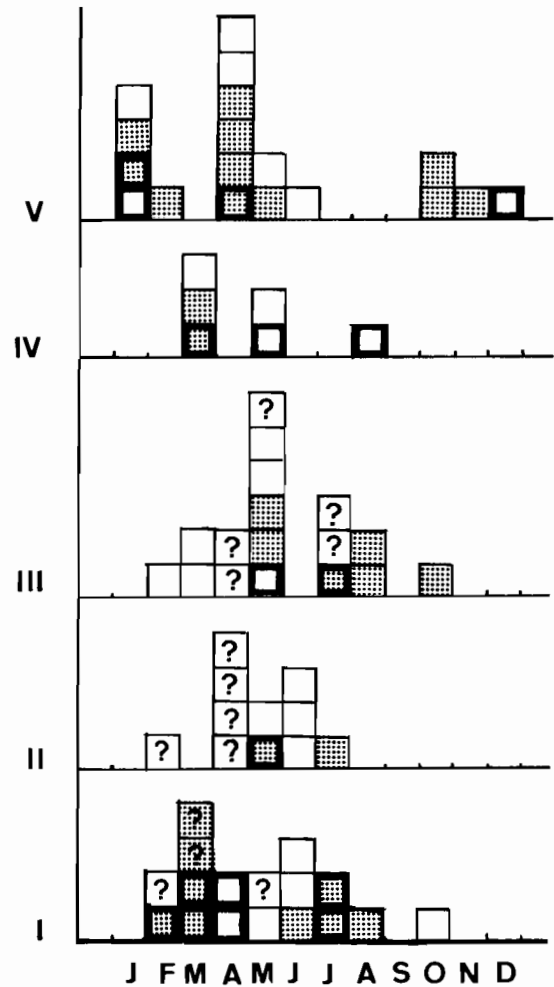


Figure 2. — Fréquences mensuelles des requins tigres dans le lagon calédonien pour les cinq classes retenues :

I = longueurs totales inférieures ou égales à 200 cm ; II = de 201 à 250 cm ; III = de 251 à 300 cm ; IV = de 301 à 350 cm ; V = de 351 à 400 cm.

Chaque carré correspond à un individu ; les carrés en pointillé correspondent aux animaux à estomacs pleins ; les carrés clairs aux estomacs vides.

Le signe ? indique une absence de données concernant le sexe et la réplétion stomacale.

Ainsi, les carcasses d'animaux ou les débris en provenance d'abattages de bétail rejétés par les cours d'eaux ou abandonnés auprès des îlots, forment une partie de ce matériel, ainsi qu'un chiffon prélevé dans l'estomac d'un individu capturé à proximité du port de Nouméa.

Parmi les "divers", nous avons rangé les proies, soit inhabituelles, soit présentes épisodiquement dans les estomacs. Parmi les poissons, si l'on note très souvent des débris d'arêtes et des écailles, il n'est pas fréquent de rencontrer des animaux entiers ou déterminables. Néanmoins, il semble bien que les poissons soient, dans le lagon, la base du régime alimentaire du requin tigre, et, parmi ces Poissons, se trouvent le plus souvent des poissons à faible mobilité (*Diodon*, Coffre), ou probablement capturés de nuit pendant leur phase de repos (Perroquet, *Lethrinus*). Parmi les autres éléments constituant ces "divers" on peut mentionner, toujours

## INSTRUMENTS AND METHODS

### A method for the rapid determination of chlorophyll plus phaeopigments in samples collected by merchant ships

YVES DANDONNEAU\*

(Received 11 May 1979; in revised form 15 October 1981; accepted 8 January 1982)

**Abstract**—A method is described for the estimation of the concentration of chlorophyll plus phaeopigments in seawater samples collected by the crews of merchant ships. Samples are filtered through Millipore® HA filters. The filters are stored dry and in the dark for later analysis. The measurement is without extraction: the filters are arranged on a thin-layer chromatography glass plate and processed by a fluorometer fitted with an automatic TLC scanning door. A 20-day delay is necessary before the measurements, during which the chlorophyll is transformed into stable degradation products; after 20 days, if the filters are kept dry and in darkness, the fluorescence remains nearly constant for several months.

The relation between the fluorescence of the filters and the chlorophyll plus phaeopigments concentration is linear up to concentrations as high as  $6.6 \text{ mg m}^{-3}$ . The error of the determinations is 60%, so the method is mainly of interest for collecting many data from wide areas by ships of opportunity.

#### INTRODUCTION

THE LABORATORY of the Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (Orstom) in Noumea (New Caledonia) conducts a programme for the study of the tropical Pacific Ocean based upon sea-surface sampling by the crews of merchant ships (DONGUY and HENIN, 1980). The programme uses about 20 ships sailing from Noumea to Sydney, Auckland, Panama, San Francisco, Hawaii, Japan, and Hong Kong. Excellent relationships between the scientists and the crews encouraged us to undertake other observations, more difficult than temperature observations and sampling for salinity. In 1977, filtrations for chlorophyll determinations were added to the list of routine operations.

Our attempt to monitor phytoplankton abundance is not the first; the best known are probably the continuous plankton records of HARDY (1939). For more than 40 years, many 'impressions of the quantity and extent of the phytoplankton' (RAE, 1952) have been gathered, obtained by comparing the silk that collects the plankton and a colour scale.

Except for fluorometric estimates chlorophyll measurements usually require a filtration immediately after sampling, storage of the filters, and later measurements in the laboratory after the ship calls in port. For each step, the collaboration of merchant ship crews presents problems, making necessary simple new technics presented below. The expense of placing fluorometers aboard the ships and their operation would be prohibitive.

\* Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, B.P. A 5 Noumea, New Caledonia.

## MODE OF OPERATION

Two rules govern the programme of the Centre Orstrom de Noumea. (1) The crews cooperate freely and gratuitously in the programme; any procedure too long or too troublesome will be rejected. (2) The co-operating ships also make regular meteorological observations, every 4 to 6 h; the oceanographic observations are made at the same intervals, and by the same observer so as to cause as little additional work as possible.

*Filtration*

Aboard most of the ships the sea-surface temperature is observed by means of a bucket thermometer, as commonly used in meteorology. When the temperature has been read, most of the water from the bucket is poured into a flask for later salinity determination. The volume of the remaining water is generally  $<100\text{ cm}^3$ . Consequently, the standard volume of seawater to be filtered has been fixed at  $20\text{ cm}^3$ ; filtration is by means of a syringe and a filtering cartridge, swinnex type, with a membrane filter HA type, 13 mm in diameter (Millipore products). Syringes ( $50\text{ cm}^3$ ) with a core 2.6 cm in diameter are used to avoid too high pressures. The cartridges, each fitted with a filter, are provided to the ship to facilitate sample handling.

*Storage of filters*

Storage is the most critical point. The best way would be to place the dry filters immediately in a deep freezer, and we attempted this early in the work. But, unless a refrigerator was in the wheelroom, it was impossible to be sure that the transfer was undertaken immediately after the filtration. Thus, storage at ambient temperature has been adopted, as it means easier operation and can be repeated under identical conditions. Following filtration, the filter is removed from the swinnex cartridge, placed into a small numbered vial, and dropped into a jar with silica gel; the jar is kept in a dark place in the wheel room. The procedure destroys the 'active' chlorophyll *a*, and the measurements are made on a stable degraded form, pheophytin or pheophorbide.

*Measurements*

Existing methods can hardly measure the chlorophyll pigments from  $20\text{ cm}^3$  of (in most cases) oligotrophic seawater, especially when long storage of the filters makes difficult the acetone extraction of the chlorophyll from the cells (STRICKLAND and PARSONS, 1968). Methods without extraction have been described by YENTSCH (1957) and KONOVALOV and BEKASOVA (1969); they use a spectrophotometer where the filter is introduced in the optical path instead of cuvettes containing the chlorophyll solution. This idea is used and adapted to the fluorometer (Fig. 1). First, the filters are stuck in horizontal lines on a glass plate ( $20 \times 20\text{ cm}$ , commonly used for thin-layer chromatography) with a glue stick. Once the TLC glass plate is filled with filters, it is placed in an automatic scanning door as for thin-layer chromatography. The fluorescence of the filters is recorded on a paper strip chart while the filters pass in turn in front of the optical system of the fluorometer (Fig. 2). The signal used for the computation is the difference in the fluorometer reading between a filter in new condition and the filter to be measured.

The fluorometer is a Turner model 111 fitted with a blue lamp and red-sensitive photomultiplier R 446. The secondary red optical filter is a 2-64 one; the primary one is com-

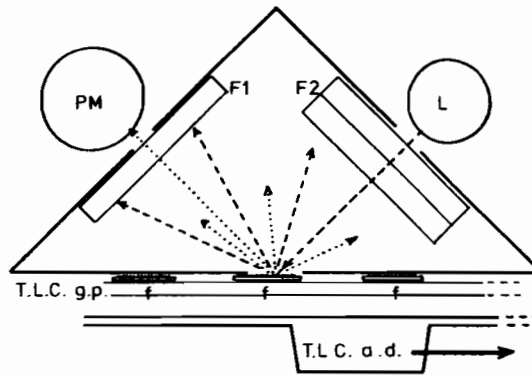


Fig. 1. Measurement system. PM, photomultiplier; L, lamp; F1, red filter 2-64; F2, blue filter 5-60; T.L.C. a.d., thin-layer chromatography automatic door; T.L.C.g.p, thin-layer chromatography glass plate; f... f, Millipore filters HA type, diameter 13 mm, holding phytoplankton; dashed line, blue light; dotted line, red light.

posed of two 5-60 ones. In this way much of the blue light is reflected towards the photomultiplier by the white Millipore filter, so the blue light needs to be free of red wavelength. The 5-60 blue filter allows about 1% of the incident red light to pass through, so two 5-60 blue filters allow only 0.01%, which avoids random variations of the zero value.

For routine analyses lamp window No. 30 of the fluorometer is used, with the slit of the TLC automatic scanning door opened to its maximum width. As adopted, the method presents two problems: What is the effect of the long-term storage of the filters at ambient temperature (20 to 90 days) and what is the precision and sensitivity.

#### EFFECT OF THE STORAGE OF THE FILTERS

Some merchant ships call in Noumea about every 20 days, while others call in every three months. Each time, the used filters are recovered to be measured in the laboratory, and new cartridges are supplied.

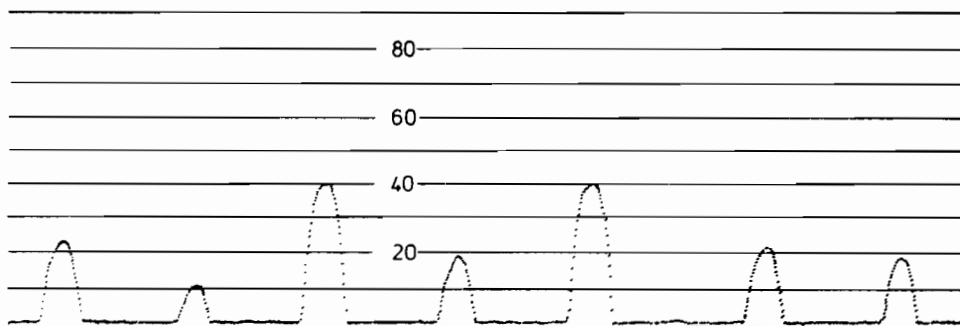


Fig. 2. An example of a record of the fluorescence of a series of filters.

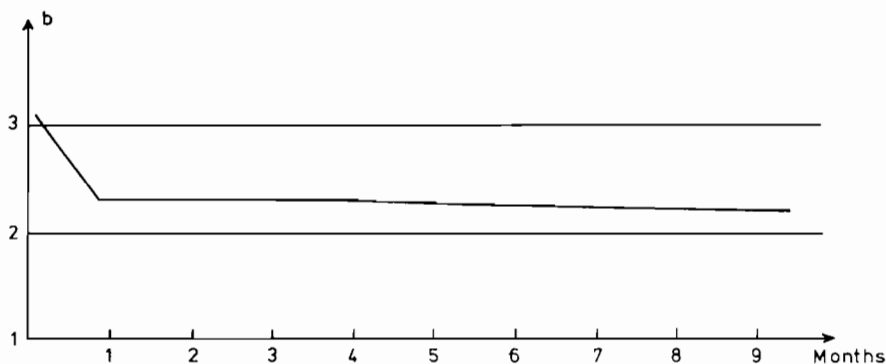


Fig. 3. Long-term conservation of the fluorescence of the filters. A set of filters corresponding to various filtered volumes stored over 10 months;  $b$  is the slope of the regression fluorescence function of filtered volume.

A series of filters corresponds to a whole voyage, so that the last filters have been stored only a few days, while the first ones have been stored 20 to 90 days. It would be possible to extend the storage to 90 days for all the filters, but this represents a long delay. Several experiments show an initial rapid decrease of the fluorescence followed by a long steady period during which the decrease is negligible (Fig. 3).

One set of filters has been examined at short time intervals for 33 days following filtration (Fig. 4). Some filters reached a steady state as early as 14 days after filtration, but 20 days seemed necessary for the others. Therefore, all the routine measurements are processed after a 20-day wait, the filters being stored in a dark and dry place.

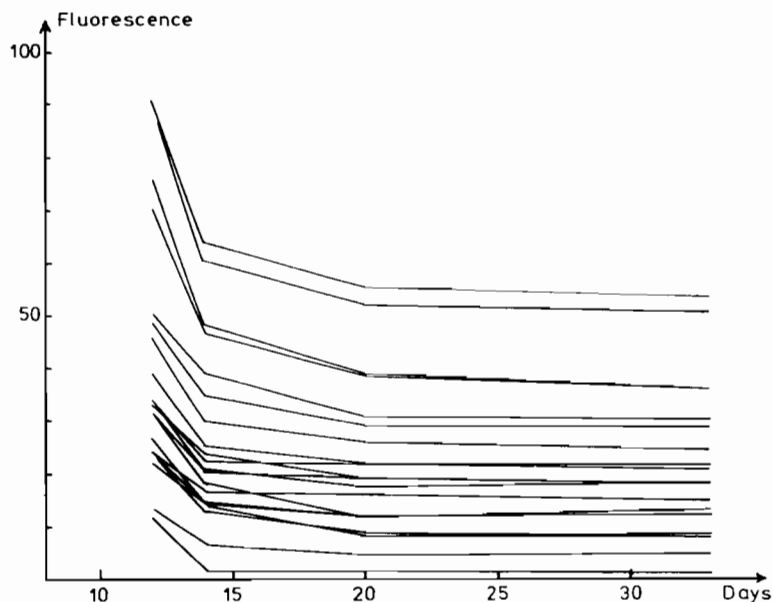


Fig. 4. Short-term changes of the fluorescence of the filters. 19 filters were measured after 12, 14, 20, and 33 days. After 20 days, their fluorescence reached nearly constant values.

The decrease of fluorescence during the first days of storage corresponds to a nearly complete disappearance of the chlorophyll *a*; all the filters brought back by a ship that had sailed around New Caledonia were recovered after the routine measurements and dissolved in 5 cm<sup>3</sup> of acetone during 2 h in a refrigerator. The fluorescence of the solutions was then determined before and after acidification with one drop of HCl (5%). The differences between the two values did not differ significantly from the normal decrease due to the volume of the drop, meaning that no active chlorophyll *a* was present in the extract. An oceanographic cruise (HYDROTHON 06 aboard R.V. *Coriolis*) showed for the same period and the same area, a ratio of chlorophyll *a*:chlorophyll *a* plus phaeopigments of 84%, indicating that the decrease in fluorescence due to the long storage at ambient temperature corresponds to the transformation of chlorophyll *a* into phaeopigments.

#### LIMITS OF APPLICATION

Experiences with seawater from the lagoon off Noumea have shown that in normal conditions the fluorescence of the filters is proportional to the filtered volume. A determination of the maximum load of chlorophyll on the filters above which the ratio of fluorescence to chlorophyll decreases (Fig. 5) showed that the relation of fluorescence to volume filtered is linear up to a filtered volume of 200 cm<sup>3</sup>, corresponding to 0.133 µg of chlorophyll plus phaeopigments. Such a load, when 20 cm<sup>3</sup> of seawater are filtered, corresponds to waters with 6.6 mg m<sup>-3</sup>. Such concentrations may occur in the network of co-operating merchant ships, in particular across the Equator in the eastern Pacific. Such concentrations are infrequent, but they would be underestimated by the present method.

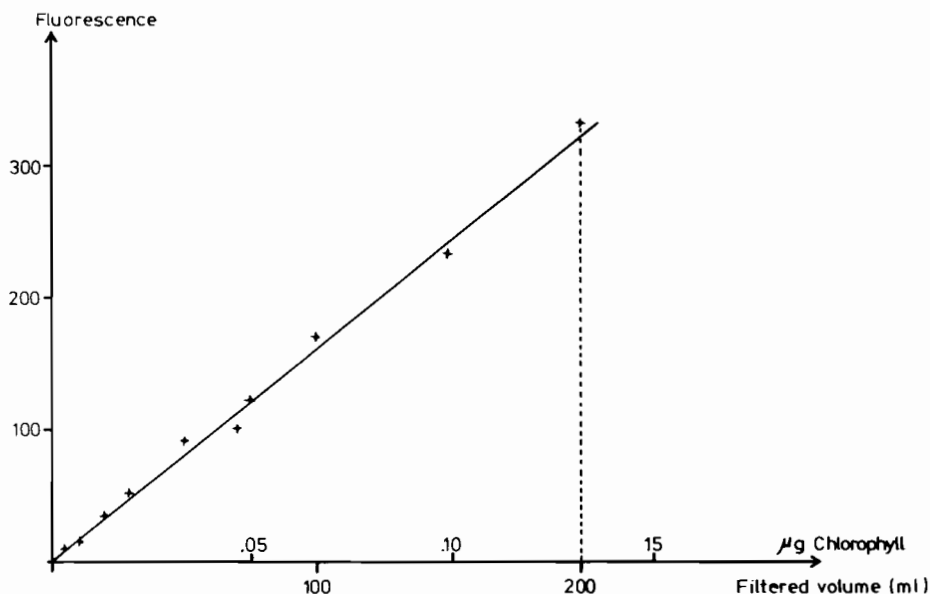


Fig. 5. Range of application: the fluorescence of filters corresponding to various filtered volumes of the same sample of seawater is proportional to the filtered volume up to 0.132 µg chlorophyll plus phaeopigments. If the filtered volume is 20 ml, this amount corresponds to a concentration of 6.6 mg m<sup>-3</sup>.

RELATION BETWEEN THE FLUORESCENCE ON THE FILTERS AND VARIOUS SIGNALS  
RELATED TO THE CONCENTRATION OF CHLOROPHYLL PIGMENTS

A series of calibrations was carried out during the cruise HYDROTHON 06 aboard R.V. *Coriolis* by the Centre Orstom de Noumea. During the cruise, 14 samples of surface seawater were analyzed for chlorophyll pigments by five different procedures: (a) filtration of 20 cm<sup>3</sup> on Millipore HAWP filters, 13 mm in diameter, storage of the filters in a dry and dark place for 15 days, and measurement of the fluorescence of the filters according to the present method (the results are represented by Ff, Table 1); (b) measurement of the *in vivo* fluorescence of the sample by the method of LORENZEN (1966) immediately after the sampling (Fv); (c) measurement of the *in vivo* fluorescence of the sample after an addition of  $5 \times 10^{-6}$  mol l<sup>-1</sup> of DCMU, according to the method described by SLOVACEK and HANNAN (1977) (Fdcmu); (d) filtration of 150 cm<sup>3</sup> on glass fiber filters Gelman type A, mechanical grinding of the filter in 5 cm<sup>3</sup> acetone for 20 s, extraction in the refrigerator for 10 h, and measurement of the fluorescence of the extract (Fo); and (e) following (d), addition of one drop of 5% HCl to degrade the chlorophyll *a* into phaeopigments (HOLM-HANSEN, LORENZEN, HOLMES and STRICKLAND, 1965), and then measurement of the fluorescence of the extract (Fa).

The results are presented in Table 1.

Table 2 indicates the correlation coefficients between all the signals. The correlation coefficients between Fv, Fdcmu, Fo, and Fa are also given.

Table 1

Sample number	1	2	3	4	5	6	7
Filtration of 20 cm <sup>3</sup> : Ff fluorescence of the filters	16	11	40	12	7.5	9	15.5
<i>In vivo</i> fluorescence: Fv	43	41	97	32	60	24	24
<i>In vivo</i> fluorescence with DCMU: Fdcmu	96	101	201	81	101	73	60
Fluorescence of acetone extracts: Fo	272	160	572	238	246	221	300
Fluorescence of acetone extracts + HCl: Fa	167	98	340	166	136	147	176
Estimation Ff/49.17	0.33	0.22	0.81	0.24	0.15	0.18	0.32
Chlorophyll + phaeopigments* (mg m <sup>-3</sup> )	0.28	0.17	0.57	0.28	0.23	0.25	0.30
Error %	18	29	42	-14	-35	-28	-7
	8	9	10	11	12	13	14
Filtration of 20 cm <sup>3</sup> : Ff fluorescence of the filters	10.5	15.5	14	33	21	34	27.5
<i>In vivo</i> fluorescence: Fv	48	64	77	73	117	153	133
<i>In vivo</i> fluorescence with DCMU: Fdcmu	85	117	97	153	218	330	270
Fluorescence of acetone extracts: Fo	235	374	279	373	552	763	698
Fluorescence of acetone extracts + HCl: Fa	165	245	170	229	297	458	407
Estimation Ff/49.17	0.21	0.32	0.28	0.67	0.43	0.69	0.56
Chlorophyll + phaeopigments* (mg m <sup>-3</sup> )	0.28	0.41	0.29	0.39	0.50	0.77	0.69
Error %	-25	-22	-3	72	-14	10	-19

\*This concentration is calculated from Fa and from a calibration coefficient of the fluorometer for phaeopigments.

Table 2. Correlation coefficients between the five signals of the calibration experiment

	Ff	Fv	Fdcmu	Fo
Fv	0.72			
Fdcmu	0.77	0.96		
Fo	0.81	0.93	0.96	
Fa	0.81	0.91	0.95	0.99

The signals that exhibit the closest correlation with the fluorescence of the filters (Ff) are those given by the fluorescence of the extracts ( $r = 0.81$ ) before or after acidification (Fo or Fa).

As the chlorophyll *a* on stored filters is completely degraded, it appeared more consistent to relate the fluorescence of the filters to the concentration of chlorophyll *a* plus phaeopigments. The identical relation between Ff and Fa is due to a small phaeopigment content of the seawater during the cruise (16% as a mean), so that the total chlorophyll *a* plus phaeopigments was closely related to the amount of chlorophyll *a*.

The mean ratio Ff:chlorophyll *a* plus phaeopigments is  $k = 49.17$ . This value depends upon the equipment used and must be determined by calibrations at regular intervals. Table 1 indicates the concentrations of chlorophyll *a* plus phaeopigments estimated from Ff values and the corresponding errors in percentage. The number of values (14) hardly allows statistical calculations, however, if one assumes that the errors have a normal distribution, 95% of the errors are <60%.

#### DISCUSSION

The present method allows the measurement of chlorophyll pigments in the sea. It yields approximations because it does not distinguish active chlorophyll *a* from the other chlorophylls or their degradation products, and furthermore, the precision of the measurements is only 60%. So it would not be used when other methods can be applied, but it can be used to obtain results opportunistically. Chlorophyll determinations by oceanographers aboard research vessels are far more precise, but they are expensive and they are limited to restricted areas and times; furthermore, the results from various authors and institutions appear to vary widely (DANDONNEAU, 1979).

The present method provides data from areas where no oceanographic cruises are scheduled, and it also makes it possible to obtain data for long time series. Variations by a factor of 20 are common at the surface of the ocean, so a precision of 60% may be acceptable to describe large areas month after month, even if such a precision may not be useful for the detailed study of one phenomenon or one restricted area. The aim of such monitoring on the oceanic scale is mainly to describe the variations in size and intensity of phenomena already generally known, such as equatorial upwelling or the blooms corresponding to the winter cooling in subtropical areas.

It proved to be most reliable to subject the filters to fluorometry without extraction. Handling is reduced to a minimum, necessary because only very small amounts of chlorophyll from only 20 cm<sup>3</sup> are available. Moreover if the measurement reveals an interesting feature, microscopic examination of the filter is possible by clearing the undamaged filter with cedar oil (GOLDBERG, BAKER and FOX, 1952); however such examination may not be easy, due to

the remaining salt and poor preservations of non-armored phytoplankton cells. The present method is also quick; 300 measurements can easily be made by one person in a day.

Other ways can provide data from very wide areas: (1) It would be possible to place fluorometers aboard ships of opportunity and to record the *in vivo* fluorescence of the surface waters, but it would be costly, requiring equipment and maintenance. (2) Satellite observations are promising. Daily images of the chlorophyll content of the surface would enhance our knowledge of the relations between the large-scale oceanic features and the fertility of the sea, even if the precision were worse than for the present method. But offshore, ground truth is difficult to obtain; perhaps the present method will be of some use in providing it.

*Acknowledgements*—I wish to thank the crews of the merchant ships for their kind co-operation on this programme; their advice and remarks were the guidelines to the operating mode adopted. JACQUES NEVEUX, from the Laboratoire Arago (Banuyls, France), gave me useful suggestions for the measurement of the fluorescence of the filters. JEAN-RENÉ DONGUY made my work easier by giving me access to the network of merchant ships, with whom he has developed excellent relationships.

#### REFERENCES

- DANDONNEAU Y. (1979) Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud-ouest: comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. *Oceanologica Acta*, **2**, 133–142.
- DONGUY J. R. and C. HENIN (1980) Surface conditions in the eastern equatorial Pacific related to the intertropical convergence zone of winds. *Deep-Sea Research*, **27**, 693–714.
- GOLDBERG E. D., M. BAKER and D. L. FOX (1952) Microfiltration in oceanic research. I. Marine sampling with the molecular filter. *Journal of Marine Research*, **11**, 194–204.
- HARDY A. C. (1939) Ecological investigations with the continuous plankton recorder: object, plan and methods. *Hull Bulletin of Marine Ecology*, **1**, 1–57.
- HOLM-HANSEN O., C. J. LORENZEN, R. W. HOLMES and J. D. STRICKLAND (1965) Fluorometric determination of chlorophyll. *Journal du Conseil, Conseil permanent international pour l'exploration de la Mer*, **30**, 3–15.
- KONOVALOV B. V. and O. D. BEKOSOVA (1969) Method of determining the pigment content of marine phytoplankton without extraction. *Oceanology*, **9**, 717–725.
- LORENZEN C. J. (1966) A method for the continuous measurement of *in vivo* chlorophyll concentrations. *Deep-Sea Research*, **13**, 223–227.
- RAE K. M. (1952) Continuous plankton records: explanation and methods, 1946–1949. *Hull Bulletin of Marine Ecology*, **3**, 135–155.
- SLOVACEK R. E. and P. J. HANNAN (1977) *In vivo* fluorescence determinations of phytoplankton chlorophyll *a*. *Limnology and Oceanography*, **22**, 919–925.
- STRICKLAND J. D. H. and T. R. PARSONS (1968) *A practical handbook of seawater analysis*. Fisheries Research Board of Canada, Bulletin, 167, 311 pp.
- YENTSCH C. S. (1957) A non extractive method for the quantitative estimation of chlorophyll in algal cultures. *Nature*, **179**, 1302–1304.



# La pêche des senneurs en Nouvelle-Zélande

par Michel PETIT,  
océanographe à l'O.R.S.T.O.M.

La pêcherie de surface des thonidés en Nouvelle-Zélande (essentiellement listaos) possède deux caractéristiques susceptibles d'attirer l'attention des professionnels français à son égard : la rapidité de son développement et la proximité d'une base française : la Nouvelle-Calédonie.

## Présentation de la pêcherie néo-zélandaise des thonidés

Les espèces commerciales de thonidés présentes en Nouvelle-Zélande sont les suivantes : Northern Bluefin (*Thunnus tonggol*), Southern Bluefin (*Thunnus maccoyii*), Matudo (*Thunnus obesus*), thon jaune (*Thunnus albacares*), germon (*Thunnus alalunga*), listao (*Katsuwonus pelamis*). Une pêcherie de type plutôt artisanal permet de prendre à la traîne d'environ 700 t de poissons par an (dont 400 t de germons, 300 t de listaos). Il existe aussi quelques petits canneurs. Les senneurs sont présents chaque jour dans les eaux néo-zélandaises depuis 1974 et capturent, depuis quatre ans, entre 8 000 et 9 000 t de thons. Ils se répartissent en deux catégories : les « grands » senneurs (20 à 30 m) appartenant à des compagnies américaines, et les « petits » senneurs (23 à 36 m) construits en Nouvelle-Zélande et qui pêchent également le maquereau.

## Caractéristiques de la pêcherie - Conséquences sur les méthodes de pêches

L'une des caractéristiques les plus marquantes de cette pêcherie est sa faible extension spatiale. En effet, dans la plupart des cas, les poissons sont pris à moins de 30 milles au large des côtes de l'île du Nord où ils semblent arriver par vagues au cours de l'été austral. Les marquages effectués par la Commission du Pacifique (Programme « Bonite ») semblent montrer l'existence de migrations vers la Nouvelle-Zélande depuis Fidji, Wallis, Tuvalu et l'Australie. Par ailleurs, des poissons marqués en Nouvelle-Zélande ont été retrouvés en Polynésie, Fidji et Nouvelle-Calédonie. Les listaos capturés en début de saison sont les plus grands puis leur taille décroît : en novembre : 56 à 60 cm, en janvier : 52 à 56 cm, à partir de fin février : 43 à 46 cm. Généralement, ces poissons ont l'estomac plein et la nourriture est constituée d'Euphausiacés *Nyctiphanes australis* (92 % des contenus stomacaux). En raison de la proximité de la côte, les profondeurs et les températures correspondantes aux prises de bonites sont très variables dans une même aire et au cours d'une même période (de 100 à 3 000 m et de 17° à 25° C). Cependant, environ 80 % des captures sont réalisées sur des fonds compris entre 100 et 400 m et pour des températures de surface comprises entre 20 et 22° C. En été austral, les fronts thermiques côtiers, associés à des différences de couleurs de l'eau importantes, peuvent être très marqués. On a pu noter à différentes occasions que, lorsque le mauvais temps fractionne ces structures hydrologiques, les mattes de bonites étaient beaucoup plus dispersées et beaucoup moins importantes. En résumé, au cours de l'été austral, les bonites arrivent par vagues très près de la côte de l'île du Nord,

où les « crevettes planctoniques » sont très abondantes et les conditions hydro-climatiques favorables au poisson. Cette zone constitue donc une aire d'engraissement idéale pour les thonidés.

Ces caractéristiques entraînent les conséquences suivantes pour les bateaux :

- à partir de novembre, le poisson vient, de toutes façons, dans les eaux côtières, donc il y a assez peu de temps de recherche; d'autre part, il est relativement bien fixé (nourriture abondante, bonne température);
- la prospection est le plus souvent effectuée par avion : les senneurs ne se déplacent qu'à coup sûr et diminuent ainsi la consommation de carburant; cette prospection est particulièrement efficace car le

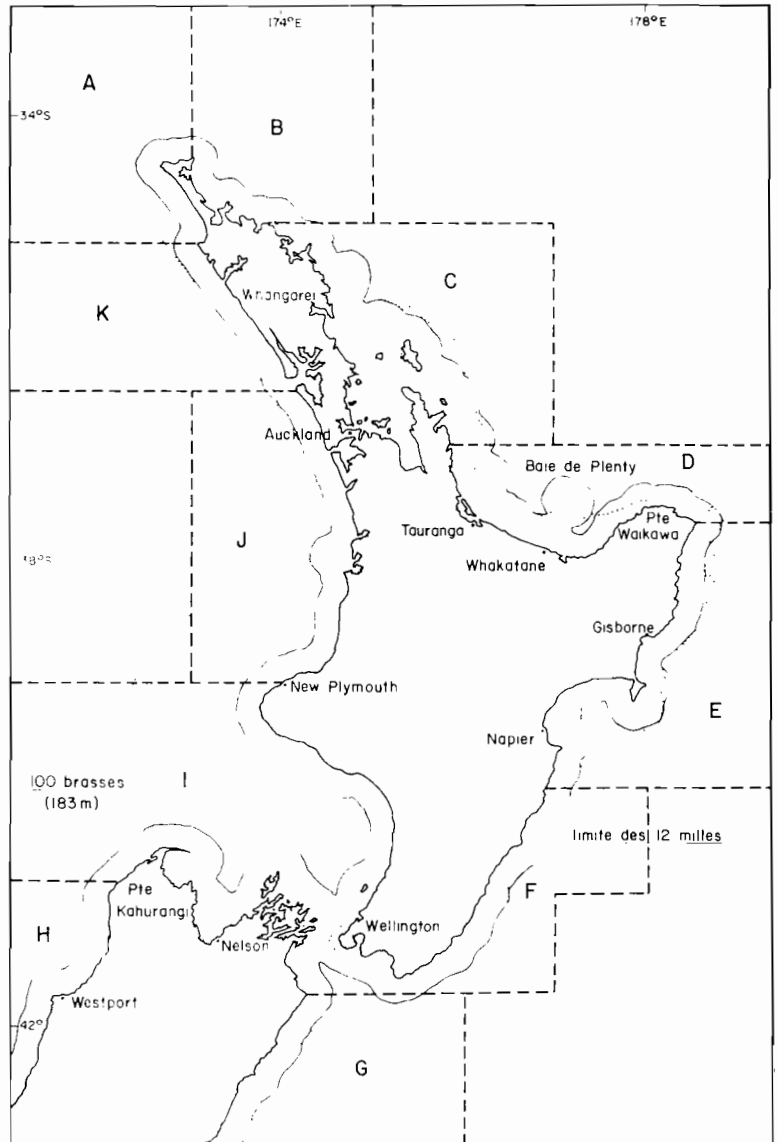


Fig 1 - Secteurs de pêche en Nouvelle-Zélande (voir Tableau 1)

poisson apparaît souvent en « brisants » denses sur des aires limitées;

- il suffit aux senneurs d'attendre, et le facteur qui les limite ici est plutôt d'ordre météorologique, surtout en début et en fin de saison.

### Résultats obtenus

Ils sont résumés sur le tableau n° 1. A titre de comparaison, il est intéressant de savoir qu'en 1977, la flotte des senneurs F.I.S. (français, ivoiriens, sénégalais) en Atlantique tropical donnait 55,9 % de coups de senne fructueux pour les grands senneurs et 50.2 % pour les senneurs moyens, soit un rendement par calée de 20 t pour les premiers et 23,6 t pour les seconds.

### Conditions socio-économiques

Nous ne disposons pas de données économiques précises. Chronologiquement, les compagnies américaines ont eu l'autorisation de faire quelques campagnes exploratoires, puis elles ont créé une société avec le gouvernement néo-zélandais alors majoritaire. Enfin, à l'issue de cette phase exploratoire, la phase d'exploitation proprement dite a pu commencer dans le cadre de sociétés rassemblant des groupes privés américains et néo-zélandais. Quant au conditionnement, seulement 10 à 20 % du poisson pêché est traité en Nouvelle-Zélande (principalement à Gisborne et Tauranga), le reste étant débarqué à Pago-Pago (Samoa américaine). De même, une bonne partie du germon pêché par les ligneurs est traité à Pago-Pago. Enfin, les senneurs américains embarquent de plus en plus de Néo-Zélandais qui apprennent ainsi le métier.

### Le programme scientifique de surveillance de cette pêche menée par la Fisheries Research Division (F.R.D.)

Le but de ce programme créé en 1975 par G. Habib est de recueillir tous les paramètres régissant la pêche à thonidés par les senneurs. Il s'agit de placer à bord de chaque senneur, un observateur chargé de noter l'activité du bateau (temps de pêche, de recherche, de trajet, etc) et les observations de mailles capturées ou non (espèce, importance, paramètres météo...). Ensuite, pour chaque calée, l'observateur doit noter la taille des poissons pris (échantillons sur une centaine de poissons par coup de filet), les espèces, les paramètres hydro-climatiques. Un échantillon d'une dizaine de poissons est pris par coup de filet (la F.R.D. se réserve le droit de prélever une tonne de bonites pour toute la saison et pour l'ensemble de la flottille, dans des buts scientifiques) afin de permettre l'étude des contenus stomacaux, des gonades, des parasites et des groupes sanguins. Le travail réalisé est fait avec beaucoup de sérieux et est remarquable, compte tenu du peu de moyens dont dispose l'équipe. En raison des variations interannuelles, six années de données, au minimum, ont paru nécessaires aux scientifiques responsables pour pouvoir tirer des conclusions relatives au comportement du poisson.

Ce bref aperçu montre que la pêcherie néo-zélandaise du listao a été développée et contrôlée de façon particulièrement efficace et pourrait servir d'exemple si une pêcherie semblable doit voir le jour en Nouvelle-Calédonie. D'autant plus que les bateaux français demanderont probablement l'autorisation de participer à la saison en Nouvelle-Zélande. Par ailleurs, à l'heure actuelle, les seuls senneurs à être venus en Nouvelle-Calédonie avaient participé à cette saison. Ainsi tout concourt à regrouper ces deux zones dans une même pêcherie au sens économique.

Années	75 - 76											76 - 77							
	A	B	C	D	E	F	H	I	J	K	Total	A	B	C	D	E	J	L	Total
Nombre de senneurs											5								11
Nombre de petits senneurs											2								5
Prises totales (tonnes)	18	3556	228	870	24			8	11		4715	125	1483	4369	437		1127		7541
Durée de la saison (jours)											486	10.5	150	300	203.5		63.5		797
Jours pêche + recherche											224	8	119.5	195	77.5		49		453
Total coups de senne	7	173	35	83	2			1	3		304	10	131	283	97		88		609
% coups de senne fructueux	43	65	51	52	100			100	33		59	80	65	51	49		33		52
Prises par jour pêche + recherche											21.3	15.6	12.4	22.4	5.6		23.0		16.8
Prises / coup de senne	2.57	2055	12.95	10.48	12.00			8.00	3.67		15.51	12.5	11.3	15.4	4.5		12.8		12.4
Prises par coup fructueux	6.00	31.75	26.45					8.00	11.00		26.19	15.6	17.4	30.1	9.1		38.9		24.0
Années	77 - 78											78 - 79							
Secteurs	A	B	C	D	E	F	H	I	J	K	Total	A	B	C	D	E	J	L	Total
Nombre de senneurs											10								12
Nombre de petits senneurs											4								5
Prises totales (tonnes)			4721	1650	275		65	195	2613	7	9526	2947	4372	680	120	557	299		8975
Durée de la saison (jours)	4	15.5	263	182.5	81		7.5	40	132.5	2	806	100.5	446.5	203.5	112	62	11.5		1042
Jours pêche + recherche	2	8.5	134.5	94.5	39.5		7	11.5	101.5	1.5	401	69.5	219.5	70.5	21.5	26	10.5		419
Total coups de senne		2	260	122	52		13	25	329	1	704	123	323	114	36	40	31		667
% coups de senne fructueux			43	48	38		54	16	29	100	42	49	41	33	31	45	71		42
Prises par jour pêche + recherche			35.1	17.5	7.0		9.3	17.0	25.7	4.7	23.8	42.4	19.9	9.6	5.6	21.4	28.5		21.4
Prises / coup de senne			18.2	13.5	5.3		5.0	7.8	11.4	7.0	13.5	24.0	13.5	6.0	3.3	13.9	9.6		13.5
Prises par coup fructueux			42.5	28.0	13.7		9.3	48.7	27.8	7.0	32.2	49.1	33.1	17.9	10.9	30.9	13.6		31.9
Années	79 - 80											80 - 81							
Secteurs	A	B	C	D	E	F	H	I	J	K	Total	Total							
Nombre de senneurs											15	19							
Nombre de petits senneurs											6	7							
Prises totales (tonnes)	207	398	4168	831	189				1670	1468	8931	8555							
Durée de la saison (jours)	30.5	56.5	447	252	79	2.5		38	146.5	46.5	1192	2084							
Jours pêche + recherche	5	29.5	190.5	85	14			2	58.5	35	419.5	945.5							
Total coups de senne	10	26	270	122	20				108	69	625	960							
% coups de senne fructueux	7	16	109	64	9				50	40	47	59.8							
Prises par jour pêche + recherche	41.4	13.5	21.9	9.8	13.5				28.5	41.9	21.3	9.0							
Prises / coup de senne	20.7	15.3	15.4	6.8	9.5				15.5	21.3	14.3	8.9							
Prises par coup fructueux	29.6	24.9	38.2	13.0	21.0				33.4	36.7	30.3	14.9							

Tableau no 1

Pêche à la senne des thonidés en Nouvelle-Zélande (les secteurs sont délimités sur la carte de la fig. 1)

## Bibliographie

- ALL G.R., 1976. — Aerial spotting for pelagic fishes. In Proceedings of the Skipjack Tuna Conference. July 1976, pp. 47-8. Fisheries Research Division Occasional Publication. N.Z. Ministry of Agriculture and Fisheries, n° 11.
- CLEMENT J.T. (George), 1976. — Distribution and abundance of skipjack, 1975-76. In Proceedings of the Skipjack Tuna Conference, July 1976, pp. 36-9. Fisheries Research Division Occasional Publication, N.Z. Ministry of Agriculture and Fisheries, n° 11.
- CLEMENT J.T. (George), 1978. — School fish sightings around New Zealand, 1976-77. In Habib, G. and Roberts, P.E. (Comps.), Proceedings of the Pelagic Fisheries Conference, July 1977, pp. 35-42. Fisheries Research Division Occasional Publication N.Z. Ministry of Agriculture and Fisheries, n° 15.
- HABIB G., 1976. — The 1975-76 purse-seine skipjack fishery. In Proceedings of the Skipjack Tuna Conference, July 1976, pp. 40-6. Fisheries Research Division Occasional Publication, N.Z. Ministry of Agriculture and Fisheries, n° 11.
- HABIB G., 1978 a. — Skipjack biology and the 1976-77 purse-seine fishery. In Habib G., and Roberts P.E. (Comps.), Proceedings of the Pelagic Fisheries Conference, July 1977, pp. 17-26. Fisheries Research Division Occasional Publication, N.Z. Ministry of Agriculture and Fisheries, n° 15.
- HABIB G. (Comp.), 1978 b. — Supplement on N.Z. 1977-78 tuna season. Catch 78. August Supplement, 24 pp.
- HABIB G., CLEMENT I.T. and FISHER K.A. — The 1978-79 purse-seine skipjack fishery in New-Zealand waters. Fisheries Research Division Occasional Publication, N.Z. Ministry of Agriculture and Fisheries, n° 25.
- HABIB G., CLEMENT I.T. and FISHER K.A. — The 1979-80 purse-seine skipjack fishery in New-Zealand waters. Fisheries Research Division Occasional Publication, N.Z. Ministry of Agriculture and Fisheries, n° 29.
- LOUBENS G., 1974. — Rapport de mission en Nouvelle-Zélande - Rapport interne ORSTOM.
- PETIT M., 1980. — Rapport de mission en Nouvelle-Zélande - Rapport interne ORSTOM.





## Thermal changes in the western tropical Pacific in relation to the wind field

J. R. DONGUY\*, C. HENIN\*, A. MORLIERE\* and J. P. REBERT\*

(Received 5 June 1981; in revised form 2 December 1981; accepted 31 January 1982)

**Abstract**—Vertical displacement of the thermocline may be due either to a convergence or a divergence of Ekman transport in the surface layer. Data from ships of opportunity between New Caledonia and Japan are used to compute the wind stress curl, from 1973 to 1980, neglecting the zonal gradients. The pattern is compared to the changes of the 25°C isotherm depth between 5°N and 20°S from all data available between 160°E and 180°.

Alternate long periods of lifting and deepening of the thermocline appear in the western Pacific that may be roughly related to El Niño. Preceding El Niño the thermocline is deep in both the equatorial and the tropical western Pacific. The feature is due to the baroclinic response to the trade winds forcing on the equator associated with an Ekman convergence in the tropical zone. After El Niño, the thermocline is lifted up. This is due to the relaxation of the trade winds on the equator coupled with an Ekman divergence in the tropical zone induced by the presence of the intertropical convergence zone of the winds on the equator. High values of vertical velocities (more than 20 cm day<sup>-1</sup>) are, however, confined to the 10°N to 10°S band.

### INTRODUCTION

OF ALL the features related to El Niño phenomenon observed in the equatorial Pacific Ocean, the heat content change is one of the most obvious. Preceding El Niño, the heat content maximum is west of 180°; after El Niño, it lies mainly east of this longitude (HENIN and DONGUY, 1980). In the western Pacific, the wind field is different before and after El Niño; before El Niño, the intertropical convergence zone of the wind (ITCZ) moves seasonally from 10°N to 10°S and after El Niño, stays close to the equator (DONGUY and HENIN, 1981). Therefore, the relation between the change of heat content and the wind field needed investigation. KUTSUWADA (1981), with *Ryofu Maru* data gathered along 137°E, noted year-to-year variations of the thermal structures in the tropical north Pacific and concluded that they are related to changes of Ekman divergence. MEYERS (1975) related the annual variations of the geostrophic transports of the North Equatorial current to the divergence of Ekman transports in the eastern Pacific.

### THERMAL STRUCTURE

In the tropical North Pacific, changes in the thermal structure have been described by MASUZAWA and NAGASAKA (1975), mainly in the years 1972 to 1973; at 137°E, anomalous cold water appeared in July 1972. According to WYRTKI (1979), the feature is due to a decrease of the mixed layer depth, which was estimated to be between 50 and 80 m in 1972 to

\* Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa, B.P. A5 Nouméa, Nouvelle-Calédonie.

1973. HENIN and DONGUY (1980) have shown that this mechanism is responsible for the heat content changes in the equatorial Pacific.

Since 1969, the Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa has operated a surface monitoring program of the tropical Pacific using ships of opportunity, gathering surface temperature and salinity and wind speed and direction. In this study we have considered data collected between Noumea and Japan. Unfortunately, the data are poorly representative of the subsurface temperature. West of 180° the surface temperature is not a reliable indication of the subsurface thermal structure because of weak seasonal variations in temperature (28 to 30°C) from 10°S to 10°N (HENIN and DONGUY, 1979) and the poor accuracy ( $\pm 0.5^\circ\text{C}$ ) of the measurements.

From 1965 to 1978, the hydrographic conditions were also monitored between 20°S and 5°N at approximately 170°E during cruises of the ORSTOM research vessel.

The results show year-to-year variations in the thermal structure of the upper layer. For example, from 5°N to 10°S there is a large difference between the mean thermal structure revealed by the BORA cruises in 1966 and that revealed by the CYCLONE cruises in 1967 (ROTSCHI, HISARD and JARRIGE, 1972). From the surface down to 200 m, the isotherms of the CYCLONE cruises are 50 m deeper than those of the BORA cruises (Fig. 1). To eliminate seasonal variations, BORA Cruise 2 in March 1966 and CYCLONE Cruise 2 in March 1967 can be compared with BORA Cruise 3 in July 1966 and CYCLONE Cruise 5 in July 1967 (Fig. 2). In both cases, the CYCLONE isotherms are deeper than those of BORA.

The hydroclimatic conditions differed between the two series of cruises. BORA cruises were just after the moderate 1965 El Niño and may be considered to show post-El Niño conditions: CYCLONE cruises were carried out before the weak 1969 El Niño and may be considered to show pre-El Niño conditions. During post-El Niño conditions, the isotherms are

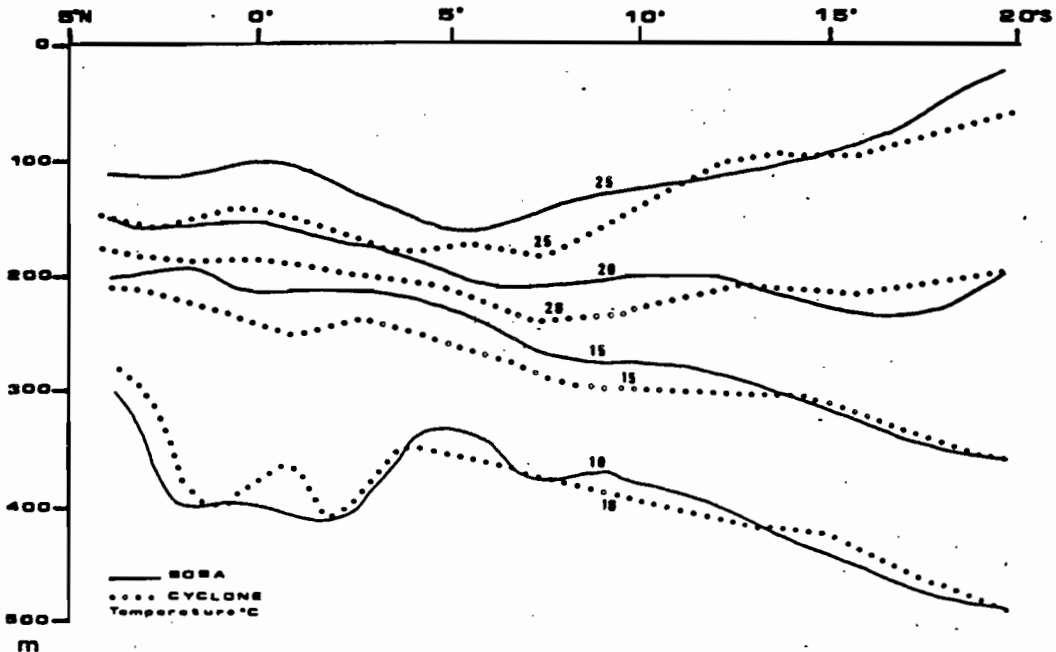


Fig. 1. Mean meridional distribution of temperature ( $^\circ\text{C}$ ) during CYCLONE and BORA cruises.

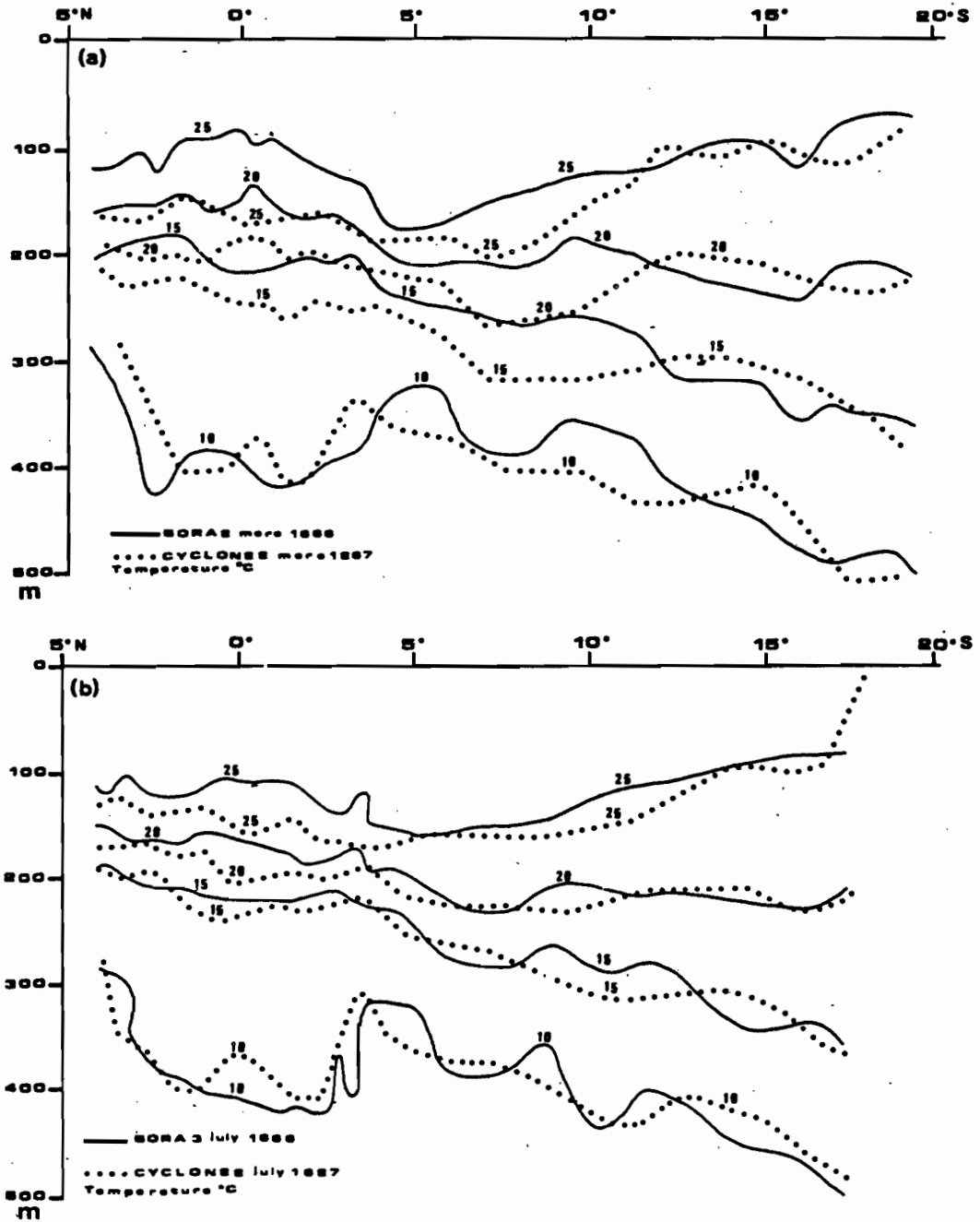


Fig. 2. Meridional distribution of temperature (°C) during the cruises BORA 2 (March 1966), CYCLONE 2 (March 1967), BORA 3 (July 1966), and CYCLONE 5 (July 1967).

shallower. This is also apparent on a time-space diagram (Fig. 3) showing the variations of the 25°C isotherm depth between 5°N and 20°S from 1965 to 1980. The 25°C isotherm represents almost the top of the thermocline. The following data available between 160°E and 180° have been used to draw the diagram: (a) hydrocasts from the Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa and from other laboratories (see Table 1) and (b) XBT data, mainly from the ORSTOM-CNEXO-Scripps monitoring program. The 25°C isotherm is deepest between 4 and 8°S. In this band, the thermocline depth was greater than 175 m during 1967 to 1968, 1971, and 1974 to 1975; from 5°N to 12°S, at the same times, the depth of the 25°C isotherm was more than 150 m. Conversely, during 1966, 1969 to 1970, 1973, and 1976 to 1980, the 25°C isotherm depth was usually between 150 and 175 m from 4 to 10°S and less than 150 m elsewhere. These periods followed the 1965, 1969, 1972, and 1976 El Niños. In post-El Niño hydroclimatic conditions, isotherms and thermocline are shallower and consequently heat content is low.

Table 1.

Vessel and expedition		Institute	References
<i>Coriolis Alize</i>	1965	ORSTOM Nouméa	NODC 590002
<i>Coriolis Bora 1-4</i>	1966	ORSTOM Nouméa	NODC 350033, 350051, 350052, 350054
<i>Coriolis Cyclone 1-6</i>	1967	ORSTOM Nouméa	NODC 350034, 350035, 350036, 350037, 350038
<i>Coriolis Cyclone 7</i>	1968	ORSTOM Nouméa	NODC 350055
<i>Coriolis Eponite</i>	1970	ORSTOM Nouméa	NODC 350076
<i>Coriolis Foc 1-2</i>	1971	ORSTOM Nouméa	NODC 350058, 350074
<i>Coriolis Gorgone 1</i>	1972	ORSTOM Nouméa	NODC 350077
<i>Noroit Minepo 1</i>	1973	ORSTOM Nouméa	NODC 350078
<i>Boussole Vate</i>	1973	ORSTOM Nouméa	NODC 350078
<i>Coriolis Minepo 2</i>	1974	ORSTOM Nouméa	NODC 350086
<i>Coriolis Gorgone 2</i>	1975	ORSTOM Nouméa	NODC 350087
<i>Coriolis Aliope</i>	1975	ORSTOM Nouméa	Rapports Scientifiques et Techniques Nos 12, 13, 14, 15.16 ORSTOM Nouméa
<i>Coriolis Eponite 2</i>	1976	ORSTOM Nouméa	
<i>Coriolis Gorgone 3</i>	1977	ORSTOM Nouméa	
<i>Coriolis Ecoton</i>	1977	ORSTOM Nouméa	
<i>Coriolis Sop 1-2</i>	1979	ORSTOM Nouméa	
<i>Koyo Maru</i>	1969	Shimonoseki University of Fisheries	Data Report C.S.K. No. 261
<i>Radugu</i>	1970	Far Eastern Hydrometeorological Scientific Research Institute, USSR	
<i>Schokalsky</i>	1972	Far Eastern Hydrometeorological Scientific Research Institute, USSR	Data Report C.S.K. No. 330
<i>Schokalsky</i>	1974	Far Eastern Hydrometeorological Scientific Research Institute, USSR	
<i>Schokalsky</i>	1975	Far Eastern Hydrometeorological Scientific Research Institute, USSR	
<i>Austral Moon</i>	1977	Pacific Environmental Group N.M.F.S. Monterey 93940	
<i>Austral Rainbow</i>	1978	Pacific Environmental Group N.M.F.S. Monterey 93940	
<i>Ryofu Maru</i>	1976	Japan Meteorological Agency	Data Report C.S.K. No. 424
<i>Ryofu Maru</i>	1977	Japan Meteorological Agency	Data Report C.S.K. No. 439
<i>Ryofu Maru</i>	1978	Japan Meteorological Agency	The Results of Marine Meteorol. and Oceanog. observations No. 64
<i>Ryofu Maru</i>	1979	Japan Meteorological Agency	The Results of Marine Meteorol. and Oceanog. observations No. 66
MBT Data		Japan Far Sea Fisheries	

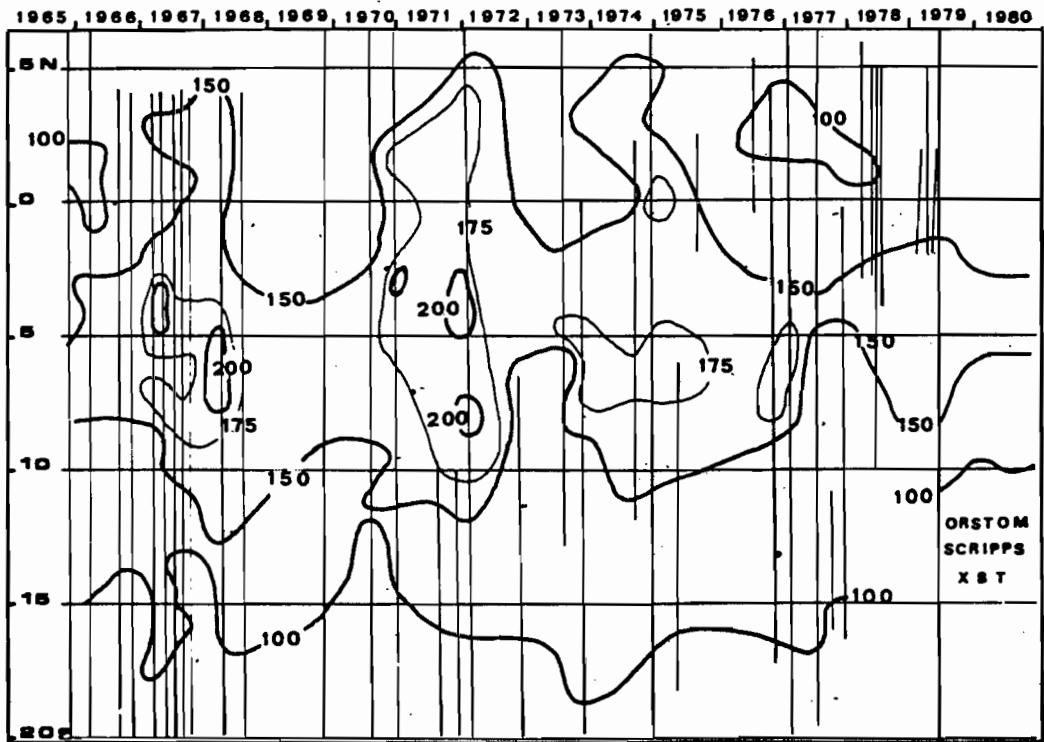


Fig. 3. Variations of the 25°C isotherm depth in meters, from data between 160°E and 180°. The cruises are marked by thin vertical lines.

#### WIND FIELD

Surface monitoring by ships of opportunity includes observations of the wind speed and direction. Since 1975, monthly charts drawn by the Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa show the wind field associated with surface conditions. After the 1976 El Niño, the ITCZ was close to the equator (Fig. 4). The changes in the wind field indicate that on both sides of the equator the divergence of Ekman transport can vary and consequently affect the depth of the surface layer. This effect may be defined as Ekman pumping.

The wind speed and direction have been observed along the Nouméa–Japan route. Between 1973 and 1978, four ships made such observations every 60 miles along routes passing through the Coral Sea and crossing the equator between 150 and 160°E. As a complete voyage lasts 40 days, the route has been run almost six times a month. After 1978, the route was run only twice a month.

The data were processed following the method of WYRTKI and MEYERS (1975) to compute the zonal and meridional components of the wind stress  $\tau_x$  and  $\tau_y$ , averaged by month and by degree of latitude. The drift current in the surface layer is considered and according to the Ekman theory the divergence of the horizontal mass transport is given by

$$\text{div } M = \text{curl } \frac{\tau}{f} = -\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\tau_y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\tau_x}{f} \right), \quad \text{with } f = 2 \omega \sin \phi. \quad (1)$$

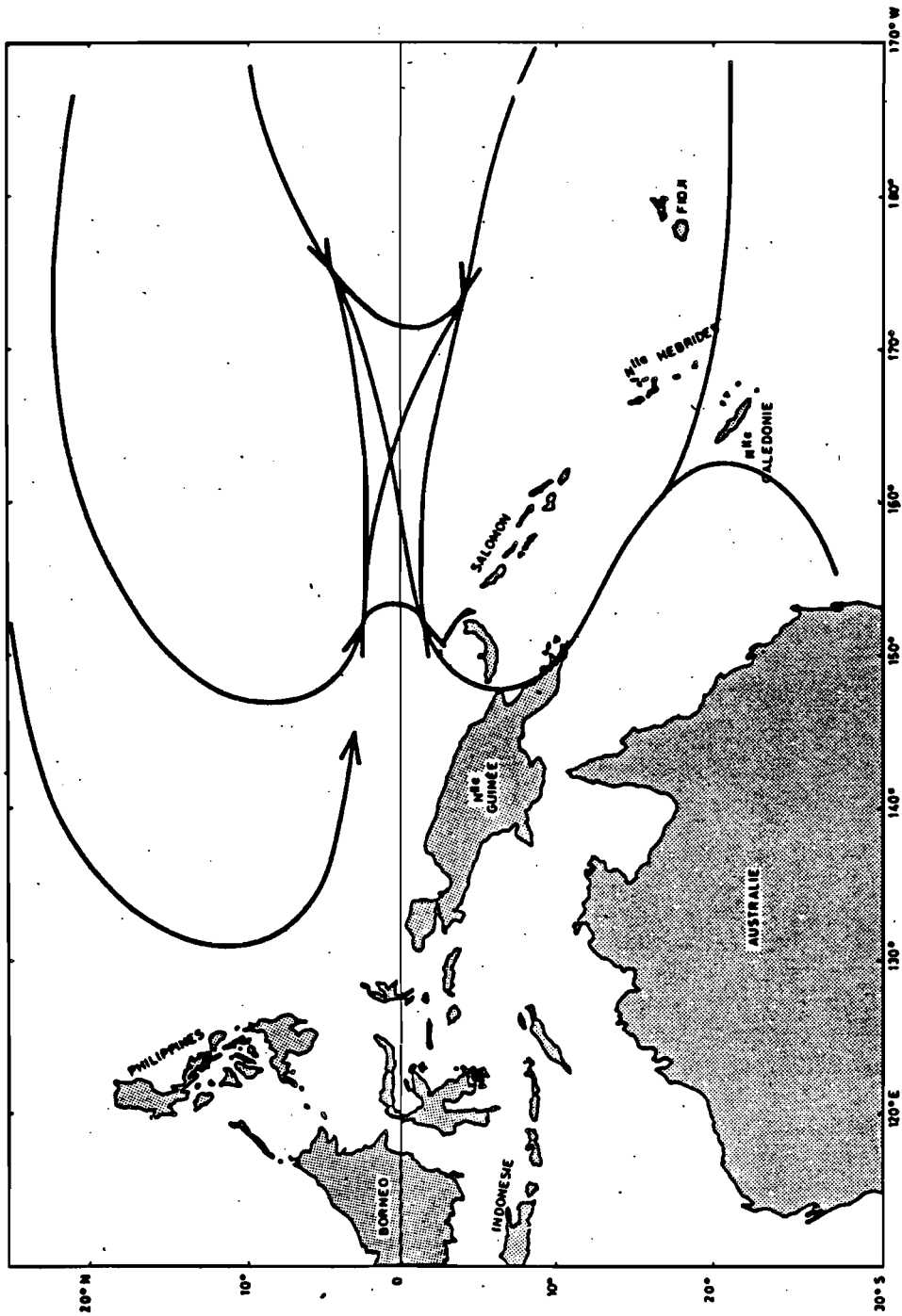


Fig. 4. Schematic wind field when the ITCZ is located on the equator during several months.

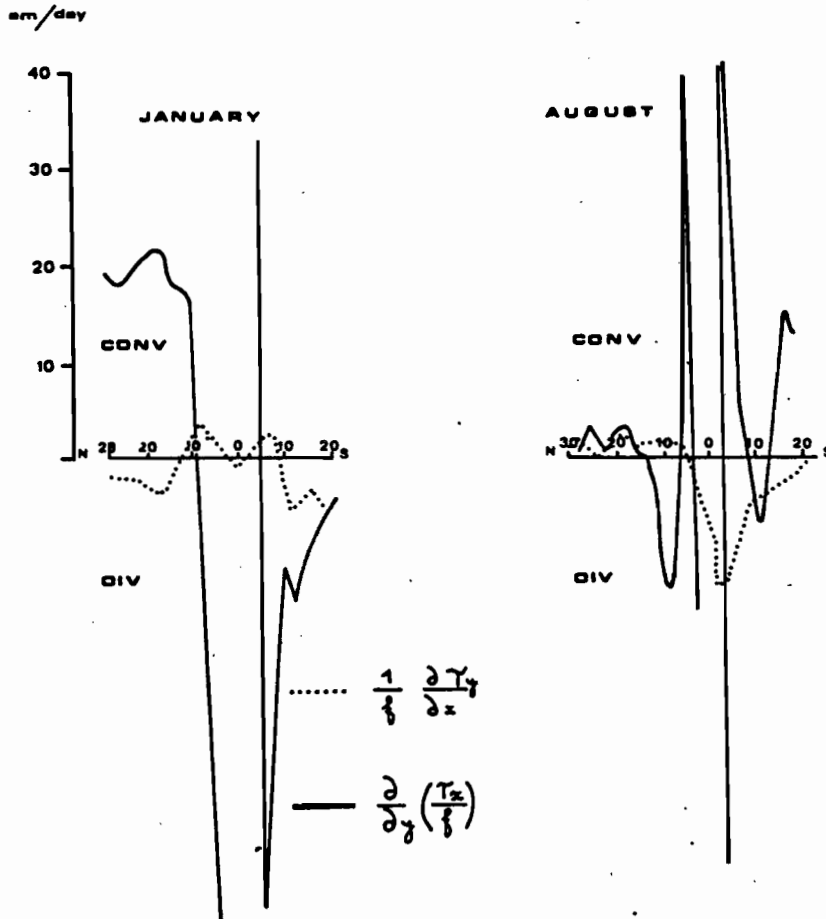


Fig. 5. Vertical velocity in centimeters per day of the two components of the Ekman pumping.

The effect of  $\text{div } M$  is called Ekman pumping, as  $\text{div } M$  can be expressed directly into upward or downward flow at the base of the Ekman layer according to the sign of the wind stress curl. Assuming that the zonal component of the Ekman transport is small in comparison with the meridional component,  $\partial M_x/\partial x$  is neglected.

Equation 1 is then reduced to:

$$\text{div } M = \frac{\partial M_y}{\partial y} = -\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\tau_x}{f} \right) = -\frac{1}{f} \frac{\partial \tau_x}{\partial y} + \frac{\tau_x}{fR \tan \phi} \quad (2)$$

Using a finite difference method applied to a  $1^\circ$  latitude grid, equation 1 can be transformed to the following:

$$\frac{M_{y_l} - M_{y_{l-1}}}{l} = -\frac{1}{2\omega l} \left( \frac{\tau_{x_l}}{\sin \phi_l} - \frac{\tau_{x_{l-1}}}{\sin \phi_{l-1}} \right), \quad \text{with } l = 1^\circ \quad (3)$$

This takes into account both the wind stress curl effect and the planetary curl effect, which are of great importance close to the equator.

Due to insufficient sampling, high short-scale variability remained in the data and a strong low-pass filtering appeared necessary. A time-space three-point running mean of triangular shape was used. In addition, the data of each month-degree square were weighted by the number of observations included, and a test suppressed the spike influences (see Appendix). This processing was applied twice before the curl calculation and had to be repeated three times more after the calculation until coherent patterns appeared.

The zonal derivative of the meridional wind stress has been neglected in the calculation of  $\text{div } M$ . Although this assumption was often made in the central Pacific, it is more questionable in the western equatorial Pacific, where under the consecutive influence of the west winds during the West Monsoon period (January to March), strong zonal gradients of wind stress may occur mainly south of the equator. With data from WYRTKI and MEYERS (1975), the

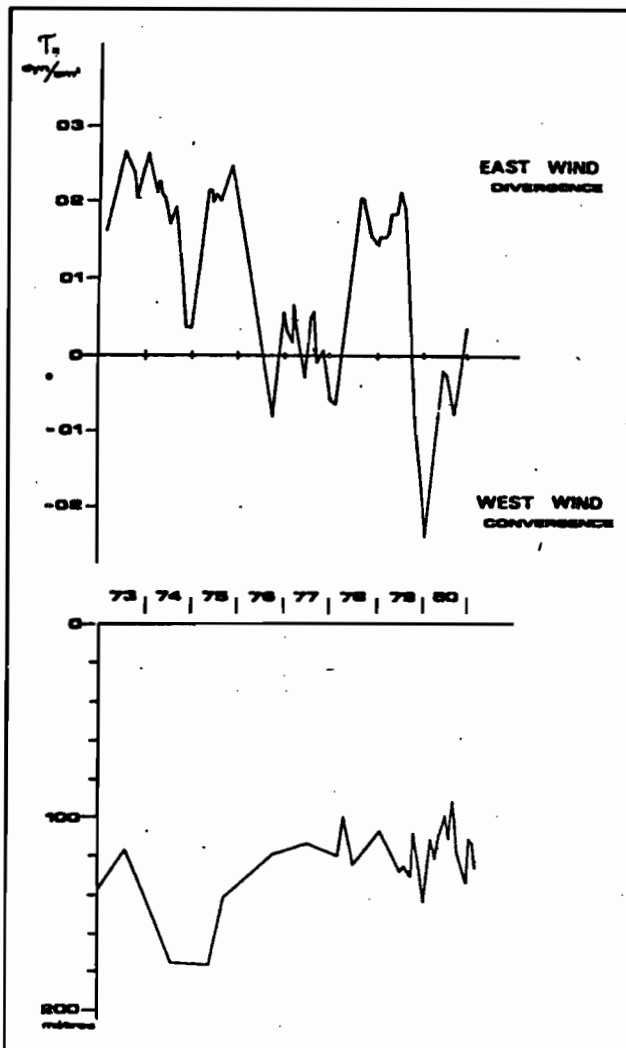


Fig. 6. Zonal wind stress ( $\text{dyn cm}^{-2}$ ) at the equator and the depth of the 25°C isotherm (m).

extreme situations of January and August have been examined. In Fig. 5, the result of the computation of the two components of the Ekman pumping in the 140 to 160°E band with a 3°N to 3°S interruption is expressed in meters per day. Usually, vertical motion due to the zonal gradient of Ekman transport is weak in comparison with that due to the meridional gradient of Ekman transport induced by the north to south variations of the zonal wind stress and of the Coriolis parameter, except during August. During August, north of 15°N latitude, the two components have the same order of magnitude but they are very weak. In one part of the southern hemisphere, the two components act in opposite directions. However, the data are long-term means and for individual years greater differences may occur.

In the present study, to eliminate the equatorial effect, the curl computation was not undertaken between 1° 30'N and 1° 30'S. However, MEYERS (1978) showed that Ekman pumping is not valid between 4°N and 4°S; the large values of velocity calculated close to the equator are probably not realistic but are induced mainly by small values of the Coriolis parameter. But MEYERS (1978), using a model including friction (GILL, 1975) provided also for the annual variations and large vertical velocities (35 m per month), which are not consistent with the observed isotherm displacement. Consequently, to present a qualitative index of the strength of the divergences or convergences found strictly at the equator, the zonal wind stress has been averaged into the 1°S to 1°N band (Fig. 6).

#### RELATIONS BETWEEN WIND AND THERMAL STRUCTURE

At the equator, the Ekman transport divergence is roughly proportional to the local zonal wind stress (GILL, 1975). In the present case (Fig. 6) the zonal wind stress seems really associated with the vertical movement of the 25°C isotherm. From 1973 to 1976, east wind prevailed and induced equatorial divergence associated with a deepening of the 25°C isotherm. Conversely, from 1976 to 1980, the wind was mostly westerly except during part of 1978 and 1979 and induced equatorial convergence associated with a shoaling of the 25°C isotherm. These paradoxical features are in accordance with WYRTKI's (1979) statements: in a pre-El Niño period, strong easterly winds blowing along the entire equatorial Pacific induce a piling up of the water in the western Pacific and high sea level. Due to the baroclinic balance, isotherms deepen. Conversely, weak easterly or westerly winds induce low sea level and, by baroclinic balance, a lifting up of the isotherms in the western Pacific. This is characteristic of a post-El Niño period. However, as this baroclinic motion is due to the equatorial wind field across all the Pacific, it may not be related to the local wind, if this wind is not correlated by itself with that of the central Pacific. This occurred in 1978 to 1979, when east winds prevailed at 160°E, but they were poorly correlated with the wind observed near 160°W, using data obtained by ships of opportunity and from SADLER and KILONSKY (1981).

Figure 7 is a space-time diagram showing the 1973 to 1980 pattern of divergence (positive values) or convergence (negative values) due to the Ekman pumping as previously computed. There are several permanent features. From 15 to 25°N there is usually a convergence coinciding with the boundary between the North Equatorial Current and the North Tropical Countercurrent. Between 5 and 10°N a divergence appears at the limit of the North Equatorial Current and the North Equatorial Countercurrent. At 5°N, a convergence is at the boundary between the North Equatorial Countercurrent and the Equatorial Current. South of the equator, similar permanent features appear at 5°S, convergence between the Equatorial Current and South Equatorial Countercurrent, and at 10°S, a divergence (sometimes called the Divergence of the Solomons) between the South Equatorial

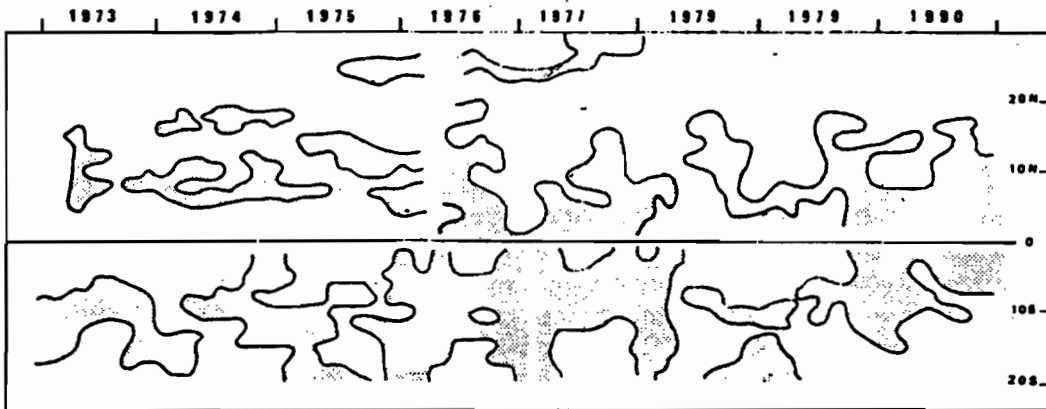


Fig. 7. 1973 to 1980 pattern of divergence and convergence due to the Ekman pumping. Divergence is marked by dark area.

Countercurrent and South Equatorial Current. The seasonal influence of the West Monsoon appears as a strengthening of the divergence at 10°S from January to May.

Figure 8 shows persistent periods of divergence with an Ekman pumping velocity of more than  $20 \text{ cm day}^{-1}$ . The values should be compared with those computed by KATSUWADA (1981) for the same area north of the equator, which are less than  $40 \text{ cm day}^{-1}$  but which came from a different source. Figure 8 shows Ekman pumping from 1976 to 1980 mainly between 5° and 10° latitude, both in the southern and northern hemispheres. Two persistent occurrences were observed: one in 1976 to 1977 after the 1976 El Niño; another in 1979 to 1980. During these periods, a good symmetry occurred on each side of the equator. However, it appears that the upward velocity south of the equator was greater than in the north and consequently Ekman pumping was more intense in the southern than in the northern hemisphere.

The vertical displacement due to Ekman pumping has been computed for selected latitude bands by integrating the monthly vertical velocity anomalies\* and is compared to the observed displacement of the 25°C isotherm.

At 5°S (Fig. 9), between 1973 and 1976, the depth of the 25°C isotherm increased and the Ekman pumping also induced a negative displacement, features characteristic of a pre-El Niño period. Between 1976 and 1978, the 25°C depth decreased and vertical displacement due to Ekman pumping was positive, features characteristic of the period following the 1976 El Niño. Between 1978 and 1980 vertical displacement was again negative, characteristic of a new pre-El Niño period. At 5°N (Fig. 9), negative displacement due to Ekman pumping and deepening of the 25°C isotherm from 1973 to 1976 is identified as a pre-El Niño feature. The positive vertical displacement and the decrease of the 25°C depth after 1976 are characteristic of a post-El Niño period. However, there is a great discrepancy between the vertical displacement due to Ekman pumping and the 25°C depth change. At 5°N and 5°S, the computed displacement is much greater than the observed one. At 5°S, between 1973 and 1978, the 25°C isotherm depth varied from 120 to 200 m, whereas the displacement due to Ekman pumping was more than 200 m. At 5°N, the 25°C isotherm deepened by a further 50 m, whereas the computed displacement reached 400 m. This difference, as already noted, may be due in part to the small values close to the equator of the Coriolis parameter inducing

\* The monthly vertical velocity anomaly is the monthly velocity minus the mean velocity at this latitude averaged for the complete time series. The mean velocity is supposed to represent the equilibrium state between Ekman pumping, geostrophic divergence, and dissipation of the local heat budget.

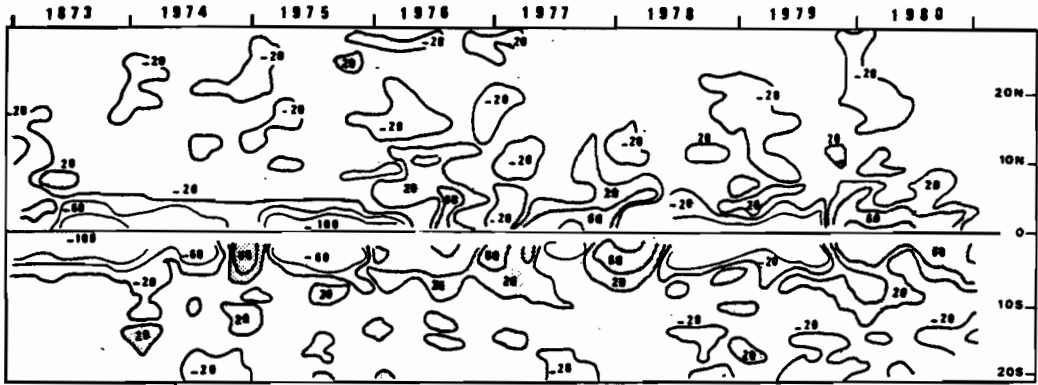


Fig. 8. Vertical velocity in centimeters per day. Only velocities of more than 20 cm per day are indicated.

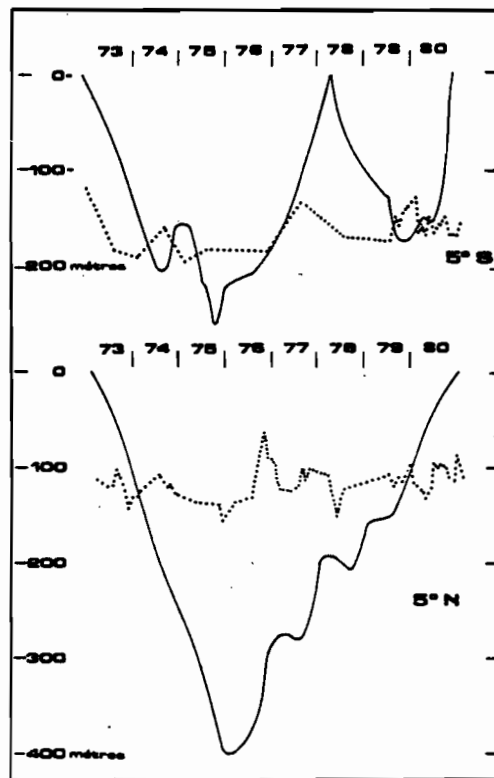


Fig. 9. Vertical displacement due to Ekman pumping (full line) and depth of the 25°C isotherm (dotted line) at 5°S and 5°N.

large velocity and great displacement\* in the Ekman pumping. The Ekman pumping also differed at 5°N. At 5°N, there was one oscillation between 1973 and 1980, whereas at 5°S two are evident, one from 1973 to 1978, the other from 1978 to 1980. One

\* It is obvious that for long-term fluctuations in the case of quasi-permanent downward velocities, the isotherms cannot deepen indefinitely and that, after a few months, a new equilibrium state must be reached between Ekman pumping and geostrophic divergence.

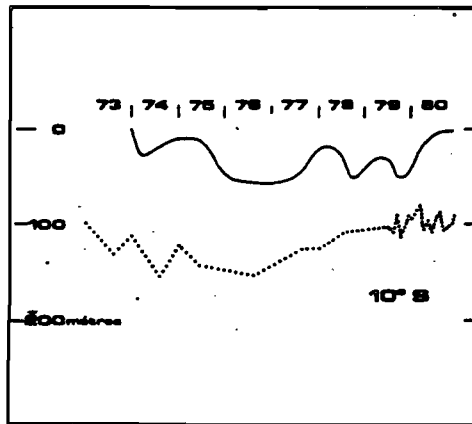


Fig. 10. Vertical displacement due to Ekman pumping (full line) and depth of the 25°C isotherm (dotted line) at 10°S.

can infer that, as already noted for the central Pacific (SADLER and KILONSKY, 1981) significant differences must occur between the trade wind field anomalies in both hemispheres.

At 10°S (Fig. 10), vertical displacement computed from Ekman pumping is consistent with the observed depth change of the 25°C isotherm. Negative displacement and 25°C isotherm deepening of the same magnitude are observed before 1976. After this date, the displacement due to Ekman pumping is positive and the 25°C isotherm is lifted up.

The vertical displacement of the 25°C isotherm induced by Ekman pumping on each side of the equator (Figs 9, 10) and the vertical displacement of the 25°C isotherm due to baroclinic balance on the equator (Fig. 6) are approximately in phase: before El Niño, isotherms deepen, whereas after El Niño, they shoal.

#### DISCUSSION

The role of Ekman pumping in the variations of the tropical current system has been emphasized by several authors. However, the studies mainly deal with seasonal cycles. In the eastern Pacific, MEYERS (1975) showed that the local wind stress curl could explain the seasonal variation of the North Equatorial Current. In the central and western Pacific, WHITE (1977) demonstrated that the combination of the Rossby waves generated at the eastern boundary with the local atmosphere forcing induces baroclinic long waves propagating westward. Consequently, the baroclinic structure does not fluctuate in phase with the local annual wind forcing. Furthermore, the amplitude of these waves increases toward the equator. On the other hand, SCHOPF (1980) pointed out the dominant role of Ekman transport in the process of heat storage between the equator and 10° latitude.

In the case of the western Pacific, the seasonal variation of the thermal structure is very weak. MEYERS (1979) found an amplitude of less than 6 m for the annual depth variation of the 14°C isotherm on the equator at 160°E. Near 150°E, according to MEYERS, WHITE and HASUNUMA (1981), the annual temperature variation has a maximum amplitude of about 1.5°C at the equator and at 150-m depth, that would yield an annual isotherm displacement of about 10 m within the depth range of the main thermocline. By comparison with results

from WHITE and HASUNUMA (1980), this effect has roughly the same magnitude as the inter-annual standard deviation. However, in the present study, it appears that both equatorial isotherm displacement (Fig. 6) and Ekman pumping effects (Figs 9 and 10) are dominated by long-term fluctuations and that the annual variation can be neglected as a first approximation.

### CONCLUSION

In the western Pacific, before El Niño, the deepening of the thermocline observed at the equator is considered to be the baroclinic response to an elevation of sea level induced by the strengthening of the trade winds. The feature can extend on each side of the equator as far as 10° latitude by Ekman convergence induced by wind forcing. After El Niño, the intertropical convergence zone of the wind changes from its usual location at 15°S in the southern summer and at 15°N in the northern summer to a location over the equator, west of 180°. The relaxation of the trade wind results in a lifting up of the equatorial isotherms. The new wind field induces an Ekman divergence in the tropical area and consequently a lifting up of thermocline and isotherms. This occurred in the case of the 1976 El Niño.

As a first approximation the strength and duration of the Ekman pumping does not seem to be related to the intensity of the previous El Niño. Thus in 1973, after the strong 1972 El Niño, no Ekman pumping was detected. This accords with the quick dissipation in spring 1973 of the large-scale negative anomaly of temperature in the subsurface (WHITE and WYLIE, 1977). Conversely, the moderate 1976 El Niño was followed by a long period of Ekman pumping between 10°N and 10°S from 1976 to 1981, inducing a lifting up of the isotherms from their mean positions.

On the other hand, in the western equatorial Pacific the upwelling effect due to the local wind and the baroclinic effect act in opposite directions on the thermocline and isotherm depths. For the long-term variations, the baroclinic effects prevail and induce isotherm deepening with trade wind forcing. For the short-term fluctuations, it is likely that the local divergence effect predominates and induces an inverse situation, as suggested by anomalies observed in the relation between wind stress at the equator and isotherm depth. In any case, phase differences must be observed between the two phenomena, the upwelling response being faster than the baroclinic one. However, the wind data used in this study are too sparse to solve this problem. It would be desirable that in addition to the thermal observations, there were special studies of surface winds in the western Pacific.

### APPENDIX

#### Data filtering

The filter used is a classical "hanning" on three points ( $\frac{1}{4}, \frac{1}{2}, \frac{1}{4}$ ). The data are equally weighted on the space and time axes, i.e., each datum is replaced by a weighted average using the four closest points on the time and latitude axes. Furthermore, the data are weighted by the number of observations collected in each grid mesh and a test is applied to avoid the leakage of spikes and erroneous values. The complete formula is:

$$T_{ij} = \frac{\sum_{h, k=-1}^{h, k=+1} \alpha_{(i+h)(j+k)} n_{(i+h)(j+k)} \tau_{(i+h)(j+k)} \partial_{(ijk)}}{\sum n_{(i+h)(j+k)} \alpha_{(i+h)(j+k)}}$$

with  $T_{ij}$  the filtered monthly wind stress value for latitude  $i$  and month  $j$ ,  $\tau_{ij}$  the original monthly zonal wind stress,  $n_{ij}$  the number of observations in the month-degree square, and  $\alpha_{(i+h)(j+k)}$  weights with  $\alpha_{ij} = 1$  for  $h = k = 0$ ,  $\alpha = \frac{1}{4}$  for  $h = k = +1$ ,  $\partial_{ij}$  test based on the gradient of wind stress between the central and neighbouring points with

$$\partial_{ij} = 0 \text{ for } |\tau_{ij} - \tau_{(i+h)(j+k)}| > E \frac{n_{ij}}{n_{(i+h)(j+k)}}$$

$$\partial_{ij} = 1 \text{ for } |\tau_{ij} - \tau_{(i+h)(j+k)}| < E \frac{n_{ij}}{n_{(i+h)(j+k)}}$$

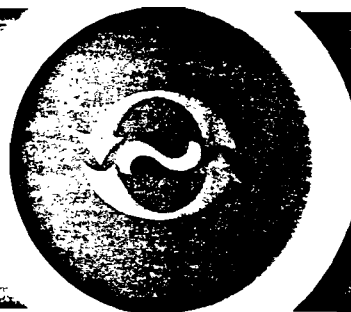
The value of  $E$  was arbitrarily fixed at  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ .

The same filter was applied to the computed curl with the following modifications: the number of observations is no longer taken into account and the value used for the gradient test is fixed at  $E = \Delta v = 5 \text{ m day}^{-1}$ .

#### REFERENCES

- DONGUY J. R. and C. HENIN (1981) Two types of hydroclimatic conditions in the south western Pacific. *Oceanologica Acta*, 4, 57–62.
- GILL A. E. (1975) Models of equatorial currents. Proceedings of the Symposium on Numerical Models of Ocean Circulation, Durham N. H. 1972, U.S. National Academy of Science, pp. 181–203.
- HENIN C. and J. R. DONGUY (1979) Sea surface salinity and temperature anomalies between Japan and New Caledonia (1969–1978). Proceedings of the 4th C.S.K. Symposium, Tokyo 1979, pp. 321–331.
- HENIN C. and J. R. DONGUY (1980) Heat content changes within the mixed layer of the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*, 38, 767–780.
- KUTSUWADA K. (1981) Temperature variations in the N.W. Pacific–Tropical Ocean. Atmosphere Newsletter, 6. (Unpublished Manuscript.)
- MASUZAWA J. and K. NAGASAKA (1975) The 137°E oceanographic section. *Journal of Marine Research*, Supplement 33, pp. 109–116.
- MEYERS G. (1975) Seasonal variation in transport of the Pacific North Equatorial Current relative to the wind field. *Journal of Physical Oceanography*, 5, 442–449.
- MEYERS G. (1978) Annual variation in the depth of 14°C in the Tropical Pacific Ocean. Ph.D. Dissertation, University of Hawaii, 79 pp.
- MEYERS G. (1979) Annual variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 9, 885–891.
- MEYERS G., W. WHITE and K. HASUNUMA (1981) Annual variation in baroclinic structure of the northwestern Tropical Pacific. *Océanographie Tropicale*, 1, No. 1.
- ROTSCHI H., P. HISARD and F. JARRIGE (1972) Les eaux du Pacifique occidental à 170°E entre 20°S et 4°N. Travaux et Documents de l'ORSTOM, 19, 113 pp.
- SADLER J. C. and B. J. KILONSKY (1981) Trade wind monitoring using satellite observations. Pub. U.H. MET 81-01, University of Hawaii, 23 pp. (Unpublished document.)
- SCHOFF P. S. (1980) The role of Ekman flow and planetary waves in the oceanic cross-equatorial heat transport. *Journal of Physical Oceanography*, 10, 330–341.
- WHITE W. B. (1977) Annual forcing of baroclinic long waves in the tropical North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 50–61.
- WHITE W. B. and R. A. WYLIE (1977) Annual and seasonal maps of the residual temperature in the upper waters of the Western North Pacific from 1954–1974. Scripps Institution of Oceanography, S.I.O. reference 77–28, 119 pp. (Unpublished document.)
- WHITE W. B. and K. HASUNUMA (1980) Interannual variability in the baroclinic gyre structure of the western North Pacific from 1954–1974. *Journal of Marine Research*, 38, 651–672.
- WYRTEK K. and G. MEYERS (1975) The trade wind field over the Pacific Ocean—Part 1—The mean field and the mean annual variation. Pub. HIG 75-1, University of Hawaii, 26 pp., 25 figs. (Unpublished document.)
- WYRTEK K. (1979) The response of sea surface topography to the 1976 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 9, 1223–1231.





# The 1978 Occurrence of High Sea Surface Salinity in the Eastern Coral Sea

Long-term changes in sea surface salinity in the Coral Sea, including high salinity values occurring in the periods 1957-58 and 1972-73, have been described by Donguy and Henin (1975). These phenomena were related to the El Niño events along the western coast of South America (Donguy and Henin, 1981). During these periods the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) was on the equator and the eastward flowing South Equatorial Countercurrent (SECC) was particularly noticeable north of 10°S. South of this latitude a strong westward current advected high salinity waters. At the same time, drastic drought conditions occurred in southwest Pacific countries.

During 1978, when high sea surface salinities were observed (Figure 1) in the eastern Coral Sea, the El Niño phenomenon did not occur in the eastern Pacific Ocean. In this note an attempt is made to determine whether changes in the current system explain the salinity variation. Generally, in the southwest Pacific Ocean, eastward flows carry low salin-

ity water and westward flows transport saltier water.

The mean height of the surface dynamic topography relative to 1000 decibars is quite variable in the Coral Sea. A zonal ridge is commonly observed near 15-18°S, inducing an eastward flow on the south side (the South

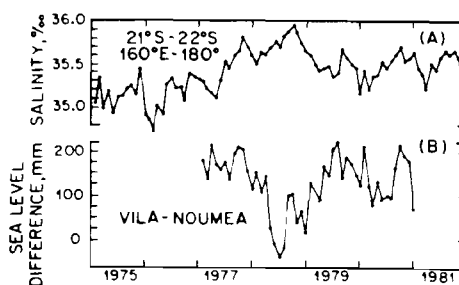


FIGURE 1 (Henin)

(A) Monthly mean sea surface salinities recorded 1975-81 by merchant ships between 21°S-22°S and 160°E-180°. (B) Monthly mean sea level differences between Vila (17°26.4'S, 168°11.4'E) and Noumea (22°10.8'S, 166°15.6'E) during 1977 to 1981.

Tropical Countercurrent, STCC), a westward flow on the north side (the South Equatorial Current, SEC) and the eastward flowing South Equatorial Countercurrent (SECC) which passes through the Solomon Archipelago.

Scarcity of hydrological casts in the Coral Sea prompted the development of data collection using XBT measurements from merchant ships. In this way, data have been collected routinely along shipping lanes between New Caledonia and Japan, New Guinea, Vanuatu and Fiji (Meyers and Donguy, 1980). However, the XBT program only became operational in 1979, so no data are available to infer the current system during 1978 when the high salinities were observed.

The relationship between monthly mean values of dynamic height and sea level in tropical areas (Wyrki, 1980) was exploited to monitor the current system variations in the Coral Sea. Sea level data from three stations were used. Honiara (Solomon Islands) lies in the dynamic trough between the SECC and the

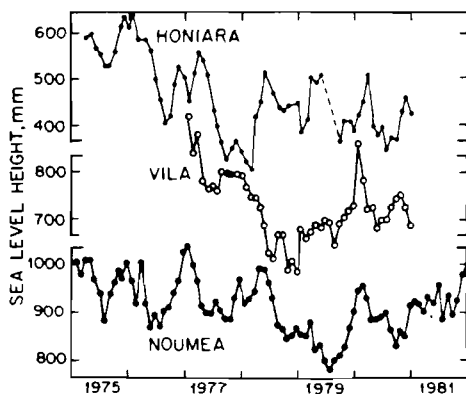


FIGURE 2 (Henin)

Monthly mean sea level values recorded at Honiara (9°15.6'S, 159°34.2'E), Vila (17°26.4'S, 168°11.4'E) and Noumea (22°10.8'S, 166°15.6'E).

SEC. Vila (Vanuatu) is located either on the ridge between SEC and STCC or on the north side of the eastward STCC. Noumea (New Caledonia) has always been observed to be in the STCC.

Because of the uncertain location of the ridge between 15°S and 18°S, the sea level difference is significant only between Vila and Noumea, which are always in the south eastward flux. Available time series of mean sea levels for the 1975-81 period are shown in Figure 2. Using harmonic analysis, Wyrki (1980) showed annual and semi-annual sea level vari-

ations at Honiara and Noumea. These variations are masked by a southward travelling low sea level disturbance which was recorded in late 1977 at Honiara, in late 1978 at Vila and in mid 1979 at Noumea. In order to eliminate the variations of periods shorter than one year, a twelve month running mean was used before computing cross-correlation coefficients between Honiara and Vila, Vila and Noumea, and Honiara and Noumea. The largest correlation coefficients were obtained at lags of 11 months for Honiara-Vila, 5 for Vila-Noumea and 16 for Honiara-Noumea, indicating a southward movement of the low sea level disturbance of about 4 cm s<sup>-1</sup>.

The geostrophic flow between stations is related to the difference of dynamic heights at these locations, so the relationship between dynamic height and monthly mean sea level allows us to use the difference of monthly mean sea level between two islands to monitor the magnitude of the geostrophic transport. Thus, the southward travelling low sea level disturbance observed in the Coral Sea produces a change in the current strength.

The sea level difference between Vila and Noumea (Figure 1), which is representative of the magnitude of the eastward flowing STCC, shows a very well marked minimum in 1978, which coincides with the sea surface salinity maximum near 21°S-22°S. Normally the east-

ward STCC carries low salinity water and moves at an average speed of 25 cm s<sup>-1</sup>. However, in 1978 the rate of flow was considerably weaker, about 5 cm s<sup>-1</sup>. It therefore seems that the higher salinities observed are a consequence of the smaller volume of low salinity waters being carried to the Coral Sea. The origin of the southward moving low sea level disturbance has not yet been elucidated.

### References

- Donguy, J. R. and C. Henin (1975) Surface waters in the north of the Coral Sea. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 26, 293-296.
- Donguy, J. R. and C. Henin (1981) Two types of hydroclimatic conditions in the southwestern Pacific. *Oceanologica Acta*, 4, 57-62.
- Meyers, G. and J. R. Donguy (1980) XBT monitoring by ship of opportunity. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 1.
- Wyrki, K. (1980) The Pacific NORPAX sea-level network. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 1.

Henin  
O.R.S.T.O.M.  
B. P. A5  
Noumea Cedex  
New Caledonia



# The 1982 Niño-like Event

El Niño-like characteristics were observed in 1979-80 in the western equatorial Pacific Ocean by Donguy *et al.* (1980a). In early 1982, a new El Niño-like event was surmised and confirmed in the autumn. Seasonal and interannual variations of temperature and salinity are described from (1) an empirical orthogonal analysis of monthly sea surface temperature (SST) and salinity data collected since 1969 in the western and eastern Pacific by the SUBTROPAC (Survey of Tropical Pacific) Group of Centre ORSTOM de Noumea and (2) XBT (expendable bathythermograph) temperature profile data collected since 1979 by a joint France-US ship-of-opportunity program.

West of 180°, surface salinity is a more reliable parameter of climatic conditions than SST because the SST is too uniform. Along

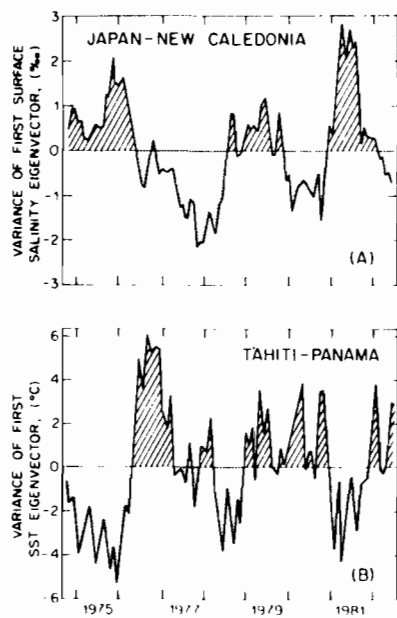


FIGURE 1 (Donguy *et al.*)  
Time variations of the first eigenvector of the (A) surface salinity distribution along the New Caledonia to Japan shipping route, which crosses the equator at 160°E and (B) surface temperature distribution along the Tahiti to Panama route, which crosses the equator at 100°W.

in July 1981 at 0°, 160°W and in August 1981 at 0°, 100°W (Figure 3). These upward displacements of 70 m at 160°W and 40 m at 100°W preceded the isotherm deepening observed in 1982. It is unknown whether this thermal feature was caused by an eastward travelling Kelvin wave.

### References

Donguy, J. R. and C. Hénin (1978) Surface salinity fluctuations between 1956 and 1973 in the western South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 8, 1132-1134.

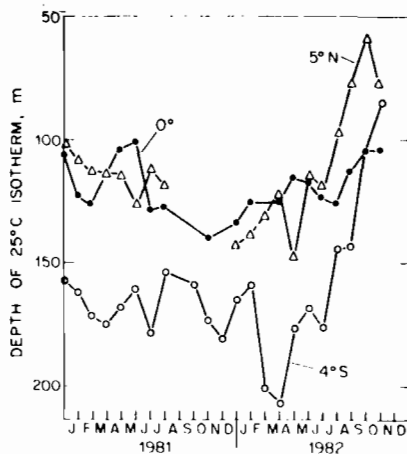


FIGURE 2 (Donguy *et al.*)  
Monthly variations of the depth of the 25°C isotherm at 5°N, 0° and 4°S near 160°E.

the New Caledonia to Japan shipping route, which crosses the equator at 160°E, the first eigenvector of the 10°S-10°N surface salinity distribution is positive, contains 57% of the total variance, and the maximum occurs between 2°S and 3°S. Time variations of the first eigenvector contain alternating periods of high and low salinity (Figure 1A): high salinity in 1975, low salinity in 1976-77, high salinity in 1978-79, low salinity in 1979-80, high salinity in 1981 and low salinity again in 1982. In the equatorial region, the pre-Niño period is usually characterized by high salinity and the post-Niño period by low salinity (Donguy and Hénin, 1978). In addition to the 1976 Niño, two other Niño-like phenomena appeared in 1979 and 1982.

In the eastern Pacific, surface temperature is a reliable parameter of oceanic variability. Along the Tahiti to Panama shipping route, which crosses the equator at 100°W, the first eigenvector of the SST distribution is positive, represents 48% of the total variance and is maximum at the equator. Figure 1B shows alternating cold (1975, 1978, 1981) and warm (1976, 1979-80, 1982) periods. The warm period due to the 1976 Niño was preceded by a cold period lasting more than one year. Because the 1979 and 1982 warm periods were

each preceded by cold periods of one year duration, the 1979 and 1982 warm events may be compared to the 1976 Niño. Although the shapes of the SST signatures were similar for the 1976, 1979 and 1982 events (*i.e.*, a warm period preceded by a cold period), the 1979 and 1982 events were preceded by cold periods of only one year instead of several years, as in the case of the 1976 Niño. The 1979 event could be considered as a very weak Niño in the eastern Pacific; however, the 1982 event, after a modest start, developed dramatically in June 1982.

Since 1979, XBT temperature profile data supplemented the surface observations recorded by ships-of-opportunity along transequatorial routes. From October 1981 to October 1982, the depth of the 25°C isotherm at 0°, 160°E decreased 40 m, and beginning in July 1982 this isotherm rose very rapidly (Figure 2). Simultaneously, on both sides of the equator at 5°N and 4°S near 160°E, a vigorous uplift of ~100 m of the 25°C isotherm had been observed since March 1982 (Figure 2). These observations are in good agreement with the mechanism of Ekman pumping occurring on each side of the equator after El Niño (Donguy *et al.*, 1982b).

Concurrent with the 30 m decrease in the depth of the 25°C isotherm at 0°, 160°E from January to October 1982, the 25°C isotherm at 0°, 160°W tended to deepen and the 19°C isotherm at 0°, 100°W deepened by 60 m (Figure 3). Although these features are perfectly consistent with the occurrence of El Niño events (Wyrtki, 1975), the late triggering of the 1982 event in June instead of February is anomalous.

Another interesting feature contained in the XBT data was the occurrence of a rapid upward surge of the 25°C and 19°C isotherms

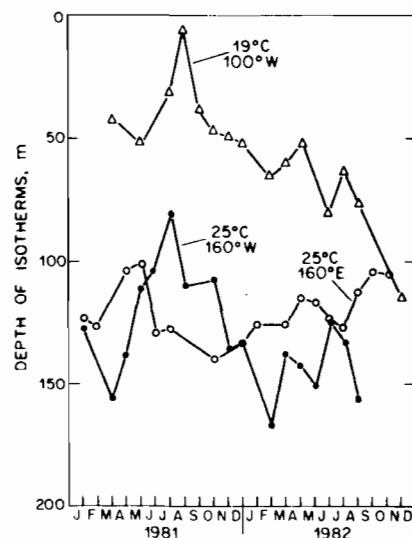


FIGURE 3 (Donguy *et al.*)  
Monthly variations of the depths of the 25°C isotherm at 0°, 160°E and 0°, 160°W and of the 19°C isotherm at 0°, 100°W.

Donguy, J. R., C. Hénin, A. Morliere, J. P. Rebert and G. Meyers (1982a) Appearances in the western Pacific of phenomena induced by El Niño in 1979-80. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 10, 1-2.

Donguy, J. R., C. Hénin, A. Morliere and J. P. Rebert (1982b) Thermal changes in the western tropical Pacific in relation to the wind field. *Deep-Sea Research*, 29, 869-882.

Wyrtki, K. (1975) El Niño: The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5, 572-584.



## Was There a Build-up in the Western Pacific?

The Niño-like episode of 1982 came as a surprise because it was not preceded by a build-up of sea level observed at islands in the western Pacific. There are large areas between the islands which are not monitored by the sea level network, but are monitored by the XBT ship-of-opportunity network (Meyers and Donguy, 1980). The XBT observations have therefore been used to inquire if there was a build-up.

The build-up in sea level is compensated by a depression of the thermocline. It was so large before earlier episodes that the thermocline depression could be detected by a very small number of vertical temperature profiles (Meyers, 1982), in spite of the geophysical "noise" associated with unresolved variability. The XBT network since 1979 monitors large-scale variability with much better resolution than ever before, and is capable of accurately detecting the thermocline depression. The most reliable observations in the western Pacific are made on the New Caledonia-Japan

route. The equatorial crossing is near 160°E, and the normal sampling frequency is 1 or 2 sections per month. These observations are used to document how the depth of the thermocline has evolved since the XBT network began, and how the recent observations compare to historical observations during the period from 1950 to 1973.

Variation in depth of the 20°C isotherm ( $D_{20}$ ) in the latitudinal band 20°S-22°N is shown in Figure 1. The most energetic, low-frequency variation is in the ridge/trough system between the equator and 150°N. The ridge and trough oscillated seasonally out of phase during the first two years, with enhanced topography during December-January and relatively flat topography during May-June. This seasonal signal does not develop during the third year. Instead, variability at both ridge and trough are in phase during a six-month period, with a relative maximum thermocline depression in March-April 1982. Thus, the first three years of observations from the XBT net-

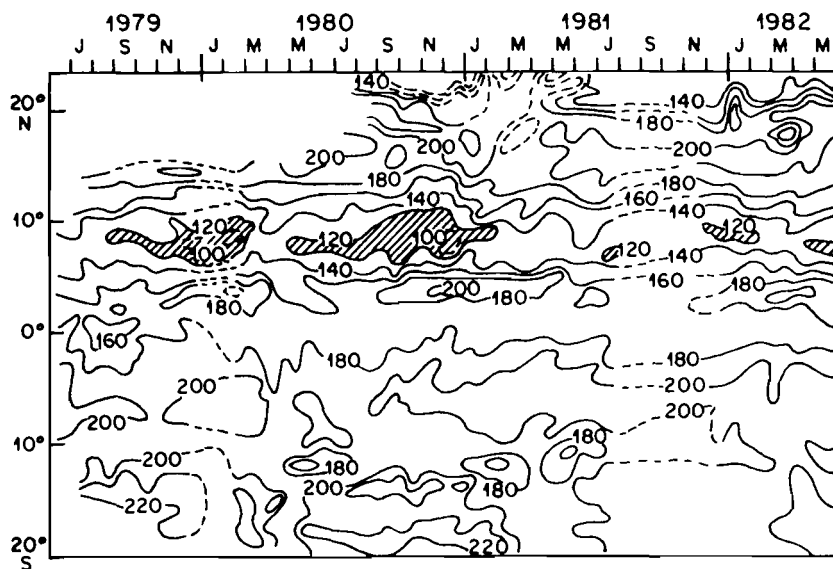


FIGURE 1 (Meyers and Donguy)

Depth of the 20°C isotherm observed by ships-of-opportunity on the route between New Caledonia and Japan.

annual wind forcing is strongest in the central Pacific, this seasonal signal may be transmitted to the west by planetary waves.

Do the XBT observations suggest a build-up? The December-January-February (DJF) mean  $D_{20}$  (Figure 2A) shows that the thermocline deepened during 1981-82 relative to the two preceding years throughout the latitudinal band 17°S-17°N (except at the equator). The change in depth is small, rarely exceeding 20 m. The mean  $D_{20}$  for 1981-82 is, on the other hand, not nearly as deep as  $D_{20}$  before earlier El Niño episodes (Figure 2B). The  $D_{20}$  observed on individual historical cruises (Donguy *et al.*, 1982) preceding a Niño episode are shown in the south. The DJF long term mean  $D_{20}$  and the mean-plus-one standard deviation (Meyers *et al.*, 1982) are shown in the north. Comparing these to  $D_{20}$  for 1981-82, we can

conclude that the depth of the thermocline during 1981 and early 1982 was at a nearly normal level and that there was not a build-up in sea level equal in magnitude to those preceding earlier El Niño episodes. However, the change in seasonality associated with earlier episodes was observed.

### References

- Donguy, J. R., C. Hénin, A. Morliere and J. P. Rebert (1982) Thermal changes in the western tropical Pacific in relation to the wind field. *Deep-Sea Research*, 29, 869-882.
- Meyers, G. (1982) Interannual variation in sea level near Truk Island—A bimodal seasonal cycle. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1161-1168.

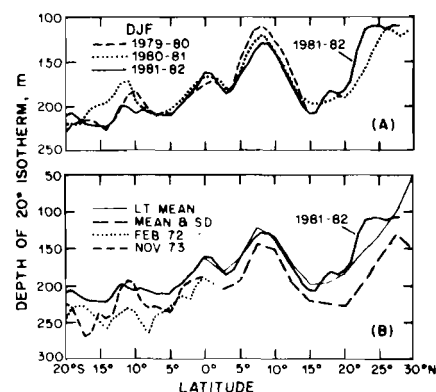


FIGURE 2 (Meyers and Donguy)

(A) Mean depth of the 20°C isotherm for December-January-February 1979-80, 1980-81 and 1981-82 from data in Figure 1. (B) Comparison of mean for 1981-82 in (A) to historical observations from Donguy *et al.* (1982) and Meyers *et al.* (1982).

work indicate a change in seasonality of the baroclinic structure.

The change in seasonality has been observed before in historical sea level and BT records (Meyers, 1982; Meyers *et al.*, 1982) and is related to wind forcing. Peaks develop during the latter part of the year, as they did in 1979 and 1980, when westerly winds blow over the western Pacific throughout the year. Extreme examples of this condition are El Niño/Southern Oscillation episodes. The annual signal is generated largely by local Ekman pumping (Donguy *et al.*, 1982) associated with annual modulation of the area covered by westerly wind. Semi-annual oscillations, such as the one in early 1982, occur when the easterly trade winds are strong throughout the year and blow all the way across the equatorial Pacific, at least during winter in the Southern Hemisphere. This is the dominant signal between El Niño/Southern Oscillation episodes. The semi-annual signal is generated by semi-annual peaks in strength of equatorial easterly wind associated with winter in both hemispheres. Since the semi-

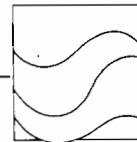
Meyers, G. and J. R. Donguy (1980) An XBT network with merchant ships. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 2.

Meyers, G., W. White and K. Hasunuma (1982) Annual variation in baroclinic structure of the northwestern tropical Pacific. *Océanographie Tropicale*, 17, 59-69.

Gary Meyers  
Scripps Institution of Oceanography  
Mail Code A-030  
La Jolla, California 92093

Jean René Donguy  
Centre ORSTOM de Noumea  
Noumea Cedex  
New Caledonia





# Influence des variations climatiques sur la pêcherie des *Sardinella aurita* ivoiro-ghanéennes : relation sécheresse-surpêche

Sardinelle  
Environnement  
Surpêche  
Sécheresse  
Golfe de Guinée

*Sardinella*  
Environment  
Overfishing  
Drought  
Gulf of Guinea

D. Binet  
Orstom, BP A5, Nouméa Cédex, Nouvelle-Calédonie.

Reçu le 13/1/82, révisé le 2/3/82, accepté le 30/3/82.

## RÉSUMÉ

Le stock de *Sardinella aurita* ivoiro-ghanéen donne lieu à une pêcherie active, mais extrêmement variable d'une année à l'autre. Les prises s'échelonnent habituellement de 8 000 à 40 000 t, mais en 1972, 94 000 t ont été pêchées, ce qui a entraîné un spectaculaire effondrement des débarquements les années suivantes. Depuis 1976, le stock semble se reconstituer.

Le problème est ici réexaminé à la lumière des observations d'océanographie côtière et d'hydrologie continentale effectuées depuis 1966 en Côte-d'Ivoire : mesures de température et de plancton, débit des grands fleuves.

On constate de 1971 à 1978 environ une modification de l'écosystème qui semble coïncider avec la sécheresse qui a sévi sur l'Ouest africain : diminution de la biomasse zooplanctonique, effondrement des stocks de certains pélagiques côtiers : *Scomber japonicus*, *Sardinella aurita*, accroissement spectaculaire des balistes. Certains indices laissent espérer un retour de l'écosystème à une situation normale.

L'effondrement de la pêcherie de *S. aurita* est vraisemblablement dû à une très forte prise d'immatures à un moment où les conditions écologiques étaient défavorables. Mais, à l'exception des années pendant lesquelles la population se reconstitue progressivement, il semble que les variations de tonnage pêché reflètent la disponibilité du stock, elle-même fonction des conditions hydroclimatiques.

En effet, *S. aurita* est une espèce sténohaline qui migre vers la surface et la côte en période d'upwelling. Mais la période d'upwelling est également celle des crues, or *S. aurita* évite les eaux dessalées. Ainsi la disponibilité de cette espèce est corrélée positivement au refroidissement et négativement au débit des fleuves. En 1972 la sécheresse est vraisemblablement le facteur déterminant l'exceptionnelle disponibilité responsable d'une surpêche catastrophique.

L'exemple de deux autres pêcheries pélagiques côtières montre qu'il y a risque de surpêche catastrophique si le facteur hydrologique augmentant la disponibilité est aussi responsable d'un appauvrissement de la chaîne alimentaire, le risque étant évidemment moindre si ce même facteur est cause d'enrichissement.

*Oceanol. Acta*, 1982, 5, 4, 443-452.

## ABSTRACT

Climatic changes related to the *Sardinella aurita* fishery of the Ivory Coast and Ghana : a drought-overfishing relationship

The *Sardinella aurita* stock off the Ivory Coast and Ghana support an important, though extremely variable fishery. Annual catches usually range from 8 000 to 40 000 t; but in 1972, 94 000 t were taken, and this caused a spectacular decrease in landings during the following years. From 1976 onwards, however, the stock appeared to recover.

O. R. S. T. O. M. Fonds Documentaire

N° : 32429, ex 2

Cote : A

Coastal oceanographic observations (temperatures and zooplankton biomass) and terrestrial hydrologic data (river flow), recorded in the Ivory Coast since 1966, were used in a reconsideration of the problem.

Between approximately 1971 and 1978, a change in the ecosystem appears to have coincided with the Sahelian drought : diminution of zooplankton biomass; collapse of some coastal pelagic stocks : *Scomber japonicus*, *Sardinella aurita*; sudden increase of the trigger fish *Balistes carolinensis*. Present indications give rise to hopes that the ecosystem will revert to normal.

The collapse of *S. aurita* is probably due to a high catch of juveniles during the 1972 overfishing, followed by a period of adverse environmental conditions for larvae. But, except for the years during which the population was progressively recovering, variations of tonnage caught reflect the stock availability, which is itself related to hydroclimatic conditions.

*S. aurita* is a stenohaline species, migrating towards the surface and the shore during the upwelling period. But since floods and upwellings occur during the same season, and since *S. aurita* avoid low salinity waters, there is a positive correlation between the availability of the species and water cooling, and a negative correlation with river flow. In 1972, the drought was probably the cause of the exceptional availability which led to catastrophic overfishing.

Examples from two other pelagic fisheries (the Senegalese *S. aurita*, and the Peruvian *Engraulis*) are discussed. A probability of dramatic overfishing occurs if the hydrological conditions which increase fish availability impoverish the food chain. The risk is obviously less if these conditions lead to a nutrient increase in the ecosystem.

*Oceanol. Acta*, 1982, 5, 4, 443-452.

## INTRODUCTION

Deux espèces de *Sardinella* (*S. aurita* et *S. maderensis*) sont pêchées sur le plateau continental bordant le Ghana et la Côte-d'Ivoire (fig. 1). La pêche artisanale probablement très ancienne, est effectuée par des pirogues; elle est devenue plus efficace à partir de l'utilisation des moteurs hors-bord, qui a débuté en 1958. Dans les mêmes années une pêche industrielle s'est développée avec des sardiniers utilisant une senne tournante : en 1955 en Côte-d'Ivoire, en 1959 au Ghana (Marchal, 1966; ORSTOM, 1976).

Des statistiques de pêches ont été établies depuis 1956 en Côte d'Ivoire, mais on estime que l'ensemble des statistiques ivoiro-ghanéennes ne sont correctes que depuis 1963. On a observé depuis longtemps l'existence de fluctuations importantes dans les débarquements de ces deux espèces, tant dans la prise totale que dans la proportion.

Les préférences écologiques des deux espèces ont été distinguées par Marchal (1966) : « *S. aurita* effectuerait des déplacements des fonds de 70-100 m, où elle se trouve quand les eaux superficielles sont chaudes, vers la surface et la côte au moment des remontées d'eaux froides... *S. eba* (synonyme de *S. maderensis*) fuirait les eaux ivoiriennes trop froides pendant l'upwelling, se réfugiant dans les eaux guinéennes situées devant le Libéria ». La plupart des *S. aurita* se trouve vraisemblablement à l'Est du Cap des Trois Pointes. Des marquages effectués au Ghana (Ansa-Emmin, in ORSTOM, 1976) ont montré que leur migration à la côte, en saison froide (juillet-septembre), s'accompagne d'un déplacement vers l'Est, jusqu'au Togo. Ensuite le retour vers l'Ouest s'effectue d'octobre à décembre, mais sur des profondeurs de plus en plus importantes jusqu'à ce que les poissons retrouvent leur habitat d'origine, en bordure du talus continental. La ponte principale a lieu dans les eaux côtières pendant la saison

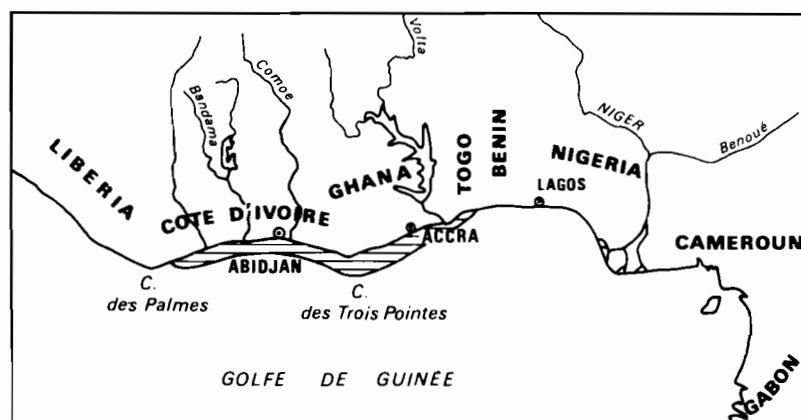


Figure 1  
Carte du nord du Golfe de Guinée, montrant les principaux fleuves et l'aire de pêche de *S. aurita*.  
Northern area of the Gulf of Guinea, showing main rivers and the fishing area of *S. aurita*.

Figure 2 a

Trait plein : débarquements de *S. aurita* (Ghana + Côte-d'Ivoire).  
 Pointillé : débarquements de *S. maderensis* (Côte-d'Ivoire seule).  
 Solid line : *S. aurita* landings (Ghana + Ivory Coast).  
 Dotted line : *S. maderensis* landings (Ivory Coast).

Figure 2 b

Pointillé : indice d'upwelling à 10 m, Abidjan ( $\times 10^{-2}$ ).  
 Trait plein : débit moyen du Bandama et du Comoé près de leur embouchure.  
 Dotted line : upwelling index at 10 m, Abidjan ( $\times 10^{-2}$ ).  
 Solid line : mean flow of the Bandama and Comoé rivers near their mouth.

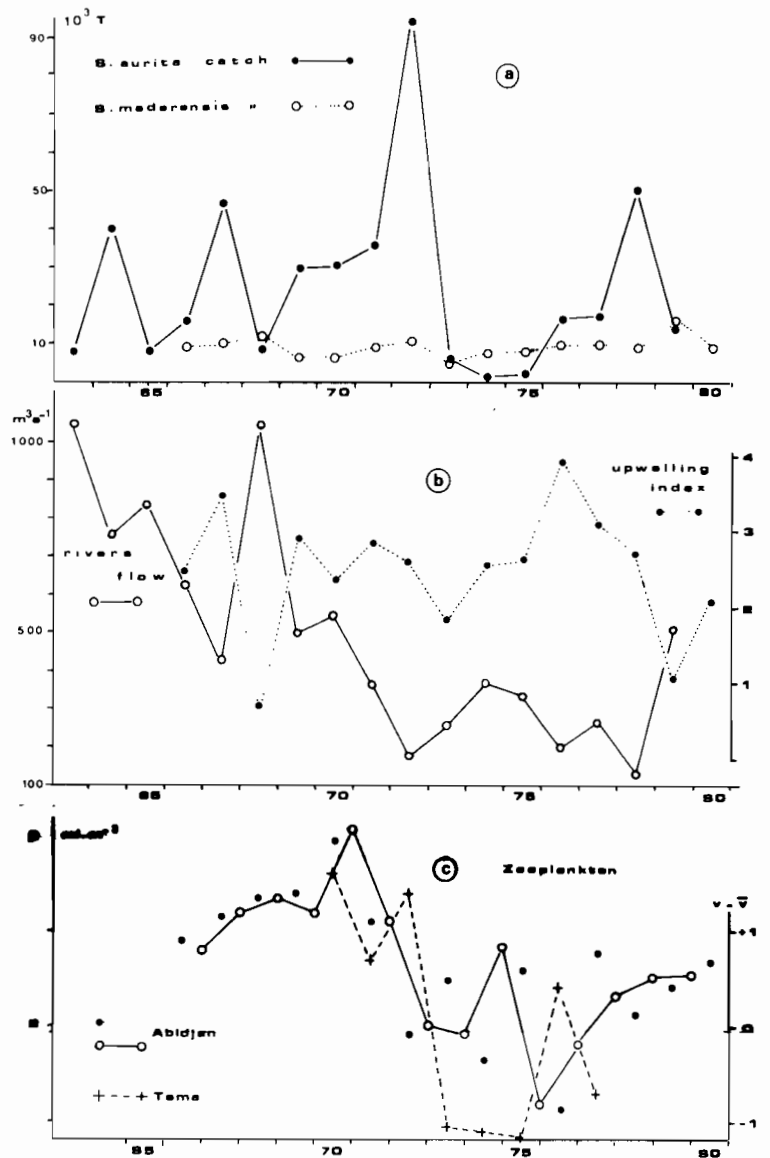
Figure 2 c

Biovolumes de zooplancton.  
 Abidjan, points noirs : moyennes annuelles calendaires, cercles blancs et traits pleins : moyennes annuelles de juin à mai (découpage plus conforme au cycle planctonique : Binet, 1979). Les valeurs des années 1966, 1967 et 1968 sont entièrement calculées au moyen de 12 régressions multiples linéaires (Binet, 1976). De 1969 à 1980 les moyennes annuelles sont calculées à partir des observations bihebdomadaires et éventuellement des valeurs prédites par le modèle mensuel, en l'absence d'observation.  
 Tema, croix et tiretés : volumes moyens durant l'upwelling, exprimés en écarts à la moyenne. Noter la similitude avec les prises de *S. aurita*. (Mensah in FAO, 1980).

#### Zooplankton biovolumes.

Abidjan, black dots : annual means from January to December, open circle and solid line : annual means from June to May. The 1966, 1967, 1968 biovolumes are computed with 12 linear multiple regressions (Binet, 1976). From 1969 to 1980, annual means are calculated from biweekly sampling, or when a lack of observations, from predicted values.

Tema, cross and broken line : average volumes during upwelling, in deviation from the mean. Note the similarity with the *S. aurita* catches (Mensah in FAO, 1980).



d'upwelling. A la différence de *S. maderensis*, *S. aurita* est sténohaline, on ne la rencontre pas dans des eaux de salinité inférieure à 35‰, aussi elle évite les parties de la côte les plus influencées par le ruissellement terrestre (Postel, in Longhurst, 1971).

On s'attachera ci-dessous à l'espèce *S. aurita* dont les variations de tonnage débarqué sont les plus spectaculaires (fig. 2 a). Les différentes pêcheries ont réalisé des captures totales de 8 000 à 47 000 t/an jusqu'en 1971. En 1972, la pêche est remarquablement élevée (94 000 t), mais les trois années suivantes les prises tombent presque à zéro. A partir de 1976 le stock semble se reconstituer, en 1978 les prises atteignent 50 000 t, elles retombent cependant à 13 000 t l'année suivante.

A la suite des années de pêche catastrophique (1973 à 1975), on craignait la disparition totale de la pêcherie. Celle-ci n'ayant pas eu lieu, il nous paraît opportun de réexaminer cette question à l'aide de données plus complètes.

Parmi les différentes hypothèses avancées pour expliquer l'effondrement de la pêcherie, la plus immédiate semble la surpêche de 1972, portant sur une classe d'âge très importante née en 1971 et juste avant la première ponte (ORSTOM, 1976). Mais cette surpêche est due à

une disponibilité exceptionnelle du poisson, plus qu'à une augmentation de l'effort de pêche. En effet pour les années 1970 à 1972 cet effort est proportionnel à : 6, 19, 14 (ORSTOM, 1976). On peut se demander si cette disponibilité n'a pas été favorisée par certaines modifications de l'écosystème qui auraient, de plus, ralenti la reconstitution d'un stock normal.

#### SÉRIES CHRONOLOGIQUES UTILISÉES

Ce sont les suivantes (fig. 2 a, b, c) :

- statistiques de pêche depuis 1963 des flotilles de senneurs basées à Tema (près d'Accra) et Abidjan et des pêches artisanales réalisées à partir des pirogues (FAO, 1980) : tableau 1;
- mesures des débits fluviaux depuis 1955 (Service Hydrologique de l'ORSTOM). On a utilisé les données des stations les plus proches des embouchures, mais non influencées par la marée, c'est-à-dire M'basso pour la Comoé et Tiassalé pour le Bandama;
- station côtière bihebdomadaire d'Abidjan, : hydrologie depuis 1966 (Privé, Corre, 1979; 1981), zooplankton depuis 1969 (Le Borgne, Binet, 1979);

Tableau 1

Données utilisées dans la figure 2. Total des débarquements de *S. aurita* au Ghana et en Côte-d'Ivoire (T.); débarquement de *S. maderensis* en Côte-d'Ivoire (T.). Indice d'upwelling à 10 m devant Abidjan; débit moyen du Bandama et du Comoé près de leurs embouchures ( $m^3 s^{-1}$ ); concentration moyenne en zooplancton sédimenté devant Abidjan ( $ml.m^{-3}$ ), moyennes janvier-décembre et juin-mai; concentration moyenne en zooplancton par déplacement devant Tema ( $ml.m^{-3}$ ) en période d'upwelling. D'après différentes sources (cf. § 2.).

Data used in Figure 2. Total annual landings of *S. aurita* in Ghana and Ivory Coast (T.); annual landings of *S. maderensis* in Ivory Coast (T.). 10 m Upwelling index off Abidjan; mean flow of the Bandama and Comoé rivers near their mouths ( $m^3 sec^{-1}$ ); mean settled zooplankton volume off Abidjan ( $ml.m^{-3}$ ) from January to December and from June to May; mean zooplankton displacement volume off Tema ( $ml.m^{-3}$ ) during upwelling. From various sources (see the second paragraph).

Années	<i>S. aurita</i> Ghana + C.I.	<i>S. maderensis</i> C.I.	Indice d'upwelling	Débit des fleuves	Zooplancton		Tema Volumes par déplacement période d'upwelling
					Abidjan volumes sédimentés		
					Janvier-Décembre	Juin-Mai	
1963	7 960			1 056			
1964	40 330			758			
1965	8 200			840			
1966	15 770	9 960	248	627	2.45		
1967	47 130	9 850	351	424	2.58	2.41	
1968	8 240	12 350	71	1 091	2.67	2.60	
1969	29 800	6 030	293	499	2.70	2.67	
1970	30 410	6 070	240	548	2.97	2.61	0.651
1971	35 830	8 520	291	364	2.55	3.03	0.564
1972	94 740	10 220	264	176	1.95	2.55	0.630
1973	5 820	4 620	191	256	2.24	2.02	0.387
1974	1 700	7 370	262	370	1.82	1.98	0.381
1975	2 070	7 690	270	335	2.28	2.43	0.375
1976	16 480	9 220	397	197	1.56	1.58	0.535
1977	16 698	9 710	316	266	2.36	1.91	0.422
1978	50 000	8 330	272	124	2.05	2.16	
1979	13 280	15 570	112	511	2.20	2.26	
1980		8 240	216		2.33	2.27	

— biovolumes de zooplancton de la radiale de Téma (Mensah in FAO, 1980).

Les valeurs manquantes de ces séries ont été estimées des façons suivantes :

— température à 10 m de la station côtière d'Abidjan : remplacement par les moyennes pluriannuelles pour les trois premiers mois de 1966, par des mesures de capteurs thermiques de courantomètres Aanderaa pour les saisons froides 1978 et 1979;

— biovolumes sédimentés de zooplancton : simulation à partir d'un modèle mensuel de régressions multiples, fonction de la température et du débit des fleuves (Binet, 1976);

— débit du Bandama à Tiassalé et de la Comoé à M'basso : interpolation linéaire ou utilisation de la moyenne pluriannuelle, selon vraisemblance.

Les moyennes annuelles de ces trois paramètres ont été calculées après pondération par quinzaine (température et biovolume de plancton) ou par mois (débits fluviaux).

## CHANGEMENTS INTERVENUS DANS L'ÉCOSYSTÈME

### Upwelling et fleuves (fig. 2 b)

Les eaux ivoiro-ghanéennes sont enrichies à la fois par des apports terrigènes (ruissellement) et profonds (upwelling). Maximales en saison froide, ces sources de sels nutritifs sont variables d'une année à l'autre. Il est commode d'utiliser un indice d'upwelling pour comparer l'intensité du phénomène sur plusieurs années. On prendra pour cet indice le produit du nombre de quin-

zaines où la température à 10 m s'abaisse au-dessous de 24 °C par l'écart moyen à 24 °C de ces quinzaines. Il apparaît, l'année où les prises se sont effondrées (1973), un léger minimum de cet indice. Néanmoins en 1968 et 1979 l'upwelling est beaucoup plus faible. Tout au long de la série disponible il n'y a pas de tendance visible.

Il n'en est pas de même pour les débits des fleuves Bandama et Comoé qui diminuent assez régulièrement de 1963 à 1978 (exception faite pour l'année 1968). En 1972 et 1978 les minima sont extrêmement marqués. Cette diminution remarquable traduit l'actuel déficit pluviométrique de la zone sahéenne. Il est vraisemblable que l'ensemble des grands fleuves ivoiriens et ghanéens (Volta) suit des variations très proches. Dans les eaux côtières le déficit en apports terrigènes est probablement accentué par la construction du barrage de Kossou sur le Bandama (1972), ainsi que par le barrage sur la Volta. Le ralentissement du courant en amont du barrage doit entraîner une sédimentation et une perte de matières en suspension.

Donc, à l'exception d'une légère anomalie en 1973, les upwellings ne peuvent être tenus pour responsables d'une modification durable du milieu, contrairement aux grands fleuves pour lesquels la période 1971-1978 est largement déficitaire.

### Appauvrissement en zooplancton

Les sardinelles sont des planctonophages, *S. aurita* est capable de retenir des particules plus fines que *S. maderensis* (Dia, 1972). On peut raisonnablement s'attendre à ce que le zooplancton influence différemment la fécondité, la taille du stock ou le comportement des deux espèces.

A la station côtière d'Abidjan, les teneurs annuelles en zooplancton (observées ou calculées) décroissent rapidement de 1970 à 1972, puis lentement jusqu'en 1976. A partir de 1976 on assiste apparemment à une remontée progressive des concentrations planctoniques (fig. 2 c). Le zooplancton côtier profite indirectement de l'enrichissement en matériaux terrigènes apportés par les fleuves. La sécheresse particulièrement dramatique de 1972 a privé de ces apports les eaux côtières, entraînant un fort déficit en zooplancton (Binet, 1976). Au Ghana il n'a pas été signalé à ma connaissance de relation entre l'abondance du plancton et les apports terrigènes. Les observations de Mensah (*in* FAO, 1980) ne montrent pas d'anomalie en 1972, mais un déficit très net de 1973 à 1975 (fig. 2 c). On peut supposer que l'appauvrissement en zooplancton observé devant Abidjan n'a pas eu de conséquences immédiates à l'est du cap des Trois Pointes. En effet des migrations verticales ontogéniques entre deux courants opposés ralentissent les pertes par advection hors du golfe ivoirien (Binet, Suisse de Sainte-Claire, 1975; Binet, 1977). Néanmoins, il n'y a pas de cloisonnement entre écosystèmes et toute réduction drastique du plancton et du seston ivoiriens finira par avoir des conséquences au large du Ghana.

En outre, la composition du zooplancton ivoirien a, en 1973, subi une importante modification. L'upwelling s'étant établi tardivement et faiblement, le copépode *Calanoides carinatus*, l'un des principaux constituants du régime alimentaire des Sardinelles (Mensah, 1974) n'a pas atteint l'abondance des années précédentes. En effet le développement de cette espèce n'a lieu dans les eaux côtières ouest-africaines qu'à la faveur de l'upwelling qui s'installe en saison froide (Binet, Suisse de Sainte-Claire, 1975). Mais alors, la multiplication des *C. carinatus* peut être telle que l'espèce devienne largement dominante pendant quelques semaines. Elle représente jusqu'à 60 ou 80 % des effectifs zooplanctoniques au Ghana (Mensah, 1974). Il existe une certaine analogie entre les migrations saisonnières des *S. aurita* et *C. carinatus* : ce dernier passe toute la saison chaude à des profondeurs inférieures à 500 m et ne migre vers la surface et la côte qu'au début du refroidissement.

Durant la saison froide 1973 l'abondance de *C. carinatus* a été réduite au tiers de ce qu'elle était habituellement. Ceci représente apparemment une sérieuse modification de l'écosystème. En fait depuis 1966 l'upwelling est variable en durée et en intensité, sans que 1973 soit une année vraiment exceptionnelle. L'écosystème pélagique côtier connaît vraisemblablement d'importantes fluctuations dans l'abondance annuelle de *C. carinatus*, sans que son aptitude à revenir à l'état antérieur en soit affectée.

Il est par contre probable que le déficit global en plancton des années 1972 à 1976 ait joué un rôle défavorable sur la croissance et par conséquent sur la fécondité. Celle-ci est en effet directement liée à la longueur du poisson (C. Conand, 1977).

Par ailleurs cette insuffisance planctonique pourrait aussi défavoriser la reproduction des sardinelles d'une toute autre façon. F. Conand (1977) a observé au Sénégal que le nombre de larves de sardinelles dans la région

de Dakar était plus élevé quand la prise par unité d'effort des sardiniers dakarois était plus faible. Il suppose que la mortalité des premiers stades larvaires dépend notamment du cannibalisme exercé par les adultes. Ce qui a d'ailleurs été montré sur les œufs de l'anchois de Californie par Hunter et Kimbell (1980). Si l'alimentation des sardinelles se fait par une filtration passive des particules de leur environnement, on peut raisonnablement penser qu'à une biomasse zooplanctonique plus faible correspondra une prédation sur les œufs et larves plus forte. D'autre part, les larves ne survivront que si elles trouvent à leur portée immédiate — donc en concentration suffisante — une nourriture de taille appropriée (Lasker, 1975).

Enfin, le comportement des adultes peut être aussi influencé par ce déficit en plancton : les concentrations de plancton près de la côte, toujours plus élevées, peuvent fixer les bancs de poissons sur des petits fonds où ils sont plus vulnérables.

### Changement des populations halieutiques

La disparition de *S. aurita* a été accompagnée de celle du maquereau (*Scomber japonicus*). En Côte-d'Ivoire et au Ghana, plus de 21 000 t étaient pêchées en 1972. Depuis, les prises ont rapidement décliné jusqu'à atteindre 97 t en 1976. Cependant une amélioration semble se dessiner puisque 430 et 520 t ont été respectivement débarquées en 1977 et 1978 (FAO, 1980).

Un autre sérieux changement dans les peuplements ichtyologiques est l'augmentation brutale des *Balistes carolinensis*, dont l'identification comme *B. capriscus* était probablement erronée (Caverivière, comm. pers.). Cette espèce, qui n'était capturée que de façon occasionnelle avant 1970, constituait en 1972 27 % des débarquements des chalutiers au Ghana, pourcentage qui s'élevait à 43 % en 1973 et 53 % en 1974 (FAO, 1976). Balistes et sardinelles ont des éthologies très différentes; il n'y a pas eu remplacement d'une espèce par l'autre dans la même niche écologique. Mais il n'est pas impossible qu'il y ait une certaine compétition entre les deux espèces étant donné le très large « spectre » alimentaire des balistes (Gerlotto *et al.*, 1980); d'autre part des œufs et larves de Clupeidés ont été observés dans les contenus stomacaux de *B. carolinensis* (*loc. cit.*) qui pourraient ainsi limiter le recrutement des sardinelles.

Cependant l'accroissement des débarquements des balistes au Ghana était déjà perceptible en 1970 (*in* Troadec *et al.*, 1980), donc avant le déclin des sardinelles. D'autre part, l'envahissement du plateau continental par *B. carolinensis* ne s'est pas limité à la région ivoiro-ghanéenne, mais s'est étendu à toutes les côtes ouest-africaines (Gerlotto *et al.*, 1980), sans provoquer ailleurs d'effets décelables sur les autres populations de *S. aurita*. Ces derniers auteurs estiment, par ailleurs que, si l'apparition massive des balistes dans le Golfe de Guinée est, pour l'essentiel, due à une augmentation de la population, il n'en est pas moins vrai que le stock initial a pu être fortement sous-estimé par l'utilisation de moyens de pêche inadéquats (chalut de fond au lieu de

chalut pélagique). Cependant, d'après de récentes observations (*in* FAO, 1980), la population de balistes serait en légère régression depuis 1978-1979.

### Vers un retour à une situation normale?

Finalement, il existe bien depuis les années 1970-1972 certains indices de modification de l'écosystème, comme Troadec *et al.* (1980) l'avaient envisagé. Parmi les populations halieutiques il y a incontestablement eu de profonds changements. Il serait plus délicat d'être aussi affirmatif en ce qui concerne le zooplancton, dont l'hétérogénéité spatio-temporelle est notoire, si les observations d'Abidjan et de Téma n'étaient aussi cohérentes. Enfin, la sécheresse est intervenue dans ces processus écologiques, soit comme la cause directe (déficit d'apports terrigènes avec conséquences sur toute la chaîne alimentaire), soit comme amplificateur d'un déséquilibre préexistant.

Mais certains signes laissent présager un retour à une situation normale : augmentation des débits fluviaux en 1979, accroissement de la biomasse secondaire à partir de 1976 (upwelling exceptionnel), amélioration des pêcheries de pélagiques côtiers (et notamment de la prise par unité d'efforts des sardiniers, *in* FAO, 1980; tableau 2); enfin, tendance à la régression des populations de baliste.

### INFLUENCE DES UPWELLINGS ET DES CRUES SUR LES PRISES DE *S. AURITA*

Entre 1963 et 1979 (fig.2 a), la pêcherie a connu 4 maxima supérieurs à 40 000 t (1964, 1967, 1972, 1978) suivis l'année d'après de chutes très accusées. On remarque que chacun de ces maxima correspond à une année sèche.

On a avancé à plusieurs reprises que les captures étaient liées à l'intensité de l'upwelling. Marchal (1966) a mon-

tré cette relation à l'échelle des variations saisonnières d'une même année : les prises sont faibles durant la période d'upwelling sporadique (petite saison froide), importantes lorsque l'upwelling est bien établi (grande saison froide), mais pratiquement nulles en période de stabilité hydrologique (grande saison chaude). Les variations saisonnières des prises par jour de mer sont donc négativement corrélées à la température, de façon significative.

On a cherché si la relation prise-intensité du refroidissement était vérifiée sur une base pluri-annuelle et non plus seulement saisonnière. L'examen des variations annuelles de l'indice d'upwelling (fig.2 b) montre certaines similitudes avec les prises. Cependant, que l'on calcule la corrélation (fig. 3) avec l'ensemble des don-

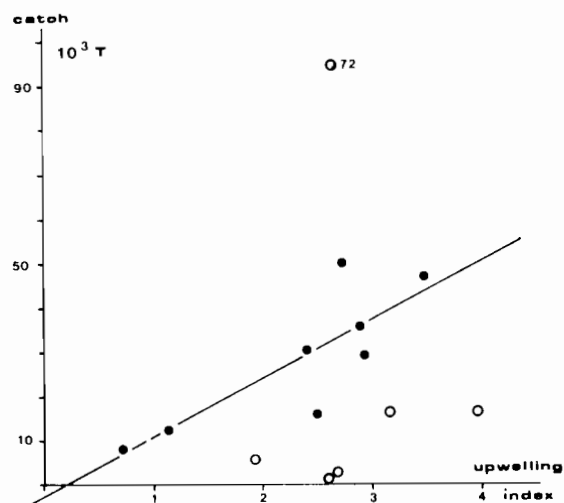


Figure 3  
Corrélation prise de *S. aurita* - indice d'upwelling, la régression prédictive ne tient compte que des valeurs des périodes 1966-1971 et 1978-1979 (points noirs).

Correlation between *S. aurita* catch and upwelling index, predictive regression including only the 1966-1971 and 1978-1979 periods (black dots). Open circles : 1972 to 1977.

Tableau 2

Détails des prises de *S. aurita* par pays et par type de pêche (en tonnes). Les rendements (prises en tonnes par jour de pêche) sont calculés de façon différente au Ghana et en Côte-d'Ivoire, dont les P.U.E. avant et après 1975 ne sont pas strictement comparables. Les senneurs ivoiriens ont réalisé jusqu'en 1972 une part importante de leurs prises devant le Ghana (d'après ORSTOM, 1976; FAO, 1980).

Annual landings of *S. aurita* by country and by type of fishing gear (in tons). Yields (t/fishing day) are calculated differently for Ghana and for the Ivory Coast. CPUE for the Ivory Coast are not strictly comparable before and after 1975. Ivorian purse-seiners accounted for an important part of the catch off Ghana until 1972 (from ORSTOM, 1976 and FAO, 1980).

Années	Côte-d'Ivoire		Ghana			Togo
	Prises senneurs	P.U.E. senneur en C.I.	Pirogues	Prises Senneurs	P.U.E. Senneurs	Pirogues
1963	500		5 500	1 960		
1964	10 900		22 250	7 180		
1965	4 300		2 350	1 550		
1966	5 774		4 200	5 800		
1967	10 930	1.02	25 200	11 000		
1968	3 941	0.38	2 500	1 800		
1969	7 304	0.65	15 900	6 600	0.33	
1970	10 911	0.68	14 700	4 800	0.48	
1971	4 614	0.25	27 492	3 724	0.34	
1972	7 676	1.24	72 350	14 716	1.10	
1973	502	0.03	4 701	615	0.06	
1974	29	0.09	1 409	260	0.05	
1975	9	0.01	1 930	131	0.03	
1976	1 047	0.01	12 009	1 790	0.30	159
1977	937	0.28	13 611	2 347	0.86	50
1978	3 628	0.57	40 257	6 117	2.21	830

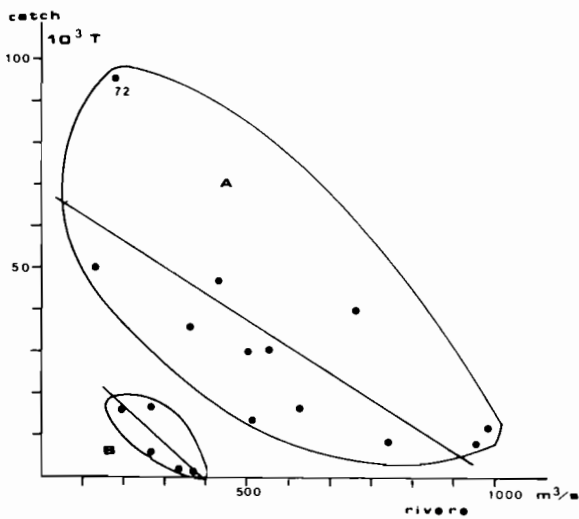


Figure 4  
Corrélation prise de *S. aurita* - débit des fleuves Bandama et Comoé (régressions prédictives).

A : population « normale » (1963 à 1972 et 1978-1979),  
B : population surexploitée, se reconstituant (1973-1977).

Correlation between *S. aurita* catch and Bandama and Comoé rivers flow (predictive regressions).

A : « normal » population (1963 to 1972 and 1978-1979),  
B : overfished, « recovering » population (1973 to 1977).

nées ( $r = 0,27$  pour 12 d.d.l.), ou que l'on élimine l'année 1972, très particulière ( $r = 0,40$  pour 11 d.d.l.), la corrélation n'est pas significative.

La comparaison des variations annuelles des prises avec le débit des fleuves Bandama et Comoé montre une coïncidence entre les années sèches et les pêches exceptionnelles (fig. 2 a et b).

Si l'on considère l'ensemble des années (fig. 4), la dispersion des points est considérable et la corrélation ( $r = 0,36$ ) n'est pas significative. Cependant, il apparaît sur le diagramme de dispersion que les points se répartissent en deux populations statistiques. Le nuage principal comprend la quasi-totalité des points (12), le nuage secondaire ne comprenant que les 5 années consécutives à 1972. Dans chacun de ces ensembles, la liaison des deux paramètres est significative : à 1 % pour le plus grand nombre de données ( $r = 0,75$ ), à 5% dans l'autre cas ( $r = 0,82$ ).

On aurait donc deux états du stock dont les prises annuelles seraient négativement corrélées avec le débit des grands fleuves. La relation « normale » étant caractérisée par la régression :

$$\text{Prise}_{(T)} = - 62,77 \text{ Débit}_{(m^3/s)} + 68\ 764,$$

tandis que de 1973 à 1977 la régression est :

$$\text{Prise}_{(T)} = - 89,96 \text{ Débit}_{(m^3/s)} + 34\ 172.$$

Le calcul de deux régressions et corrélations distinctes, au vu de la dispersion des points sur le diagramme (fig. 4) peut paraître un artifice ôtant toute valeur aux tests statistiques. En fait, cette séparation peut être interprétée en termes de dynamique des populations : à un stock normal succède une phase de bas stock reproducteur « surpêché » (1972 à 1975), mais dont les

recrutements s'améliorent néanmoins (1976, 1977) et sont capables de régénérer progressivement un stock « normal ».

Si l'on accepte cette interprétation, il est permis de revenir sur la relation prise-upwelling (fig. 3). En éliminant les années de surpêche (1972 à 1977), la corrélation devient significative à 1 % ( $r = 0,82$ ). On ne peut donc rejeter l'hypothèse d'une influence du refroidissement sur les captures de sardinelles. Notons cependant que les événements exceptionnels (année de surpêche ou stock à un très bas niveau) échappent à cette explication, alors qu'ils sont interprétés par une relation prise-débit.

Ceci laisse supposer l'existence d'une relation inverse upwelling-crues.

Il existe sur toute la planète une relation entre l'existence d'upwelling et la présence d'une côte aride (bordure orientale des océans). Sur la côte nord du golfe de Guinée, où les upwellings ne durent que quelques semaines chaque année, on observe cette relation, atténuée. La couverture forestière est en effet interrompue du Cap des Trois Pointes à la frontière du Nigeria. Cette déforestation est très vraisemblablement d'origine anthropique, mais elle correspond parfaitement à un déficit pluviométrique. Le long du littoral, ce déficit marqué par l'isohyète 1 250 mm (OUA, 1968) qui correspond aux limites de l'upwelling saisonnier, à l'exception de la Côte-d'Ivoire proprement dite, plus arrosée pour des raisons topographiques et orographiques.

On admet en effet que le refroidissement de l'air par l'upwelling stabilise les couches inférieures et empêche la convection. Devant la Côte-d'Ivoire, Varlet observe que la température de la mer est de 1,4 à 1,5 °C inférieure à celle de l'air au mois d'août. Cet abaissement de température entraînerait la formation d'un anticyclone local (*in* Longhurst, 1962). On peut en effet remarquer que tout au long de la côte ouest-africaine les périodes d'upwelling sont des saisons plus ou moins sèches. Même sur la côte nord du Golfe de Guinée on observe une interruption des pluies sur le littoral en août, c'est-à-dire au plus fort du refroidissement. Il est vrai que le F.I.T. occupe alors sa position la plus boréale.

Cette relation saisonnière entre upwellings et précipitations existe-t-elle à l'échelle interannuelle? Longhurst (1964) estime que les « upwellings de saison sèche » ne se produisent pas avec force chaque année à Lomé, et qu'ils peuvent même ne pas apparaître du tout à Lagos. Bakun (1978), sur une série de 5 ans seulement, avait observé que les années de forts upwellings au Ghana coïncidaient avec des périodes de précipitations côtières inférieures à la normale et étaient associées à de bonnes pêches de *S. aurita*. Hisard (1980) observe que les faibles upwellings en Côte-d'Ivoire coïncident avec de fortes pluies sur le littoral. Hisard et Piton (1982) étendent cette observation à l'ensemble du Golfe de Guinée. Bien qu'il n'y ait pas de relation simple entre les précipitations sur la côte et le débit des fleuves Bandama et Comoé dont le bassin versant s'étend jusqu'en zone sahéenne, nous observons (fig. 5) une relation inverse entre l'indice d'upwelling à Abidjan et le débit de ces

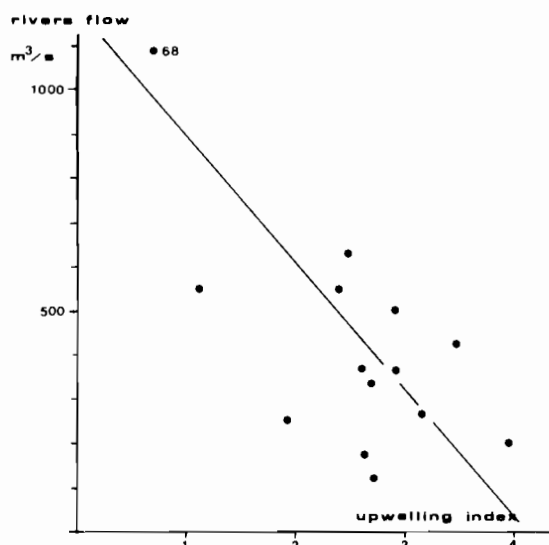


Figure 5  
Corrélation indice d'upwelling - débit des fleuves, régression fonctionnelle (1966 à 1979).  
Correlation between upwelling index and rivers flow, functional regression (1966 to 1979).

fleuves ( $r = -0,65$ ). Ces corrélations, plus ou moins établies statistiquement, tendent à montrer que la relation spatiale « upwelling - côte aride » est probablement vérifiée chronologiquement lors des changements climatiques : « année froide (à fort upwelling) - année sèche (déficit de précipitation) ».

Bien qu'upwelling et sécheresse soient plus ou moins liés, il serait intéressant de chercher lequel des deux phénomènes est le plus corrélé avec les pêcheries de *S. aurita*. Mais un calcul de corrélation partielle ne nous apporte pas de réponse. En effet pour la période 1966-1971 et 1978-1979 (après élimination des années où le stock surpêché n'a pas retrouvé son équilibre), les corrélations partielles prise-débit et prise-upwelling sont respectivement :  $-0,598$  et  $+0,620$ , c'est-à-dire non significativement différentes en valeurs absolues.

Par contre la corrélation multiple reliant les prises aux débits et aux indices d'upwelling est très élevée ( $r = 0,89$ ) et justifie le calcul d'une régression multiple :

$$\text{Prises}_{(T)} = -8869 + 171,2 (\text{indice d'upwelling}) - 4,781 (\text{débit moyen}),$$

en très bon accord avec les observations (1966-1971 et 1978-1979) puisqu'elle extrait 71 % de la variance des prises de cette période.

#### SURPÊCHE : UNE EXPLICATION ÉCOLOGIQUE?

L'incidence négative d'une année sèche sur le zooplancton néritique a été montrée au large de la Côte-d'Ivoire. Il est donc surprenant de voir les années les plus sèches produire le maximum de sardinelles!

L'explication de cette contradiction apparente pourrait tenir au comportement de *S. aurita* vis-à-vis de son

environnement hydrologique. Sa migration saisonnière vers la côte et la surface en saison froide, les périodes de l'année où les captures sont les meilleures (upwelling), prouvent clairement une préférence pour les eaux froides, salées, à teneur élevée en plancton.

Or, sur le littoral ivoiro-ghanéen, la période de crue coïncide avec celle de l'upwelling. Plus exactement : une première crue des fleuves côtiers en juin précède ou accompagne les premiers upwellings. Le refroidissement s'intensifie jusque fin août, puis diminue, et tout upwelling cesse en octobre. Mais à partir du mois d'août et jusqu'en novembre, a lieu la crue principale des grands fleuves. Les deux phénomènes ont un effet dynamisant sur le zooplancton; les crues semblent, néanmoins, le facteur limitant (Binet, 1979).

On peut donc supposer — vu la liaison négative upwelling-crue — que les années à forte pluviométrie et faible upwelling, le maximum planctonique s'étend plus au large que les années sèches à refroidissement intense.

Étant donné leurs exigences thermohalines et trophiques, les *S. aurita* seront vraisemblablement concentrées plus près de la côte et près de la surface les années sèches, tandis que les années de fortes crues sans refroidissement superficiel, elles demeureront en profondeur dans la zone néritique externe.

Or la pêche à la senne se pratique à vue, lorsque des bancs sont repérés en surface. On conçoit qu'un déplacement du stock vers la surface et la côte accroisse sa vulnérabilité vis-à-vis des sardiniers dont les sennes peuvent presque atteindre le fond et empêcher toute fuite du banc. D'autre part, au-dessus de fonds très faibles où les sardiniers ne peuvent pêcher (écueils, risque d'être jeté à la côte par la barre), les pirogues peuvent réaliser des pêches exceptionnelles. Ce fut le cas en 1972 où la pêcherie artisanale a réalisé une grande partie des captures. Inversement si les *S. aurita* demeurent en subsurface et au-dessus de fonds importants (70 m), elles seront notablement plus difficiles à repérer et à « caler » (échappement sous la senne). Le temps passé en recherche des bancs diminuera les rendements de la pêcherie.

#### DISCUSSION

Cette hypothèse est en bon accord avec les fluctuations observées jusqu'en 1972 et après 1977. Mais, manifestement, durant les cinq années consécutives à 1972, il est nécessaire de faire intervenir d'autres phénomènes pour expliquer la faiblesse des mises à terre. Il y a très certainement eu « surpêche », le stock reproducteur a été décimé. La raréfaction des larves de *S. aurita* dans le plancton en est une preuve (ORSTOM, 1976). Cette surpêche a été favorisée par une disponibilité exceptionnelle du poisson, due notamment à la sécheresse et aggravée par une modification de l'environnement pélagique due, en grande partie également, à la sécheresse. Il est réconfortant, mais presque étonnant, de noter que malgré un contexte écologique défavorable, la population de *S. aurita* semble depuis 1978 avoir

retrouvé un équilibre démographique. Outre l'importance des captures en 1978, la situation des points 78 et 79 au sein du « nuage » caractérisant la relation « normale » entre prises, upwellings et crues (fig. 3 et 4) est un indice de la récupération du stock, après une modification passagère de l'écosystème.

A l'appui de cette interprétation viennent, d'une part les signes d'amélioration de l'environnement : augmentation de la biomasse secondaire depuis 1976, du débit moyen des fleuves en 1979, diminution des populations de balistes en 1978-1979; d'autre part les observations de Caverivière (1979) sur les poissons démersaux ivoiriens. En effet la position des points prises-effort de pêche pour ces stocks permet de trouver deux courbes d'équilibre différentes : avant 1971 et de 1972 à 1977. Il est remarquable que dans ce cas également, les points 78, 79 et 80 soient revenus sur la première courbe.

Il existe de nombreuses pêcheries pélagiques côtières qui subissent des fluctuations plus ou moins importantes. Nous n'en examinerons que deux pour montrer qu'il n'y a pas de contradiction avec le schéma précédent : une anomalie climatique accroît la disponibilité et favorise une surpêche qui peut devenir catastrophique si l'écosystème est perturbé par cette anomalie et ne permet pas un « rétablissement » rapide du stock.

De la Guinée à la Mauritanie existe un stock de *S. aurita* parfaitement distinct de celui de Ghana-Côte-d'Ivoire, et considérablement plus important. La prise totale de sardinelles est passée progressivement de 36 000 t en 1964 à 378 000 t en 1972, pour redescendre ensuite à 215 000 t en 1976 (Boely, Fréon, 1979). Depuis les années 1970 la plus grande partie de ces débarquements sont le fait d'une pêcherie hauturière. Il est remarquable que l'année 1972 soit marquée par d'excellents rendements tant pour les chalutiers et senneurs hauturiers (*loc. cit.*) que pour les sardiniers dakarois (Fréon *et al.*, 1979). Comme dans l'exemple ivoiroghanéen, c'est la très abondante classe d'âge 1971 qui fournit l'essentiel de ces prises. Rébert (1979) a relié les anomalies de la prise par unité d'effort de cette dernière pêcherie à celle de la composante Nord du vent (indiquant l'upwelling). Il lui semble que cela corresponde moins à des variations de la taille du stock qu'à des modifications des migrations. Dans cet exemple le risque de surpêche catastrophique semble limité car le facteur accroissant la disponibilité (upwelling) a un effet enrichissant sur la chaîne alimentaire, donc un effet régulateur.

Bien que les échelles de grandeur ne soient pas comparables, les aléas de la pêcherie de la sardinelle ivoiroghanéenne rappellent davantage ceux de l'anchois du Pérou. On attribue les fluctuations des prises aux caprices d'El Niño, le courant chaud et dessalé qui s'étend vers le sud, recouvrant les eaux d'upwelling ou les bloquant à la côte. En l'absence d'upwelling, toute la chaîne alimentaire est appauvrie, ce qui entraînerait une diminution du stock d'anchois : 10 millions de tonnes pêchées en 1971, 2 millions seulement en 1973 (Jordan, 1980). Mais l'effondrement des pêches qui se produit les années d'El Niño, n'est pas seulement dû à l'affaiblissement de la chaîne alimentaire, mais aussi à

une surpêche et peut-être à des variations de disponibilité des populations.

Durant les années « normales », de grandes quantités d'anchois se trouvent à la côte en été et s'en éloignent en hiver, quand l'upwelling amène en surface et près de la côte des eaux pauvres en oxygène (Canon, 1978). L'upwelling diminuerait donc la disponibilité du stock et le protégerait d'une surpêche.

En 1970, 42 % seulement des pêches proviennent des 10 premiers milles. Juste avant l'El Niño de 1972, des concentrations d'anchois inhabituelles ont été observées à la côte (Valdivia, 1980). Pendant le phénomène lui-même ces grandes densités de poisson sont restées près de la côte en migrant vers le sud (91 % des prises effectuées dans les 10 premiers milles en 1972). En 1973, les agrégats inaccessibles en 1972 sont devenus plus abondants près des côtes (88 % des prises dans les 10 premiers milles). On voit donc que le phénomène hydrologique a pu jouer sur la disponibilité en concentrant les poissons dans une aire côtière réduite et faciliter la surpêche, qui a touché — ici aussi — des jeunes ou des immatures. Cette surpêche a eu des conséquences d'autant plus graves que tout l'écosystème était appauvri.

## CONCLUSION

La possibilité d'interpréter les fluctuations annuelles de capture en termes de vulnérabilité aux engins de pêche en fonction des aléas climatiques et hydroclimatiques prouverait que ces fluctuations sont dues à la disponibilité du stock et non à sa taille elle-même. Si une telle hypothèse était prouvée, elle montrerait l'insuffisance des méthodes classiques de dynamique des populations pour la gestion des stocks pélagiques capables de migration. En effet, tout le volume écologique qui leur est favorable ne peut être échantillonné par une flotille; ce qui permet d'ailleurs à la population halieutique de maintenir un nombre de reproducteurs suffisant! Inversement, surviennent des aléas climatiques augmentant la disponibilité des poissons; le stock risque alors d'être dramatiquement atteint.

Où se situe la limite entre exploitation rationnelle et surexploitation? Les fluctuations observées depuis 1963 montrent que des fortes pêches (40 à 50 000 t) sont suivies de mauvais rendements l'année suivante. Mais, d'une part ces mauvais rendements (8 000 t) ne sont pas vraiment catastrophiques et ne durent guère plus d'une année, d'autre part, sur les diagrammes reliant les prises aux paramètres hydroclimatiques, les années de bonne et de mauvaise pêche semblent appartenir à une même population statistique traduisant un certain équilibre entre prise et caractéristiques du milieu (disponibilité). Au contraire la pêche de 1972 (94 000 t) s'écarte clairement de la relation normale prise-débits, et très fortement de la droite prise-upwelling. Quant aux années 1973 à 1977, elles forment une autre population statistique dans laquelle une relation prise-environnement différente, signale vraisemblablement le mauvais état démographique de la population de *S. aurita*.

La prise maximale équilibrée avait été estimée à 30 000 t à partir des statistiques de 1965 à 1971 (*in* Boély, Fréon, 1979). Au vu des données existantes, il n'est pas sûr qu'il y ait réellement « surpêche » jusque vers 40 000 t. Mais il est évident qu'il faudrait pouvoir limiter la pêche au-delà de ces débarquements, en particulier les années sèches.

Au terme d'une année de pêche, la comparaison du tonnage effectivement débarqué avec celui que prévoit la régression multiple, fonction de paramètres environne-

mentaux, pourrait donner une indication sur l'état démographique du stock, compte tenu de l'effort de pêche déployé.

## Remerciements

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous mes collègues qui ont aidé à la réalisation de ce travail, et plus particulièrement à MM. A. Fonteneau, A. Caverivière, R. Chuchla et F. Conand.

## RÉFÉRENCES

- Bakun A.**, 1978. The Guinea current upwelling, *Nature*, **271**, 147-150.
- Binet D.**, 1976. Biovolumes et poids secs zooplanctoniques en relation avec le milieu pélagique au-dessus du plateau ivoirien, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **14**, 4, 301-326.
- Binet D.**, 1977. Cycles biologiques et migrations ontogéniques chez quelques copépodes pélagiques des eaux ivoiriennes, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **15**, 2, 111-138.
- Binet D.**, 1979. Le zooplancton du plateau continental ivoirien. Essai de synthèse écologique, *Oceanol. Acta*, **2**, 4, 397-410.
- Binet D., Suisse de Sainte-Claire E.**, 1975. Le copépode planctonique *Calanoides carinatus*. Répartition et cycle biologique au large de la Côte-d'Ivoire, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **13**, 1, 15-30.
- Boély T., Fréon P.**, 1979. Les ressources pélagiques côtières, *in* : Les ressources halieutiques de l'Atlantique centre-est. 1. Les ressources du Golfe de Guinée de l'Angola à la Mauritanie, *FAO Doc. Tech. Pêches*, **186**, 1, 13-78.
- Canon C.J.R.**, 1978. *Distribucion de la anchoveta* (*Engraulis ringens Jenyns*) en el norte de Chile en relacion a determinadas condiciones oceanograficas, Instituto de Fomento Pesquero, Santiago (Chile), Invest. Pesq. (Santiago), **30**, 128 p.
- Caverivière A.**, 1979. Estimations des potentiels de pêche des stocks démersaux ivoiriens, *Doc. Sci. C.R.O. Abidjan*, **10**, 2.
- Conand F.**, 1977. Oeufs et larves de la sardinelle ronde (*Sardinella aurita*) au Sénégal : distribution, croissance, mortalité, variation d'abondance de 1971 à 1976, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **15**, 3, 201-214.
- Conand C.**, 1977. Contribution à l'étude du cycle sexuel et de la fécondité de la sardinelle ronde, *Sardinella aurita* : pêche sardinière dakaroise en 1975 et premier semestre 1976, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **15**, 4, 301-312.
- Dia A.E.K.**, 1972. *Étude de la nutrition de certains Clupéidés de Côte-d'Ivoire. Projet de développement de la pêche pélagique côtière*, Ministère de la production animale. R/S 11/72, 33 p.
- FAO**, 1976. Rapport terminal du Projet FI : DP/IVC/66/506 : *Étude et mise en valeur des ressources en poissons pélagiques côtiers. Conclusions et recommandations*, FAO Rome.
- FAO**, 1980, *Rapport du groupe de travail ad hoc sur les sardinelles des côtes de Côte-d'Ivoire-Ghana-Togo*, COPACE/PACE Séries 80/21 (Fr.), FAO, Rome, 73 p.
- Fréon P., Stequert B., Boély T.**, 1979. Les pêches sénégalaises. Description et analyse des captures et des rendements des principales espèces pélagiques côtières, *in* : *Rapport du groupe de travail ad hoc sur les poissons pélagiques côtiers ouest-africains de la Mauritanie au Libéria (26° N à 5° N)* COPACE/PACE Séries 78/10 (Fr.), FAO, Rome, 27-62.
- Gerlotto F., Stequert B., Barbiéri M.A.**, 1980. Premiers résultats d'observations sur la biologie de *Balistes caprisus*, dans la partie occidentale du Golfe de Guinée, *in* : *Rapport du groupe de travail ad hoc sur les sardinelles des côtes de Côte-d'Ivoire - Ghana - Togo*, COPACE/PACE Séries 80/21 (Fr.), FAO, Rome, 30-48.
- Hisard Ph.**, 1980. Observation de réponses de type « El Niño » dans l'Atlantique tropical oriental, Golfe de Guinée, *Oceanol. Acta*, **3**, 1, 69-78.
- Hisard Ph., Piton B.**, 1982. Interannual variability in the eastern tropical Atlantic during the last decades. *Proceedings SCOR WG-47 meeting in Venice, Italy, April 27-30, 1981; Nova/NYIT Press, Dania, Florida*.
- Hunter J.R., Kimbell C.A.**, 1980. Egg cannibalism in the northern anchovy, *Engraulis mordax*, *Fish. Bull.* **78**, 3, 811-816.
- Jordan R.S.**, 1980. Biology of the anchoveta. 1 : Summary of the present knowledge, *Proceedings of the Workshop on the phenomenon known as « El Niño », Unesco, Paris*, 249-276.
- Lasker R.**, 1975. Field criteria for survival of anchovy larvae : the relation between inshore chlorophyll maximum layers and successful first feeding, *Fish. Bull.* **73**, 3, 453-462.
- Le Borgne R., Binet D.**, 1979. Dix ans de mesure de biomasse de zooplancton à la station côtière d'Abidjan : 1969-1979, *Doc. Sci. C.R.O. Abidjan*, **10**, 2, 165-176.
- Longhurst A.R.**, 1962. A review of the oceanography of the Gulf of Guinea, *Bull. IFAN*, **24**, sér. A, 3, 633-663.
- Longhurst A.R.**, 1964. The coastal oceanography of Western Nigeria, *Bull. IFAN*, **26**, sér. A, 2, 337-402.
- Longhurst A.R.**, 1971. The clupeoid resources of tropical seas, *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **9**, 349-385.
- Marchal E.**, 1966. Fluctuations de la pêche des sardinelles en Côte-d'Ivoire, *Doc. Sci. Prov. C.R.O. Abidjan*, **1** S.R., 16 p.
- Mensah M.A.** 1974. The occurrence of the marine Copepod *Calanoides carinatus* (Krøyer) in Ghanaian waters, *Ghana J. Sci.*, **14**, 2, 147-166.
- ORSTOM**, 1976. *Rapport du groupe de travail sur la sardinelle des côtes ivoiro-ghanéennes*, Fishery Research Unit Tema, Centre de Recherches Océanographiques Abidjan, ORSTOM, 62 p., 27 fig.
- OUA**, 1968. *Atlas international de l'ouest africain*, sous les auspices de l'Organisation de l'Unité Africaine, Commission scientifique, technique et de la recherche.
- Privé M., Corre D.**, 1979. *Les stations côtières fixes de la côte ouest-africaine. Valeurs et graphiques annuels T et S‰‰ II. Côtières de Côte-d'Ivoire*, Doc. Tech. BC, Antenne ORSTOM COB (Centre Océanologique de Bretagne), Brest.
- Privé M., Corre D.**, 1981. *Les stations côtières fixes de la côte ouest-africaine. Valeurs et graphiques annuels T et S‰‰. Nouvelles acquisitions. Mise à jour 31.12.79*, Doc. Tech. BC 21, Antenne ORSTOM COB (Centre Océanologique de Bretagne), Brest.
- Rébert J.P.**, 1979. Un essai d'interprétation de l'influence des conditions de milieu sur les rendements de la pêche industrielle dakaroise de *Sardinella aurita*, *in* : *Rapport du groupe de travail ad hoc sur les poissons pélagiques côtiers ouest-africains de la Mauritanie au Libéria (26° N à 5° N)*, COPACE/PACE Séries 78/10 (Fr.), FAO, Rome, 105-108.
- Troadek J.P., Clark W.G., Gulland J.A.**, 1980. A review of some pelagic fisheries in other areas. ICES Symposium on the biological basis of pelagic fisheries and their management, *Rapp. P.-V. Réun. Cons. Int. Explor. Mer.*, **177**, 252-277.
- Valdivia J.**, 1980. Biological aspects of the 1972-1973 « El Niño » phenomenon. 2 : The anchovy population. *Proceedings of the Workshop on the phenomenon known as « El Niño », Unesco, Paris*, 73-81.



## Eastward Flows of the South Equatorial Central Pacific

GÉRARD ELDIN<sup>1</sup>

Centre ORSTOM de Nouméa, B.P. 45 Noumea Cédex, New Caledonia

(Manuscript received 30 August 1982, in final form 13 April 1983)

### ABSTRACT

Data obtained during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment in the central Pacific from the Equator to 17°S are used to study the variability of the two eastward flowing currents in the area: the South Equatorial Countercurrent (SECC), and the South Subsurface Countercurrent (SSCC). The meridional position of the SECC varies between 7 and 14°S, and its transport is affected by the wind stress west of 160°W. In contrast to observations in the eastern Pacific, the SSCC shows seasonal variations and extends as far south as 10°S in austral winter.

### 1. Introduction

The existence of eastward flows in the Equatorial South Pacific has often been described from geostrophic calculations. Previous works, reviewed below, indicate the existence of at least two types of currents, a shallow one around 10°S and a stronger one below the thermocline at about 5°S.

However, because of the randomness in space and time of the measurements, questions arose concerning the continuity of the flows throughout the ocean, and their variability. In particular, important variations in the hydrology and transport of the surface current were described. The subsurface countercurrent, although well defined eastward of 130°W, was not shown to be well separated from the Equatorial Undercurrent in the Western Pacific.

The first evidence of what was named the South Equatorial Countercurrent (SECC) was given by Reid (1959, 1961). His data indicated a subsurface eastward current from 165°E between 2 and 5°S to 95°W and between 10 and 14°S at depths of 300–400 m. At the sea surface, the data indicated an eastward flow between 169 and 135°W at 9°S. An eastward flow in the extreme east Pacific was found later in austral summer (Wooster, 1961) at 95°W, and between 5 and 8°S with maximum velocity at a depth of 100–200 m. In the western Pacific, Jarrige (1968) found an eastward flow at 170°E, around 10°S, extending from the surface to 500 m depth, corresponding to a minimum in surface salinity (34.0–34.8‰), in contrast to the reports of Reid and Wooster that the deeper flow was associated with a tongue of higher salinity (>34.9‰). Hence Jar-

rige suspected the possibility of the existence of two different eastward currents. From earlier measurements at 172°W, Tsuchiya (1968) independently raised the same question in spite of a different hydrology, proposing a shallow, saline current near 8°S and a deeper and less saline one at 5°S.

In the eastern Pacific, from the results of the *Eastropac* cruises between 126 and 86°W, Tsuchiya (1975) showed the existence of an eastward relatively stable current between 4 and 8°S and at depth from 150–250 m with a transport of  $\sim 4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . The *Eastropac* atlas (Love, 1971) also shows a weak and variable shallow flow at 8–10°S, different in its hydrology from the deep current. Following Tsuchiya, we call the shallow and deep flows South Equatorial Countercurrent (SECC) and South Subsurface Countercurrent (SSCC), respectively.

The zonal extension of the SECC is subject to controversy. Although previous authors generally supposed a continuous surface flow throughout the Pacific, Donguy *et al.* (1976) showed the possibility of two different systems of eastward surface currents 1) two low-salinity (<35.5‰) flows at 10° and 18°S, west of 160°W extending from the Coral Sea; and 2) one higher-salinity (>35.5‰) flow at 10°S and 150°W. The South Subsurface Countercurrent, distinct from the Equatorial Undercurrent (EUC) in the Eastern Pacific, is, however, joined to it at 170°E (Hisard and Rual, 1970). At 170°W it was found to reach the surface at 5°S (Donguy *et al.*, 1974).

In this study we use part of the measurements obtained during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment from 5 to 17°S and along three meridians: 150, 153, and 158°W. These data provide, for the first time, a regular coverage of the hydrology of this region for more than one year, and allow more precise determination of the spatial (both depth and latitude)

<sup>1</sup> Currently visiting with the Department of Oceanography, Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii

distribution, and the seasonal variability of the eastward flows in the South Equatorial Pacific.

## 2. Data

Details concerning the organization of the Experiment and the tracks followed in each cruise are given by Wyrski *et al.* (1981). Of the 15 cruises of the Experiment, 14 covered the South Pacific from the equator to 17°S, all at 150°W, from March 1979 to May 1980. Temperature and salinity data from CTD measurements (Williams, 1981) are used to compute dynamic height differences and geostrophic velocities between stations 1° apart, relative to 1000 db. Velocities are computed every 10 db from 0–1000 db, poleward of 2° latitude because the geostrophic calculations become less precise toward the equator. Zonal volume transport is given by integration over depth, excluding all zonal velocities less than 5 cm s<sup>-1</sup> in magnitude, in order not to overestimate transport. Large zones of very weak geostrophic flow (1–2 cm s<sup>-1</sup>) found by calculation are indeed not significant but by integration would lead to an important error in transport. Table 1 gives the principal results of these geostrophic calculations.

In addition, AXBT temperature data from 30 of the 35 Shuttle Experiment trans-equatorial flights along 150, 153, and 158°W (Stroup *et al.*, 1981) are used together with salinity from average *T-S* relationships to compute geostrophic velocities relative to 300 db. However, as the profiling-current-meter data (Firing *et al.*, 1981) show that currents of the order of 5 cm s<sup>-1</sup> are often present at 300 db, these calculations are not sufficiently accurate to determine absolute velocities and transport. They can only be useful to indicate the variability of the surface flow. Seven-day averaged wind velocity and direction obtained from satellite measurements of cloud velocity

during the same period over the South Pacific from 170°E to 130°W are used to assess the importance of local wind stress in the variability of surface currents (Sadler and Kilonsky, 1981).

## 3. Average flow pattern

The temperature and salinity sections and the geostrophic velocities from 12 cruises, from the end of March 1979 to the beginning of March 1980, are averaged to obtain the mean hydrology and patterns of the currents of this period. These mean sections are given in Fig. 1. The most important feature in the temperature structure (Fig. 1a), is variation of the thermocline with latitude; its upper and lower boundaries can be characterized by the 26 and 14°C isotherms, respectively. North of 3°S the presence of the equatorial upwelling and presence of the Equatorial Undercurrent below contribute to a spread of the thermocline. Southward, the 26°C isotherm varies from 90 m at 3°S to 120 m at 8°S and rises again to 90 m at 17°S. The 14°C isotherm has a pronounced downslope from 180 m at 3°S to 350 m at 17°S, which induces a regular southward widening of the thermocline. At the surface a thick mixed layer of water warmer than 28°C is found; this warm layer reaches 80 m at 8°S and is the cause of the trough in the 26°C isotherm. This vertical distribution is typical of the South Pacific.

The 35.0‰ isohaline (Fig. 1b) follows almost exactly the path of the 14°C isotherm. Above it extends a tongue of high-salinity water, which is characteristic of the waters carried below the surface by the South Equatorial Current (Tsuchiya, 1968). Below the thermocline the patterns of temperature and salinity are similar, characterized by a northward widening of the isotherms and isohalines, especially important north of 5°S.

TABLE 1. Results of geostrophic calculations of the SECC and SSCC.

Shuttle cruise number	Date of section at 150°W	SECC			SSCC			
		Latitude of main branch (deg S)	Maximum velocity (cm s <sup>-1</sup> )	Transport (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Latitude of main branch	Depth of upper 5 cm s <sup>-1</sup> isotach (m)	Maximum velocity (cm s <sup>-1</sup> )	Transport (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
2	23–28 Mar 1979	13–14	18	2.8	3°–4°S	170	34	6.8
3	3–9 Apr 1979	11–12	9	2.5	3°–4°S	180	16	5.8
4	3–9 Jun 1979	12–13	10	2.7	4°–5°S	180	18	8.9
5	17–24 Jun 1979	12–14	9	2.1	3°–4°S	160	27	19.5
6	9–15 Aug 1979	12–13	16	3.2	4°–5°S	160	20	13.1
7	17–23 Aug 1979	13–14	8	1.7	6°–7°S	200	13	7.4
8	23–29 Oct 1979	9–10	11	1.9	6°–7°S	220	10	5.1
9	1–5 Nov 1979	8–10	15	6.2	4°–5°S	180	16	2.1
10	28 Dec–3 Jan	9–10	9	2.7	5°–6°S	180	14	6.0
11	8–13 Jan 1980	10–12	9	1.5	6°–7°S	260	7	1.6
12	9–15 Mar 1980	11–13	18	4.0	5°–7°S	220	10	4.9
13	17–23 Mar 1980	7–9	20	4.6	6°–7°S	220	18	7.5
14	8–14 May 1980	9–10	12	2	—	—	—	0.0
15	18–23 May 1980	16	9	<1	6°–7°S	220	14	7.4

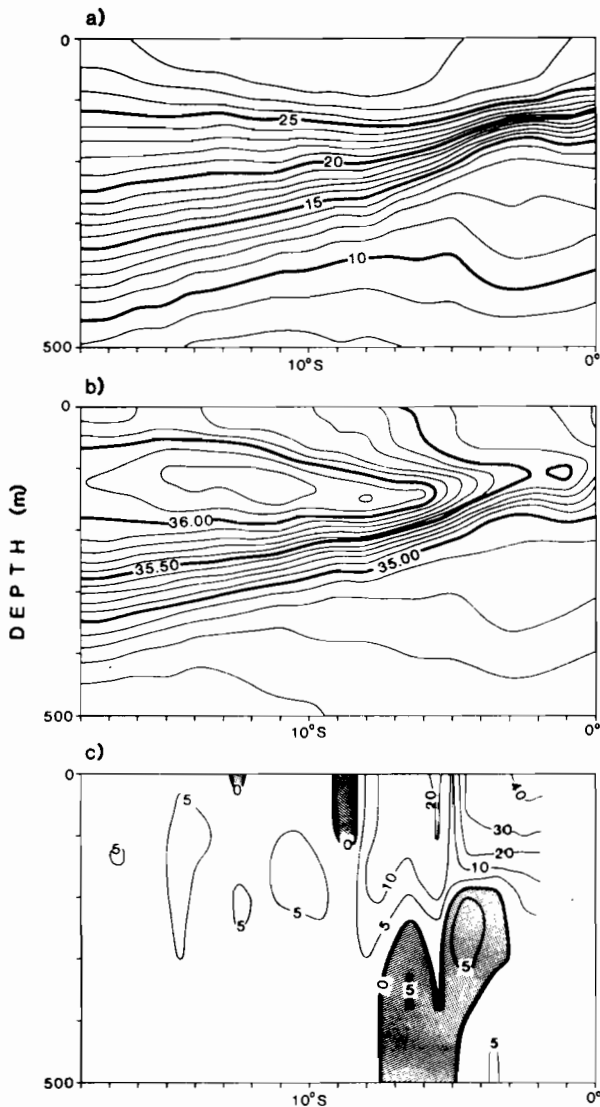


FIG. 1. (a) Temperature, (b) salinity from CTD measurements and (c) geostrophic velocity relative to 1000 db, averaged for 12 cruises at 150°W from March 1979 to March 1980. Zones of eastward flow are shaded. Velocities in  $\text{cm s}^{-1}$ .

On the averaged geostrophic velocity section (Fig. 1c), the South Equatorial Current is found to extend to at least 17°S. Most of its flow is, however, concentrated north of 8°S. The mean SECC appears only south of this latitude, composed of two thin branches of about 1° width, the more important at 8–9°S, 120 m thick; another at 12°S only 30 m thick.

The mean eastward geostrophic velocities are very weak, less than  $5 \text{ cm s}^{-1}$  in the surface flow. As shown in Table 1, the latitudes of the SECC, and in a lesser way of the SSCC, vary in time: thus, at a given latitude the flow fluctuates from eastward to westward, leading to low annual average values. The eastward transports, however, are computed for each cruise for the corresponding current position and then averaged.

This calculation leads to a SECC annual mean transport of  $3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

The flow of the SECC is restricted to the surface mixed layer and therefore is not associated with a significant variation in temperature; its range of salinity is from 36.0–36.3‰. Thus, on an annual average, the hydrology of SECC waters is not very different from the hydrology of those carried by the surrounding South Equatorial Current.

Below the thermocline, the SSCC extends from 3 to 8°S, its upper boundary following roughly the slope of the 14°C isotherm, descending southward from 200 to 240 m. Below 500 m, the average velocity is not significant, less than  $1 \text{ cm s}^{-1}$ . Individual cruise sections show that the  $5 \text{ cm s}^{-1}$  isotach can reach 600 m when the current is strongest, but its main flow is always situated above 400 m. Its annual mean transport is  $7.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Between 220 and 350 m, the core of the SSCC corresponds clearly to an inversion in the slope of the 10–12°C isotherms. The same inversion of the slope of the 34.8‰ isohaline, at the base of the core, indicates that north of 5°S the current carries water slightly more saline than the average. However, the main contribution to the density anomaly at the origin of the eastward geostrophic flow comes from the northward increase in temperature, reflected by the inversion of the slope of the isotherms. This inversion was present during all the observed sections.

#### 4. Seasonal variation

Because the SECC transport is small, always less than  $7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , the computed transport is not accurate and small fluctuations cannot be easily resolved. However, some features appear on a time-series of the eastward transport computed from CTD measurements, relative to 1000 db (Fig. 2a). The SECC transport computed from AXBT measurements relative to 300 db (Fig. 2b) is not reliable in absolute value, for the reasons explained before. Moreover, there is an evident lack of coherence between the three AXBT sections. This can be attributed to an important short-term variability of the hydrological variables. This variability is partly smoothed by CTD sections, which take a few days, instead of a few hours for AXBT sections.

From March to the beginning of August 1979, the surface flow stays below its average value of  $3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Although the surface flow presents several branches, the most important one remains south of 11°S. After August it moves slowly northward reaching 8–10°S at the beginning of November 1979 when its transport is maximum.

As the flow weakens, it is again found south of 9°S in January 1980. A secondary maximum is reached in March 1980. This time the flow is strong, first at 12°S and a week later at 8°S. At the end of May 1980

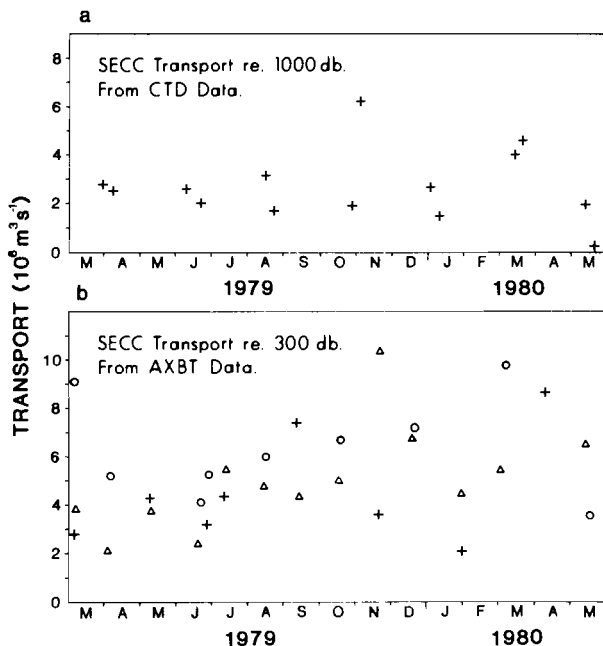


FIG. 2. (a) Time series of geostrophic transport of the SECC relative to 1000 db computed from CTD temperature and salinity data during 14 cruises of the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment at 150°W. (b) Time series of geostrophic transport of the SECC relative to 300 db computed from AXBT temperature measurements made during 30 flights of the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment and  $T-S$  relationship. Symbols: plus, 150°W; triangles, 153°W; circles, 158°W.

the eastward surface flow disappears north of 14°S and reappears south of 16°S, at the limit of the measurements, thus not allowing us to give a precise value for its transport at this time. A characteristic seasonal behavior cannot be inferred from the transport time series. The large transport fluctuations in time and space suggest the contribution of eddies detached from the SEC to the SECC flow. This contribution is impossible to evaluate quantitatively. But the most important point is the permanence, south of 7°S, of some eastward geostrophic transport, which is not a mere fluctuation of the SEC. Moreover, we may note that the two maxima in the flow do occur in austral summer, when the trade winds are usually weak.

The satellite cloud-motion measurement charts (Kilonsky, personal communication, 1982) show that west of 150°W, the trade winds blow regularly between the east-northeast and the east-southeast, with weekly mean speeds from 5–10 m s<sup>-1</sup>. This pattern is severely perturbed only three times during the Shuttle Experiment.

During the second half of October 1979, in the whole area from 5–15°S and west of 155°W to 170°E, the trades weaken and are replaced by slow and variable winds from southwest to northwest; they regain their previous strength only in mid-November. In

mid-December 1979 a strong northwest monsoon extends for a week to 160°W, south of 10°S, and is followed by another week of variable winds. From 20 January to 15 February 1980 the region west of 155°W is again subject to variable winds from the west sector.

The SECC flow maximum at the beginning of November 1979 is possibly associated with the corresponding weakening of the trades, but there is no flow increase in December 1979 and January 1980, after the monsoon had been strongest. There were no cruises in February 1980, during the other period of weak trades, but a strong SECC flow exists in March 1980.

Thus, location of the flow of the SECC does not seem to be tied clearly to the strength of the westerly winds, and a weakening of the westward wind stress west of 155°W appears to contribute to an increase in its transport at 150°W, after a delay of two to three weeks.

The surface temperature in the main branch of the SECC remains at more than 29°C until the beginning of June 1979 and then decreases to between 28 and 29°C until January 1980 when it again increases above 29°C. Therefore, the principal flow of the SECC always stays in the patch of warmer water south of 6–7°S, and its temperature varies accordingly. When the current is at a maximum, however, as in November 1979, its deepest part reaches well inside the thermocline. Fig. 3 shows the hydrology and geostrophic flow when the SECC is at this maximum in transport and meridional extension. During the 14 cruises, the salinity of the surface waters carried by the SECC varies in a wide range from 35.3 to 36.1‰. That variation can be explained by following the evolution of the field of salinity south of 7°S. The tongue of high salinity corresponding to the westward flow of the SEC, as shown in Fig. 1b, is indeed not constant in depth and thickness. The upper part of the 36.0‰ isohaline stays at 100 m depth from March to the beginning of June 1979. Then it rises progressively from the south, and the mean surface salinity south of 10–11°S remains above 36.0‰ until at least November 1979. The next cruise, in January 1980, shows that this isohaline is again below 50 m and remains between 50 and 100 m until the last cruise in May 1980. During 10 of the 14 cruises studied, the SECC is characterized by a surface salinity lower than that of the surrounding SEC water. The difference is generally slight, 0.1–0.3‰, but reaches 0.5‰ in March 1980 when the SECC transport is at a maximum. During the four cruises where the SECC does not correspond to a minimum of salinity in April and May 1979, and in May 1980, the tongue of high salinity is at its deepest position, and the eastward flow is located in a zone of salinity gradients.

Thus, as the branches of the SECC are thin and weak, and doubtless subject to much mixing and evaporation, the salinity of the current is perturbed

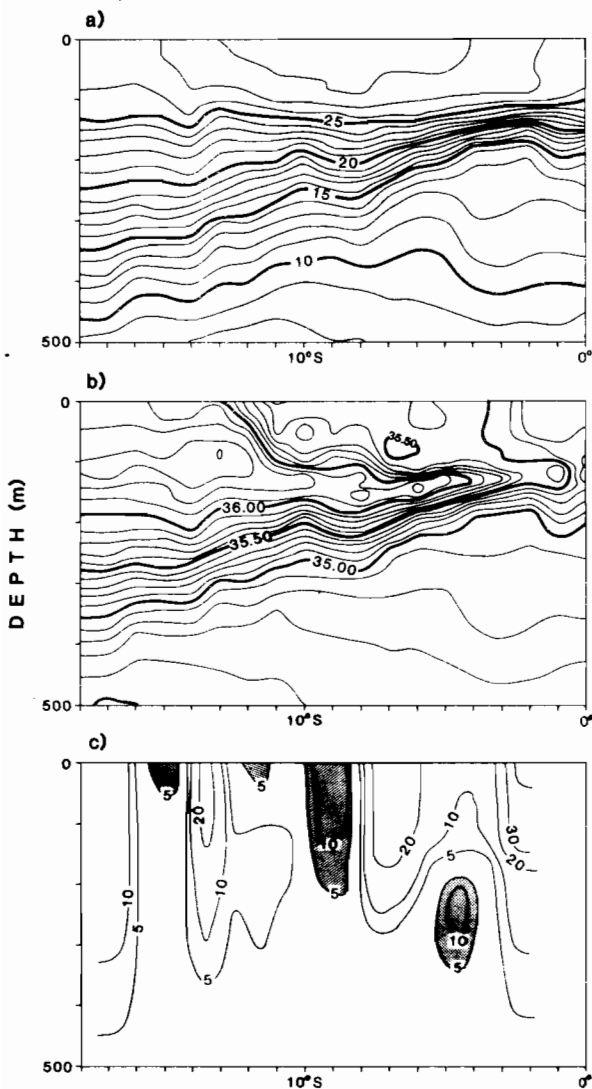


FIG. 3. (a) Temperature and (b) salinity from CTD measurements and (c) geostrophic velocity relative to 1000 db at 150°W in November 1979. Zones of eastward flow faster than 5 cm s<sup>-1</sup> are shaded.

by the seasonal variation found in the surface water. The SECC is, however, always characterized by warm water, and most of the time by lower salinity than the SEC water. This lower salinity may be in part caused by the heavy rainfall associated with the Intertropical Convergence Zone in austral summer. But the SECC is also characterized by a relative minimum of salinity in austral winter.

In contrast of the SECC, the position of the SSCC fluctuates little around its average value given in Fig. 1, and its transport is generally larger and more variable (Fig. 4). In March and April 1979 it is composed of two cores, the more important at 3–4°S and between 170 and 500 m, and the other, thinner, at 6–7°S and slightly deeper. Its transport is  $\sim 7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

and rises to a maximum of  $19.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in June 1979 after a third branch appears between 9 and 10°S and 400 m deep. At least two of the three flows are clearly marked by a northward downslope of the isotherms below 14°C and of the isohalines 34.6–34.9‰, indicating that they carry water warmer and slightly more saline than the surrounding water (Fig. 5). Its transport then decreases until November 1979 when only the northernmost branch subsists with a low value of  $2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

During the subsequent cruises, transport of the SSCC varies from  $2 \times 10^6$  to  $7.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and disappears totally at the beginning of May 1980, when an eastward surface flow appears from 4–6°S for only a few weeks. For three cruises, in April, August and October 1979, the current clearly extends north of 2°S and is, therefore, joined to the Equatorial Undercurrent (EUC). A thin flow (less than 1° wide) seems to link the SSCC to the surface at 4°S, through the thermocline, in August 1979 and January 1980. Because this flow is not indicated in the field of temperature and salinity as is the SSCC, it is probably only a temporary perturbation of the surface westward flow. The maximum in transport observed in July 1979 could in itself be only a transient, non-reproducible event. But we note that most of the other cruises carried out in austral winter also show a transport of the SSCC above the average.

Thus, the results of most of the cruises show that the SSCC is located closer to the Equator, and presents an increase in transport during austral winter, and that its core is associated with a relative maximum of salinity below the thermocline.

5. Discussion and conclusion

The above results present some new information on the kinds of eastward flows found in the Equatorial South Pacific. The successive cruises of the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment at 150°W show that the SECC is indeed characterized by warm water of salinity that is often lower than that of the water carried by

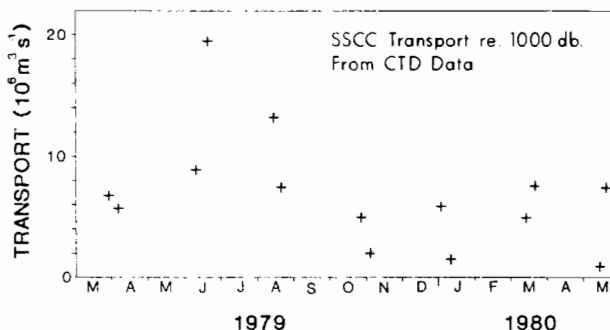


FIG. 4. Time series of geostrophic transport of the SSCC relative to 1000 db from the same data as in Fig. 2a.

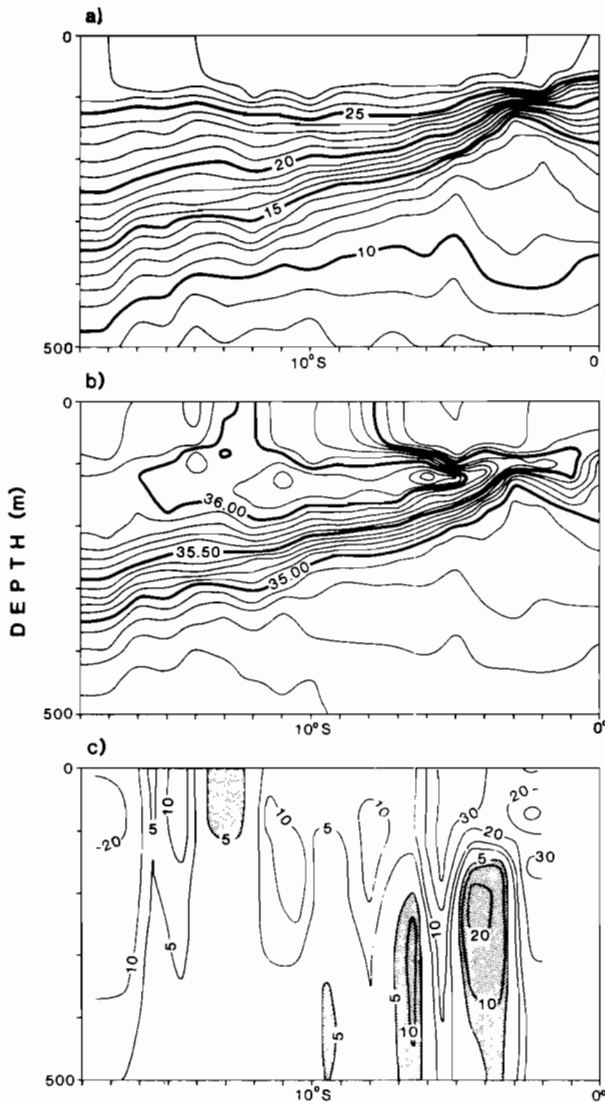


FIG. 5. (a) Temperature and (b) salinity from CTD measurements and (c) geostrophic velocity relative to 1000 db at 150°W in June 1979. Zones of eastward flow faster than 5 cm s<sup>-1</sup> are shaded.

the surrounding SEC in the central Pacific. Previous measurements in the same area (a review of them given by Donguy *et al.*, 1976) did not clearly reveal this feature because of the high variability in time of the flow's hydrology. The SECC transport increases when the eastward wind stress disappears west of 155°W. But the current at 150°W is not changed by strong northwest winds west of 160°W.

In the eastern Pacific between 120 and 86°W, a surface eastward flow was found associated with a pool of warm water and a range of salinity from 34.5 to 35.7‰ (Love, 1971). This flow also seems to be observed only when the trade winds are the weakest, in austral summer (Tsuchiya 1974). This similarity with

the current at 150°W suggests a possible temporary continuity of the SECC from the central Pacific to the area west of South America. In the western Pacific (west of 170°W), the eastward flow is more steadily associated with a tongue of low salinity (<34.8‰) originating in the northern Coral Sea (Jarrige, 1968; Merle *et al.*, 1969). A discontinuity in the surface dynamic topography between 170 and 180°W, well marked in July 1970, and the difference in hydrology of the eastward flow on each side of this meridian led Donguy *et al.* (1976) to the hypothesis of the existence of two separated gyres of opposite circulation in the South Pacific. Our study cannot confirm this hypothesis; favorable conditions for a link between the two eastward flows exist, however, in austral summer, when eastward wind stress appears west of 160°W.

In the eastern Pacific, the SSCC was found to be relatively stable, with a mean transport of  $\sim 5 \times 10^6$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, and to vary in location between 3 and 6°S (Tsuchiya 1975). At 150°W its behavior is quite different with a higher mean transport ( $8 \times 10^6$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), but an important variability around this mean value from  $1 \times 10^6$  to  $20 \times 10^6$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. It is also joined to the EUC for short periods, as was observed in the western Pacific (Hisard and Rual, 1970). It shows a seasonal behavior with maximum flow in austral winter, when it extends to 10°S. A similar seasonal variation appears, though less marked, in the transport computed from direct current measurements of the EUC during the Shuttle Experiment (Wyrтки *et al.*, 1981), supporting the hypothesis of a common origin of the EUC and SSCC suggested by Hisard and Rual (1970) and Tsuchiya (1975).

*Acknowledgments.* I am grateful to Dr. K. Wyrтки for the fruitful discussions we had in the course of this work. I thank B. Kilonsky for providing the satellite wind charts. This study has been supported by a National Science Foundation Grant OCE80-19028.

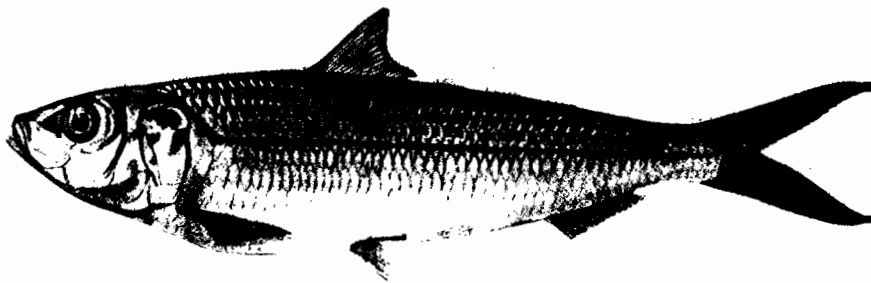
#### REFERENCES

- Donguy, J. R., C. Hénin, F. Jarrige and F. Rougerie, 1974: Esquisse dynamique et hydrologique du Pacifique Central Sud. *Cah. ORSTOM Océanogr.*, **12**, 129-139.
- , — and F. Rougerie, 1976: Les contre-courants dans le Pacifique Tropical Sud-Ouest. *Cah. ORSTOM Océanogr.*, **14**, 15-26.
- Firing, E., C. Fenander and J. Miller, 1981: Profiling current meter measurements from the NORPAX Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment. Hawaii Institute of Geophys. Rep. No. HIG-81-2, 146 pp.
- Hisard, P., and P. Rual, 1970: Courant équatorial intermédiaire de l'Océan Pacifique et contre-courants adjacents. *Cah. ORSTOM Océanogr.*, **8**, 21-45.
- Jarrige, F., 1968: On the eastward flow of water in the western Pacific south of the equator. *J. Mar. Res.*, **26**, 286-289.
- Love, C. M., Ed., 1971: *Eastropac Atlas*, Vols. 1, 5, 7, 9. National Marine Fisheries Service, Washington DC. 28 pp., 170 Figs.

- Merle, J., H. Rotschi and B. Voituriez, 1969: Zonal circulation in the tropical western south Pacific at 170°E. *Bull. Japan Soc. Fish. Ocean., Special Number*, 91-98.
- Reid, J. L., Jr., 1959: Evidence of a South Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean. *Nature*, **184**, 209-210.
- , 1961: On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1000 db surface. *Tellus*, **13**, 489-502.
- Sadler, J. C., and B. J. Kilonsky, 1981: Trade wind monitoring using satellite observations. Dept. Meteor., University of Hawaii, Rep. UHMET 81-01, 74 pp.
- Stroup, E. D., B. J. Kilonsky and K. Wyrski, 1981: AXBT Observations during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. Hawaii Institute of Geophys. Rep. No. HIG-81-1, 56 pp.
- Tsuchiya, M., 1968: Upper waters of the intertropical Pacific Ocean. *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, **4**, 50 pp.
- , 1974: Variation of the surface geostrophic flow in the eastern intertropical Pacific Ocean. *Fish. Bull. U.S.*, **72**, 1075-1086.
- , 1975: Subsurface countercurrents in the eastern equatorial Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, **33**(Suppl.), 145-175.
- Williams, R. T., 1981: Hawaii/Tahiti Shuttle Experiment CTD data report, Vols. 1-15. Scripps Institution of Oceanography, PACODF Pub. No. 179, 1500 pp.
- Wooster, W. S., 1961: Further evidence of a Pacific South Equatorial Countercurrent. *Deep-Sea Res.*, **8**, 294-297.
- Wyrski, K., E. Firing, D. Halpern, R. Knox, G. J. McNally, W. C. Patzert, E. D. Stroup, B. A. Taft and R. Williams, 1981: The Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *Science*, **211**, 22-28.



**Bizarrement, la sécheresse du Sahel  
a une influence sur le volume  
des pêches côtières en Afrique de l'Ouest.**



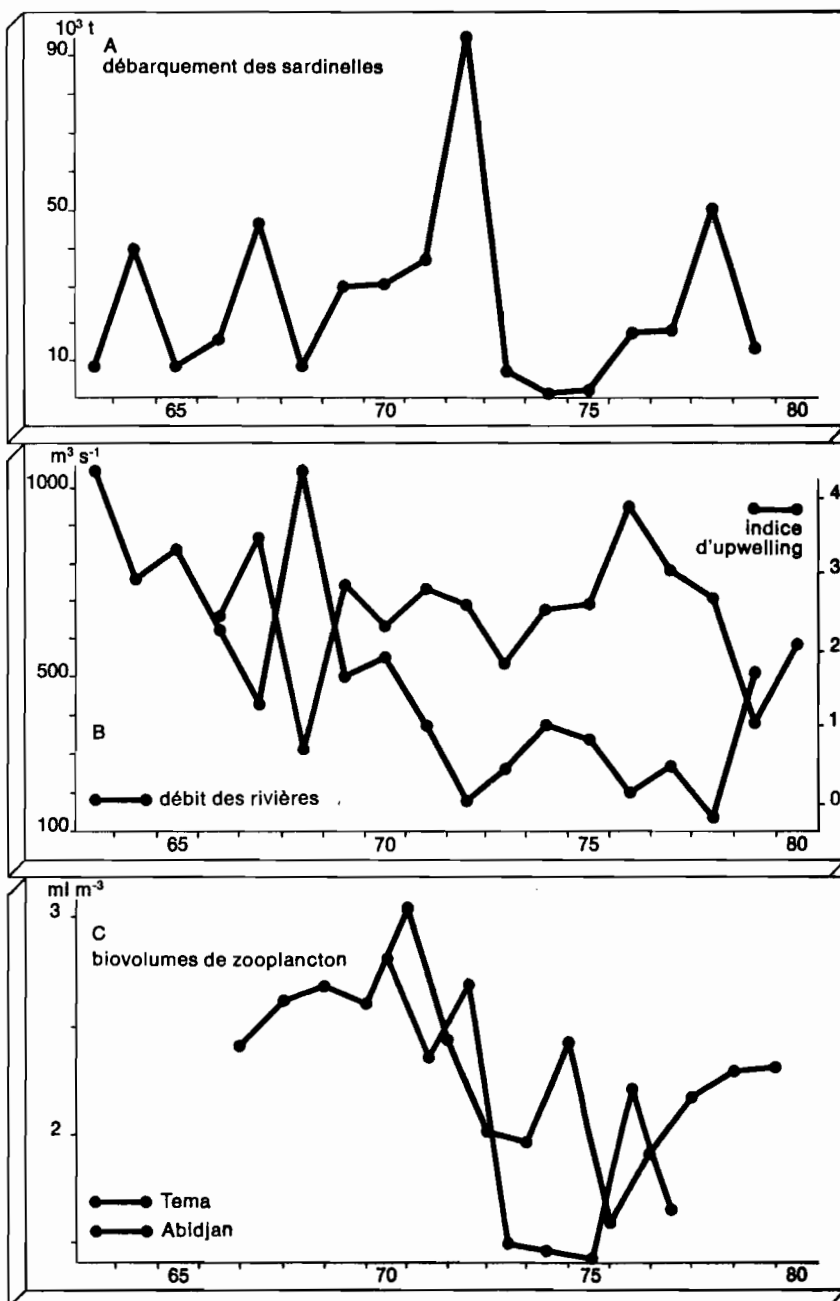
Tout pêcheur sait que les prises de poissons pélagiques côtiers, tels le hareng, la sardine ou l'anchois, sont sujettes à de très fortes fluctuations. Il n'est pas rare par exemple que des années fructueuses pour l'exploitation soient suivies de pêches catastrophiques. Des pêcheries longtemps prospères s'effondrent ainsi brutalement, comme celles des anchois du Pérou en 1972, et réapparaissent parfois quelques années ou décennies plus tard<sup>(1, 2)</sup>. Ces disparitions sont-elles dues à une intensification des efforts de pêche, entraînant une réduction dramatique des stocks de poissons ? Pas seulement. Il apparaît désormais que des modifications naturelles de l'environnement peuvent aussi favoriser la surexploitation d'une espèce. Un exemple spectaculaire de l'influence des aléas climatiques sur la pêche nous est fourni par la sardine ronde (*Sardinella aurita*) du Golfe de Guinée où une grave sécheresse a entraîné une concentration anormale du poisson près des côtes. Cette situation inattendue a été à l'origine d'une surpêche exceptionnelle qui s'est révélée catastrophique pour les années suivantes.

En 1972, les prises de *S. aurita* le long du littoral ivoirien et ghanéen atteignent le chiffre record de 94 000 t. Mais les deux années suivantes les captures ne dépassent

Figure 1. La sardine ronde ou *Sardinella aurita* ivoiro-ghanéenne donne lieu à une pêche active mais extrêmement variable d'une année sur l'autre, comme en témoigne la courbe A. Néanmoins après la très forte pêche de 1972, les prises sont restées particulièrement faibles pendant trois ans. Celles des dernières années semblent aussi variables que celles du début de la période étudiée. Il semble qu'en l'absence de réglementation, la pêcherie soit inéluctablement sujette à de fortes fluctuations. (Dessin ORSTOM)

B. Les variations des débits fluviaux illustrent l'évolution de la période de sécheresse et accréditent l'hypothèse d'une modification passagère de l'écosystème côtier. Les meilleures pêches correspondent à des années sèches où l'upwelling est intense. La relation est plus nette en séparant les années consécutives à la surpêche.

C. Le zooplancton (aliment des sardinelles) échantillonné devant la Côte d'Ivoire (Abidjan) et au large du Ghana (Tema près d'Accra) accuse un déficit durant les années où le stock de sardinelles est au plus bas.



(1) J.P. Troadec, W.G. Clark, J.A. Gulland, *Rapp. P.-v. Réun. Cons. Int. Explor. Mer*, 177, 262, 1980.  
(2) Keichi Kondo, *Rapp. P.-v. Réun. Cons. Int. Explor. Mer*, 177, 332, 1980.

sent pas 5 800 t, puis 1 700 t. Une pêcherie qui se maintenait habituellement autour de 25 000 à 30 000 t/an s'effondre ainsi brutalement. La même année est marquée sur le continent africain par une grave sécheresse, qui sévit dans toute la zone sahélienne, tandis que sur la côte même du golfe de Guinée les pluies sont particulièrement abondantes.

En 1976, un groupe d'experts se réunit à Abidjan pour étudier la disparition des sardinelles. On montre qu'il y a eu surpêche en 1972, notamment sur des immatures, pêchés très près de la côte par les flottilles de pirogues<sup>(3)</sup>. Conséquences d'une telle surexploitation pour les années suivantes : le nombre de reproducteurs est très diminué, de même que les œufs et larves, et les jeunes devenus accessibles à l'exploitation sont en nombre insuffisant pour assurer le maintien du stock.

Parmi les explications avancées, on envisage l'hypothèse d'un changement d'écosystème des eaux côtières. Certains indices le prouvent. Ainsi, les balistes, poissons peu comestibles, jusque-là peu abondants deviennent rapidement prépondérants dans les prises des chalutiers<sup>(1)</sup>, tandis que les maquereaux suivent le même sort que les sardinelles. Les océanographes sont gens de mer et cherchent dans les caprices des upwellings, ces remontées d'eaux froides qui amènent à la surface les éléments nutritifs indispensables à la chaîne alimentaire, les raisons de ces changements (cf. « les remontées d'eau profonde, source de vie des océans », *la Recherche*, n° 93, oct. 1972). Ils ne font pas de rapprochement avec la sécheresse qui sévit à un millier de km des côtes.

Cependant, la situation du stock est jugée si catastrophique qu'il paraît même dérisoire de prendre des mesures de protection pour permettre sa reconstitution. Et pourtant, l'année même du colloque d'Abidjan, 16 000 t sont pêchées, deux ans après les prises atteignent 50 000 t, mais elles retombent à 13 000 t l'année suivante.

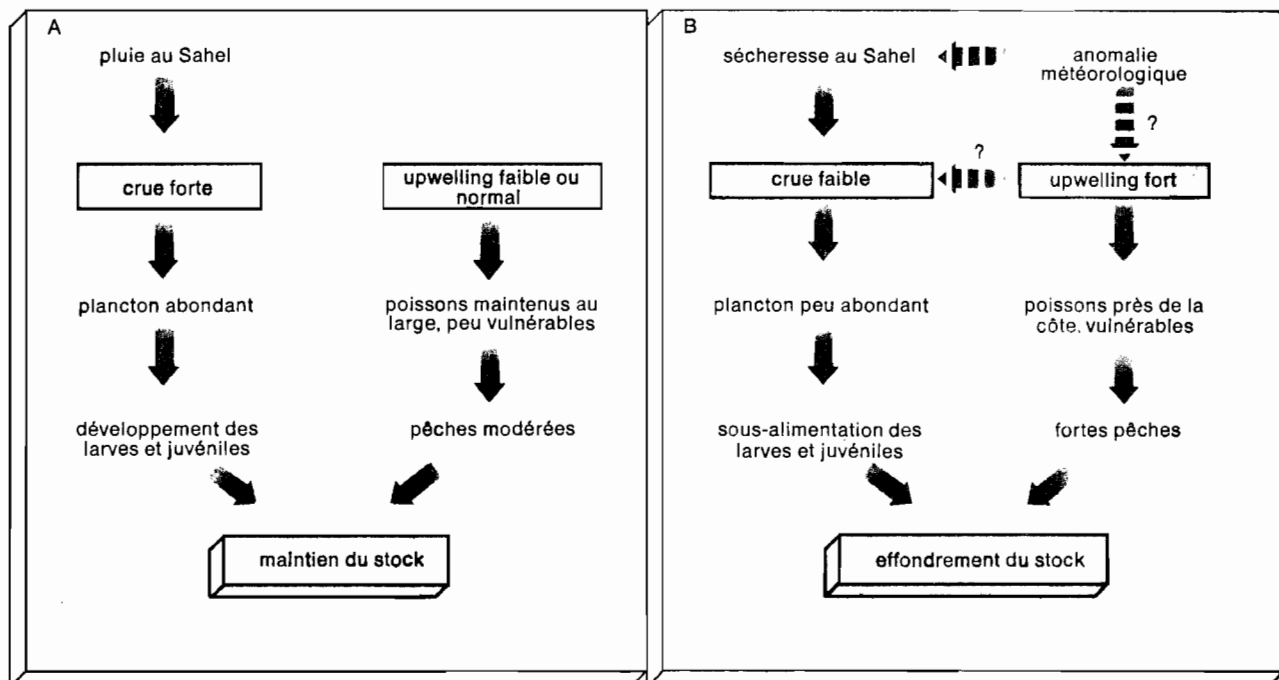
**Une carence en plancton.**

En réalité, depuis 1963, date à partir de laquelle des statistiques de pêches correctes sont établies, on pouvait constater de fortes variations dans les prises annuelles (fig. 1A). Les sardinelles se nourrissant exclusivement de plancton, il était intéressant de chercher dans les fluctuations de la biomasse planctonique une explication à ces variations. Or le Centre de recherches océanographiques d'Abidjan et le Fisheries Research Unit de Tema (Ghana) effectuaient depuis plusieurs années des mesures volumétriques de plancton<sup>(4)</sup>. Ces données ont permis de montrer que, bien qu'il n'y ait pas de rela-

tion étroite entre les prises de sardinelles et l'abondance de leur nourriture, la période pendant laquelle le stock était au plus bas, entre 1972 et 1976, correspond à un déficit en plancton (fig. 1C). Ceci pourrait justifier le maintien du stock à un niveau très faible durant ces années mais n'explique pas pourquoi la pêche de 1972 a été aussi élevée.

Ce sont les upwellings et les crues qui déterminent l'abondance du plancton. Mais ont-ils la même influence sur les prises de sardinelles ? Si l'on compare tout d'abord les variations annuelles des captures avec le débit des fleuves, on s'aperçoit que les pêches les plus importantes correspondent généralement aux années les plus sèches et inversement. De même, on montre que les captures annuelles sont directement proportionnelles à l'intensité des remontées d'eau : les bonnes pêches ont lieu les années où l'upwelling est le plus fort (fig. 1B). S'il est vrai que la remontée des sels nutritifs grâce aux upwellings ait un effet enrichissant sur toute la chaîne alimentaire, du plancton aux sardinelles, il n'est toutefois pas possible que cela entraîne une amélioration des pêches la même année. Les jeunes sardinelles ne sont en effet guère pêchables avant l'âge d'un an. D'autre part, il est surprenant de voir les années les plus sèches produire le maximum de sardinelles, quand on sait que la séche-

Figure 2. C'est probablement une anomalie météorologique qui est indirectement responsable de l'effondrement de la pêcherie de *Sardinella aurita* ivoiro-ghanéenne. Sur ce schéma sont représentées deux situations extrêmes. Les années de fortes crues (A), par suite de pluies intenses, ont un effet bénéfique sur la production de plancton et par voie de conséquence sur la survie des larves et juvéniles. Si de plus l'upwelling, c'est-à-dire la remontée d'eaux profondes chargées de sels nutritifs vers la côte, est faible, les poissons se tiennent à distance de la côte, et sont ainsi peu vulnérables aux engins de pêche : le stock de poisson est donc maintenu. En revanche, en cas de sécheresse (B), les crues sont faibles, le plancton peu abondant, les larves sous alimentées. Si de surcroît l'upwelling est intense, les sardinelles se rapprochent davantage de la côte et peuvent d'autant moins échapper aux engins de pêche que la profondeur est faible. On comprend dès lors comment des oscillations de faible amplitude entre les situations extrêmes (A) et (B) peuvent entraîner des modifications du comportement migratoire de *S. aurita* et finalement des fluctuations de tonnages pêchés. Avec un événement climatique exceptionnel de type B (telle la sécheresse de 1972), la disponibilité des sardinelles devient, elle aussi, exceptionnelle et la pêche détruit presque entièrement le stock.



(3) Rapport du groupe de travail sur la Sardinelle (*S. aurita*) des côtes ivoiro-ghanéennes, F.R.U. Tema, C.R.O. Abidjan, ORSTOM, 1976.

(4) D. Binet, *Océanol. Acta*, 5, 443, 1982.

resse a une influence néfaste sur la production planctonique !

#### **Surpêche : une explication écologique ?**

Il nous fallait donc trouver une autre explication aux relations prises - upwelling et prises-crues ; Marchal, l'un des premiers biologistes à étudier les sardinelles, avait depuis longtemps fait le rapprochement entre les variations saisonnières des prises et les variations du refroidissement devant la Côte d'Ivoire, observant que les captures sont les plus élevées pendant la grande saison froide (juillet-octobre). Plus récemment quelques marquages, effectués au large du Ghana, ont montré qu'il existe des migrations saisonnières et qu'elles sont liées à l'upwelling<sup>(3)</sup>. Pendant la saison chaude, les adultes demeurent près du fond, à des profondeurs de 50 à 80 m ; quand les upwellings se déclenchent, ils se rapprochent de la côte et de la surface, puis s'enfoncent à nouveau vers le large dès la fin des refroidissements.

On conçoit dès lors que ces déplacements modifient considérablement la vulnérabilité des sardinelles. La pêche s'effectue à vue, à la senne tournante, à partir de sardiniers ou de pirogues. Les bancs sont d'autant plus facilement repérés qu'ils sont près de la surface et les poissons peuvent d'autant moins échapper aux engins de pêche que la profondeur est faible. Or, en 1968, année de fortes crues, où l'upwelling a été particulièrement faible, les prises sont restées à un niveau très bas, alors qu'en 1972, une pêche extraordinaire a accompagné la situation inverse. Cette même année, ce sont les pirogues, pouvant pêcher plus près des côtes que les sardiniers, qui ont effectué des captures particulièrement élevées.

#### **1972 : l'année des anomalies climatiques.**

Reste à savoir si — comme certains auteurs le supposent<sup>(5,6)</sup> — il existe un lien direct entre sécheresse et upwelling. Les côtes bordées par des upwellings permanents, comme la Mauritanie, la Namibie, la Californie, le Pérou, sont arides, si ce n'est désertiques. Le long du golfe de Guinée lui-même, là où se manifeste un upwelling saisonnier, la forêt humide fait place à la savane.

Allons plus loin : y aurait-il une relation inverse entre les variations annuelles d'upwelling et celles de pluviométrie ? Les données incitent à le penser mais ne sont pas suffisantes pour le prouver statistiquement. Enfin on ne dispose pas encore d'une théorie climatologique et océanographique satisfaisante pour l'interpréter clairement. Les interactions entre l'océan et l'atmosphère sont nombreuses et réciproques. En effet, les vents alizés qui entretiennent les upwellings des bords orientaux des océans (courant des Canaries, de Benguela, etc.) soufflent parallèlement à la côte et empêchent toute pénétration d'air humide au-

dessus des continents. Réciproquement, l'arrivée en surface d'une masse d'eau froide refroidit les couches basses de l'atmosphère et les stabilise, tandis qu'une eau chaude transmet sa chaleur à l'air sus-jacent qui s'élève et dont la vapeur d'eau se condense. Au-delà de ces phénomènes, qui n'ont peut-être qu'une influence limitée, il faut probablement chercher dans des « téléconnexions » (à l'échelle de l'océan ou de la planète), les raisons pour lesquelles le blocage de la zone de convergence des alizés correspond à certaines variations d'upwelling. N'oublions pas que c'est en 1972 également qu'a eu lieu l'« El Niño » le plus catastrophique : l'apparition accidentelle le long de la côte péruvienne d'eaux extrêmement chaudes, baptisées El Niño, a interrompu l'upwelling, entraînant la disparition des poissons et l'effondrement brutal des pêcheries d'anchois (cf. « El Niño », *la Recherche*, n° 106, déc. 1979). Parmi les anomalies climatiques qui ont accompagné cet événement, on notait aussi dans le Pacifique une position inhabituelle de la zone de convergence des alizés au sud de l'Equateur<sup>(7)</sup>. Dans le golfe de Guinée, la convergence restait bloquée sur la côte au lieu d'amener les pluies de mousson aux confins du désert.

Bien que les pêcheries d'anchois péruvien et de sardine ronde ivoiro-ghanaïenne soient très différentes, le déclin brutal des deux stocks s'est produit après une surpêche. Dans les deux cas, la surexploitation a été favorisée par une concentration exceptionnelle des poissons, principalement les immatures, dans une aire côtière réduite. Au Pérou, cette concentration semble s'être produite sous l'influence d'une interruption de l'upwelling due à El Niño ; dans le golfe de Guinée, au contraire, elle a eu lieu grâce au renforcement de l'upwelling et à une forte sécheresse au Sahel (fig. 2). Ces « anomalies » climatiques n'ont rien de vraiment exceptionnel ; il se produit par décennie un ou deux « El Niño », d'intensité variable. Seulement, si une forte pêche sévit à ce moment-là, les conséquences seront encore plus catastrophiques. Dans le golfe de Guinée, il semble heureusement, que grâce à la brièveté des cycles vitaux propres aux régions tropicales, le stock de sardinelles rondes ait pu récupérer en quelques années. Il n'en est pas toujours ainsi et les fluctuations naturelles observées dans les régions tempérées, Californie<sup>(8)</sup>, Japon<sup>(9)</sup> ou Manche<sup>(6)</sup>, ont des périodes d'une ou de plusieurs dizaines d'années.

Quoi qu'il en soit, ces exemples montrent l'insuffisance des méthodes classiques utilisées pour la gestion des stocks de poissons qui se font par analyse de l'évolution des captures et de l'effort de pêche. Il apparaît désormais nécessaire d'introduire des paramètres environnementaux dans les modèles de gestion pour éviter le renouvellement de situations aussi catastrophiques.

*Denis Binet*

(5) Ph. Hisard, B. Piton, *Proceeding : SCOR WG-47 meeting in Venice Italy*, Nova/NYIT Press, Dana, Florida, 1982.

(6) A. Bakun, *Nature*, 271, 147, 1978.

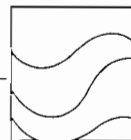
(7) J.R. Donguy, C. Hénin, *Deep Sea Res.*, 27 A, 693, 1980.

(8) P.E. Smith, *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, 173, 117, 1978.

(9) A.J. Southward, *Nature*, 285, 361, 1980.

\* Les données utilisées proviennent des sources suivantes : Centre de recherches océanographiques, Abidjan ; Fisheries Research Unit, Tema ; Division des ressources en eaux de surface, Abidjan ; Office de la recherche scientifique et technique Outre-Mer, Paris.





# Variabilité spatiale et saisonnière des peuplements épiplanctoniques des copépodes du Pacifique tropical Sud et équatorial (Est Pacifique)

Copépodes pélagiques  
Variabilité spatio-temporelle  
Hydroclimat  
Biogéographie  
Pacifique équatorial et tropical Sud  
Pelagic copepods  
Space and time variability  
Hydroclimat  
Biogeography  
Equatorial and South tropical Pacific

A. Dessier  
Centre ORSTOM, BP A5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie.

Reçu le 18/5/82, révisé le 9/8/82, accepté le 13/9/82.

## RÉSUMÉ

Depuis fin 1977, trois navires de la Compagnie Générale Maritime effectuent, sur le trajet Nouvelle-Calédonie - Tahiti - Panama, pour le compte du Centre ORSTOM de Nouméa, des récoltes superficielles de zooplancton. Les prélèvements sont obtenus quotidiennement en filtrant sur une gaze de 330  $\mu$  de vide de maille l'eau de remplissage de la piscine du bord, soit environ 25 m<sup>3</sup>.

Cette étude porte sur l'analyse de 435 récoltes (identification et dénombrement des espèces de copépodes). Les observations hydrologiques de surface (température et salinité), ainsi que les profils bathythermiques réalisés par ces mêmes navires, fournissent les éléments d'une description de l'évolution des conditions du milieu. L'amplitude des variations thermiques saisonnières (qui sont à peu près synchrones dans l'ensemble de la zone prospectée) est maximale dans la partie équatoriale du trajet (est du Pacifique équatorial) et dans le Pacifique Sud-Ouest. Elle est minimale dans le Pacifique Central Sud. Durant l'hiver austral, dans le Pacifique Sud-Ouest, la forte épaisseur de la couche homogène (de l'ordre de 150 m) et la faiblesse du gradient thermique isolant des couches sous-jacentes, favorisent les mélanges verticaux et donc l'enrichissement de la couche euphotique. L'évolution saisonnière de la salinité superficielle est généralement faible. L'effectif total des copépodes atteint ses plus fortes valeurs dans la région équatoriale et, dans une moindre mesure, dans le Pacifique Sud-Ouest. Les effectifs restent faibles dans le Pacifique Central Sud. En toute région, on observe un maximum durant l'hiver austral.

L'étude de l'évolution spatio-temporelle des peuplements de copépodes a été faite en pratiquant une analyse en composantes principales sur le tableau des 435 observations (matrices de corrélation et de variance-covariance des variables). Le premier axe factoriel (matrice de variance-covariance) représente le facteur spatial (44,7% de la variance totale). Il oppose le plus fortement la région équatoriale du Pacifique Est, à la région centrale du Pacifique Sud. Le facteur temporel est représenté par le deuxième axe (9,3% de la variance totale). Les variations saisonnières des peuplements sont très faibles entre 130 et 180°W.

Afin d'envisager uniquement la variabilité spatiale, une observation moyenne a été calculée par secteur de 1° de latitude sur 2° de longitude, où a été effectuée au moins une récolte; 239 secteurs ont été ainsi définis. Le premier facteur extrait par une analyse des correspondances oppose là encore, le Pacifique central au Pacifique équatorial, c'est-à-dire la région la plus pauvre à celle où la biomasse zooplanctonique est la plus élevée. Le second facteur révèle la zonation selon la latitude des peuplements de la région équatoriale. Une partition par une méthode de classification ascendante hiérarchique donne 6 classes principales de secteurs géographiques. La classe 6 est la mieux individualisée. Elle correspond aux peuplements du Pacifique Central Sud où domine l'espèce *Euchaeta marinella*. Dans la région équatoriale, les peuplements sont dominés par des espèces herbivores non migrantes (classe 3), alors que dans les régions

U.R.S.I. O.M. Fonds documentaire

N° : 32432 ex 2

Cote : A

plus pauvres, au sud de 10°S, les espèces herbivores appartiennent en majorité au genre *Pleuromamma* (classes 1 et 2). Dans les régions Sud et surtout Nord équatoriales (classe 5), c'est-à-dire quand on s'éloigne de la zone du maximum d'enrichissement équatorial, la proportion d'espèces carnivores dépasse 50% (zonation écologique mise en évidence par le second facteur).

*Oceanol. Acta*, 1983, 6, 1, 89-103.

## ABSTRACT

### Seasonal and spatial variability of epiplanktonic copepod populations in the South tropical and East equatorial Pacific

Ever since the end of 1977, three ships of the Compagnie Générale Maritime sailing on the New Caledonia-Tahiti-Panama route, have been making collections of near-surface zooplankton for the ORSTOM Centre in Noumea. The samples are obtained daily by filtering the water (approximately 25 m<sup>3</sup>) required to fill the ship's swimming pool, through a 330 µ mesh netting.

This analysis determines the species and gives the number of copepods in 435 collections. Surface hydrographic measurements (temperature and salinity), as well as bathythermograph profiles made by the same ships, provide the basis for a description of the variation in environmental conditions. The maximum amplitude of seasonal temperature variations (which are more or less synchronous in the whole of the zone studied) occurs in the equatorial zone of the route (east of the equatorial Pacific) and in the South-West Pacific. The minimum is in the South Central Pacific. During the southern winter in the South-West Pacific the great thickness of the homogeneous layer (about 150 m) and the slight thermal gradient isolating it from the layers beneath, favor vertical mixing and thus an enrichment of the euphotic zone. The seasonal variation in surface salinity is generally slight. The quantity of copepods is highest in the equatorial region, and somewhat less in the South-West Pacific. Quantities are small in the South-Central Pacific. In all areas the maximum occurs in the southern winter. The spatio-temporal evolution in copepod populations was studied by means of a principal component analysis (correlation matrix and variance-covariance matrix). The first factor axis (variance-covariance matrix) represents the spatial factor (44.7 % of the total variance). The two extremes are the East Pacific equatorial region and the central part of the South Pacific. The temporal factor is shown on the second axis (9.3 % of the total variance). Seasonal variations in the populations are very slight between 130 and 180°W.

In order to distinguish out the spatial variation, a mean value was calculated for each sector of 1° of latitude by 2° of longitude in which at least one collection had been made. 239 sectors were thus defined. The first factor extracted by a correspondence analysis again opposes the Central Pacific and the equatorial Pacific, i. e. the region where the zooplankton biomass is highest. The second factor shows a zonation by latitude of the populations in the equatorial region. Separation by a clustering method (ascendant hierarchical classification) gives 6 main classes of geographic sectors. Class 6 is the most distinctive. It corresponds to populations of the South Central Pacific dominated by *Euchaeta marinella*. In the equatorial region, the populations are dominated by species of non-migratory herbivores (class 3), whereas in the poorer regions South of 10°S, the majority of the herbivorous species belong to the genus *Pleuromamma* (classes 1 and 2). In the South and especially in the North equatorial regions (class 5), i. e. those areas farthest from the zone of the greatest equatorial enrichment, the proportion of carnivorous species exceeds 50% (ecological zonation demonstrated by the second factor).

*Oceanol. Acta*, 1983, 6, 1, 89-103.

## INTRODUCTION

L'analyse des communautés planctoniques peut être envisagée à des échelles spatiales et temporelles très variées. Dans les zones côtières, où la variabilité des paramètres physiques et biologiques est généralement

forte, on privilégie souvent l'évolution dans le temps, le plus fréquemment sur une base saisonnière, plus rarement pluriannuelle (variabilité interannuelle du cycle saisonnier et tendance à long terme). La visite

périodique de stations côtières, choisies souvent plus pour leur facilité d'accès que pour leur représentativité d'une certaine zone géographique, constitue la stratégie la plus courante d'une telle approche. Bien évidemment les zones côtières sont aussi le siège de phénomènes dont la composante spatiale ne peut être négligée : upwellings, gradients écologiques au niveau des interfaces (fronts, de diverses origines, principalement), effets d'îles, etc. Dans les zones hauturières, au contraire, l'échelle spatiale est davantage prise en considération. Horizontalement, cette échelle va de quelques dizaines de mètres, avec les microconcentrations planctoniques liées aux phénomènes turbulents et ondulatoires (houle), à plusieurs milliers de kilomètres quand on envisage les grandes provinces biogéographiques, en passant par les systèmes de circulation, fronts océaniques, etc. Verticalement l'intensité des gradients physiques nécessite une analyse à une échelle spatiale très fine, tandis que la variabilité temporelle présentant un rythme nyctéméral marqué, affecte fortement les communautés pélagiques. De manière générale les phénomènes marins se déroulent dans un continuum d'espace et de temps dont le découpage, essentiellement pour des raisons pratiques, ne peut être que très artificiel. Haury *et al.* (1978) résume dans un diagramme à trois dimensions, inspiré de Stommel, la variabilité de la biomasse zooplanctonique dans ce continuum.

L'étude des écosystèmes hauturiers superficiels présentera donc souvent un caractère d'autant plus statique qu'elle se fera selon une grande échelle. Les collections d'échantillons rassemblées peu à peu à la faveur des grandes campagnes océanographiques historiques ont ainsi tout d'abord permis de dresser des listes d'espèces, en précisant leur répartition géographique et les facteurs la contrôlant (informations de nature biogéographique). Une telle démarche aboutit à l'élaboration d'atlas donnant la distribution géographique des abondances des divers taxons, tels les atlas relatifs à l'Atlantique Nord (Anonyme, 1973) ou au courant de Californie (encore que pour ces deux régions le matériel ait été récolté dans le cadre de programme de style « survey »). Ensuite on a parfois tenté de définir des communautés qui, selon McGowan et Walker (1979) peuvent se concevoir de deux manières. On peut tout d'abord les envisager comme des groupes et/ou des associations d'espèces, que l'on trouve vivant souvent ensemble et constituant des entités plus ou moins reconnaissables et organisées. De façon assez différente on peut aussi considérer que les espèces sont individuellement réparties et ne forment donc pas réellement des groupes ; tout ensemble observé n'est alors en fait qu'un point dans un continuum. C'est cette seconde conception qui nous paraît devoir le mieux s'appliquer aux observations dont nous ferons état. Les communautés peuvent aussi se caractériser par leur structure taxonomique (nature et abondance des divers taxons), trophique, spatiale, etc. En ce qui concerne les zones océaniques les communautés n'ont souvent été définies que dans des régions d'étendue relativement restreinte, en se limitant parfois à quelques entités taxonomiques de rang élevé. Citons par exemple Colebrook (1964) pour la Mer du Nord et l'Atlantique Nord-Est, Fager et McGowan (1963) pour le Pacifique Nord ou Tranter (1977) (pour

les copépodes) dans l'Océan Indien.

Une vision dynamique des écosystèmes hauturiers, à une certaine échelle géographique, est beaucoup plus difficile à obtenir. Elle nécessite un suivi régulier et prolongé pendant une durée aussi longue que possible, aussi les exemples d'études où est envisagée l'évolution saisonnière, voire celle à long terme, sont-ils beaucoup plus rares. Le « Continuous Plankton Recorder Survey » et le programme CalCOFI permettent un tel suivi depuis plus de 30 ans, respectivement dans l'Atlantique Nord et la Mer du Nord et dans le courant de Californie. Quand, durant la même période, on dispose d'informations climatiques et hydroclimatiques, diverses inférences peuvent être déduites de la comparaison de l'évolution des facteurs physiques avec celle de certains aspects quantifiables de l'écosystème (biomasse phyto et zooplanctonique, saisonnalité de la floraison printanière, etc. : Colebrook, Taylor, 1979 ; Colebrook, 1978). L'appréhension d'un écosystème à une grande échelle d'espace et de temps va souvent nécessiter de recourir à une stratégie particulière. La zone océanique concernée par le programme CalCOFI, représentant pourtant une fraction limitée du Pacifique Nord, n'a pu être prospectée par des moyens classiques, qu'avec une fréquence trimestrielle. Les dimensions de l'Atlantique Nord interdisaient pratiquement une telle approche et la réussite du CPR survey a dépendu pour une bonne part de l'utilisation de navires non spécialisés.

Pour en venir plus précisément au Pacifique dans son ensemble, les études à caractère surtout biogéographique n'ont porté que sur quelques groupes taxonomiques. Dans cette catégorie citons Brinton (1962) en ce qui concerne les euphausiacés, Lang (1965) pour les copépodes des genres *Eucalanus* et *Rhincalanus*, et, avec des préoccupations plus taxonomiques, Frost et Fleminger (1968) pour le genre *Clausocalanus* (cf. la synthèse de McGowan, 1971). Remarquons sur les cartes indiquant la provenance géographique du matériel étudié par ces auteurs, la dissymétrie dans les prospections relatives des parties Nord et Sud du Pacifique. On retrouve d'ailleurs cette méconnaissance du Pacifique Sud au niveau des études régionales où, hormis les côtes d'Amérique du Sud et d'Australie et Nouvelle-Zélande, et quelques travaux limités dans les lagons polynésiens (Renon, 1978) et néo-calédoniens (Binet, en prép.), on ne dispose pratiquement d'aucune étude dans la partie centrale. Le Pacifique équatorial, en particulier dans sa partie Est, a davantage retenu l'attention. Quant au Pacifique Nord, sa connaissance a évidemment beaucoup bénéficié de la proximité du Japon et des U.S.A. Outre les zones bordières, bien étudiées (Kuroshio et courant de Californie en particulier), le tourbillon central, assimilé à un écosystème semi-fermé, a aussi fait l'objet de nombreux travaux (cf. McGowan, Walker, 1978, pour les copépodes).

En ce qui concerne les suivis à long terme, il n'existe, à notre connaissance, en dehors de CalCOFI, que la radiale Japon-équateur, visitée semestriellement depuis 1972 par la « Japan Meteorological Agency » ; le matériel recueilli sur cette radiale ne semble d'ailleurs guère avoir été exploité.

## MATÉRIEL ET MÉTHODES

### Mode de prélèvement

Depuis 1969 le Centre ORSTOM de Nouméa a recours aux navires marchands pour la collecte d'observations scientifiques dans le Pacifique intertropical. Dans un premier temps, les mesures et échantillonnages demandés aux navires furent limités à la température et à la salinité superficielles (par prélèvement d'eau de surface), avec une périodicité de 4 ou 6 heures. Trois itinéraires principaux sont exploités depuis Nouméa : vers le Japon, l'Amérique du Nord et l'Amérique centrale (Panama). Depuis juin 1979, une dizaine de navires sont équipés de bathythermographes à tête perdue (XBT) le long des lignes transéquatoriales, permettant ainsi d'obtenir toutes les 6 heures un profil bathythermique. La mesure des paramètres biologiques pose davantage de problèmes. Une méthode rapide de dosage de la chlorophylle de surface a été mise au point par Dandonneau (1982). Son utilisation à bord des navires marchands depuis 1978 fournit une estimation de la biomasse phytoplanctonique superficielle dans une grande partie du Pacifique intertropicale (Dandonneau, 1980). Le Continuous Plankton Recorder et, dans une moindre mesure le Small Plankton Indicator (Glover, 1953), sont apparemment les seuls engins développés pour l'échantillonnage du plancton, essentiellement du zooplancton, par des navires non spécialisés. L'exploitation du Plankton Recorder, telle qu'elle est effectuée actuellement par l'Institute for Marine Environmental Research, dans le cadre du CPR survey, exige des moyens humains et matériels dont nous ne pouvions espérer disposer à Nouméa.

Nous avons cependant pu obtenir, depuis 1977, plus ou moins régulièrement, des échantillons de zooplancton sur l'itinéraire Nouméa-Panama, en utilisant la procédure suivante : chaque soir, 3 ou 4 heures après le coucher du soleil, on procède au remplissage de la piscine du bord, en filtrant l'eau à l'aide d'un petit filet confectionné avec une toile de 330  $\mu$  de vide de maille. L'eau est prélevée à une profondeur variant de 5 à 10 m, selon la charge du navire. Le remplissage de la piscine (20-25 m<sup>3</sup>) demande environ 1 heure, pendant laquelle le navire parcourt 15 à 20 milles. Le plancton est recueilli sur un disque de même toile placé dans un collecteur à l'extrémité du filet. Ce filtre est ensuite conservé dans un mélange eau de mer-formol (5%). La distance entre les récoltes varie de 600 à 900 km, selon la vitesse du navire, soit entre 30 et 35 récoltes pour une rotation mensuelle (deux fois le trajet Nouméa-Panama). Ce nombre n'est que rarement atteint pour diverses raisons : incidents techniques, utilisation d'une pompe trop puissante détruisant partiellement le matériel ou équipage non motivé. Actuellement 15 à 20 récoltes sont effectivement débarquées en moyenne chaque mois à Nouméa.

### Dépouillement des récoltes

En dépit du traitement sévère auquel ils sont soumis, les organismes planctoniques sont peu endommagés, en particulier les crustacés, et restent la plupart du temps

identifiables. Les récoltes en trop mauvais état ont été systématiquement éliminées. Les dépouillements ont uniquement porté sur les copépodes qui ont été identifiés, le plus souvent, jusqu'au niveau spécifique et dénombrés. Au total 435 récoltes ont été analysées pour une période allant de novembre 1977 à septembre 1981 (90% des récoltes ont été en fait obtenues depuis 1979). Le tableau 1 donne la liste complète des 118 genres et espèces identifiés, classés selon leur importance numérique décroissante dans l'ensemble des récoltes. Les espèces des genres *Paracalanus*, *Calanopia*, *Clausocalanus*, *Microsetella*, *Lubbockia* et *Oithona* (autre que *O. plumifera*) n'ont pas été distinguées. Le genre *Paracalanus* est essentiellement représenté par *P. aculeatus* et le genre *Calanopia* par *C. minor*. Le genre *Clausocalanus*, de par son abondance et sa diversification (Frost, Fleminger, 1968) mériterait certainement un examen plus attentif. D'après les cartes de répartition géographique publiées par Frost et Fleminger, huit espèces devraient exister dans la zone prospectée. Les formes juvéniles ont, dans la mesure du possible, été rattachées aux adultes présents dans la récolte. L'identification de certaines espèces du genre *Onychocorycaeus* est incertaine, par exemple les individus dénombrés comme *O. pacificus*, appartiennent en fait à au moins deux espèces distinctes. En ce qui concerne les deux principales espèces d'*Agetus* (*A. typicus* et *A. flaccus*) les mâles, difficiles à distinguer, ont été rattachés aux femelles, proportionnellement à l'abondance de celles-ci. Les trois espèces de *Paracandacia* signalées par Grice (1961) ont été rencontrées mais la très grande majorité des individus que nous avons identifiés comme *P. bispinosa* ne possédait en fait que deux épines très rudimentaires sur le segment génital. Selon Grice (comm. pers.), il s'agirait d'une espèce nouvelle de *Paracandacia*. L'unique espèce du genre *Pontellina*, *P. plumata*, a été scindée en quatre espèces, dont trois nouvelles, par Fleminger et Hulseman (1974). Outre *P. plumata* s.s., deux autres espèces devraient se rencontrer dans le Pacifique tropical mais nous avons renoncé à les distinguer (grande proportion de juvéniles, individus en mauvais état...). Les comptages ont porté soit sur l'intégralité de l'échantillon, soit sur une fraction aliquote, de manière à ce que le total des individus dénombrés ne dépasse pas 1 000 à 1 500. Nous avons adopté, pour représenter les abondances (fig. 4), les cotations de Frontier (1969) qui atténuent la variabilité due aux aléas de l'échantillonnage pour ne conserver que la variation de nature écologique.

La carte de la figure 1 donne les 239 secteurs de 1° de latitude sur 2° de longitude où au moins un échantillon a été obtenu. Une récolte moyenne a été calculée pour chacun de ces secteurs; ce sont ces données que nous utiliserons pour étudier la répartition géographique.

### Traitement des données

Dans un premier temps nous avons cherché à identifier et à apprécier l'importance des principaux facteurs responsables de la variabilité des peuplements de copépodes. Pour ce faire, nous avons envisagé l'ensemble des 435 observations que nous avons soumis à diverses analyses.

Tableau 1

Liste des 118 espèces de copépodes, classées par abondance décroissante dans l'ensemble des 435 récoltes. Seules les 58 ou 79 premières espèces de la série (jusqu'à *Microsetella* spp ou *Clytemnestra* sp) ont été prises en considération dans les analyses mathématiques.

List of the 118 copepods species, classified by decreasing abundance, out of a total 435 samples. Only the first 58 or 79 species have been used in the analysis.

	(%)		
<i>Oncaea venusta</i>	16,83	<i>Centropages calaninus</i>	0,08
<i>Clausocalanus</i> spp.	11,58	<i>Candacia bipinnata</i>	0,08
<i>Undinula darwinii</i>	7,39	<i>Centropages elegans</i>	0,08
<i>Paracalanus</i> spp.	4,64	<i>Paracandacia simplex</i>	0,08
<i>Acrocalanus gracilis</i>	4,59	<i>Neocalanus robustior</i>	0,07
<i>Lucicutia flavicornis</i>	3,92	<i>Oithona plumifera</i>	0,06
<i>Euchaeta rimana</i>	3,52	<i>Monocorycaeus robustus</i>	0,06
<i>Canthocalanus pauper</i>	3,29	<i>Ditrichocorycaeus dubius</i>	0,05
<i>Pleuromamma piseki</i>	3,00	<i>Labidocera acutum</i>	0,05
<i>Onychocorycaeus pacificus</i>	2,97	<i>Urocorycaeus longistylis</i>	0,04
<i>Scolecithrix danae</i>	2,52	<i>Undeuchaeta plumosa</i>	0,04
<i>Corycaeus crassiusculus</i>	2,36	<i>Scolecithrix bradyi</i>	0,04
<i>Pleuromamma gracilis</i>	2,17	<i>Candacia pachydactyla</i>	0,04
<i>Temora turbinata</i>	2,09	<i>Labidocera acutifrons</i>	0,04
<i>Temora discaudata</i>	2,01	<i>Macrosetella gracilis</i>	0,04
<i>Calanus minor</i>	1,99	<i>Copilia mirabilis</i>	0,03
<i>Acrocalanus longicornis</i>	1,98	<i>Heterorhabdus subspinfons</i>	0,03
<i>Corycaeus speciosus</i>	1,90	<i>Pleuromamma xiphias</i>	0,03
<i>Pleuromamma borealis</i>	1,57	<i>Lubbockia</i> sp.	0,03
<i>Pleuromamma abdominalis</i>	1,43	<i>Clytemnestra</i> sp.	0,03
<i>Euchaeta indica</i>	1,19	<i>Scolecithricella tenuisserrata</i>	0,02
<i>Agetus typicus</i>	1,14	<i>Oithona</i> spp.	0,02
<i>Eucalanus subtenuis</i>	1,12	<i>Mesocalanus tenuicornis</i>	0,01
<i>Acartia negligens</i>	1,07	<i>Heterorhabdus papilliger</i>	0,01
<i>Farranula concinna</i>	0,91	<i>Scolecithricella dentata</i>	0,01
<i>Euchaeta marinella</i>	0,86	<i>Heterorhabdus spinifrons</i>	0,01
<i>Centropages furcatus</i>	0,84	<i>Euchaeta media</i>	0,01
<i>Oncaea mediterranea</i>	0,69	<i>Sapphirina opalina</i>	0,01
<i>Acartia danae</i>	0,65	<i>Agetus limbatus</i>	0,01
<i>Euchaeta longicornis</i>	0,61	<i>Acartia bispinosa</i>	0,01
<i>Farranula gibbula</i>	0,61	<i>Sapphirina metallina</i>	0,01
<i>Calocalanus pavo</i>	0,54	<i>Labidocera detruncata</i>	0,01
<i>Eucalanus attenuatus</i>	0,52	<i>Sapphirina nigromaculata</i>	0,01
<i>Eucalanus subcrassus</i>	0,51	<i>Onychocorycaeus latus</i>	0,00
<i>Undinula vulgaris</i>	0,46	<i>Centropages orsinii</i>	
<i>Oncaea conifera</i>	0,40	<i>Acartia amboinensis</i>	
<i>Onychocorycaeus agilis</i>	0,38	<i>Candacia longimana</i>	
<i>Calanopia</i> spp	0,38	<i>Phaenna spinifera</i>	
<i>Ditrichocorycaeus andrewsi</i>	0,35	<i>Euchirella amoena</i>	
<i>Rhincalanus cornutus</i>	0,35	<i>Euchirella messinensis</i>	
<i>Neocalanus gracilis</i>	0,32	<i>Oithona nana</i>	
<i>Candacia catula</i>	0,29	<i>Acrocalanus andersoni</i>	
<i>Agetus flaccus</i>	0,27	<i>Haloptilus spinifrons</i>	
<i>Acrocalanus monachus</i>	0,26	<i>Ditrichocorycaeus lubbocki</i>	
<i>Paracandacia bispinosa</i>	0,26	<i>Euterpina acutifrons</i>	
<i>Corycaeus clausi</i>	0,21	<i>Scaphocalanus curtus</i>	
<i>Urocorycaeus lautus</i>	0,21	<i>Undeuchaeta intermedia</i>	
<i>Eucalanus pileatus</i>	0,19	<i>Euaetideus giesbrechti</i>	
<i>Ditrichocorycaeus asiaticus</i>	0,19	<i>Pontellopsis regalis</i>	
<i>Paracandacia truncata</i>	0,16	<i>Mecynocera clausi</i>	
<i>Oncaea curta</i>	0,16	<i>Euchaeta concinna</i>	
<i>Centropages gracilis</i>	0,15	<i>Sapphirina ovatolanceolata</i>	
<i>Candacia curta</i>	0,13	<i>Labidocera pavo</i>	
<i>Ischnocalanus plumulosus</i>	0,13	<i>Labidocera laevidentata</i>	
<i>Candacia ethiopica</i>	0,11	<i>Lophothrix latipes</i>	
<i>Centropages elongatus</i>	0,11	<i>Candacia discaudata</i>	
<i>Pontellina plumata</i>	0,10	<i>Sapphirina intestinata</i>	
<i>Microsetella</i> spp.	0,10	<i>Copilia vitrea</i>	
<i>Rhincalanus nasutus</i>	0,09	<i>Sapphirina auronitens</i>	

En écologie marine, l'intérêt des analyses multivariées dans la description de tableaux X (I,J), où les I lignes sont associées à des objets (ici des récoltes de zooplancton) et les J colonnes à autant de descripteurs (ici des espèces de copépodes) est illustré par de nombreux travaux (cf. Dessier, Laurec, 1978). La réflexion écologique et mathématique dont l'usage de ces techniques doit être assorti pour en tirer un profit maximal est discutée par Laurec (1979) et Legendre et Legendre (1979), etc.

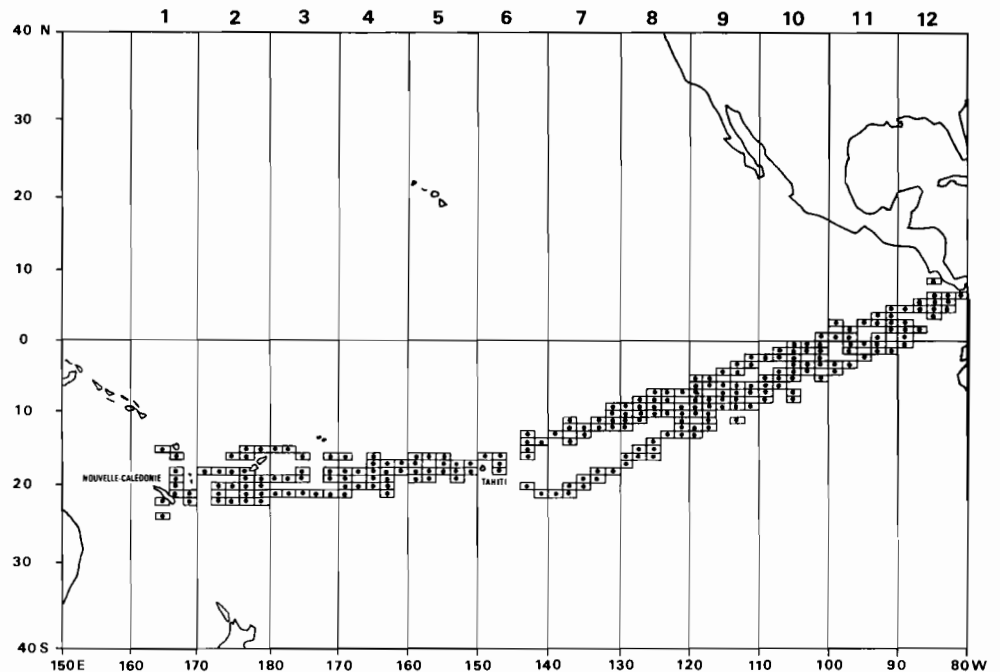
Nous avons commencé par effectuer trois analyses multivariées sur l'ensemble des 435 récoltes (= obser-

vations) en utilisant les 58 plus abondantes espèces (= variables), c'est-à-dire jusqu'à une fréquence de 0,10% pour l'ensemble des récoltes (tableau 1). Une analyse en composantes principales (ACP) a ainsi été pratiquée sur les matrices de corrélation et de variance-covariance entre variables. La seule différence entre ces deux types d'analyses concerne le fait que dans le premier cas les variables sont centrées et réduites alors que dans le second elles sont seulement centrées. Du point de vue écologique l'utilisation de la matrice de variance-covariance revient à accorder aux espèces abondantes une plus grande importance (Dessier,

Figure 1

Localisation géographique des 239 secteurs de 2° de longitude sur 1° de latitude où, au moins une récolte de zooplancton a été obtenue.

Geographic location of the 239 zones (2° longitude × 1° latitude) where at least one zooplankton sample has been collected.



Laurec, 1978). Au contraire, le choix d'une matrice de corrélation se justifie par le souci de donner à chaque variable la même contribution globale à la structure de l'ensemble des observations. Dans les deux cas les effectifs des espèces ont subi une transformation  $\log^2(x + 1)$ . Ce faisant, remarquons qu'on obéit plus à une motivation écologique, souci d'accorder une signification voisine aux fluctuations de même amplitude dans les faibles et les fortes valeurs, que statistique (stabilisation de la variance). Enfin, nous avons aussi utilisé une analyse des correspondances.

Le tableau des 239 observations moyennes, par secteur de 1° de latitude sur 2° de longitude, n'a été soumis qu'à une analyse des correspondances. Notre but était l'identification et la localisation géographique des principaux peuplements et nous avons porté le nombre des espèces utilisées à 79. En effet, une espèce, même très peu abondante, peut par sa seule présence, venir caractériser un peuplement possédant une extension géographique limitée. Les analyses multivariées ne permettent qu'une ordination des observations et des variables le long des axes factoriels et les regroupements plus ou moins empiriques auxquels l'écologiste peut procéder en découpant ces continuums sont un peu artificiels (en particulier dans les études de répartition spatiale). Aussi, afin d'obtenir les regroupements désirés sans qu'intervienne l'arbitraire de l'expérimentateur, nous avons fait appel à une technique de classification hiérarchique (classification ascendante hiérarchique, en utilisant la distance du  $X^2$ , cf. Benzecri *et al.*, 1973). En fait, nous avons considéré pour cette classification automatique les distances entre projections sur le sous-espace défini par les cinq premiers axes. En effet, plus le nombre d'axes croît et plus la redondance est marquée puisqu'en prenant tous les axes possibles, on reconstituerait les distances globales. L'expérience montre que les partitions obtenues à partir des premiers axes, sont souvent plus nettes (Laurec, 1979). La combinaison de divers outils mathématiques dans l'analyse des données écologiques est discutée par Laurec (1979).

## RÉSULTATS

### Variabilité temporelle

Les observations superficielles (température et salinité), ainsi que les bathythermogrammes, effectués par les navires, marchands donnent un aperçu de la variabilité du milieu et donc, du cycle hydroclimatique saisonnier dans les différentes régions situées le long du trajet Nouméa-Panama.

Nous avons ainsi calculé les moyennes mensuelles sur 3 ans (1978-1980), par secteur de 5° de longitude, de la température et de la salinité de surface. Les diagrammes spatio-temporels ainsi obtenus sont représentés sur la figure 2. L'amplitude de variations thermiques présente deux maximums dans la partie Ouest et, à l'Est, entre 95 et 105°W, dans la région où les lignes de navigation coupent l'upwelling équatorial. En fait, le refroidissement hivernal est maximal entre 90 et 100°W, légèrement décalé vers le Sud par rapport à l'équateur (prolongement du courant du Pérou), mais les moyennes longitudinales ne rendent pas compte du gradient thermique N-S qui se renforce alors. Cette situation hivernale à l'équateur est mieux visible sur un diagramme dont la composante spatiale est la latitude (Donguy, Hénin, 1980) mettant aussi en évidence la variabilité interannuelle d'intensité de l'upwelling équatorial). Dans le Pacifique central Sud le minimum hivernal subsiste mais l'amplitude des variations thermiques ne dépasse pas en moyenne 2 à 3°.

Les variations saisonnières de la salinité sont peu marquées à l'exception de la région la plus orientale (entre 80 et 90°W, donc au nord de l'équateur). Là encore, un diagramme spatiotemporel par rapport à la latitude rend mieux compte de l'évolution saisonnière (Donguy, Hénin, 1980). A l'inverse du gradient de température, le gradient halin N-S est maximal durant l'été austral; le front halin se situe alors approximativement entre 0 et 5°N. Cette situation correspond à l'extension maximale vers le S-W des eaux de salinité

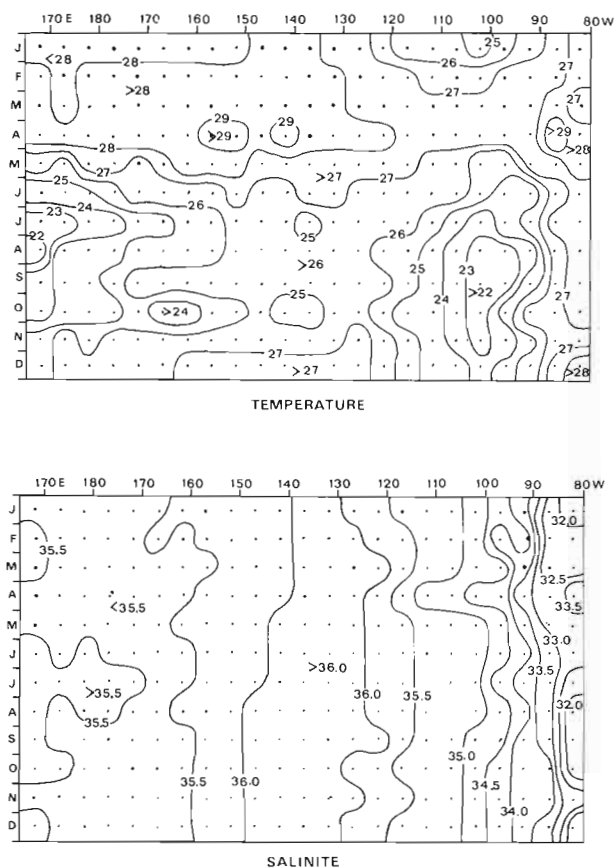


Figure 2

Diagramme montrant l'évolution de la moyenne mensuelle par rapport à la longitude de la température (en haut) et de la salinité (en bas), sur le trajet Nouméa-Tahiti-Panama. Les moyennes ont été calculées par secteurs de 5° de longitude à partir des observations de surface effectuées entre 1978 et 1980 inclus.

*Diagram showing evolution of the monthly mean temperature (above) and salinity (below), in relation to longitude, along the route Nouméa-Tahiti-Panama. The averages have been calculated for each 5° longitude zone from surface observations collected between 1978 and 1980.*

inférieure à 33‰ provenant du Golfe de Panama. Ce phénomène est visible durant le premier trimestre (fig. 2B). La région du maximum de salinité du Pacifique central Sud ( $S^{\circ}/_{\infty} > 36$ ) a tendance à s'étendre vers l'Ouest pendant le second semestre, avec le renforcement du courant équatorial Sud. Remarquons que, durant les 3 années que nous avons envisagées, cette région du maximum de salinité superficielle est approximativement restée centrée sur 135°W alors que durant les années antérieures (1975-1977), elle était légèrement décalée vers l'Ouest (145°W). Enfin, un faible maximum hivernal peut être noté à l'Ouest de 170°W.

Afin d'estimer l'épaisseur de la couche homogène, nous avons calculé à partir des XBT l'immersion de l'isotherme « température de surface moins un degré ». Les moyennes mensuelles par secteur de 10° de longitude sont représentées sur la figure 3. Le fait le plus intéressant est l'épaississement considérable de la couche homogène durant l'hiver austral (juillet-août) à l'ouest de 180°. Dans le Pacifique central Sud, l'épaisseur augmente aussi entre juin et octobre, mais moins fortement et d'autre part, le gradient de température existant sous cette couche homogène est nettement plus prononcé que dans l'Ouest (de l'ordre du double).

L'effectif total des copépodes nous fournit un indice de l'importance de la biomasse zooplanctonique. On observe à peu près partout au sud de l'équateur un maximum hivernal, plus ou moins accentué et prolongé dans le temps (fig. 4). L'affaiblissement de l'upwelling équatorial en février-mars n'a pas d'effet notable au niveau de cette année moyenne, si ce n'est peut-être en avril. Par contre, en 1979 et en 1980, pendant la période estivale, la biomasse zooplanctonique présente un minimum en janvier-février (Dessier, 1981).

Des trois analyses pratiquées sur le tableau de l'ensemble des récoltes, nous avons finalement retenu l'ACP de la matrice de variance-covariance. Les premiers facteurs extraits par l'analyse des correspondances ont une signification spatiale ou, à la rigueur, spatio-temporelle (axe 2). Ceci est la conséquence de la grande sensibilité de ce type d'analyse aux espèces « caractéristiques » (cf. Blanc *et al.*, 1976) individualisant une région ou une période de l'année. Compte tenu de la grande extension de la zone étudiée, les différences faunistiques régionales

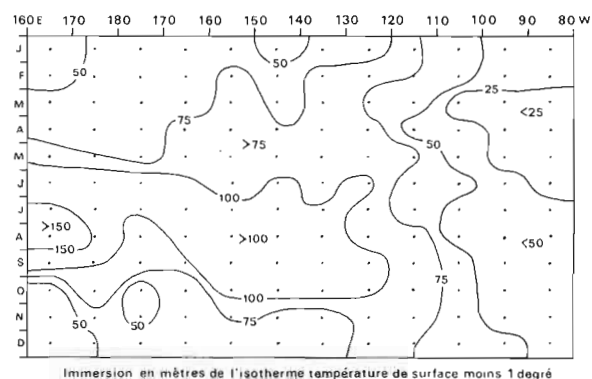


Figure 3

Diagramme montrant l'évolution mensuelle par rapport à la longitude, de l'épaisseur en mètres de la couche homogène (estimée en considérant l'immersion de l'isotherme « température de surface moins un degré »). Les moyennes ont été calculées par secteur de 10° de longitude à partir des profils bathythermiques obtenus en 1979-1980 sur le trajet Nouméa-Tahiti-Panama.

*Diagram showing the monthly evolution (in meters), in relation to the longitude, of the mixed layer depth (depth of the isotherm "sea surface temperature less 1°"). The averages have been calculated for each 10° longitude zone, from the bathythermic profiles collected in 1979-1980 along the Nouméa-Tahiti-Panama route.*

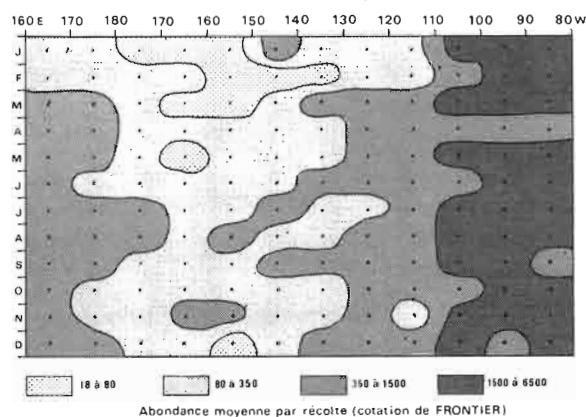


Figure 4

Diagramme montrant l'évolution mensuelle par rapport à la longitude de l'abondance moyenne par récolte des copépodes. Les abondances sont exprimées selon l'échelle des cotations de Frontier.

*Diagram showing the monthly evolution, in relation to the longitude, of the mean abundance of copepods sample. Abundances are expressed per using the Frontier cotations.*

apparaissent prépondérantes. La signification partielle temporelle de l'axe 2 n'est, en fait, que la conséquence de la présence, durant l'été austral, du genre *Calanopia spp* dans le Sud-Ouest Pacifique. Ainsi, il semblerait au vu des résultats de cette analyse que, hormis dans la région Sud-Ouest, l'évolution saisonnière affecte peu la composition qualitative des peuplements. Le premier facteur obtenu par les deux ACP possède aussi nettement une signification spatiale; il fait apparaître l'originalité du Pacifique central Sud par rapport au Pacifique Sud-Ouest, et surtout au Pacifique équatorial Est. La discrimination spatiale opérée par ce facteur apparaît sur la figure 5a où nous avons représenté l'évolution entre Nouméa et Panama des coordonnées moyennes sur les axes 1 et 2 des observations regroupées par secteur de 10° de longitude (cf. fig. 1) entre 160°E et 80°W. En ce qui concerne l'axe 2, seuls les secteurs 11 et 12, correspondant à la partie du trajet située au nord de l'équateur, sont bien individualisés. La différence entre les deux analyses porte sur la proportion de la variance totale, dont rend compte le premier facteur : celle-ci est de 25,3% pour la matrice de corrélation alors qu'elle atteint 44,7% pour la matrice de variance-covariance. Cette différence peut s'expliquer par le fait que dans le cas de la matrice de corrélation où, nous le rappelons, les variables contribuent de manière identique à la structure de l'ensemble, ce facteur reflète essentiellement des différences faunistiques, donc de nature qualitative. Avec la matrice de variance-covariance, nous ajoutons une composante quantitative. Elle intervient pour presque moitié dans l'opposition entre Pacifique central Sud et Pacifique équatorial Est, comme le montre d'ailleurs l'effectif total moyen des copépodes dans ces deux régions (fig. 4).

La signification du second facteur qui n'extrait plus que 8,6% (corrélation) et 9,3% (variance-covariance) de la variance totale, peut être mise en évidence de façon similaire à l'axe 1, mais en opérant des regroupements d'observations par mois. Remarquons ici que les pourcentages de variance expliqués par les autres facteurs sont inférieurs à ce qu'aurait pu donner un découpage au hasard. Dans ces conditions, nous pouvons représenter (fig. 5b) l'évolution de la moyenne des coordonnées des observations relatives à chaque mois. Alors que les valeurs sur l'axe 1 ne montrent aucune évolution temporelle, les coordonnées sur l'axe 2 font apparaître une oscillation saisonnière bien marquée, opposant été et hiver australes. Notons que pour les deux analyses, ces courbes sont très voisines. Nous donnons sur la figure 5, celles relatives à la matrice de variance-covariance.

Si les fluctuations saisonnières des peuplements de copépodes sont à peu près en phase sur l'ensemble du trajet, leur intensité, tout comme celle des paramètres du milieu, varie selon les régions. Pour tenter d'apprécier ces différences régionales, nous avons considéré les contributions moyennes relatives des observations à l'axe 2, par secteur de 10° (fig. 5c). Celles-ci sont minimales entre 140 et 180°W, et maximales dans la région équatoriale; elles représentent une valeur moyenne dans le Sud-Ouest Pacifique. Nous n'avons

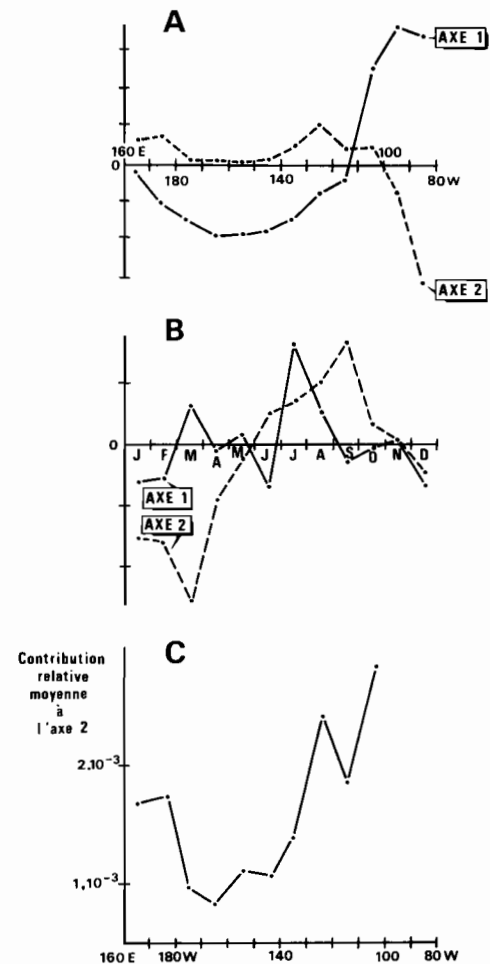


Figure 5

Analyse en composantes principales de la matrice de variance-covariance :

A) Coordonnées moyennes sur les axes 1 et 2 des observations regroupées par secteur de 10° de longitude montrant la signification spatiale du premier facteur (opposition entre Pacifique équatorial Est et Pacifique central Sud).

B) Coordonnées moyennes sur les axes 1 et 2 des observations regroupées par mois, montrant la signification temporelle du second facteur (opposition été et hiver australes).

C) Contribution relative moyenne à l'axe 2 des observations regroupées par secteur de 10° de longitude et montrant un maximum d'intensité des variations saisonnières dans le Pacifique Sud-Ouest et dans le Pacifique équatorial Est.

*Principal component analysis of the variance-covariance matrix:*

A) Mean co-ordinates along the first and second axes of the observations regrouped within the 10° longitude zone in order to show the spatial significance of the first factor (opposition between East Equatorial and South Central Pacific).

B) Mean co-ordinate along the first and second axes of the observations regrouped per month in order to show the time significance of the second factor (opposition between austral summer and winter).

C) Mean relative contribution to the second axis of the observations regrouped within the 10° longitude zone in order to show a maximum intensity of the seasonal variations in the South West Pacific and in the East equatorial Pacific.

pas représenté les valeurs, très élevées, concernant le tronçon nord équatorial du trajet (entre 80 et 100°W). Les peuplements très particuliers associés aux eaux dessalées du Golfe de Panama individualisent fortement cette région, tant sur le premier que sur le second axe (fig. 5a et b). Les moyennes mensuelles des coordonnées observation sur l'axe 2, montrent pourtant qu'on observe dans les secteurs 11 et 12 (80-100°W) une évolution saisonnière, vraisemblablement liée aux pulsations des eaux dessalées.

### Variabilité spatiale

Nous venons de voir l'importance primordiale du facteur spatial, révélée par l'analyse en composantes principales. De manière générale, les points observations mensuelles, relatifs à un secteur géographique donné, restent bien regroupés dans le plan factoriel 1-2. Ainsi, en dépit de la médiocrité de notre échantillonnage, nous constatons, à une certaine échelle spatiale, l'existence d'une bonne stabilité temporelle des peuplements de copépodes. Ceci nous encourage donc à entreprendre l'examen de la seule variabilité spatiale, en éliminant le facteur temps. Nous avons cette fois commencé par effectuer une analyse des correspondances sur le tableau 239 observations moyennes (secteurs géographiques de 1° de latitude par 2° de longitude), 79 espèces (effectifs moyens dans chaque secteur). Les deux premiers facteurs extraient respectivement 12,8 et 8,7 de la variance totale. Le premier axe oppose les peuplements du centre du Pacifique tropical Sud à ceux de la région équatoriale Est, tandis que le second représente le gradient écologique qui s'établit entre la zone du maximum d'intensité de l'upwelling (la température moyenne de surface la plus basse est observée entre 1°S et l'équateur) et les régions subéquatoriales Sud et surtout Nord. Remarquons la relative régularité de la distribution des points observations le long de l'axe 1 et, dans une moindre mesure, 2 (fig. 6). Nous avons ensuite procédé à une partition des observations dans l'espace des cinq premiers axes (totalisant 40% de la variance totale). Les observations appartenant à chacune des six classes principales issues de cette partition sont assez bien regroupées géographiquement, attestant ainsi la représentativité satisfaisante de notre échantillonnage (fig. 7). Seules les observations de la classe 4, ne comprenant d'ailleurs que 13 éléments, apparaissent très dispersées.

Il en va de même dans le plan factoriel 1-2 où les classes sont généralement constituées de points voisins (fig. 6). Le dendrogramme de la figure 7 montre la forte individualisation de la classe 6. Elle correspond aux peuplements du Pacifique central Sud dont l'espèce la

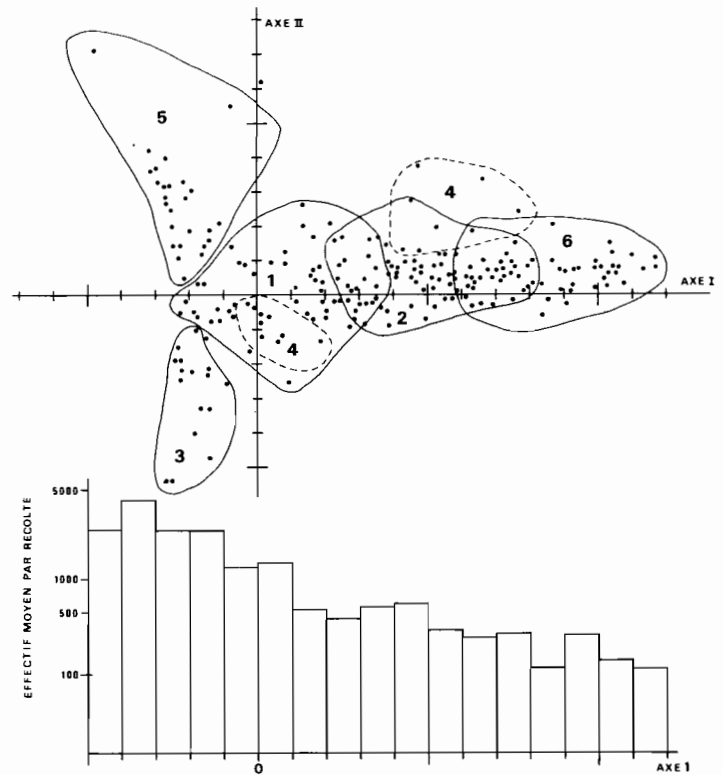


Figure 6

Analyse des correspondances du tableau des 239 observations moyennes par secteur de 2° de longitude et 1° de latitude. Projection des points observations sur le plan factoriel des axes 1 et 2. Les 6 classes principales d'observations ont été figurées. L'histogramme représente la décroissance de l'effectif moyen des copépodes par récolte selon la coordonnée sur l'axe 1.

*Correspondance analysis of the 239 mean observations per 2° longitude × 1° latitude zone. Plotting of the observations on the factorial plan 1-2. The 6 main classes of observations have been represented. The histogram (below) represents the decrease in the mean number of copepods per sample along the first axis.*

plus caractéristique est *Euchaeta marinella*. Deux sous-classes, mal séparées spatialement, peuvent être considérées. Elles se distinguent par l'importance relative de *E. marinella*, mais aussi par la richesse des peuplements; c'est dans la sous-classe où l'effectif moyen par récolte est le plus faible que la dominance

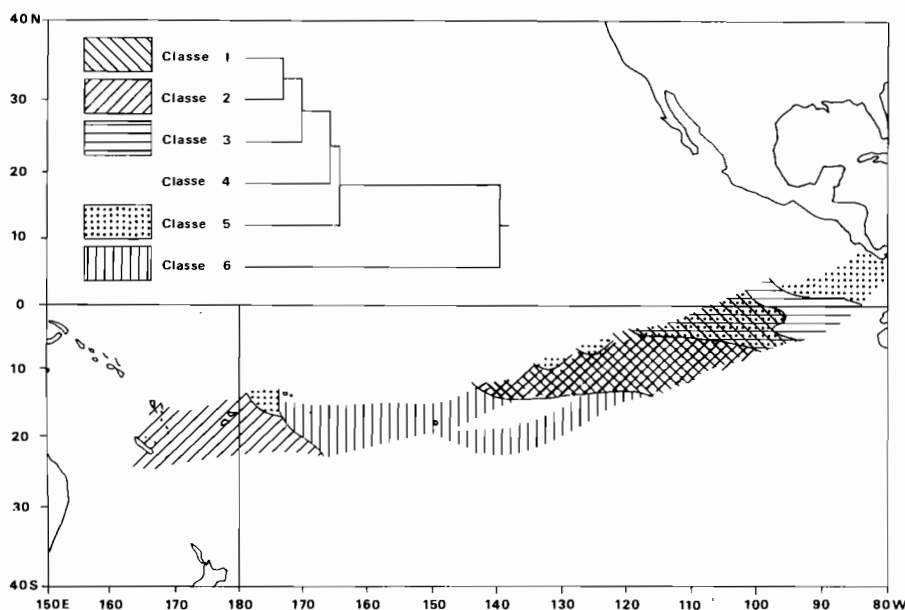


Figure 7

Localisation géographique de 5 des 6 classes principales issues de la partition des observations dans l'espace des 5 premiers facteurs. Le dendrogramme montre les relations entre chacune des 6 classes.

*Geographic location of classes 1, 2, 3, 5 and 6 obtained by making a cluster analysis of the spatial observations for the first five factors.*

Tableau 2

Espèces de copépodes dont la fréquence dans chacune des six classes de récoltes excède d'au moins 10% la fréquence dans l'ensemble des 239 observations moyennes.

*Copepod species with a frequency in each of the six classes exceeding by at least 10% the frequency in the total 239 mean observations.*

		(%)		
Classe 1			Classe 4	
<i>Undinula darwinii</i>	18,99		<i>Pleuromamma borealis</i>	12,66
<i>Clausocalanus</i> spp.	9,97		<i>Oncaea venusta</i>	10,65
<i>Oncaea venusta</i>	8,25		<i>Lucicutia flavicornis</i>	8,37
<i>Acrocalanus gracilis</i>	6,31		<i>Clausocalanus</i> spp.	7,31
<i>Euchaeta rimana</i>	6,25		<i>Pleuromamma abdominalis</i>	6,45
<i>Paracalanus</i> spp.	6,12		<i>Oncaea mediterranea</i>	5,04
<i>Lucicutia flavicornis</i>	4,18		<i>Scolecithrix danae</i>	4,11
<i>Scolecithrix danae</i>	2,90		<i>Paracalanus</i> spp.	3,89
<i>Corycaeus crassiusculus</i>	2,80		<i>Eucalanus subcrassus</i>	3,31
<i>Pleuromamma gracilis</i>	2,57		<i>Calanopia</i> spp.	2,81
<i>Onychocorycaeus pacificus</i>	2,33		<i>Pleuromamma gracilis</i>	2,75
<i>Corycaeus speciosus</i>	2,26		<i>Temora discaudata</i>	2,50
<i>Temora discaudata</i>	2,02		<i>Calanus minor</i>	2,37
<i>Canthocalanus pauper</i>	1,98		<i>Pleuromamma piseki</i>	2,22
<i>Pleuromamma piseki</i>	1,55		<i>Centropages furcatus</i>	2,22
<i>Calanus minor</i>	1,35		<i>Corycaeus crassiusculus</i>	1,93
<i>Acartia negligens</i>	1,29		<i>Acrocalanus gracilis</i>	1,83
<i>Acrocalanus longicornis</i>	1,22		<i>Euchaeta rimana</i>	1,62
<i>Eucalanus subtenuis</i>	1,20		<i>Onychocorycaeus pacificus</i>	1,57
<i>Pleuromamma borealis</i>	1,20		<i>Undinula darwinii</i>	1,17
<i>Farranula gibbula</i>	1,19		<i>Eucalanus subtenuis</i>	1,14
<i>Euchaeta indica</i>	1,10		<i>Oncaea conifera</i>	1,08
<i>Agetus typicus</i>	1,00		<i>Corycaeus speciosus</i>	1,05
			<i>Eucalanus attenuatus</i>	1,04
Classe 2			Classe 5	
<i>Pleuromamma piseki</i>	17,10		<i>Oncaea venusta</i>	33,52
<i>Lucicutia flavicornis</i>	8,71		<i>Canthocalanus pauper</i>	7,88
<i>Undinula darwinii</i>	7,89		<i>Acrocalanus gracilis</i>	7,84
<i>Oncaea venusta</i>	6,32		<i>Clausocalanus</i> spp.	4,77
<i>Clausocalanus</i> spp.	5,67		<i>Euchaeta rimana</i>	4,70
<i>Pleuromamma gracilis</i>	5,31		<i>Paracalanus</i> spp.	4,30
<i>Calanus minor</i>	4,67		<i>Undinula darwinii</i>	4,11
<i>Agetus typicus</i>	4,27		<i>Onychocorycaeus pacificus</i>	3,37
<i>Euchaeta rimana</i>	4,04		<i>Scolecithrix danae</i>	3,23
<i>Corycaeus speciosus</i>	3,30		<i>Corycaeus crassiusculus</i>	2,41
<i>Scolecithrix danae</i>	3,25		<i>Corycaeus speciosus</i>	2,13
<i>Acartia negligens</i>	2,87		<i>Euchaeta indica</i>	2,01
<i>Pleuromamma abdominalis</i>	2,85		<i>Acrocalanus longicornis</i>	1,92
<i>Corycaeus crassiusculus</i>	2,25		<i>Temora discaudata</i>	1,82
<i>Oncaea conifera</i>	1,99		<i>Farranula concinna</i>	1,63
<i>Pleuromamma borealis</i>	1,83		<i>Centropages furcatus</i>	1,42
<i>Farranula gibbula</i>	1,54		<i>Ditrichocorycaeus andrewsi</i>	1,15
<i>Rhincalanus cornutus</i>	1,45		<i>Pleuromamma gracilis</i>	1,09
<i>Acrocalanus gracilis</i>	1,00		<i>Undinula vulgaris</i>	1,05
Classe 3			Classe 6	
<i>Clausocalanus</i> spp.	35,81		<i>Lucicutia flavicornis</i>	14,39
<i>Oncaea venusta</i>	7,96		<i>Euchaeta marinella</i>	10,83
<i>Undinula darwinii</i>	6,64		<i>Pleuromamma piseki</i>	10,29
<i>Paracalanus</i> spp.	6,22		<i>Agetus typicus</i>	9,69
<i>Onychocorycaeus pacificus</i>	5,73		<i>Calanus minor</i>	8,55
<i>Eucalanus subtenuis</i>	3,76		<i>Clausocalanus</i> spp.	5,19
<i>Acrocalanus longicornis</i>	3,18		<i>Corycaeus speciosus</i>	4,30
<i>Corycaeus crassiusculus</i>	2,72		<i>Undinula darwinii</i>	3,84
<i>Acartia danae</i>	2,29		<i>Acartia negligens</i>	3,41
<i>Acrocalanus gracilis</i>	2,11		<i>Paracandacia bispinosa</i>	2,80
<i>Temora discaudata</i>	2,08		<i>Agetus flaccus</i>	2,18
<i>Calanus minor</i>	2,03		<i>Oncaea venusata</i>	2,17
<i>Euchaeta rimana</i>	1,95		<i>Pleuromamma abdominalis</i>	2,05
<i>Lucicutia flavicornis</i>	1,80		<i>Farranula gibbula</i>	1,94
<i>Pleuromamma gracilis</i>	1,64		<i>Pleuromamma gracilis</i>	1,77
<i>Euchaeta longicornis</i>	1,38		<i>Urocorycaeus lautus</i>	1,69
<i>Scolecithrix danae</i>	1,32		<i>Pleuromamma borealis</i>	1,56
<i>Pleuromamma borealis</i>	1,08		<i>Corycaeus crassiusculus</i>	1,17
			<i>Temora discaudata</i>	1,08

de *E. marinella* est la plus marquée. De part et d'autre de cette région centrale, nous trouvons les peuplements représentés par les classes 1 et 2, très proches sur le dendrogramme. A l'Ouest, la classe 2 domine largement (bien que s'y ajoutent 8 des 13 observations de la classe 4, tandis qu'à l'Est, les classes 1 et 2 sont très mélangées, sans qu'apparaisse de discrimination géo-

graphique nette. Si nous considérons l'ordination de ces classes par rapport à l'axe 1, on constate que le nuage des points observations de la classe 2, s'intercale en fait entre ceux figurant les classes 6 et 1 (fig. 6). La différence essentielle entre les classes 1 et 2, semble porter sur l'importance respective d'espèces herbivores telles *Undinula darwinii* et *Clausocalanus* spp. (cf. tableau 2);

à ce titre les peuplements de la classe 1 paraissent disposer de ressources trophiques plus importantes que ceux de la classe 2 (dont l'effectif moyen par récolte est d'ailleurs deux fois moindre).

Entre approximativement l'équateur et 10°S et à l'ouest de 95°W, nous rencontrons une zone de mélange où prédominent encore les peuplements de la classe 1 mais où les apports des classes 3 et 5 sont sensibles. Notons la disparition complète de la classe 2. La classe 3 représente les peuplements équatoriaux les plus riches en individus (moyenne de plus de 3 500 par récolte). Les herbivores, avec les genres *Clausocalanus*, *Paracalanus*, *Acrocalanus*, *Eucalanus*, *Calanus*, entrent pour plus de 60% dans ces peuplements. Enfin, la classe 5 est pour les deux tiers circonscrite au nord de l'équateur. Les espèces carnivores (où domine *Oncaea venusta*) représentent plus de 50% des effectifs. L'apport faunistique des eaux dessalées du Golfe de Panama semble minime, tout au moins en ce qui concerne les espèces « structurantes » (Dessier, Laurec, 1979). On peut cependant signaler comme espèce caractéristique de cette région, *Labidocera acuta*, rencontrée nulle part ailleurs.

## DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Compte tenu de l'étendue de la zone prospectée, il n'est pas surprenant que le facteur spatial soit responsable, en premier lieu et de très loin, de la variabilité, tant quantitative que qualitative, des peuplements de copépodes. En ce qui concerne les variations temporelles, nous n'avons envisagé que les aspects saisonniers. Comme l'évolution des paramètres physiques pouvait le laisser supposer, le facteur saisonnier se manifeste le plus fortement dans le sud-ouest du Pacifique et dans la région équatoriale. Le second facteur extrait par l'analyse en composantes principales rend compte de cette opposition entre période estivale (février-mars) et hivernale (août-septembre) et montre qu'elle peut être observée, avec une intensité variable, dans tous les secteurs. L'effectif total des copépodes (fig. 4) reflète cette évolution et fait apparaître en toutes régions, plus ou moins nettement (les cotisations d'abondance « écrasant » peut-être trop les variations dans les grandes valeurs), un maximum hivernal. Ce type de fluctuation se retrouve chez les principales espèces herbivores telles *U. darwinii* ou le genre *Clausocalanus*, directement liées aux enrichissements trophiques saisonniers. En ce qui concerne les espèces carnivores, les phénomènes sont beaucoup moins nets. Il semblerait que les maximums soient inversés à l'Ouest, où il est nettement hivernal, et à l'Est où il serait plutôt estival (cas de *Oncaea venusta* et *E. rimana*). Dans le Pacifique Sud-Ouest, la formation d'une couche homogène dépassant 100 m d'épaisseur, entre juin et septembre, et la faible intensité de la pycnocline sous-jacente, facilitent les apports d'éléments nutritifs par diffusion depuis les couches profondes. D'autres mécanismes d'enrichissement liés à la présence des masses insulaires doivent aussi intervenir. Il est ainsi probable que les apports terrigènes, directement liés à l'intensité des précipitations, jouent un rôle durant l'été (saison des cyclones tropicaux). Ainsi dans le lagon néo-calédonien, la

biomasse zooplanctonique atteint ses plus fortes valeurs en février-mars (Binet, comm. pers.), à l'encontre de ce qui est observé au large. L'apparition dans nos échantillons, vers la fin de l'été, de *Calanopia* spp (ou domine *C. minor*) est certainement à relier aux influences néritiques qui se manifestent alors le plus fortement. L'analyse des correspondances privilégie ces espèces caractéristiques et, par exemple, *Calanopia* spp contribue pour près de 50% à la définition du second facteur (saisonnier) extrait par cette analyse.

L'upwelling équatorial diminue d'intensité durant l'été austral, ainsi qu'en témoigne une température supérieure à 27°C entre février et avril. Une diminution corrélative des teneurs en chlorophylle ((Dandonneau, 1979) et de l'effectif des espèces herbivores est observée. Un autre phénomène hydrologique intervient aussi en cette saison : il concerne l'extension estivale vers le Sud-Ouest des eaux dessalées du Golfe de Panama et la capture, bien que très rare, de *Labidocera acuta*, entre 80 et 90°W, à cette période de l'année, en est très vraisemblablement la conséquence.

Au sud de l'équateur (jusque vers 15°S), l'évolution saisonnière demeure très sensible. Cette région reste soumise aux phénomènes équatoriaux ainsi qu'en témoigne l'extension vers le Sud en hiver des eaux froides issues de l'upwelling. Les effectifs des espèces herbivores diminuent progressivement vers le Sud, mais leurs fluctuations saisonnières restent identiques à celles de la région équatoriale.

A l'instar du Pacifique central Nord, le Pacifique central Sud est une région écologiquement très stable où les variations saisonnières sont faibles. En hiver, l'épaississement de la couche homogène et la faible intensité de la thermocline, favorisent, comme c'est le cas plus à l'Ouest, la diffusion vers la couche euphotique des éléments nutritifs. L'accroissement de l'effectif moyen des copépodes par récolte indique effectivement une augmentation modérée de la production. Au cours du second semestre on semble aussi assister, tout au moins pour la période considérée, à une extension zonale des eaux à salinité supérieure à 35,50‰, en même temps que se renforce le courant équatorial Sud (Rougerie *et al.*, 1981). L'augmentation hivernale de la fréquence d'occurrence de *E. marinella* à l'ouest de 170°W, est à rapprocher de ces phénomènes.

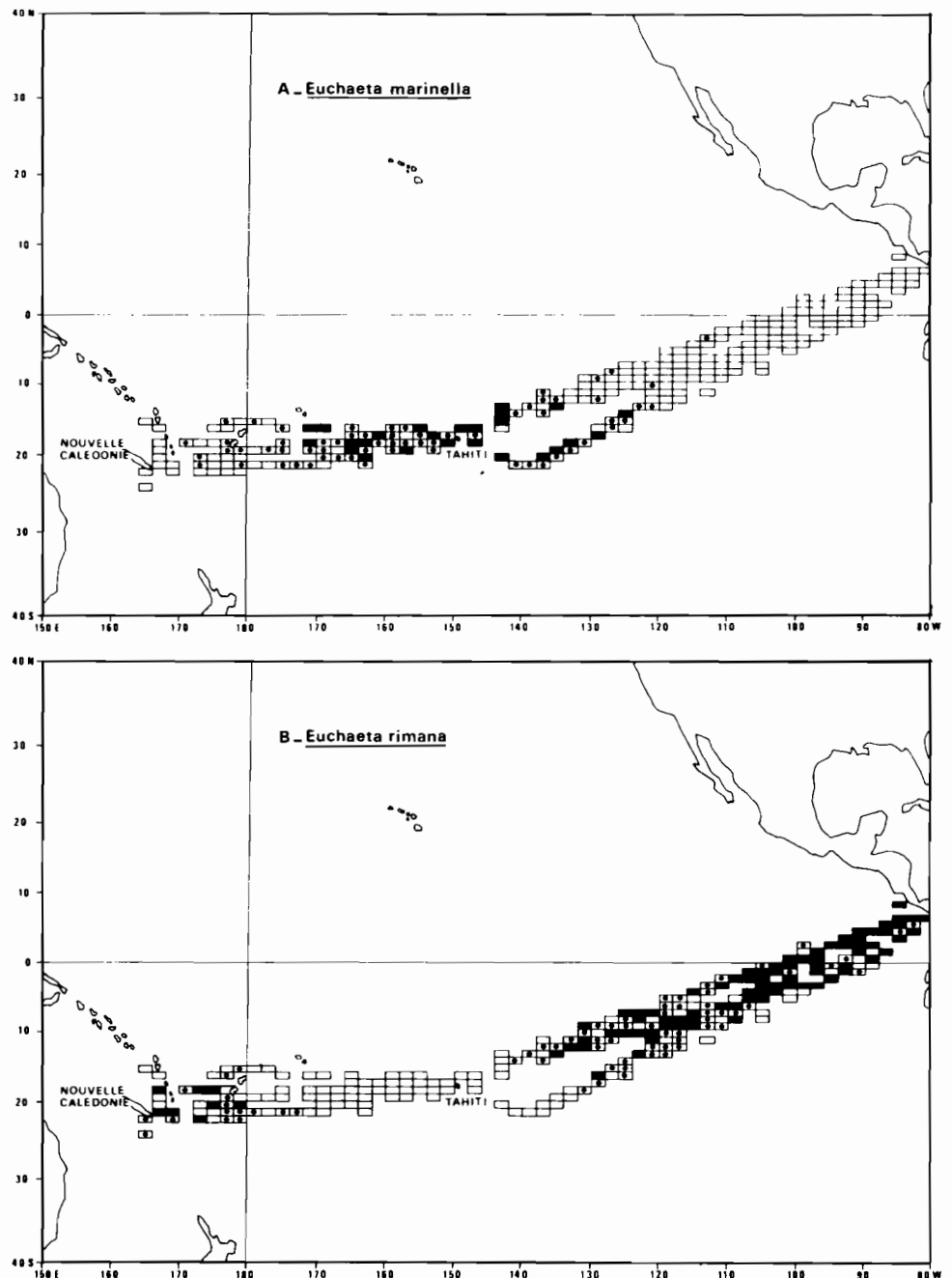
Dans notre étude de la variabilité temporelle, nous n'avons envisagé que les aspects saisonniers. Notre échantillonnage est insuffisant pour permettre la mise en évidence des conséquences d'une variabilité interannuelle au niveau, par exemple, de l'intensité de l'upwelling équatorial, plus faible en 1979 qu'en 1978. Par contre, certains événements, tels le déclenchement d'un El Niño, devraient s'accompagner de modifications décelables des peuplements épiplanctoniques.

La variabilité spatiale serait, d'après l'analyse des correspondances, générée par deux facteurs principaux. Le premier qui oppose les peuplements de la région équatoriale à ceux du Pacifique central Sud, opère en fait, une ordination selon une richesse décroissante de ces peuplements puisque l'effectif moyen par récolte passe de 3 568 individus, pour la classe 3, à 213 pour la classe 6 (et même 139 pour la sous-classe la plus

Figure 8

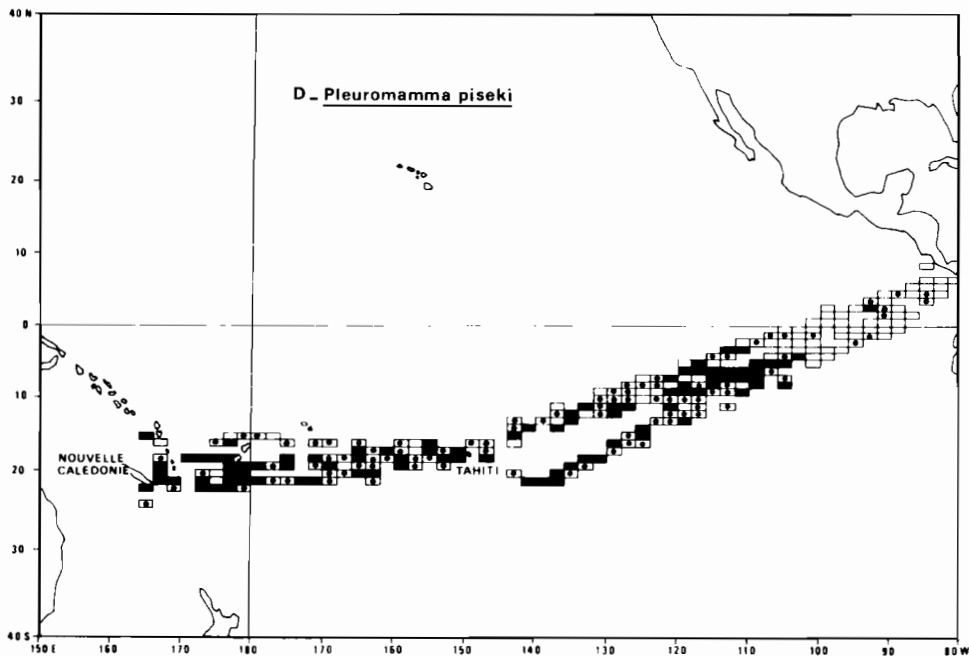
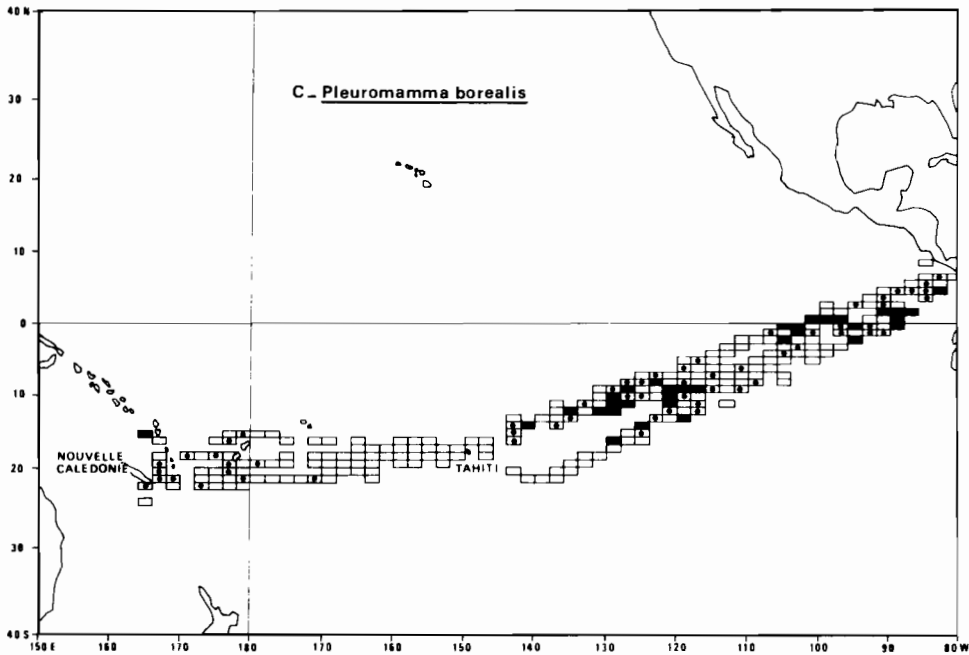
Répartition géographique des espèces *Euchaeta marinella* (A), *E. rimana* (B), *Pleuromamma piseki* (C) et *P. borealis* (D) :  $\blacksquare$  1 à 18 organismes par récolte,  $\blacksquare$  plus de 18 organismes.

Geographic distribution of the species *E. marinella* (A), *E. rimana* (B), *P. piseki* (C) and *P. borealis* (D):  $\blacksquare$  1 to 18 organisms per sample,  $\blacksquare$  more than 18 organisms.



pauvre), cf. histogramme de la figure 6. Le second facteur correspond à la zonation des peuplements dans la région équatoriale où on peut grossièrement retrouver le schéma classique : dominance d'espèces herbivores (classe 3) dans la zone du maximum de production phytoplanctonique (entre 2°S et 1°N) et accroissement de l'importance des espèces carnivores (classe 5) quand on s'en éloigne (tableau 2). En fait, le « vieillissement » de l'écosystème généré par l'upwelling équatorial ne se fait pas de manière symétrique au nord et au sud de l'équateur. Pour l'essentiel, les observations appartenant à la classe 5, sont regroupées au Nord où la permanence des conditions écologiques est certainement la plus forte. Au Sud, on retrouve pourtant quelques traces de la classe 5, mélangées aux classes 1 et 3. Dans les classes 1 et 3, la proportion des herbivores est identique (63%), mais alors que dans la classe 2 près de 40% de ceux-ci (appartenant essentiellement au genre *Pleuromamma*) sont connus pour effectuer des migrations nyctémérales de grande amplitude, il n'y en a que 10%

dans la classe 1. On peut y voir deux types de stratégies d'exploitation de la production phytoplanctonique. Dans les régions où sont localisées les observations appartenant à la classe 1, la teneur moyenne de l'eau de surface en chlorophylle est supérieure d'environ 30% à celle où se trouve la classe 2. Une espèce, telle *Undinula darwinii* (19% des effectifs de la classe 1, voir tableau 2) présente un indice d'alimentation diurne à peine inférieur à l'indice nocturne (Hayward, 1980), et comme cette espèce ne migre pas ou peu, l'exploitation de la production phytoplanctonique est faite en continu, sans inconvénient puisque cette production est relativement élevée dans les régions où *U. darwinii* est rencontrée. Par contre, dans les eaux plus pauvres, les espèces du genre *Pleuromamma* ne s'alimentent que la nuit (Hayward, 1980), lorsqu'elles migrent vers les couches superficielles, faisant ainsi alterner les phases de production et celles de consommation. C'est l'écosystème représenté par la classe 6 qui est le plus original et le mieux individualisé. Correspondant



aux eaux les plus pauvres de la partie centrale du Pacifique Sud, il est en quelque sorte symétrique de celui décrit par McGowan et Walker (1979) dans le tourbillon central du Pacifique Nord. La faible variabilité des conditions du milieu y a certainement favorisé une évolution vers un état de relative stabilité, comme semble l'indiquer l'absence d'une dominance spécifique marquée à l'instar des autres classes (tableau 2). Mais la caractéristique taxonomique la plus intéressante de ces peuplements est la forte proportion de *Euchaeta marinella*. Cette espèce, dont la description n'a été faite qu'en 1974 par Bradford, est signalée par cet auteur dans les régions tropicales du Pacifique Nord et Sud. Dans nos observations, sa distribution géographique coïncide assez bien avec celle des récoltes de la classe 6 et si nous avons pu la capturer à l'Ouest de 170°W (fig. 8 a; région du front halin), c'est de façon sporadique et en faibles effectifs (cotation 1, parfois 2). L'espèce voisine, *E. rimana* (il ne semble pas que nous ayons observé *E. marina*) est rencontrée dans toutes les

autres régions (fig. 8 b), avec une préférence pour la région équatoriale.

Il est probable que le système semi-fermé auquel peut être assimilée cette région centrale du Pacifique Sud ait été à l'origine de l'individualisation de *E. marinella*. Les autres espèces du genre, *E. longicornis* et *indica*, ont une attribution presque exclusivement équatoriale.

Les points figurant les observations de la classe 4 dans le plan factoriel 1-2, bien qu'assez mal regroupés (fig. 6), se situent, pour la plupart, dans le nuage correspondant à la classe 2. La différence entre les deux classes porte sur la nature de l'espèce de *Pleuromamma* dominante : *P. piseki* dans la classe 2 et *P. borealis* dans la classe 4, et sur l'effectif moyen des copépodes par récolte, nettement plus élevé dans la classe 4 (1892 contre 466). Ces deux espèces de *Pleuromamma* ont des aires de répartition sensiblement différentes. La présence de *P. piseki* est permanente au sud de 5°S (fig. 8 c); plus au Nord elle n'est observée que dans quelques récoltes.

*P. borealis* (fig. 8d) n'est trouvée que dans trois secteurs : Pacifique Sud-Ouest, dans la région équatoriale et dans une zone approximativement comprise entre 120-140°W, et 5-15°S. La localisation géographique des observations de la classe 4 n'est pas nette. On les trouve à la fois dans le Pacifique Sud-Ouest mêlées à celles de la classe 2 et à l'Est, dans la région équatoriale. On retrouve cette disjonction en deux ensembles dans le plan factoriel 1-2 (fig. 6). Si on examine la composition des peuplements de cette classe, on constate qu'ils renferment plusieurs espèces néritiques : *Calanopia* spp, capturée uniquement dans le Pacifique Sud-Ouest et *Centropages furcatus* et *Eucalanus subcrassus* dans l'est du Pacifique équatorial. Le caractère « accidentel » de l'apparition de ces espèces a pour conséquence de fortement caractériser les récoltes où elles sont observées. Van der Spoel et Pierrot-Bults (1979) ont effectué, après McGowan (1971), une synthèse des connaissances sur la biogéographie du zooplancton du Pacifique. Selon les paramètres physiques envisagés, deux classifications sont possibles pour les eaux de surface. On peut les caractériser par leurs propriétés physico-chimiques (Muromtsev, 1958), essentiellement température et salinité en ce qui nous concerne, ou bien les rattacher aux divers courants des systèmes de circulation océanique (Beklemishev, 1971). Ces deux classifications sont d'ailleurs complémentaires. Le système de Muromtsev semble plus utile quand on cherche à expliquer les distributions d'espèces individuelles comme la conséquence (directe ou non) des propriétés physiques locales des masses d'eau. L'aire de répartition de *Euchaeta marinella* (fig. 8), correspondant approximativement au maximum de salinité superficielle du Pacifique central Sud ( $S^{\text{‰}} > 35,5$ ), illustre l'intérêt biogéographique de ce type de découpage. Remarquons pourtant que la répartition de *E. marinella* ne coïncide que très imparfaitement avec les limites d'extension de la « S. Central Subtropical Surface Water » de Muromtsev. Pour expliquer les structures des communautés planctoniques et donner une interprétation plus écologique de la biogéographie, il semble plus approprié d'utiliser le système de Beklemishev, car la circulation détermine largement le niveau des enrichissements trophiques et celui de la production biologique. La distribution géographique des classes d'observation (fig. 7) peut être reliée, dans ses grandes lignes, aux catégories d'eau

définies par Beklemishev. C'est ainsi que les classes 3 et 5 correspondent aux limites de la « E. Pacific Tropical Water », le mélange des classes 1 et 2 à la « S. Tropical terminal Water » et les classes 2 et 6 à la « S. Subtropical Cyclical Water ». L'extension donnée par Beklemishev à cette dernière catégorie d'eau est excessive pour rendre compte de l'aire faunistique originale représentée par la classe 6 dont nous avons pu noter la forte individualisation.

Van der Spoel et Pierrot-Bults insistent sur l'isolement écologique du Pacifique Est (E. Pacific Tropical Water). Nous ne disposons pas d'observations à l'ouest de 110-120°W, pour vérifier chez les copépodes les conséquences de cet isolement. C'est dans cette région que nous avons observé les plus fortes abondances chez la plupart des espèces ayant une aire de répartition très vaste (*Undinula darwinii*, *Euchaeta rimana*, *Pleuromamma abdominalis*, *P. gracilis*, etc.). Nous n'y avons pas noté d'endémisme marqué. Notre mode d'échantillonnage peut d'ailleurs conduire à des artéfacts. Ainsi l'espèce *Euchaeta longicornis* n'a été, à une exception près, rencontrée nulle part ailleurs que dans l'est du Pacifique équatorial. Pourtant nous avons pu constater que cette espèce était partout observée à l'ouest de 170°W, dans des pêches effectuées obliquement entre 80 et 100 m de la surface. Il est probable que dans la région équatoriale la faible épaisseur de la couche isotherme favorise une concentration plus superficielle des populations de *E. longicornis*; ce phénomène peut certainement jouer pour d'autres espèces. De toute façon, le découpage proposé par Beklemishev ne saurait rendre compte de la complexité écologique et faunistique que nous avons observée dans l'est du Pacifique équatorial.

## Remerciements

Nous tenons à vivement remercier les équipages successifs des navires « Rodin », « Rousseau » et « Rostand » de la CGM qui ont accepté d'effectuer quotidiennement les récoltes de zooplancton en plus des diverses observations hydrologiques de surface et subsurface.

## RÉFÉRENCES

- Anonyme**, 1973. Continuous Plankton Records: a plankton atlas of the North Atlantic and the North Sea, *Bull. Mar. Ecol.*, **7**, 1-174.
- Beklemishev C. W.**, 1971. Distribution of plankton as related to micropalaeontology, in: *The micropalaeontology of oceans*, edited by B. M. Funnell and W. R. Riedel, Cambridge Univ. Press, 75-87.
- Benzecri J. P. et al.**, 1973. *L'analyse des données. Tome 1 : la taxinomie*, Dunod, Paris, VIII + 615 p.
- Blanc F., Chardy P., Laurec A., Reys J. P.**, 1976. Choix des métriques qualitatives en analyse d'inertie. Implications en écologie marine benthique, *Mar. Biol.*, **35**, 1, 49-67.
- Bradford J. M.**, 1974. *Euchaeta marina* (Prestandrea) (Copepoda, Calanoida) and two closely related new species from the Pacific, *Pacific Sci.*, **28**, 2, 159-169.
- Brinton E.**, 1962. The distribution of pacific euphausiids, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, **8**, 2, 51-270.
- Colebrook J. M.**, 1964. Continuous plankton records: a principal component analysis of the geographical distribution of zooplankton, *Bull. Mar. Ecol.*, **6**, 3, 78-100.
- Colebrook J. M.**, 1978. Continuous plankton records: zooplankton and environment, North-East Atlantic and North Sea, 1948-1975, *Oceanol. Acta*, **1**, 1, 9-23.
- Colebrook J. M., Taylor A. H.**, 1979. Year-to-year changes in sea-surface temperature, North Atlantic and North Sea, 1948 to 1974, *Deep Sea Res.*, **26**, 7, 825-850.
- Dandonneau Y.**, 1980. Time and space variations of surface chlorophyll in the Pacific Ocean: first results, *Proceedings of the fourth symposium for the cooperative study of the Kuroshio and adjacent regions*, *The Japan Academy, Tokyo, Japan*, 678-696.
- Dandonneau Y.**, 1982. A method for the rapid determination of chlorophyll plus phaeo-pigments in samples collected by merchant ships. *Deep-Sea Res.*, **29**, 5, 647-654.
- Dessier A.**, 1981. Use of merchant ships for collecting zooplankton, *Trop. Ocean-Atmos. Newslett.*, **7**, 2.
- Dessier A., Laurec A.**, 1978. Le cycle annuel du zooplancton à Pointe-Noire (R.P. Congo). Description mathématique, *Oceanol. Acta*, **1**, 3, 285-304.
- Donguy J. R., Hénin C.**, 1980. Surface conditions in the eastern equatorial Pacific related to the intertropical convergence zone of the winds, *Deep-Sea Res.*, **27**, 693-714.
- Fager E. W., McGowan J. A.**, 1963. Zooplankton species groups in the North Pacific, *Science*, **140**, 453-460.
- Fleminger A., Hulsemann K.**, 1974. Systematics and distribution of the four sibling species comprising the genus *Pontellina* Dana (Copepoda, Calanoida), *Fish. Bull.*, **72**, 1, 63-120.
- Frost B., Fleminger A.**, 1968. A revision of the genus *Clausocalanus* (Copepoda: Calanoida) with remarks on distributional patterns in diagnostic characters, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, **12**, 1-235.
- Glover R. S.**, 1953. The Hardy plankton indicator and sampler: a description of the various models in use, *Bull. Mar. Ecol.*, **4**, 26, 7-20.
- Grice G. D.**, 1961. Calanoid copepods from equatorial waters of the Pacific, *Fish. Bull.*, **61**, 171-246.
- Haurly L. R., McGowan J. A., Wiebe P. H.**, 1978. Patterns and processes in the time-space scales of plankton distributions, in: *Spatial pattern in plankton communities*, edited by J. H. Steele, Plenum, 277-327.
- Hayward T. L.**, 1980. Spatial and temporal feeding patterns of copepods from the North Pacific central gyre, *Mar. Biol.*, **58**, 4, 295-309.
- Lang B. T.**, 1965. Taxonomic review and geographical survey of the copepod genera *Eucalanus* and *Rhincalanus* in the Pacific ocean, *Ph. D. Dissert., Univ. California, San Diego, La Jolla, California*.
- Laurec A.**, 1979. Analyse des données et modèles prévisionnels en écologie marine, *Thèse Doct. État, Univ. Aix-Marseille*.
- Legendre L., Legendre P.**, 1979. *Écologie numérique. 2. La structure des données écologiques*, Coll. d'écologie n° 13, Masson, Paris, 254 p.
- McGowan J. A.**, 1971. Oceanic biogeography of the Pacific, in: *The micropalaeontology of the oceans*, edited by B. M. Funnell and W. R. Riedel, Cambridge Univ. Press., Cambridge, UK, 3-74.
- McGowan J., Walker P. W.**, 1979. Structure in the copepod community of the North Pacific central gyre, *Ecol. Monogr.*, **49**, 2, 195-226.
- Muromtsev A. M.**, 1958. *The principal hydrological features of the Pacific ocean*, Giniz, Leningran, Israel progr. Sci. Transl., Jerusalem, 1-417.
- Renon J. P.**, 1978. Un cycle annuel du zooplancton dans un lagon de Tahiti, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **16**, 1, 63-88.
- Rougerie F., Marec L., Gouriou Y.**, 1981. Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine polynésienne pendant l'année 1980, *Notes Doc. Océanogr. Centre ORSTOM, Papeete*, **81**, 13, 72 p.
- Tranter D. J.**, 1977. Further studies of plankton ecosystems in the eastern Indian Ocean, *Aust. J. Mar. Fresh. Res.*, **28**, 5, 593-625.
- Van der Spoel S., Pierrot-Bults A. C.**, 1979. Zoogeography of the Pacific Ocean, in: *Zoogeography and diversity in plankton*, edited by S. Van der Spoel and A. C. Pierrot-Bults, 293-327.



## LE REQUIN TIGRE, *GALEOCERDO CUVIERI* LACÉPÈDE, DES EAUX NÉOCALÉDONIENNES EXAMEN DES CONTENUS STOMACAUX

Paul RANCUREL <sup>(1)</sup> et André INTES <sup>(2)</sup>

(1) Laboratoire de Zoologie marine. Faculté des Sciences St Jérôme,  
rue H. Poincaré, F-13013 Marseille

(2) Office de la Recherche scientifique et technique Outre Mer,  
24, rue Bayard, F-75008 Paris

**Summary.** — The study of 30 stomach contents from 57 Tiger Sharks shows a very eclectic diet during their life, with a constant pressure on sea snakes by the juveniles and a regular predation on sea birds and turtles by adults.

Remains of deep bottom Crab (*Geryon quinquedens*) and a large pelagic undetermined squid beak, found in an adult, give to think these sharks are hunting down to 600 meters on the lower levels of the reef slope. Some data concerning the reproduction period are given.

**Résumé.** — L'examen de 30 contenus stomacaux de 57 requins tigres de Nouvelle Calédonie révèle un régime très éclectique de ce Requin à certaines périodes de son existence, avec une consommation constante de Serpents marins dans les stades jeunes et une consommation régulière d'Oiseaux de mer et de Tortues chez les adultes.

La découverte d'un Crabe profond (*Geryon quinquedens*) et du bec d'un grand Calmar pélagique non déterminé, prouve que ce Requin fréquente à l'état adulte des fonds supérieurs à 600 mètres au pied du talus récifal.

Des données relatives aux époques de reproductions sont fournies.

Le requin tigre, *Galeocerdo cuvieri* est bien connu pour son éclectisme alimentaire et les inventaires des contenus stomacaux font état d'un important pourcentage de matériels hétéroclites, consommables ou non. Si l'on examine les listes de ses proies, on constate qu'outre des éléments indigènes, quantité d'éléments provenant de rebuts divers rejetés à la mer, forme une part importante de cette alimentation. L'hétérogénéité des contenus stomacaux est d'autant plus grande que les eaux fréquentées sont moins éloignées des grands centres urbains.

Au cours de séries de pêches occasionnelles effectuées par le Centre de Nouméa ainsi que par des pêcheurs particuliers, des données portant sur 57 individus de requin tigre ont été rassemblées. Les captures étaient faites à l'aide de palangres flottantes et fixes, à l'intérieur du lagon et dans les passes du récif barrière par fonds de 12 à 20 mètres. Comme il l'a été souvent mentionné, le taux de réplétion stomacale est très variable et le nombre d'estomacs vides, tant naturellement que par

régurgitation au moment de la capture, a été relativement élevé (47,36 %).

Dans cette note, nous ne tiendrons compte que des 30 contenus stomacaux qui ont pu être étudiés en liaison avec la longueur du corps et du sexe des animaux. Les appâts utilisés, consistaient soit en Poissons fraîchement capturés, soit en pièces de chair de requin. Sur ce dernier appât seuls *Galeocerdo cuvieri* et *Carcharhinus leucas* se sont fait habituellement prendre, les autres espèces n'étant attirées pratiquement que par du Poisson fraîchement pêché.

Les résultats des captures font ressortir une plus grande abondance de femelles (67 %) par rapport aux mâles (32 %). Cette différence, qui semble être seulement le reflet de la proportion des sexes dans le lagon, se retrouve parfois néanmoins, quoique moins marquée, dans le décompte des embryons.

Si, malgré le faible effectif d'échantillonnage, on établit un histogramme de fréquences (fig. 1) en fonction de la longueur totale des animaux et en tenant compte des sexes, il semble que quatre classes bien distinctes soient présentes dans le lagon. Deux, dont la présence est normale, sont constituées par les grands adultes en reproduction lorsque les eaux du lagon atteignent 25°C ; deux autres correspondent aux jeunes provenant des naissances survenues pendant la fin de l'été précédent (1). Ces deux dernières classes comprennent principalement des femelles qui mesurent entre 2 et 3 mètres de longueur totale, les mâles étant très peu représentés. Le trop petit nombre d'échantillons nous permet seulement de signaler cette présence sans pouvoir formuler de conclusion quant à la présence et l'origine de ces deux classes intermédiaires.

De même, nous indiquons dans l'histogramme (fig. 2), la fréquence mensuelle des mâles, des femelles et le taux de réplétion stomacale. Ces données trop éparpillées ne peuvent conduire à des conclusions définitives mais leur

(1) Ovules mûrs en octobre (♀, 388 cm) ; embryons à terme 20 en février (♀, 375 cm), 40 en août (♀, 370 cm), 34 en juin (♀, 365 cm). Cette dernière femelle provenait des îles Chesterfield.

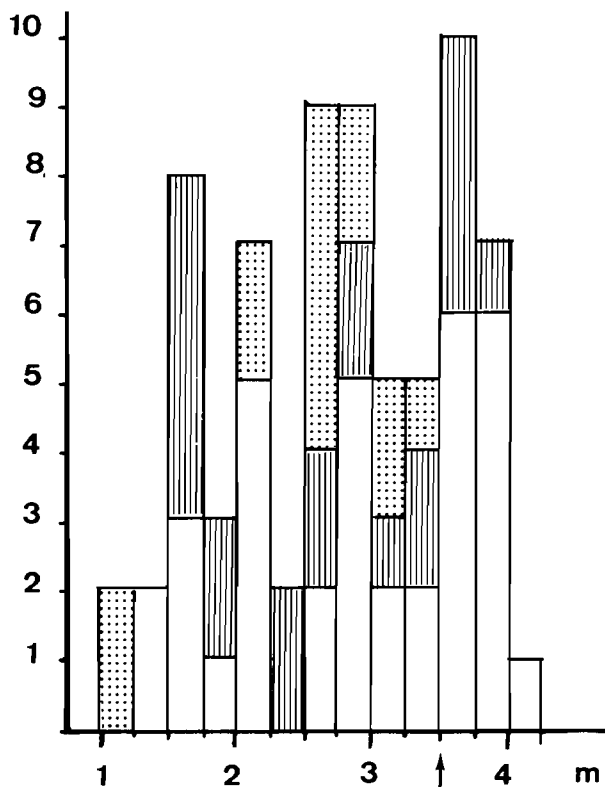


Figure 1. - Histogramme de la population de requins tigres étudiée. En abscisses sont portées les longueurs totales, en ordonnée les fréquences. Les zones en pointillé indiquent les animaux pour lesquels le sexe n'a pas été relevé (données extérieures) ; celles rayées, représentent les mâles, celles des femelles ont été laissées en clair.

difficulté d'obtention nous incite à les publier, en tant que base de travaux ultérieurs. On pourrait déduire de ces données, une présence presque constante des adultes reproducteurs avec prédominance des femelles, et une abondance relative en fin d'été austral ainsi que la présence quasi permanente des juvéniles jusqu'à la taille de 2 mètres et leur absence au début de la saison estivale. Les juvéniles des classes intermédiaires (classes 2 et 3), semblent également présents toute l'année en nombre moins important, mais avec une très forte prédominance des femelles, tandis que les pré-adultes (classe 4), sont très peu nombreux. La présence dans les contenus stomacaux des adultes, de matériel en provenance de l'extérieur du lagon pourrait suggérer une sortie plus fréquente en mer des préadultes et un retour vers le lagon au moment de la reproduction, le retour au lagon pouvant être considéré comme une phase d'activité trophique plus intense, préalable à la mise bas. Néanmoins, les taux de réplétion stomacale (malgré les aléas de la régurgitation) n'apportent pas d'éléments positifs à l'appui de l'hypothèse de non-alimentation des géniteurs au moment de la parturition.

L'examen des contenus stomacaux reportés dans ce tableau, fait ressortir, d'une part, la faible abondance de matériel exogène au lagon, mais confirme la tendance de ce requin à se nourrir volontiers de déchets divers.

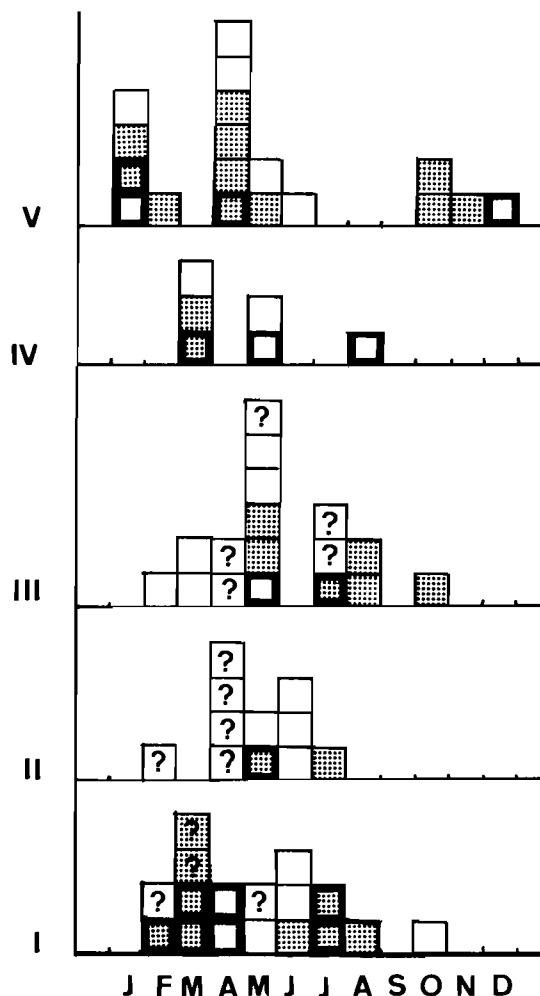


Figure 2. - Fréquences mensuelles des requins tigres dans le lagon calédonien pour les cinq classes retenues : I = longueurs totales inférieures ou égales à 200 cm ; II = de 201 à 250 cm ; III = de 251 à 300 cm ; IV = de 301 à 350 cm ; V = de 351 à 400 cm. Chaque carré correspond à un individu ; les carrés en pointillé correspondent aux animaux à estomacs pleins ; les carrés clairs aux estomacs vides. Le signe ? indique une absence de données concernant le sexe et la réplétion stomacale.

Ainsi, les carcasses d'animaux ou les débris en provenance d'abattages de bétail rejetés par les cours d'eaux ou abandonnés auprès des îlots, forment une partie de ce matériel, ainsi qu'un chiffon prélevé dans l'estomac d'un individu capturé à proximité du port de Nouméa.

Parmi les "divers", nous avons rangé les proies, soit inhabituelles, soit présentes épisodiquement dans les estomacs. Parmi les poissons, si l'on note très souvent des débris d'arêtes et des écailles, il n'est pas fréquent de rencontrer des animaux entiers ou déterminables. Néanmoins, il semble bien que les poissons soient, dans le lagon, la base du régime alimentaire du requin tigre, et, parmi ces Poissons, se trouvent le plus souvent des poissons à faible mobilité (*Diodon*, Coffre), ou probablement capturés de nuit pendant leur phase de repos (Perroquet, *Lethrinus*). Parmi les autres éléments constituant ces "divers" on peut mentionner, toujours

dans le lagon, des crustacés (*Scyllarides squamatus*, *Scylla serrata*), une Astérie, curieusement appelée localement "coussin de requin" (*Culcita novaeguinae*). Par contre, d'autres éléments rencontrés dans les estomacs correspondent à des animaux capturés au large, en dehors du récif barrière, et démontrent qu'il existe un certain renouvellement du stock de requins du lagon par de nouvelles arrivées en provenance de l'extérieur. Ces requins du large pourraient représenter, soit des animaux temporairement pélagiques et arrivant d'autres îles, tels ceux pêchés entre les Nouvelles Hébrides et la Nouvelle Calédonie : requin tigre mâle de 300 cm de longueur totale, estomac vide, en dehors des becs de Calmars ; Rancurel, 1976 ; soit des animaux "locaux", entrant et sortant périodiquement du lagon. Nous pouvons mentionner ainsi la présence dans certains contenus stomacaux de becs d'*Histioteuthis* déjà rencontrés chez un requin tigre capturé au large entre les Nouvelles Hébrides et la Nouvelle Calédonie, et plus spécialement d'un spécimen de *Geryon quinquedens* Smith ainsi que d'un bec de grand calmar pélagique. Ces récoltes ont toutes été effectuées dans des estomacs de requins tigres mâles (longueurs totales 342 et 355 cm). Le dernier de ces requins (LT 355 cm) a été capturé dans le lagon de Gadgi (île des Pins) au mois d'avril, à proximité du récif barrière. L'état de fraîcheur relative du crabe permettait d'estimer son ingestion à une dizaine d'heures seulement. Le bec du calmar, dépouillé de toute sa chair, avait séjourné beaucoup plus longtemps dans l'estomac.

La présence de *Geryon quinquedens* permet d'établir que le requin tigre peut fréquenter des fonds d'au moins 600 m, sur les pentes du récif. Les connaissances que nous avons de la biologie de ce crabe, découlent en Nouvelle Calédonie de pêches aux casiers pratiqués par l'un de nous tant sur la côte africaine que dans les eaux calédoniennes.

Les campagnes de pêches aux casiers autour de la Nouvelle Calédonie et des îles Loyautés ont permis de démontrer la présence du Crabe Rouge profond *Geryon quinquedens* Smith dans ces eaux. Les captures ont été enregistrées de 600 à 1000 m de fond avec un rendement légèrement supérieur aux alentours de 800 m. La présence d'un spécimen de cette espèce dans le contenu stomacal de *Galeocerdo* indique donc une prise de nourriture en profondeur, sur le fond, vraisemblablement à plus de 600 m ; les fonds de cet ordre se situant au moins à 8 milles nautiques du lieu de capture.

En outre, il est également permis d'affirmer une fois de plus que cette prise de nourriture s'est effectuée au niveau du fond, car le crabe rouge en période de repos s'enfouit légèrement dans le sédiment et en période d'activité se déplace en ne manifestant apparemment aucune tendance à la nage. Ce crabe a déjà été mentionné comme proie de *Raja laevis* à 750 m de profondeur (Clarke *et al.*, 1972).

La taille du bec de calmar récolté appelle également des remarques. L'un de nous (1) a signalé un échouage massif d'*Ommastrephes caroli*, espèce alors nouvelle pour le Pacifique, sur une plage de cette même île des Pins. Parmi les spécimens recueillis, tant mâles que femelles, le plus grand individu femelle dont la longueur palléale dorsale atteignait 520 mm possédait un bec inférieur dont la longueur mandibulaire n'atteignait que 13 mm. Or, le bec présent accuse pour cette même mesure une longueur de 19 mm. Malheureusement les mensurations des becs des grands *Ommastrephes caroli* décrits de l'Atlantique ne sont pas données dans la littérature.

Si ce bec appartenait réellement à un grand *O. caroli*, il s'agissait d'un individu dont la longueur palléale dorsale pouvait être, d'après les dimensions relatives des becs, voisine de 760 mm. Cette longueur correspond à celle de l'animal décrit par Robson (1925) d'un échouage survenu sur les côtes du Sud Yorkshire (Withernsea). La découverte d'un tel bec dans le Sud-Ouest Pacifique et dans le voisinage de l'échouage de 1976 pourrait être l'indication que la sous-espèce pacifique d'*O. caroli* atteindrait des dimensions importantes, comparables à celles relevées chez ses homologues atlantiques. Or, si ce bec peut, à un premier examen, laisser à penser à un rapprochement avec celui d'un grand *O. caroli*, une étude plus détaillée n'a pas permis aux spécialistes qui ont bien voulu examiner le bec d'avoir une certitude absolue sur son identité, car il possède quelques caractères des becs de très grands *Pholidoteuthis* ou *Tetronyctoteuthis*. Quoiqu'il en soit, la présence de ce bec indique l'existence dans le Sud-Ouest Pacifique de Calmars pélagiques de très grande taille non identifiés.

L'examen des contenus stomacaux de requins tigres est également intéressant si l'on essaie de relier la présence de certaines proies avec la taille des prédateurs. Le tableau fait ressortir la capture fréquente de serpents marins, d'oiseaux de mer et de tortues.

La présence dans les estomacs de serpents appartenant à la famille des Hydrophiidae est assez constante et a été souvent rapportée par les auteurs. Elle concerne en fait toutes les espèces de serpents fréquentant le lagon (*Aipysurus*, *Laticauda*) sans prédilection particulière pour une espèce. *Aipysurus laevis* est l'espèce la plus fréquemment rencontrée dans les estomacs, ainsi que *Laticauda colubrina*, mais parmi les autres espèces du lagon et identifiées par P. Bourret (Comm. pers.), certaines, comme *Emydocephalus annulatus* et *Acalyptophis peronii* pourraient avoir été rencontrées dans les contenus stomacaux. Cette prédation paraît être le fait

(1) Rancurel (1976) a décrit les échantillons recueillis sur l'île des Pins comme appartenant à une sous-espèce géographique nouvelle d'*Ommastrephes caroli* Furtado. Par suite d'une erreur, la sous-espèce a été désignée comme "*stenodactyla*" dans le résumé et "*stenobrachium*" dans le texte. C'est la désignation "*stenodactyla*" qui devra être retenue.

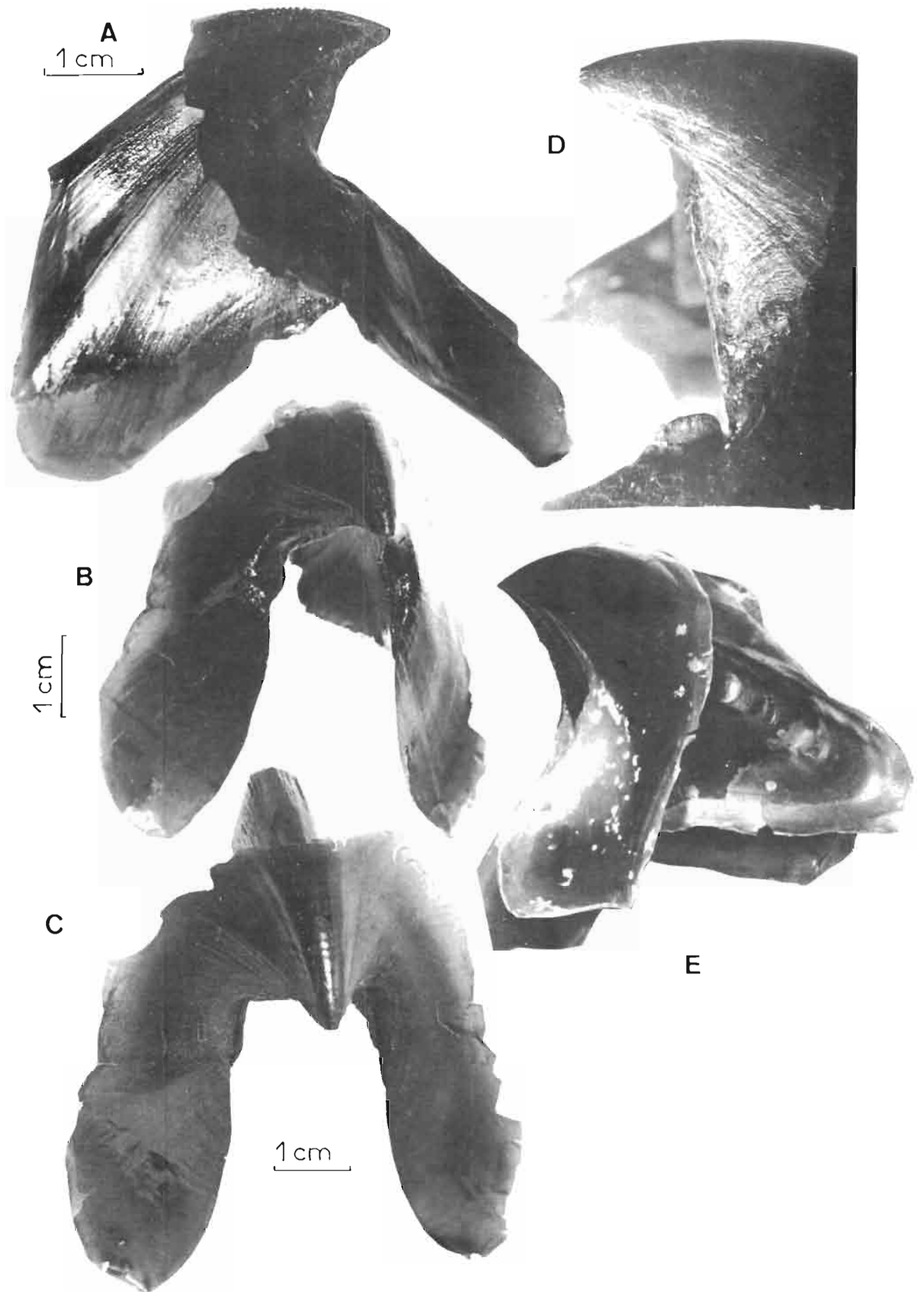


Planche 1

A-B-C : partie inférieure du grand bec de céphalopode (19 mm de longueur rostrale) trouvé dans l'estomac du requin tigre de Gadgi. D-E : bec correspondant à l'*Ommastrephes caroli stenodactyla* de l'île des Pins (1976), (femelle de 520 mm de longueur palléale dorsale, longueur mandibulaire rostrale : 13 mm). Les becs sont très semblables, compte tenu des dimensions relatives. La dent mandibulaire est plus réduite sur E que sur B ; les parois latérales sont plus sculptées sur A que sur D, mais ces différences peuvent provenir de la différence de taille.

principal des requins jeunes ou subadultes dont la taille ne dépasse pas 3,40 m. La plus grande fréquence de présence se rencontre autour des tailles de 2,30 à 2,90 m.

Par contre, la présence d'Oiseaux de mer dans les reliquats de repas, est beaucoup plus habituelle chez les requins adultes et subadultes (au-delà de 3,40 m) que chez les juvéniles. Cette présence presque constante d'oiseaux (*Anous* sp., *Sterna* sp., *Puffinus pacificus*) dans les estomacs de requins adultes semble impliquer leur capture en surface, de nuit, lors de leur repos sur la mer ou le lagon car, l'ingestion de cadavres d'Oiseaux morts naturellement ne pourrait offrir une telle régularité.

Les trois espèces de tortues : *Chelonia mydas*, *Caretta caretta* et *Eretmochelys imbricata*, sont également rencontrées dans les contenus stomacaux de requins adultes et subadultes (au-delà de 3,00 m), ingérées entières ou découpées en quartiers selon leur taille.

Ces particularités amènent nécessairement à envisager un mode de comportement et de recherche de la nourriture différent chez le requin tigre jeune et chez les adultes. Les Serpents sont certainement capturés pour la plupart, sur le fond entre les pâtés de corail lors de la quête de la nourriture dans les anfractuosités des massifs coralliens par le jeune requin. Ce dernier semblerait ainsi être plus inféodé au fond que les animaux adultes dont le comportement s'orienterait beaucoup plus vers la pleine eau et la surface. Cette tendance permet aux adultes de chasser les tortues, qu'ils peuvent d'ailleurs trouver également sur le fond, mais qui sont alors trop coriaces ou trop agiles pour le jeune requin. Mais l'attrance des adultes pour la surface est surtout marquée par la présence d'Oiseaux non plongeurs. On doit aussi remarquer la tendance des adultes à se rapprocher des rivages et des fonds de baies où ils rencontrent des crabes de palétuviers (*Scylla serrata*) ainsi que des rejets et détritits.

**REMERCIEMENTS.** — Nous tenons à remercier ici le Dr. M.R. Clarke et Mr. MacLeod de leur courtoisie, pour avoir bien voulu tenter d'identifier le bec du calmar, ainsi que les nombreux amis pêcheurs qui ont pris à notre intention et fourni les données relatives à leurs captures.

#### REFERENCES

- Clarke M.R.**, 1962. The identification of cephalopod "beaks" and the relationship between beak size and total body weight. *Bull. brit. Mus. (Nat. Hist.)*, (Zool.) 8 (10) : 421-480, pl. 13-22.
- Clarke M.R., Merret N.**, 1972. The significance of squid, whale and other remains from the stomachs of bottom living deep sea fishes. *J. mar. biol. Assoc. U.K.*, 52 : 599-603.
- Clarke M.R., Stevens J.D.** Cephalopods, blue sharks and migration. *Ibid.* 54 : 949-957.
- Griffin D.J.C., Brown D.E.**, 1976. Deep water decapod crustacea from eastern Australia : Brachyuran crabs, *Rec. austr. Mus.*, 30 (11) : 248-271.
- Gudjer E.W.**, 1948. Stomach contents on tiger sharks, *Galeocerdo*, reported from the Pacific and Indian ocean. *Austr. Mus. Mag.*, (July-Sept.) : 282-287.
- , 1948. The tiger shark, *Galeocerdo tigrinus*, on the North Carolina coast and its food and feeding habits there. *J. Mitchell Soc.*, 64 (2) : 221-233.
- Heatwole H.**, 1975. pp. 233-249, in : **Dimson W.A.**, éd., the biology of Sea Snakes. London, Univ. Park Press.
- Heatwole H., Heatwole E., and Johnson C.R.**, 1974. Shark predation on sea snakes. *Copeia*, 3 : 780-781.
- Intes A.**, 1978. Pêche profonde aux casiers en Nouvelle Calédonie et îles adjacentes. Essais préliminaires. *Océano-ORSTOM Nouméa — Rapp. Sci.*
- Intes A., Le Loeuff P.**, 1976. Etude du crabe rouge profond *Geryon quinquedens* en Côte d'Ivoire. 1. Prospections le long du talus continental. Résultats des pêches. *Doc. sci. Centre Rech. océanogr. Abidjan*, 7 (1) : 101-112.
- Le Brasseur R.J.**, 1964. Stomach contents of blue shark (*Prionace glauca* L.) taken in the gulf of Alaska. *J. Fish. Res. Board Can.*, 21 (4) : 861-862.
- Le Loeuff P., Intes A., Leguen J.L.**, 1974. Note sur les premiers essais de capture du crabe profond *Geryon quinquedens* en Côte d'Ivoire. *Doc. sci. Centre Rech. océanogr. Abidjan*, 5 (1-2) : 73-84.
- Rancurel P.G.**, 1973. Note sur quelques becs de Céphalopodes trouvés dans l'estomac d'un requin-tigre. *Cah. ORSTOM*, (Sér. Océanogr.) 11 (3) : 359-366.
- , 1976. Présence dans le Sud-Ouest Pacifique du calmar géant *Ommastrephes caroli* Furtado 1887 (Cephalopoda-Oegopsida) et description du mâle. *Ibid.* 14 (1) : 81-96.
- Sarangdhar P.M.**, 1943, Tiger shark, *Galeocerdo tigrinus* Muller and Henle Feeding and Breeding habits. *J. Bombay nat. Soc.*, 44 : 101-110.
- Stevens J.D.**, 1973. Stomach contents of the blue shark (*Prionace glauca* L.) off Southwest England. *J. mar. biol. Assoc. U.K.*, 53 : 357-361.
- Strasburg D.W.**, 1959. Distribution, abundance and habits of pelagic sharks in the central Pacific ocean. *Fish. Bull.*, Fish. Wild. Serv., 58 (138) : 335-61.

Reçu le 19 janvier 1981,  
 Accepté le 27 novembre 1981.



May 1983

## Bimodal Surface Salinity States in the Western Tropical Pacific Ocean

According to Meyers (1982), bimodal climatic states exist in the tropical Pacific Ocean. Donguy and Hénin (1981) also found two types of hydroclimatic conditions in the southwestern Pacific, pre-El Niño and post-El Niño, each of which corresponds to a climatic scenario (Donguy, 1982). Pazan and Meyers (1982) stated that two different wind regimes are obvious in the tropical Pacific.

Surface temperature and salinity have been gathered since 1969 in the tropical Pacific by the Centre ORSTOM de Noumea. All these data have been averaged by month and by areas of 2° latitude by 5° longitude. It is possible to separate the years between 1969 and 1982 into pre-El Niño years (1970, 1971, 1974, 1975, 1978, 1980, 1981) and post-El Niño years (1972, 1976, 1977, 1979, 1982). The post-El Niño years correspond to the major 1972 and 1976 Los Niños and to other El Niño-like events surmised by Donguy *et al.* (1982). In the central Pacific, changes between the two modes are not significant. In the eastern Pacific, temperature and salinity changes are both probably significant, but the data do not have enough geographic coverage. In the western Pacific, the data have good geographic coverage, but only the salinity change

is significant.

The El Niño related surface salinity change in the western Pacific was first noticed by Donguy and Hénin (1976). However, intensive sampling during several post-El Niño years was necessary to define the two salinity modes. During the first half of the year, few differences in surface salinity appear between the pre-El Niño and the post-El Niño conditions. In February (Figures 1A and 1B), salinity > 35‰, which is considered an index of the equatorial upwelling, occurs in the equatorial zone in the pre- and post-El Niño cases east of 160°E, with high pre-El Niño values and a large amount of spreading during the post-El Niño period. At 5°N the salinity is < 34.0‰ in pre-El Niño periods and is < 34.5‰ in post-El Niño intervals. In contrast, strong salinity changes occur during the second part of the year. In August (Figures 1C and 1D), equatorial upwelling is intense during the pre-El Niño period, with salinity > 35.0‰ as far westward as 150°E. During the post-El Niño period, salinity < 34.75‰ occurs on the equator. Later, in October (Figures 1E and 1F), a double process is observed: in pre-El Niño times, there is a westward spreading of high salinities, indicative of the equatorial upwell-

ing; in post-El Niño periods, there is a progressive disappearance of the equatorial high salinities. In December (Figures 1G and 1H), water of salinity > 35.0‰ spreads west of 140°E in pre-El Niño intervals; conversely, in post-El Niño times, the 35.0‰ isohaline disappears from the equatorial zone west of 180° and salinities < 34.0‰ occur on the equator at 160°E.

The evolution of the surface salinity in the pre- and post-El Niño cases may be interpreted by considering the location of the wind convergence zone. In February, pre- and post-El Niño conditions are very similar; El Niño is just beginning in the eastern Pacific, and its influence on the western Pacific is small (Rasmusson and Carpenter, 1982). In August, the wind convergence zone is located at 5°N-10°N during pre-El Niño periods, but in post-El Niño times it moves eastward and equatorward. In December, the convergence zone reaches the equator and the date line (Pazan and Meyers, 1982).

Bimodal surface states exist in the western tropical Pacific. Because of the occurrence of El Niño events in the eastern Pacific, the existence of a bimodal state is expected there, but more data are necessary to demonstrate this.

### References

- Donguy, J. R. (1982) A climatic scenario in the western Pacific associated with El Niño events. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 13.
- Donguy, J. R. and C. Hénin (1976) Anomalous navifacial salinities in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*, 34, 355-364.
- Donguy, J. R. and C. Hénin (1981) Two types of hydroclimatic conditions in the southwestern Pacific. *Oceanologica Acta*, 4, 57-62.
- Donguy, J. R., C. Hénin, A. Morlière, J. P. Rébert and G. Meyers (1982) Appearances in the western Pacific of phenomena induced by El Niño in 1979-80. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 10.
- Meyers, G. (1982) Bimodal climatic states in the tropical Pacific Ocean. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 12.
- Pazan, S. and G. Meyers (1982) Interannual fluctuations of the tropical Pacific wind field and the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 110, 587-600.
- Rasmusson, E. and T. H. Carpenter (1982) Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110, 354-384.

Jean René Donguy  
Alain Morlière  
Centre ORSTOM de Noumea  
Noumea  
New Caledonia

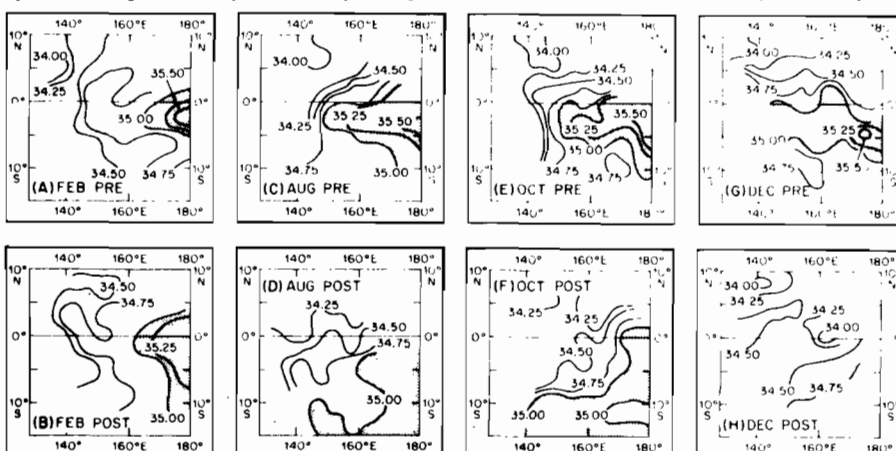


Figure 1 (Donguy and Morlière)

Distributions of surface salinity during pre-El Niño periods in (A) February, (C) August, (E) October and (G) December, and during post-El Niño intervals in (B) February, (D) August, (F) October and (H) December.



Haliotis, 12, 1982

p. 71 à 90

CROISSANCE ET MORTALITE NATURELLE DES TROCAS  
(*Trochus niloticus* L.) DE NOUVELLE CALEDONIE  
(Mollusca, Gastropoda)

par

William BOUR \*, Francis GOHIN \*, et Philippe BOUCHET \*\*

\* Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer  
B.P.A5, Nouméa (Nouvelle Calédonie)

\*\* Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris  
Laboratoire de Malacologie, 55 rue Buffon 75005-Paris

ABSTRACT: GROWTH AND NATURAL MORTALITY OF THE NEW CALEDONIAN *Trochus niloticus*

*Trochus* from New Caledonia are fished and exported for the mother of pearl market. These gastropods live in shallow water, on coral reefs. Growth rate was estimated using tagging and recapture method in six different locations. Von Bertalanffy growth curve's parameters  $K$  and  $L_{\infty}$  were estimated for each station. In order to compare their growth rates, it was found that a common  $L_{\infty}$  value can be selected. Therefore, only  $K$  values can be used to compare the growth rates between stations.

The mean growth curve, calculated for New Caledonia, is described by the following values :  $K = .19$  and  $L_{\infty} = 13.3$  cm. The resulting size/age relation is in accordance with those described by different authors, despite the variability underlined above and the geographical distribution of the different experiments.

Dead tagged trochus shells found during the experiment, allowed to calculate a rough estimation of trochus natural mortality. Mathematical model used gave a mean value of  $m$  equal to 0.078.

The estimation of the former parameters and the use of different possible fishing mortalities allowed to develop a yield per recruit model which takes into account the relationship between size and price. According to this model, optimal economic yield per recruit level would be reached for a 9 cm diameter shell at first catch. Any fishing rules should consider this result among others for an optimal management of New Caledonia trochus stock.

RESUME :

La croissance des trocas est étudiée par marquage et recaptures successives, en six stations différentes. Les paramètres  $K$  et  $L_{\infty}$  de la courbe de croissance de Von Bertalanffy sont estimés pour chaque station. La courbe de croissance moyenne, établie pour la Nouvelle-Calédonie, est définie par les valeurs :  $K = 0,19$  et  $L_{\infty} = 13,3$  cm.

La recapture des trocas marqués, trouvés morts au cours de l'expérience, a permis d'établir une première estimation de la mortalité naturelle des trocas ; le modèle mathématique utilisé aboutit à une valeur moyenne de  $m$  égale à 0,078.

L'estimation des paramètres de croissance et de mortalité naturelle, ainsi que l'utilisation de plusieurs valeurs de la mortalité par pêche plausibles, ont permis d'ébaucher un modèle d'évaluation du rendement par recrue, tenant compte également de la relation taille/prix des coquilles de trocas. Le modèle montre que le rendement en valeur par recrue optimum serait atteint pour une taille à la première capture de l'ordre de 9 cm.

INTRODUCTION :

La Nouvelle-Calédonie, entourée par un vaste lagon, constitue un important réservoir de trocas du Pacifique. Les coquilles sont exploitées dans toutes les productions artisanales ou industrielles faisant appel à la nacre naturelle. Ce gros coquillage se récolte très facilement, parfois dans quelques centimètres d'eau, ce qui rend le stock exploitable très vulnérable. La pêche est parfois intensive en Nouvelle-Calédonie car la demande de

coquilles de trocas reste soutenue et cette activité se présente comme une possibilité de revenu supplémentaire appréciable pour beaucoup d'habitants du littoral. Dans la perspective de mesures de protection à prendre dans le futur, c'est en premier lieu sur la croissance qu'ont porté les efforts de recherche.

### 1. LA PECHE DES TROCAS EN NOUVELLE-CALEDONIE

La récolte des trocas pour l'exportation de coquilles remonte à 1907. La figure 1 montre l'aspect irrégulier de cette activité car elle apparaît comme un recours en cas de crise dans l'industrie du nickel. La dernière crise des années 70 a entraîné un niveau record des captures ; près de 2 000 tonnes de coquilles en 1978.

### 2. ESSAIS DE PROTECTION DU STOCK CALEDONIEN

GAIL soulignait déjà en 1958 que la Nouvelle-Calédonie était l'un des plus gros producteurs de trocas du Pacifique. Après l'éclipse dû au "boum minier", elle tend à dominer le marché, ainsi qu'en témoignent les chiffres du tableau 1.

Tableau 1 - Quantité de coquilles de trocas (en tonnes) exportées par différents pays du Pacifique Sud.

	Nouvelle Calédonie	Vanuatu *	Fidji	Iles Salomons	Polynésie Française	Papouasie Nouvelle-Guinée	Ponape Micronésie
1972	0	?	?	562	126	496	112
1973	85	?	556	461	261	512	93
1974	317	88	256	245	72	335	0
1975	112	170	168	514	0	228	237
1976	473	213	254	566	13	?	27
1977	1052	98	278	401	107	?	92
1978	1992	?	180	266	?	?	79

\* Ex - Nouvelles-Hébrides.

Le niveau élevé des captures, le nombre de pêcheurs (plus de 2000 en 1955) ont conduit les autorités à réglementer cette exploitation. Depuis 1911, différentes mesures ont été essayées (RISBEC 1930) : la taille minimale a varié entre 8 et 10 cm de diamètre et la pêche a été fermée pendant l'été austral de manière épisodique. La remise en question fréquente de la réglementation dénote une certaine inadéquation à protéger durablement le stock. Seule une connaissance approfondie de la biologie des trocas permettra d'atteindre cet objectif.

### 3. ETUDE DE LA CROISSANCE PAR MARQUAGE

La méthode du marquage, avec remise en liberté dans le milieu naturel et recaptu-

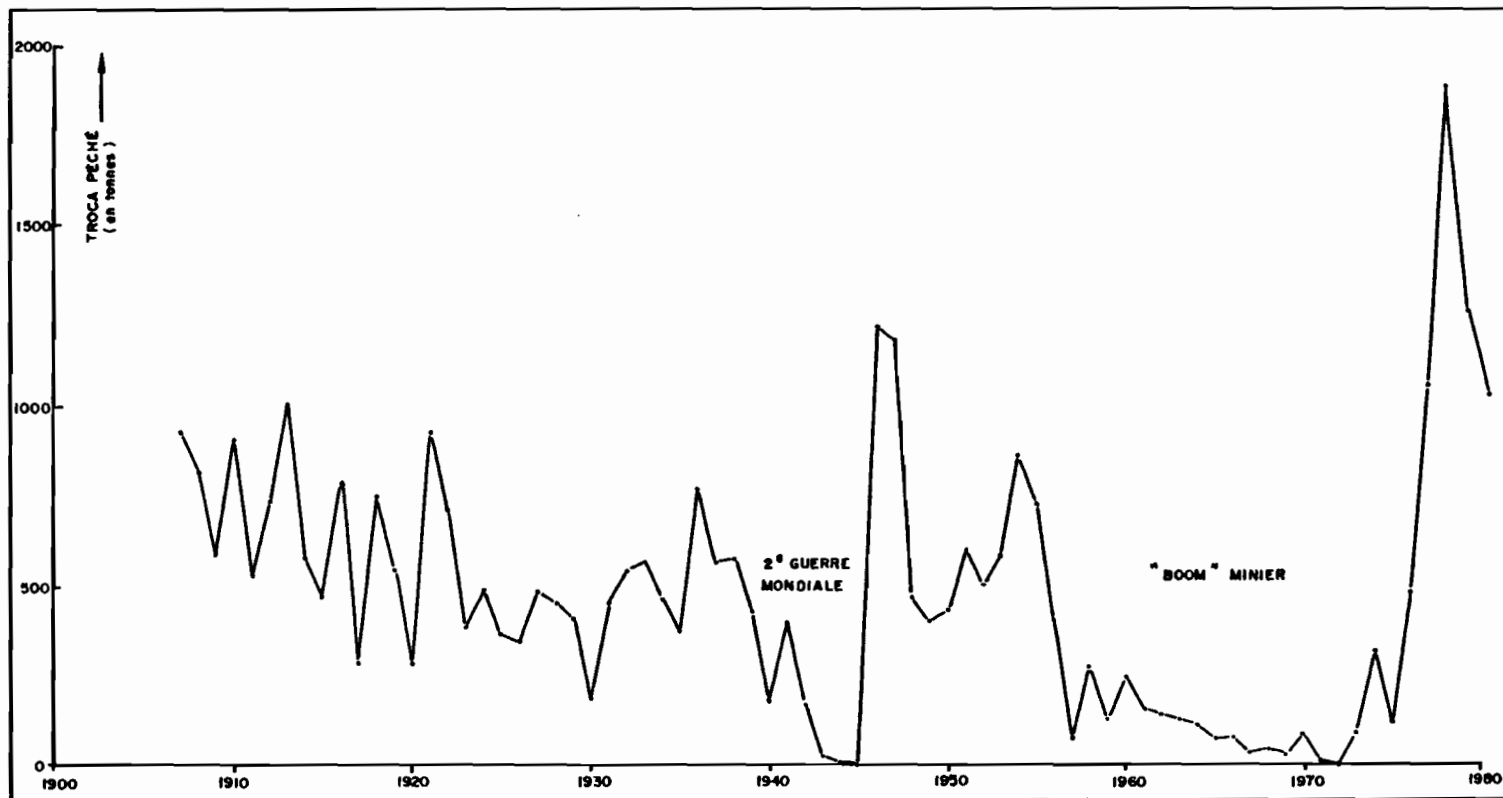


FIGURE 1 ÉVOLUTION DES QUANTITÉS ANNUELLES DE TROCAS EXPORTÉS PAR LA NOUVELLE CALÉDONIE DEPUIS 1907

res périodiques, est une méthode de choix pour des animaux faciles à recapturer et relativement sédentaires. Cette technique donne de bonnes informations sur la croissance, lorsque les taux de recaptures ne sont pas négligeables, et peut fournir, par ailleurs, quelques indications sur les déplacements des animaux.

### 3.1. Opérations de marquage

La technique utilisée est voisine de celle décrite par GAIL (1958) qui, après divers essais, a retenu le marquage des coquilles avec des rondelles colorées, fixées par un rivet sur la dernière spire.

Nous avons préféré individualiser chaque coquille par une étiquette plastique portant un numéro. La fixation est réalisée par une vis après perforation de la coquille à l'aide d'une perceuse électrique (fig.2).

Les trocas supportent très bien l'exondation pendant quelques heures ce qui permet d'effectuer les opérations de marquage à terre ou sur le pont d'un bateau. Le diamètre maximum à la base de la coquille est noté pour chaque troca, avant sa remise en liberté.

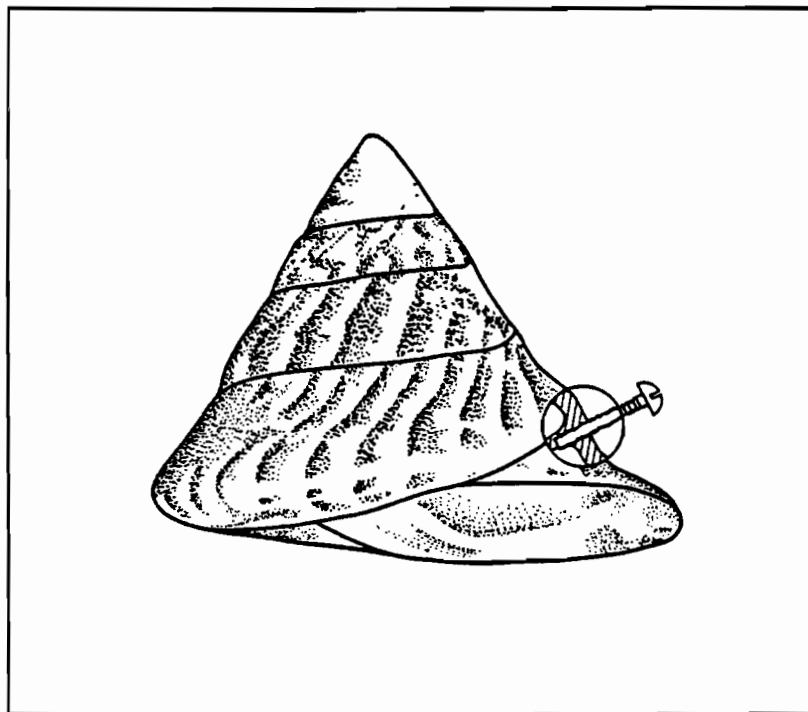


FIGURE 2 POSITION DE LA VIS EN TEFLON, ADOPTÉE POUR LIMITER LA PERTURBATION DE LA CROISSANCE, DUE AU MARQUAGE

### 3.2. Stations de marquage et données statistiques des recaptures

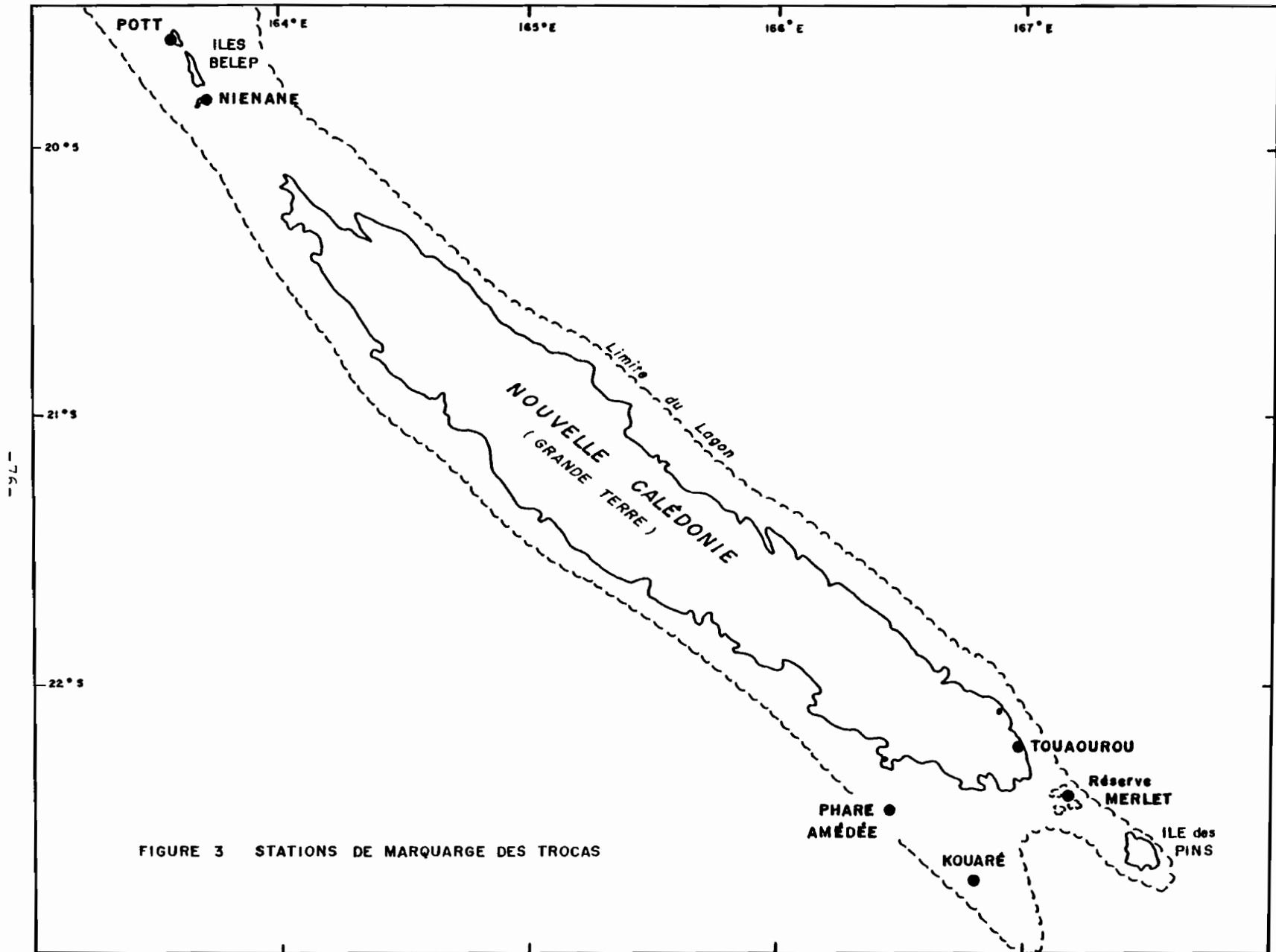
Les marquages ont pu être réalisés en six stations du Territoire (fig.3). Le choix géographique a été commandé par les possibilités de visites périodiques et par l'absence théorique de pêche, comme au Phare Amédée ou à la Réserve biologique MERLET.

Le tableau 2 résume les opérations de marquage et de recaptures pour ces six stations.

Tableau 2 - Résumé des opérations de marquage et recaptures de trocas entre juin 1978 et octobre 1981.

\* Les trocas recapturés vivants sont remis en liberté après mensuration.

Stations	N° marquage	Nombre trocas marqués TM	N° recapture	Temps liberté depuis marquage (mois)	Nombre de Trocas recapturés *		Total trocas recapturés T R	Taux de recapture TR / TM %
					Vivant V	Mort M		
PHARE AMEDEE	1	107	1	5	39	11	50	47
			2	8	23	2	25	23
			3	15	6	0	6	6
	2	96	1	6	42	3	45	47
			2	9	40	2	42	44
			3	13	21	0	21	22
RESERVE MERLET	1	122	1	10	44	9	53	43
			2	18	17	3	20	16
			3	38	3	1	4	3
	2	35	1	8	16	2	18	51
			2	28	11	1	12	34
KOUARE	1	133	1	11	27	3	30	23
			2	21	2	0	2	2
TOUAOUROU	1	90	1	2	11	0	11	12
			2	4	11	1	12	13
NIENANE	1	180	1	10	35	1	36	20
POTT	1	162	1	10	13	8	21	13
TOTAL		931						



### 3.3. Etablissement d'une courbe de croissance

Le modèle de Von Bertalanffy a été utilisé car il s'adapte généralement bien, en prenant quelques précautions, aux données de croissance observées et peut être facilement utilisé ensuite dans les modèles d'évaluation des stocks. Sans reprendre dans le détail la théorie, bien décrite dans GULLAND (1969), nous pouvons dire que l'équation de Von Bertalanffy permet d'évaluer des taux de croissance pour une tranche de vie de l'animal étudié qui nous intéresse et d'établir une relation moyenne taille/âge utile à la législation de la pêche.

L'équation générale pour une dimension linéaire L de l'animal est :

$$L = L_{\infty} (1 - e^{-K(t - t_0)})$$

Les trois paramètres à définir sont :

- a)  $L_{\infty}$  : valeur de L pour un taux de croissance nul ; en effet,  $\frac{dL}{dt} = K(L_{\infty} - L)$  est nul pour  $L = L_{\infty}$
- b) K : constante proportionnelle à la vitesse de croissance. Elle caractérise la rapidité avec laquelle l'espèce étudiée croît en taille vers sa valeur maximale.
- c)  $t_0$  : âge théorique pour lequel  $L = 0$ .

$t_0$  ne peut être évalué qu'en connaissant une date approximative de la naissance, donc en ayant une idée sur la période de ponte. Ce n'est pas notre cas, nous aurons donc pour la courbe de croissance une échelle d'âges relatifs dont l'origine est inconnue. Néanmoins, les pontes obtenues par HESLINGA (1979) dans des conditions artificielles, et suivies jusqu'à l'âge de 4 mois, donnent une relation taille/âge absolue permettant de calculer  $t_0$  ; les trocas âgés de 4 mois mesuraient en moyenne 7,8 mm de diamètre ; en admettant que le modèle de Von Bertalanffy s'applique aux jeunes âges, nous obtenons  $t_0 = 0,05$  an, environ 18 jours. L'erreur sur l'âge ne doit donc pas dépasser quelques semaines en fixant arbitrairement  $t_0 = 0$ .

#### 3.3.1. Estimation de $L_{\infty}$ et K

Chaque opération de marquage a fourni un fichier rendant compte de la croissance observée du diamètre maximum des coquilles, pour la ou les recaptures effectuées à chaque station.

En cas de recaptures successives, les trocas marqués ont pu être mesurés plusieurs fois car ils étaient remis en liberté après mensuration. Afin d'éliminer au maximum l'effet du traumatisme du marquage, les calculs ont pris en compte, au-delà de la première recapture, la taille mesurée lors de la recapture précédente et la durée de liberté correspondante plutôt que la croissance cumulée depuis le marquage.

Pour les coquilles âgées, nous avons parfois enregistré des croissances négatives ; la tentation est forte d'éliminer de telles données mais ce serait alors privilégier les erreurs de lecture par excès, donc d'augmenter artificiellement le rythme de croissance.

### 3.3.2. Résultats obtenus

La méthode de TOMLINSON a été appliquée aux données de chaque station de marquage, puis aux données regroupées. Le tableau 3 présente les couples ( $L_{\infty}$ , K) obtenus dans chaque cas :

Tableau 3 - Couples de valeurs ( $L_{\infty}$ , K) pour les différents lieux de marquage et tous lieux confondus.

Stations	$L_{\infty}$	K
Phare Amédée 1	12,97	0,15
Phare Amédée 2	12,41	0,22
Merlet 1	12,60	0,28
Merlet 2	13,13	0,30
Kouaré	11,09	0,54
Touaourou	8,49	0,62
Niénane	12,69	0,11
Pott	8,68	0,48
Toutes stations confondues	13,30	0,16

Les paramètres K et  $L_{\infty}$  sont très variables d'une station à l'autre. C'est une situation normale puisqu'ils permettent d'ajuster au mieux le modèle de Von Bertalanffy aux données observées pour des échantillonnages de trocas fort différents. En effet, les classes de tailles échantillonnées varient d'une station à l'autre et les sites choisis pour les marquages présentent des différences.

Phare Amédée : cuvettes récifales près du tombant d'un récif frangeant. Zone calme.

Merlet : cuvettes récifales d'un récif du large, environnées de corail vivant. La zone est soumise à l'agitation du ressac.

Kouaré et Pott : dalles récifales de récifs frangeants. Zone assez battue.

Niénane : éperon d'éboulis rocheux non coralliens. Zone abritée.

Touaourou : platier de récif frangeant. Zone calme.

### 3.3.3. Comparaison des croissances obtenues dans différents sites

Afin de comparer les croissances entre les différentes stations, il a paru intéressant de fixer  $L_{\infty}$  à la valeur 13,3 cm calculée pour l'ensemble des données.

Deux raisons essentielles autorisent cette généralisation :

1°/ Le modèle  $L = 13,3 (1 - \exp(-Kt))$  n'a plus qu'un paramètre (K) inconnu ; il continue néanmoins à décrire de façon satisfaisante la croissance des animaux quel que soit leur classe de taille.

La figure 4 permet de voir comment se répartissent les croissances observées et la courbe moyenne calculée avec  $L_{\infty} = 13,3$  et le  $K = 0,24$ , obtenue pour la station Merlet. Les taux de croissance observés pour chaque trocas marqué se répartissent fort bien autour du modèle, quelques soient les classes de tailles.

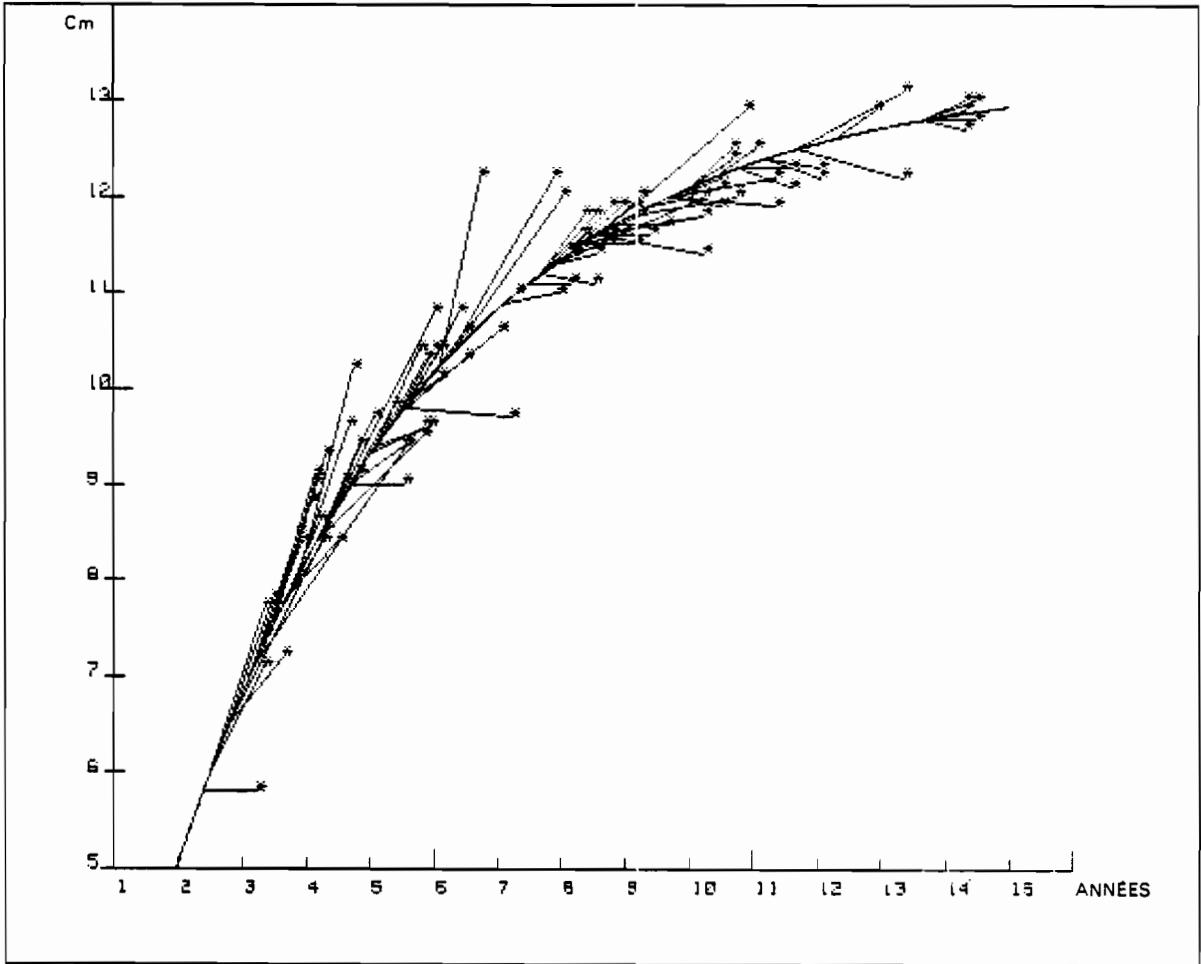


Figure 4 - Taux de croissance observés et courbe de croissance calculée pour la Station MERLET.

2°/ Les comparaisons entre stations devraient se faire en comparant les croissances dans des intervalles identiques de tailles observées et sans hypothèse sur les paramètres. Hélas ! en raison du nombre réduit des marquages à chaque station, les classes de tailles observées se recouvrent peu ; il est donc nécessaire de créer un modèle qui permette d'extrapoler en dehors de l'intervalle d'observation, pour comparer les stations entre elles.

$L_{\infty}$  étant fixé à 13,30, le paramètre K a été calculé pour les stations typiques d'un site déterminé. La méthode "Jackknife" (MILLER, 1974) permet de donner à K un intervalle de confiance qui, bien qu'approximatif, donne un ordre de grandeur du véritable intervalle de confiance (tableau 4).

Tableau 4 - Comparaison du paramètre K pour différents sites

Stations	Nature du site	K (int.conf. à 95 %)
Touaourou	Platier Récif frangeant	0,28 ± 0,04
Phare Amédée	Cuvettes récifales Récif frangeant	0,15 ± 0,03
Merlet	Cuvettes récifales Récif du large	0,24 ± 0,04
Kouaré	Dalles récifales Récif frangeant	0,15 ± 0,03
Niénane	Rochers non coralliens	0,10 ± 0,02

En première approximation, la croissance des trocas a été plus rapide à Touaourou et Merlet qu'au Phare Amédée, à Kouaré et Pott. Elle semble particulièrement lente à Niénane.

Les sites où ont été effectués les marquages ne sont pas caractéristiques de faciès récifaux bien précis : il serait hasardeux de généraliser mais nous pouvons dire qu'il n'est pas étonnant d'observer une croissance plus rapide sur platier et cuvettes récifales, zones généralement fréquentées par les trocas. Les rochers non coralliens ne semblent pas très favorables mais c'est un site rarement rencontré envahi par les trocas.

#### 3.3.4. Choix d'une courbe de croissance moyenne pour les trocas de Nouvelle-Calédonie et comparaison avec les croissances obtenues par d'autres auteurs.

Nous avons vu précédemment qu'un paramètre  $L_{\infty}$  commun à toutes les stations ne modifiait que dans une très faible mesure la concordance croissance théorique-données observées, pour toutes les classes de tailles ; le choix d'une courbe de croissance moyenne conduit à sélectionner une valeur de K, également commune. Le traitement de l'ensemble des données, celles de Niénane exclues car le site composé de rochers est très particulier, a donné :

$$K = 0,19$$

Nous pouvons ainsi établir un tableau taille/âge et le comparer à ceux décrits par d'autres auteurs (Tableau 5).

Tableau 5 - Accroissements annuels du diamètre des coquilles de trocas obtenus par différents auteurs.

AGE Relatif (ans)	GRAND DIAMETRE (cm)				
	MOORHOUSE 1932 Gde. Barrière	RAO 1936 Iles Andaman	ASANO 1940 Ile Palau	GAIL 1958 Nlle. Calédonie	BOUR et al. 1982 Nlle. Calédonie
t	2,5 à 3			3,5	3,5
t + 1	5 à 6	5	5	6,5	5,4
t + 2	7,8	5 à 8	7,6	8,0	7,0
t + 3		8 à 10	8,8	9,5	8,2
t + 4		) 10 à 11		11,0	9,2
t + 5		)			10,0
t + 6		) 11 à 12			10,6
t + 7		)			11,2
t + 8		)			11,6
t + 9		) 12 à 14			11,9
t + 10		)			12,2
t + 11		)			12,4

La comparaison est faite au niveau des accroissements annuels, à partir d'un temps t, car aucun des auteurs cités ne prétend connaître l'âge absolu des trocas.

La lecture du tableau 5 met en évidence une assez bonne concordance des croissances obtenues par différents auteurs. Tous ont utilisé la mesure périodique du grand diamètre des coquilles mais les techniques ont varié et, surtout, les localisations géographiques sont parfois fort éloignées les unes des autres.

Les accroissements publiés par GAIL (1958) pour des trocas néo-calédoniens sont plus élevés que ceux fournis par notre courbe moyenne mais ils sont très voisins des accroissements décrits par la courbe obtenue pour la station Touaourou seule (fig.5). Il est possible que les marquages effectués par GAIL aient eu lieu dans des sites aussi favorables que celui de Touaourou et représente ainsi un cas particulier ; la publication de GAIL ne fournit pas d'éléments permettant de trancher.

#### 4. ETUDE DE LA MORTALITE NATURELLE

Dans chacun des secteurs où ont été effectuées les mesures de croissance par recapture, plusieurs trocas marqués ont été recapturés morts. On a élaboré un modèle tenant compte du fait que ces animaux laissent sur place, après leur mort, une coquille vide.

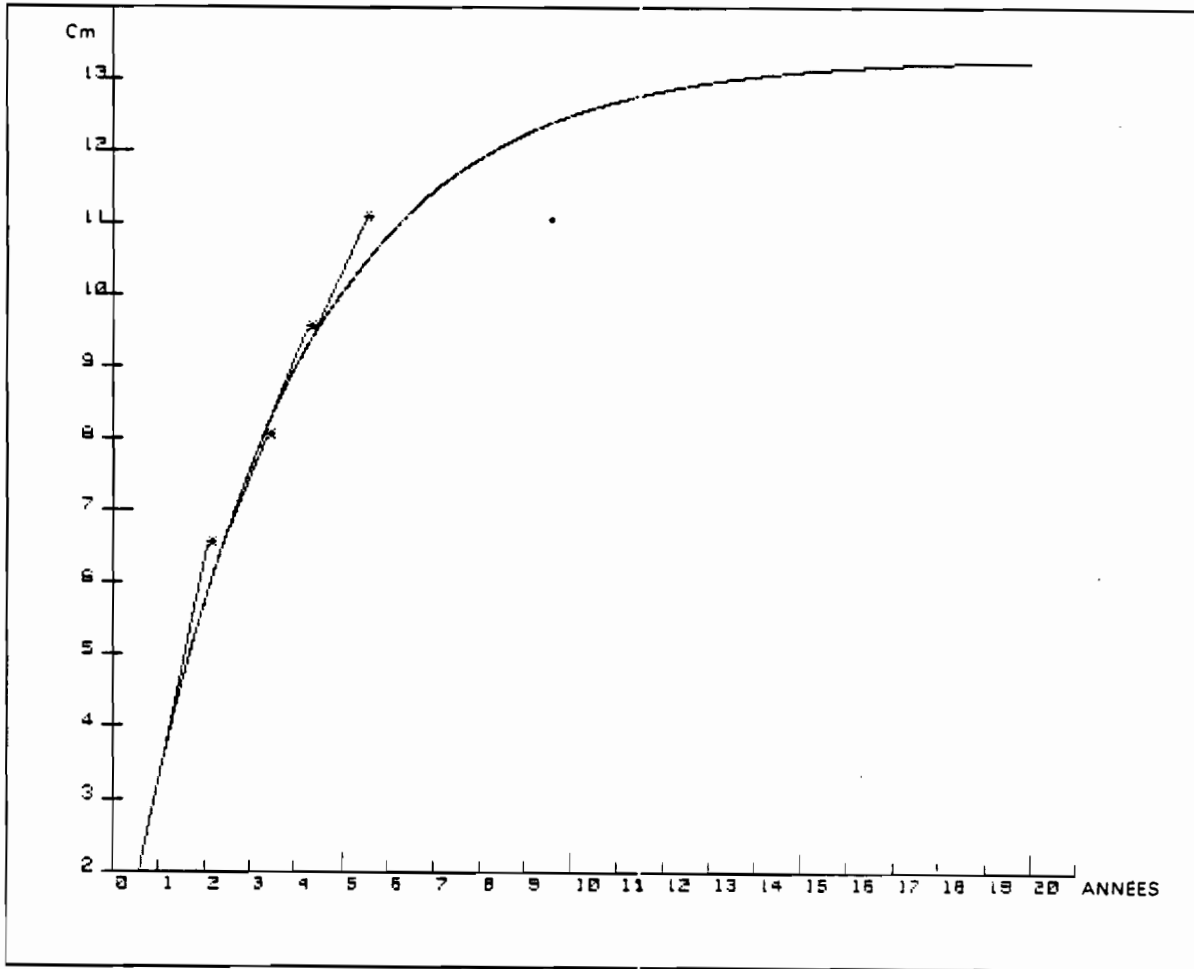


Figure 5 - Taux de croissance observés par GAIL (1958) comparés à la courbe de croissance calculées pour TOUAOUROU.

#### 4.1. Présentation du modèle

On considérera dans la présentation du modèle trois pêches de recapture sur un échantillon de N trocas marqués.

##### a) Les paramètres de mortalités et de migration

- $m$  : taux de mortalité naturelle, supposé indépendant de l'âge du troca.
- $F$  : taux de "disparition" du secteur de marquage. Il comprend la mortalité par pêche, la migration hors de la zone prospectée, la dissimulation totale (c'est-à-dire le fait pour l'animal de se cacher de façon si efficace qu'il ne pourra plus jamais être vu), la perte de marque.

Ainsi sachant que le troca est vivant dans la station de marquage à l'instant  $t_0$ , 3 événements sont possibles à l'instant  $t$ .

1) Le troca est vivant et sur le lieu de marquage

$X(t - t_0) = \exp(- (F + m) (t - t_0))$  est la probabilité de cet évènement.

2) Le troca est mort de mort naturelle (et par hypothèse resté sur les lieux de marquage)

$$M(t - t_0) = \frac{m}{m + F} (1 - \exp(- (F + m) (t - t_0)))$$

3) Le troca a disparu

$$F(t - t_0) = \frac{F}{m + F} (1 - \exp(- (F + m) (t - t_0)))$$

b) Les paramètres de recapture

Certains trocas ne sont pas vus lors de la première pêche de recapture mais lors de la seconde ou la troisième. On déduit de cela de précieux renseignements sur les taux de recapture  $p_1, p_2, p_3$ .

c) Les différents cas possibles lors des pêches de recapture

Les 3 états suivants sont possibles

2 = le troca est vu vivant

1 = le trocas est vu mort

0 = le trocas n'est pas vu

On notera (I,J,K) les 3 états successifs d'un animal lorsqu'il y a eu 3 pêches de recapture.

$T_1, T_2, T_3$  sont les temps écoulés en mois entre le marquage et la première pêche, la première pêche et la seconde, la seconde et la troisième.

Les 12 cas suivants se sont présentés lors des pêches de recaptures ; leurs probabilités sont explicitées :

$$p(1) : P(2,0,0) = X(T_1) p_1 \{ F(T_2) + X(T_2) Q_2 \{ (F(T_3) + Q_3 (1 - F(T_3))) \} + M(T_2) Q_2 Q_3 \}$$

$$p(2) : P(0,0,0) = F(T_1) + M(T_1) Q_1 Q_2 Q_3 + Q_1 X(T_1) \{ F(T_2) + M(T_2) Q_2 Q_3 + Q_2 X(T_2) (F(T_3) + (1 - F(T_3)) Q_3) \}$$

$$p(3) : P(2,2,0) = p_1 p_2 X(T_1 + T_2) \{ F(T_3) + (1 - F(T_3)) Q_3 \}$$

$$p(4) : P(1) = p_1 M(T_1)$$

$$p(5) : P(2,2,2) = p_1 p_2 p_3 X(T_1 + T_2 + T_3)$$

$$p(6) : P(0,2,0) = q_1 p_2 X(T_1 + T_2) \{ F(T_3) + (1 - F(T_3)) Q_3 \}$$

$$p(7) : P(2,1) = p_1 p_2 X(T_1) M(T_2)$$

$$p(8) : P(0,1) = q_1 p_2 M(T_1 + T_2)$$

$$p(9) : P(2,0,1) = X(T_1) M(T_2 + T_3) p_1 q_2 p_3$$

$$p(10) : P(0,2,2) = X(T_1 + T_2 + T_3) q_1 p_2 p_3$$

$$p(11) : P(0,0,2) = X(T_1 + T_2 + T_3) q_1 q_2 p_3$$

$$p(12) : P(2,0,2) = X(T_1 + T_2 + T_3) p_1 q_2 p_3$$

3 autres cas sont possibles : (2,2,1), (0,2,1), (0,0,1).

#### 4.2. Méthode d'estimation des paramètres

L'échantillon de N trocas suivra une loi multinomiale de probabilités  $p(1), \dots, p(12)$ .

Si  $n(i)$  est le nombre de trocas dans le cas  $i$ , on a :

$$P(n(1), \dots, n(12) / p_1, p_2, p_3, m, f) = \frac{\pi p(i)^{n(i)} x N!}{n(1)! \dots n(12)!}$$

On cherchera les valeurs  $(p_0^1, p_0^2, p_0^3, m_0, f_0)$  maximisant la valeur  $P(n(1), \dots, n(12) / p_1, p_2, p_3, m, f)$ .

Ces valeurs seront celles de l'estimateur  $\chi_0$  du maximum de vraisemblance. Cet estimateur a été obtenu en utilisant la méthode de Newton. La convergence vers l'extremum est effectuée par itération  $\chi_{n+1} = \chi_n - (H(\chi_n))^{-1} G(\chi_n)$  où  $\chi_n$  est l'estimateur au  $n^{\text{ième}}$  pas de l'itération,  $G(\chi_n)$  le gradient en  $\chi_n$  et  $H(\chi_n)$  la matrice des dérivées partielles du second ordre.

#### 4.3. Résultats

Après avoir calculé  $\chi_0$ , on a comparé les résultats observés (c'est-à-dire le nombre de trocas observés correspondant à chaque cas possible) aux valeurs moyennes prédites à partir de l'estimateur  $\chi_n$ . En effet,  $N$  étant le nombre d'individus échantillonnés, le nombre de trocas observés dans le cas  $i$  de probabilité

$P(i/P_0^1, P_0^2, P_0^3, m_0, f_0)$  sera d'espérance  $N \times P(i/P_0^1, P_0^2, P_0^3, m_0, f_0)$ .

Les tableaux 6 (stations ayant donné lieu de 2 pêches de recapture) et 7 (stations à 3 pêches de recapture), exposent ces résultats.

Une valeur moyenne  $m$  de la mortalité naturelle mensuelle a été calculée de la façon suivante :

$$m = \frac{(.0098 \times \sqrt{63} + .0072 \times \sqrt{58} + .005 \times \sqrt{24} + .0039 \times \sqrt{36} + 0.007 \times \sqrt{20})}{(\sqrt{63} + \sqrt{58} + \sqrt{24} + \sqrt{20} + \sqrt{36})}$$

$m$  est la valeur moyenne des mortalités calculées par station ponctuées par la racine carrée du nombre de trocas vus. Le taux annuel est alors égal à :  $1 - \exp(-.0068 \times 12) = .078$ .

La valeur moyenne obtenue constitue une estimation très plausible de la mortalité naturelle. Faute d'un nombre suffisant de trocas marqués et recapturés, il n'est toutefois pas possible de mieux la préciser et de lui donner un intervalle de confiance.

### 5. ETUDE DU RENDEMENT PAR RECRUE DANS LA PERSPECTIVE D'UNE EXPLOITATION OPTIMALE

#### 5.1. La notion de rendement par recrue

La notion de recrutement, c'est-à-dire le processus par lequel la fraction juvénile de la population s'intègre à la partie "pêchable" est dans notre cas tout à fait artificielle et indépendante d'un facteur saisonnier ou autre, contrairement à de nombreuses espèces. Le recrutement se fait de façon continue, les pontes étant étalées dans le temps et les animaux fixés dès leur premier âge sur les lieux de pêche. Dans le modèle que nous nous

Tableau 6

	MERLET		TOUAOUROU		KOUARE	
	Nombre de trocas marqués	35		92		141
Nombre de trocas vus au moins une fois.	24		20		36	
Intervalle de temps en mois : T1 ; T2.	7,7 ; 20		2 ; 2,3		10,6 ; 10	
Nombre de trocas dans les différents cas :	Prédits	Réels	Prédits	Réels	Prédits	Réels
2,0	7.9	7	7.7	8	31.3	31
0,0	10.4	11	72.2	72	104.9	105
2,2	9.3	9	3.0	3	1.5	2
1	.8	2	.2	0	2.8	3
0,2	4.3	5	8.2	8	.3	0
2,1	1.3	1	.1	0	.1	0
0,1	1.0	0	.7	1	.1	0
Paramètres						
P1		.68		.27		.85
P2		.97		.72		.16
m		.0050		.0070		.0039
f		.028		.407		.118

Notation :

2 : le troca est vu vivant

1 : le troca est vu mort et retiré de la station

0 : le troca n'est pas vu

N.B. : Le point décimal "anglo-saxon" (Ex : .028) a été utilisé pour éviter les confusions avec la description des cas possibles (Ex : 2,0,1).

Tableau 7

(1) en plaçant ceux qui ont été retrouvés sans étiquette dans des cas estimés.

(2) en considérant non vus ceux qui ont perdu leur étiquette.

	MERLET		PHARE AMEEDÉ 1		PHARE AMEEDÉ 2	
	Nombre de trocas marqués	122		107		96
Nombre de trocas vu au moins une fois.	63		61		58	
Intervalles de temps en mois : T1 ; T2 ; T3.	10; 7,7;20		5;3;7		6;3;4	
Nombre de trocas dans les différents cas	Prédits	Réels (1) (2)		Prédits	Réels	Prédits Réels
2,0,0	27.9	33	28	20.3	22	10.2 11
0,0,0	61.1	59	64	49.3	46	38.9 38
2,2,0	13.4	7	10	12.1	13	15.5 14
1	7.3	9	9	6.8	11	2.4 3
2,2,2	2.4	6	3	2.8	1	13.9 16
0,2,0	1.9	4	4	4.9	7	5.6 7
2,1	1.7	2	2	1.4	0	.7 0
0,1	.9	1	1	2.1	2	1.1 2
2,0,1	1.4	1	1	1.1	0	.1 0
0,2,2	.4	0	0	1.1	2	5.0 3
0,0,2	.2	0	0	.9	0	.5 1
2,0,2	1.5	0	0	2.2	3	1.3 1
Paramètres						
P1	.87			.71		.73
P2	.62			.56		.91
P3	.67			.43		.65
m	.0098			.024		.0072
f	.0669			.102		.0781

proposons de développer, nous avons fixé une taille seuil (LR) à partir de laquelle le devenir des animaux sera étudié en détail. L'individu sera considéré "recruté" lorsqu'il a atteint LR (6 cm). Ensuite il sera soumis à une mortalité naturelle que nous supposons à taux constant puis à une mortalité par pêche lorsqu'il dépassera la taille LP (taille à la lère capture).

### 5.2. Les paramètres du rendement par recrue

- La courbe de croissance en longueur

$$L(t) = L_{\infty}(1 - e^{-kt}) \quad L \text{ est exprimé en cm.}$$

et son inverse donnant l'âge en fonction de la longueur

$$T(l) = \frac{1}{k} \log\left(\frac{L_{\infty}}{L_{\infty} - l}\right), L_{\infty} = .13.3, K = .24$$

La valeur de K choisie est une valeur acceptable dans le cas d'un milieu favorable aux trocas, c'est-à-dire propice à la pêche.

- La courbe de croissance en poids

$$P(t) = aL(t)^b = aL_{\infty}^b (1 - e^{-kt})^b$$

P est exprimé en gramme ; a = 0.30 et b = 2.95.

Les paramètres de la relation diamètre - poids de la coquille vide ont été estimés à partir d'un échantillon de 267 trocas provenant de Touaourou et du Phare Amédée.

- La mortalité naturelle m ; m = .078.

- La mortalité par pêche F.

Soumis aux taux de mortalité globale  $Z = m + F$  et

si  $N_0$  est le nombre d'individus au temps  $t_0$ , le nombre d'individus survivant au temps t est :

$$N(t) = N_0 e^{-Z(t - t_0)}$$

$F = .6$  et  $F = .4$  donnent les taux de survie au bout de 2 ans : 25 % et 37 % respectivement. L'effort de pêche (d'après des observations empiriques de la survie), se situant actuellement dans l'intervalle (0.4, 0.6) suivant les secteurs.

- La valeur commerciale

3 classes ont été considérées.

1°/ La meilleure catégorie = animaux de moins de 10 cm

$$V(t) = 1.3 P(t)$$

2°/ La seconde catégorie : animaux de plus de 10 cm et moins de 12 cm

$$V(t) = 1.15 P(t)$$

3°/ La troisième catégorie : animaux de plus de 12 cm

$$V(t) = P(t)$$

### 5.3. Le rendement en valeur par recrue

Si LP est la longueur à la première pêche, l'individu sera soumis à la mortalité naturelle entre les temps T (LR) et T (LP).

Le taux de survie à la taille LP sera donc :

$$N (T (LP) - T (LR)) = e^{-m(T (LP) - T (LR))}$$

On obtiendra, en fonction de la taille LP, le rendement par recrue suivant :

$$R (LP) = e^{-m(T (LP) - T (LR))} \int_{T(LP)}^{\infty} V (t) \frac{F}{m + F} N (t - T (LP)) dt$$

L'intégration a été effectuée de façon numérique sur ordinateur.

### 5.4. Résultats

La figure 6 montre, en fonction de la taille minimale LP, le rendement en valeur qu'il est possible d'obtenir lorsque F = .5 .

On s'aperçoit alors qu'il est intéressant d'augmenter LP jusqu'à 11 cm, la croissance en poids étant supérieure à la mortalité naturelle. Cependant il est certain que la demande en coquilles âgées ne serait pas suffisante et que les cours de celles-ci baisseraient. Augmenter LP de 8 cm (actuel) à 9 cm serait déjà appréciable pour le rendement.

Un autre aspect très important du passage de LP = 8 cm à LP = 9 cm est le gain réalisable en biomasse féconde. Si un animal est mature à 7 cm (environ 3 ans) il atteindra 8 cm 6 mois plus tard et 9 cm un an à un an et demi plus tard. Le temps où la ponte est possible est quasiment nul dans le premier cas alors qu'il ne l'est plus dans le second cas. D'autre part, les animaux de 9 cm émettent un nombre de gamètes bien supérieur à celui des animaux de 8 cm.

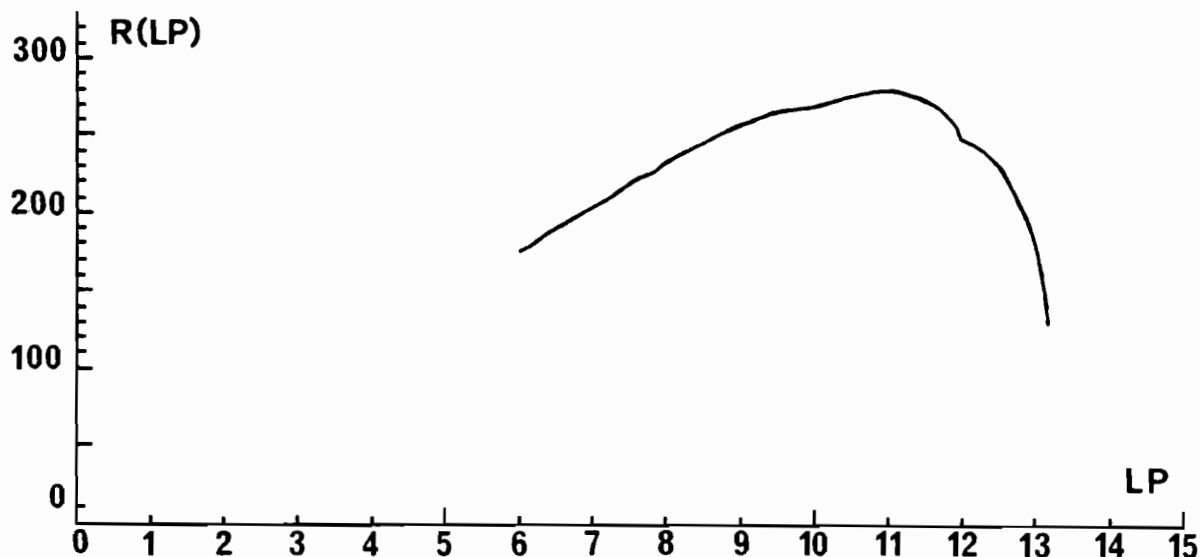


Figure 6 - Rendements en valeur par recrue en fonction de la taille à la première capture. (K = .24, m = .078, F = .5).

## CONCLUSION

La technique du marquage des coquilles s'est révélée efficace pour mesurer le rythme de croissance des trocas ; en effet, des taux de recaptures non négligeables ont pu être obtenus, même après de nombreux mois de liberté et beaucoup de coquilles ont été recapturées plusieurs fois.

La croissance des trocas semble très variable suivant les conditions de l'environnement ; nous avons mis en évidence le rôle de leur situation sur le récif mais il est vraisemblable que d'autres facteurs tels que les caractéristiques hydrologiques et l'agitation de l'eau, ont une action décisive sur le rythme de la croissance. Des travaux ultérieurs sont à envisager pour préciser ces facteurs externes mais, dans un premier temps, la croissance moyenne calculée montre un net ralentissement après 6 à 7 ans d'âge.

Le récif barrière quand il est étroit apparaît moins favorable et serait le plus vulnérable dans ce cas. Il paraît opportun, dans un premier temps, d'augmenter la taille minimale à la première capture et peut-être d'interdire momentanément la pêche. La première mesure entraînera, après un délai assez court, une augmentation des tonnages pêchés et de la biomasse féconde. La seconde mesure permettra le maintien de la population de trocas dans des zones où elles sont fortement menacées. Dans un proche avenir, il n'est pas impossible d'espérer obtenir une production de juvéniles à partir d'une éclosérie et de procéder au repeuplement du lagon Calédonien.

o  
o o

*NOTA BENE : Ce texte est la version condensée, en particulier pour la partie mathématique, d'un document multigraphié du laboratoire d'océanographie du Centre ORSTOM de Nouméa. Il peut être obtenu sur simple demande à l'auteur principal.*

-

#### BIBLIOGRAPHIE

- ANGOT (M.), 1958 - Trochus research in New Caledonia . S.Pac.Comm.Quart.Bull., 4 : 25-33
- ASANO (N.), 1940 - On the growth of top shell. Journ.Fish., Tokyo, 35 (4) : 92-98
- BOUCHET (P.) et BOUR (W.), 1980 - The trochus fishery in New Caledonia. S.Pac.Comm.Fish. News, 20 : 9-12
- DEVAMBEZ (L.), 1960-1957 - Trochus transfer to Cooks apparently successful. S.Pac.Bull., 10:31-36
- GAIL (R.), 1958 - Contribution à l'étude du trochus en Nouvelle-Calédonie. Rapport O.R.S.T.O.M. Nouméa, (polycopié), 37 p.
- GAIL (R.) et DEVAMBEZ (L.), 1958 - Selected annotated bibliography of trochus. S.Pac.Comm. Tech.Pap., 111, 17 p.
- GULLAND (J.A.), 1969 - Manuel des méthodes d'évaluation des stocks d'animaux aquatiques. Première partie : analyse des populations. Manuels FAO de science halieutique, 4, 160 p.
- HESLINGA (G.A.), 1980 - Report on Palau's trochus hatchery projet. S.Pac.Comm.Fish.News, 20:4-8
- JONES (R.), 1966 - Manuel sur les méthodes d'évaluation des stocks ichtyologiques. 4è partie. Le Marquage. FAO Fish.Techn.Pap., 51 suppl. 1, 104 p.
- JOSSE (E.), LE GUEN (J.C.), KEARNEY (R.), LEWIS (A.), SMITH (A.), MAREC (L.) et TOMLINSON (P.K.), 1979 - Croissance des bonites à ventre rayé. Doc.occ.C.P.A., 11, 83 p.
- LE GUEN (J.C.), 1973 - Croissance des Albacores (Thunnus albacares). Doc.Scient.CRO Abidjan, IV (3) : 1-28 .
- Mc GOWAN (J.R.), 1957 - Trochus studies in U.S. Trust Territory. S.Pac.Comm.Quart.Bull., 7:22-26
- Mc GOWAN (J.R.), 1958 - The trochus fishery of the trust territory of the Pacific Island. Unpubl.Rept.High.Commissioner, U.S. Trust Territory of the Pacific Island, 46 p.
- MILLER (R.G.), 1974 - The Jackknife - a review. Biometrika, 61 : 1-15.
- MOORHOUSE (F.W.), 1932 - Notes on Trochus niloticus . Sci.Rept.Gt.Barrier Reef Exped., 1928-1929, 3 (5) : 145-155 .
- PEARSON (R.G.), 1980 - Assessment and management of Fisheries for sessile Invertebrates . Seminar on Marine and coastal processes in the Pacific. Port Moresby 1980. 42 p.
- RAO (H.S.), 1936 - Observations on the Growth and longevity of Trochus niloticus Linn. in the Adaman Islands. Records of the Indian Museum, Calcutta, 38 : 475-499 .
- RAO (H.S.), 1937 - On the habit and habitats of Trochus niloticus Linn. in the Adaman Seas. Records of the Indian Museum. Calcutta, 39 (part I) : 47-82.
- RAO (H.S.) et RAJA (K.C.K.E.), 1936 - Statistical Study of the Data of Growth in Shelles of Trochus niloticus Linn. in Andaman waters. Records of the Indian Museum. Calcutta, 38: 500-503 .
- RICKER (W.E.), 1975 - Computation and Interpretation of Biological Statistics of Fish Populations. Journal Fish.Res.Board of Canada, Bull.191, 382 p.
- RISBEC (J.), 1930 - Etude d'un mollusque nacrier, le troque (Trochus niloticus L.) . Faune des Col.Franç, tome 4, fasc.2 : 149-189 .
- STOJKOVICH (J.O.) et SMITH (B.D.), 1978 - Survey of the edible marine shellfish and sea urchins on the reefs of Guam. Aquatic Wildl. Resources Div., Guam Dept. Agric., Tech. Rept., 2, 65 p.



Reprinted from JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY, Vol. 12, No. 9, September 1982  
American Meteorological Society  
Printed in U. S. A.

## Equatorial Upwelling Events in the Central Pacific

KLAUS WYRTKI AND GERARD ELDIN

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire  
N° : 32436, ex 2  
Cote : A

## Equatorial Upwelling Events in the Central Pacific<sup>1</sup>

KLAUS WYRTKI AND GERARD ELDIN<sup>2</sup>

*Department of Oceanography and Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu 96822*

26 February 1982 and 1 June 1982

### ABSTRACT

Observations made during the Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment allow the study of the time and space scales of equatorial upwelling. Individual upwelling events can be identified. Each is caused by a burst in the trade winds lasting from 10 to 20 days. Sea level drops, surface temperature decreases, and near-surface isotherms rise by several tens of meters. The vertical velocity of upwelling is at least 3 m per day. Five such upwelling events were observed during the 18-month experiment.

### 1. Introduction

The existence of equatorial upwelling in the Pacific and the other oceans has been known for a long time and its basic reasons have been discussed by Cromwell (1953) and Knauss (1963). Upwelling manifests itself by a tongue of cool water along the equator stretching from the Galapagos Islands to the date line (Robinson, 1976). The upwelling is caused by the divergence of the surface Ekman drift at the equator under the permanent easterly trade winds. This divergence is balanced by a convergence of geostrophic flow due to the east-west pressure gradient along the equator. Because the vertical distribution of the two meridional flows is different, a strong vertical circulation results, which leads to equatorial upwelling. The average rate of upwelling in the Pacific has been estimated as about  $50 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Wyrtki, 1981). This steady state may be disturbed by fluctuations of the wind and by the passage of equatorially trapped internal waves. Little observational evidence has so far been collected about the time and space scales of the response of equatorial upwelling to such disturbances. The observations made during the Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment (Wyrtki *et al.*, 1981) allow a first description of such upwelling events.

### 2. Data

Cross-equatorial hydrographic sections were obtained by the Shuttle ship at 150, 153 and 158°W on 15 cruises between February 1979 and June 1980 (Taft and Kovala, 1981). In addition, 35 temperature sections were taken by aircraft (Stroup *et al.*, 1981).

Winds were continuously recorded at a cluster of three moorings near 153°W (Knox and Halpern, 1981) and at an automatic station on Jarvis Island at 160°W (Vitousek *et al.*, 1980). The three moorings also measured sea and air temperatures and subsurface currents. Sea level and temperature at a depth of 5 m were recorded at Jarvis Island with a pressure recorder.

### 3. Equatorial upwelling

Evidence of equatorial upwelling can be found on virtually all temperature sections, but the apparent intensity of upwelling, indicated by the intensity of thermocline uplifting, varies considerably. The average temperature distribution at 150°W (Fig. 1a) shows cool upwelled water of temperature less than 27°C at the equator flanked on both sides by water of temperature more than 28°C. All isotherms above 20°C are uplifted relative to their depth away from the equator. The 26°C isotherm is uplifted by about 30 m. The upwelling area defined by the isotherm doming is about 2° latitude wide. A case of very strong isotherm uplifting at 150°W during cruise 11 in January 1980 is illustrated in Fig. 1b. Water of temperature less than 26°C has reached the sea surface in a thin band, but the entire area between 4°S and 2°N is occupied by water cooler than 27°C. The only case during which no upwelling was evident is seen during cruise 15 along 158°W, when a homothermal layer 70 m deep with temperatures above 28°C stretched from the Southern Hemisphere across the equator to 7°N into the Countercurrent (Fig. 1c).

To evaluate the development of equatorial upwelling in time and to discuss the sequence of events, time series of several pertinent parameters are shown in Fig. 2. The east-west component of wind stress derived from the wind recorders at Jarvis Island and

<sup>1</sup> Hawaii Institute of Geophysics contribution No. 1291.

<sup>2</sup> Visiting scientist from O.R.S.T.O.M. (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer), France.

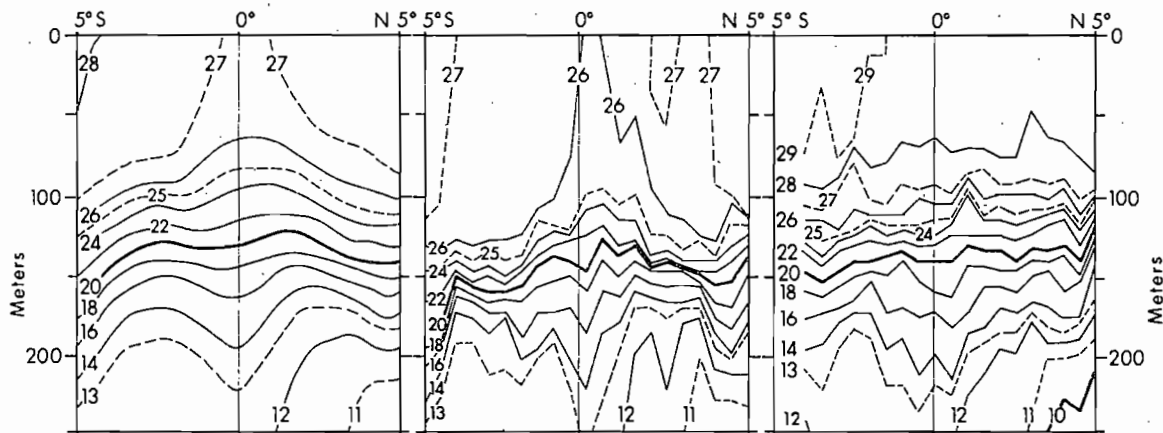


FIG. 1. Cross-equatorial temperature sections obtained during the Shuttle Experiment. (a) Average temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at  $150^{\circ}\text{W}$ ; (b) temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) during an intense upwelling event at  $150^{\circ}\text{W}$  observed on 13 January 1980; (c) absence of upwelling at  $158^{\circ}\text{W}$  on 7 June 1980. Temperature profiles are at intervals of one-half degree of latitude.

at the three moorings demonstrate that fluctuations in the wind field are coherent between the two sites and that the same events are obvious in both records. Wind direction is almost always to the west, turning north and south only if wind speed is less than  $1 \text{ m s}^{-1}$ . The average wind speed during the 18 months of record is only  $5.2 \text{ m s}^{-1}$  and the maximum is  $10 \text{ m s}^{-1}$ , which is practically the same as the climatological average. There is no apparent annual signal in the wind records and high-frequency variability dominates the time series. Several bursts of strong wind, lasting 10–20 days can be noted.

The sea-level record is less noisy, and shows a weak annual signal, with sea level lower in April, May and June and higher from October to January, in agreement with data from other equatorial stations. Superimposed are several peaks and troughs lasting a few weeks and having a magnitude of about 10 cm. Surface temperature records from Jarvis and from the buoys show a weak annual cycle with temperatures lower in February and March and higher from June to November. Superimposed are equally strong irregular variations. To characterize upwelling, we have plotted the minimum of sea surface temperature observed within  $1^{\circ}$  latitude from the equator and the shallowest depth of the  $26^{\circ}\text{C}$  isotherm. Fluctuations of minimum temperature agree very well with temperature at Jarvis, but minimum temperatures are almost  $1^{\circ}\text{C}$  lower, which is partly due to choosing the minimum of temperature for each section, and partly due to the mean east–west temperature gradient.

The parameter most relevant to upwelling is probably the depth of the  $26^{\circ}\text{C}$  isotherm, which fluctuates from its mean position at 65 m upward to the surface and downward to 100 m. Near the equator a well-defined mixed layer is usually not present. The  $26^{\circ}\text{C}$  isotherm slowly descends from an average depth of about 50 m during the beginning of the Shuttle Experiment to about 80 m near its end. No annual signal

is obvious in its depth, in contrast to the behavior of deeper isotherms. The  $20^{\circ}\text{C}$  isotherm, situated in the center of the thermocline near the core of the undercurrent, and the  $14^{\circ}\text{C}$  isotherm follow the vertical displacement of the undercurrent. The depths of these isotherms clearly exhibit an annual cycle (Lukas and Firing, 1981), which Meyers (1979) attributes to the annual forcing by the wind stress.

#### 4. Upwelling events

An upwelling event might be caused by an increase of the wind, lasting long enough to cause the ascent of cooler subsurface waters to the sea surface. Such an event should be discernible by isotherms rising above their previous depth. An increase in the wind stress will cause a stronger Ekman transport away from the equator, which should result in a drop of sea level at the equator, and upwelling of subsurface water, which in turn will uplift subsurface isotherms and decrease the sea surface temperature. The speed of such uplifting might give a first estimate of the vertical velocity associated with such upwelling events. If the events are rapid and short, the effects of vertical mixing are probably small compared to those of vertical advection, and entrainment may not be an important factor.

During the Shuttle Experiment several upwelling events can be identified (Fig. 2). From April to June 1979 winds are weak, sea surface temperature rises slowly, and the depth of the  $26^{\circ}\text{C}$  isotherm increases slowly to about 70 m in early June. In late June a three-week period of increased winds follows, causing a drop of sea level at Jarvis in the last days of June and a minimum of sea surface temperature a few days later. The minimum surface temperature is observed on 12 July at  $153^{\circ}\text{W}$  on Flight 17 and is also recorded at the buoys; the  $26^{\circ}\text{C}$  isotherm reaches the sea surface. On 19 June the same isotherm is at 65 m and

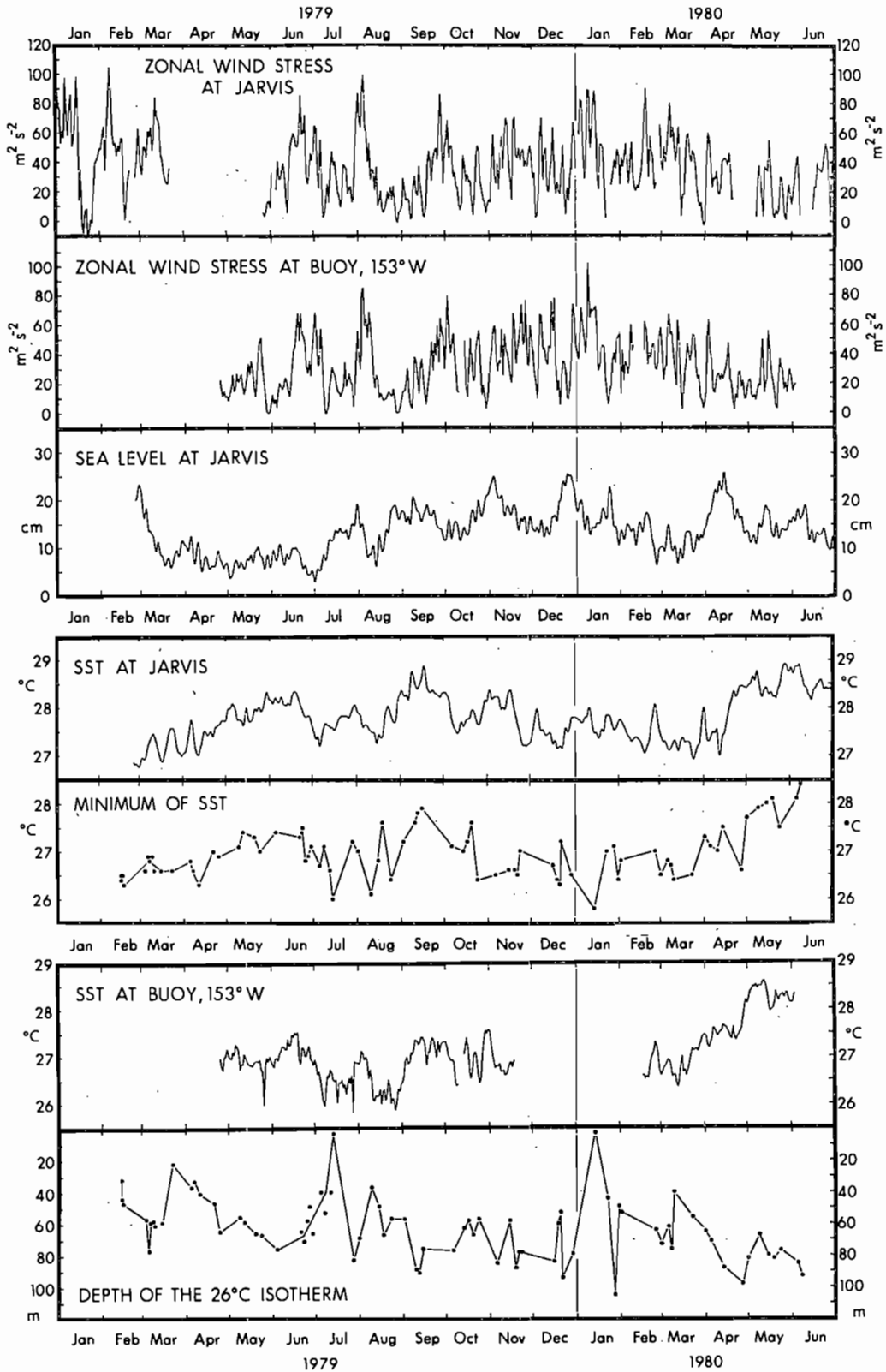


FIG. 2. Time-series of parameters related to equatorial upwelling events including zonal component of wind stress ( $m^2 s^{-2}$ ) at Jarvis Island (a) and at the buoy cluster at  $153^{\circ}W$  (b); sea level at Jarvis Island ( $0^{\circ}23'S$ ,  $160^{\circ}02'W$ ) (c); sea surface temperature ( $^{\circ}C$ ) at Jarvis Island (d); the minimum of sea-surface temperature ( $^{\circ}C$ ) observed on each temperature section (e); sea surface temperature ( $^{\circ}C$ ) at the buoy cluster at  $153^{\circ}W$  (f); and highest position of the  $26^{\circ}C$  isotherm near the equator (g).

on 23 June at 67 m. During this event it rises by 67 m in 20 days with an average speed of about 3 m per day. Immediately after the upwelling event the 26°C isotherm drops to 83 m at 158°W and to 70 m at 153°W, and sea level rises again.

In early August another burst of the winds lasts for about 10 days. Sea level immediately drops, reaching a minimum on 10 August. The 26°C isotherm rises to 37 m as observed on 9 August at 150°W on cruise 6, producing a surface temperature minimum, which is also seen in the records of the buoys at 153°W and at Jarvis. The observed isotherm rise by about 30 m during 10 days again gives an upwelling speed of 3 m per day. Because the wind burst was of shorter duration, the 26°C isotherm did not reach the sea surface.

After a period of very weak winds in August, wind speeds increase during September and reach a peak at the end of the month. This peak coincides with a decrease in sea level and is followed by a minimum in sea surface temperature in early October. In response, the 26°C isotherm rises by about 20 m. In October, November and early December wind speeds remain above average but fluctuate strongly; surface temperature decreases slowly, but the depth of the 26°C isotherm increases, probably as part of the seasonal deepening of the undercurrent core. The wind fluctuations during this period seem to be too fast for the ocean structure to respond in an organized and measurable fashion.

During the second part of December winds become weak and sea level rises immediately. The next burst of winds in early January lasts for about two weeks. Sea level drops by about 12 cm, reaching a minimum on 9 January. Surface temperature decreases to less than 26°C at 150°W as observed on leg 11 on 13 January. On 28 December the 26°C isotherm is found at 79 m at the same position, and consequently it rises by 79 m during 16 days with an average speed of about 5 m per day. Unfortunately, no other temperature sections were obtained during this period, and surface temperature sensors at all three buoys had failed. In the second half of January the winds decrease and the 26°C isotherm drops as fast as it had risen, reaching 44 m on 22 January at 153°W and 105 m on 27 January at 158°W.

During the remainder of the Shuttle Experiment winds decrease steadily, surface temperature rises to more than 28°C, and the 26°C isotherm drops to more than 80 m. Sea level remains high, about 10 cm higher than a year earlier. During the last cruise a thick surface layer warmer than 28°C had covered the upwelling at 158°W (Fig. 1c), but also at 153 and 150°W there was little indication of upwelling.

During the early part of the experiment wind observations are unfortunately interrupted. The records at Jarvis show three strong bursts of wind in the first three months of 1979. On 22 March 1979 the 26°C isotherm reaches 22 m at 150°W on cruise 2, which

is probably a result of the wind burst in the first half of March. Sea level at Jarvis also drops sharply. The shallow position of the 26°C isotherm during the first cruise is probably due to the wind burst in February, but supporting data are insufficient to analyze other aspects of this event.

The thermal structure observed during flight 24 along 150°W shows the 26°C isotherm at only 9 m at 1.5°N indicating thermocline uplifting (Stroup *et al.*, 1981). Similarly, during flight 32 along 150°W the 26°C isotherm was observed at 15 m at 0.5°N. As deeper isotherms are uplifted by about the same amount, we believe that these particular AXBT drops were failures and should have been deleted in the data processing. Therefore, we have not used these observations in our analysis. Moreover, similar isotherm uplifting was not observed along 153°W on flights 25 and 33, which were only two days after flights 24 and 32, respectively.

## 5. Discussion and conclusions

During the Shuttle Experiment five discrete upwelling events were observed over a period of 18 months. Each event was caused by a burst in the prevailing easterly trade winds, lasting from ten days to three weeks. These bursts usually followed a period of noticeably weak winds, and wind stress during the bursts was typically twice the long-term mean. For three of the five cases the speed of upwelling could be determined from the rise of the 26°C isotherm as 3–5 m per day. This speed represents a lower limit, because it might have been greater if observations had been more frequent, because vertical mixing might partly offset the vertical advection of isotherms and because the upwelling event is superimposed on the mean climatological upwelling. Each upwelling event is also accompanied by a drop in sea level, indicating that water is being removed from the equator by divergent Ekman flow. The speed of upwelling and the depth of the cooler water before upwelling determine the time after which upwelling becomes evident at the sea surface by the appearance of cooler water; this time is typically 10–20 days. During the Shuttle period strong winds never lasted for more than 20 days and consequently no case of prolonged upwelling could be observed.

Halpern (1980) has estimated the vertical velocity of upwelling from measurements with an array of current-meter moorings at the equator and 110°W. He finds average upwelling of 3 m day<sup>-1</sup> and large fluctuations. A three-month long time series of vertical velocity also indicates an event scale of 10–20 days.

The end of each upwelling event is determined by the decrease of the winds. This reduces the Ekman divergence and allows water to converge to the equator under the influence of the north–south pressure gradients created by the low equatorial sea level. The

cool water previously drawn to the surface drops back to the top of the thermocline and usually overshoots its previous equilibrium depth, indicating a wave-like response. Such a response is especially obvious after the events in July 1979 and January 1980 (Fig. 2). As upwelling ceases, sea level rises.

Upwelling water during these events comes definitely from the uppermost portions of the thermocline since little or no upward movement of water only 2°C cooler can be detected. This situation appears reasonable, as water in the very weakly stratified layer above the thermocline can be more easily advected vertically than the heavier water of the thermocline. The upwelling events seem to be restricted to the weakly stratified surface layer and they turn over water with a temperature difference of less than 2°C. For the mean climatological situation the temperature of the source water for upwelling was determined to be 3–4°C cooler than the water north and south of the cool tongue (Wyrki, 1981).

The north–south scale of upwelling on climatological time scales is given by the width of the cool tongue, a value of about 400–500 km. But the event scale appears to be much narrower. During all the short events observed, the cool upwelling water was obvious at only one station. Since stations were 55 km apart, the strongest upwelling was probably concentrated in a band less than 100 km wide. This has probable dynamical reasons still to be explored.

Even less can be said about the east–west scales of upwelling events. The fluctuations of the east–west component of the equatorial trade winds are certainly coherent over distances greater than 10° longitude, even on time scales of 10–20 days (Sadler and Kilonsky, 1981). The good correlation of sea level at Jarvis with the upwelling events at 150°W, 1000 km away, is another indicator for a large zonal space scale of these events. On the other hand, it does not seem accidental that four of the five upwelling events were observed at 150°W, one at 153°W and none at 158°W. This may be partly due to surface temperature at 158°W being about 0.6°C higher and the surface layer above the 26°C isotherm being 14 m thicker than at 150°W. Consequently, upwelling will be less obvious at 158°W and winds will have to last longer than at 150°W to produce a similar effect. Such long bursts of winds apparently did not happen during the Shuttle period.

One might also consider the possible effect of equatorial waves on upwelling. Such waves will certainly be generated in response to a variable wind stress, and in particular in response to a wind patch. These equatorial waves, however, have maximum vertical speeds in the thermocline and not near the sea surface above it.

The conditions on longer time scales might also be considered. The hydrographic structure, sea level and sea surface temperature have a clearly developed annual signal that is related to the annual advance of

the cool tongue from the east into the region and to the ocean-wide changes in the wind field (Meyers, 1979). The variability of the wind is much stronger on time scales of a month or less than at the annual period. Consequently, the observed upwelling events must be considered as a local response to winds of limited duration.

While this study reveals the existence of equatorial upwelling events and describes their general characteristics, much remains to be learned. The events are apparently so fast that the spacing of hydrographic sections in time was the main limiting factor for studying the events in greater detail. Moreover, only five events occurred in 1½ years. Any more systematic study will require the use of clusters of moorings with continuously recording instruments over a long period. The large east–west scale of the phenomenon together with the need to sample strong north–south gradients will require a substantial experimental effort for any experiment to study the variability of equatorial upwelling.

*Acknowledgments.* We thank D. Halpern and R. Knox for providing winds and temperatures at the moorings. This research has been supported by the National Science Foundation as part of the North Pacific Experiment (NORPAX); this support is gratefully acknowledged.

#### REFERENCES

- Cromwell, T., 1953: Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *J. Mar. Res.*, **12**, 196–213.
- Halpern, D., 1980: Vertical motion at the equator in the eastern Pacific (abstract). *EOS*, **61**, 998.
- Knauss, J. A., 1963: Equatorial current systems. *The Sea*, Vol. 2, M. N. Hill, Ed. Wiley, 235–252.
- Knox, R. A., and D. Halpern, 1981: Variability of winds and upper ocean currents near 0°, 152°W during the Shuttle Experiment (abstract). *EOS*, **62**, 890.
- Lukas, R., and E. Firing, 1981: An annual Rossby wave in the central equatorial Pacific (abstract). *EOS*, **62**, 890.
- Meyers, Gary, 1979: Annual variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 885–891.
- Robinson, M. K., 1976: *Atlas of North Pacific Ocean Monthly Mean Temperatures and Mean Salinities of the Surface Layer*. Naval Oceanogr. Ofc., Ref. Publ. 2, 173 figs.
- Sadler, J. C., and B. J. Kilonsky, 1981: Meteorology during the Test Shuttle Experiment. Dept. Meteor., University of Hawaii, Rep. UHMET 81-05, 54 pp.
- Stroup, E. D., B. J. Kilonsky and K. Wyrki, 1981: AXBT observations during the Hawaii/Tahiti Shuttle Experiments. University of Hawaii, Ref. HIG-81-1, 49 pp.
- Taft, B. A., and P. Kovalala, 1981: Vertical sections of temperature, salinity, thermocline anomaly and zonal geostrophic velocity from NORPAX Shuttle Experiment, Part I. NOAA Data Report ERL PMEL-3, 98 pp.
- Vitousek, M., B. Kilonsky and W. Leslic, 1980: Meteorological observations in the Line Islands, 1972–1980. University of Hawaii, Ref. HIG-80-7, 74 pp.
- Wyrki, K., 1981: An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1205–1214.
- , E. Firing, D. Halpern, R. Knox, G. J. McNally, W. C. Patzert, E. D. Stroup, B. A. Taft and R. Williams, 1981: The Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment. *Science*, **211**, 22–28.



UTILISATION DE LA MÉTHODE D'ANALYSE PAR SPECTROMÉTRIE  
D'ÉMISSION POUR LA DÉTERMINATION DE  $^{15}\text{N}$  EN ÉCOLOGIE  
AQUATIQUE: ASSIMILATION DU NITRATE PAR LE PHYTOPLANCTON  
EN MER DE BANDA (INDONÉSIE)

LIONEL LEMASSON

*Centre ORSTOM, B.P. A5, Noumea, Nouvelle-Calédonie*

et

JEAN PAGES

*CRODT, B.P. 2241, Dakar, Sénégal*

**Résumé:** Une méthode d'analyse de  $^{15}\text{N}$  dans le phytoplancton par spectrométrie optique d'émission est décrite. La faible quantité d'échantillon marqué nécessaire (minimum de  $2\ \mu\text{g}$ ) permet de réduire le volume des flacons à incubation, avantage appréciable pour les incubations effectuées sur un navire. Les échantillons sont traités par micro-Dumas dans des ampoules à décharge scellées en verre borosilicaté. Les produits secondaires de combustion sont piégés par l'azote liquide. La méthode a été essayée avec succès dans la Mer de Banda (croisière Corindon 4, du N.O. Coriolis en Indonésie) sur du phytoplancton marqué par  $^{14}\text{C}$  et  $^{15}\text{N}$ . Les productions mesurées indiquent que les eaux côtières sont de type mésotrophe; les taux d'assimilation spécifiques pour l'azote varient pour les eaux de surface, de  $0,00005\ \cdot\ \text{h}^{-1}$  à  $0,0230\ \cdot\ \text{h}^{-1}$  et pour le carbone de  $0,0019\ \cdot\ \text{h}^{-1}$  à  $0,0295\ \cdot\ \text{h}^{-1}$ .

**Abstract:** A routine procedure for  $^{15}\text{N}$  determination with an optical emission spectrometer is described. The required amount of labelled sample (minimum  $2\ \mu\text{g}$ ) is small and so it is possible to reduce the volume of the incubation-flasks (1 liter or less), which is advantageous when working on board ship. Samples are processed by the micro-Dumas method in sealed borosilicated discharge tubes. Combustion by products are trapped in liquid nitrogen. The method has been used successfully in the Banda Sea (cruise Corindon 4, N.O. Coriolis, in Indonesia) with labelled phytoplankton ( $^{14}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}$ ). In surface waters specific uptake rates for N are in the range of  $0.00005\ \cdot\ \text{h}^{-1}$  to  $0.0230\ \cdot\ \text{h}^{-1}$  and of  $0.0019\ \cdot\ \text{h}^{-1}$  to  $0.0295\ \cdot\ \text{h}^{-1}$  for C.

#### INTRODUCTION

L'étude du cycle de l'azote en écologie aquatique s'est longtemps heurtée à l'obstacle de l'analyse en routine de cet élément qui nécessite, lorsque l'on utilise l'isotope stable  $^{15}\text{N}$  comme traceur, l'emploi d'un spectrographe de masse, appareil de coût élevé et délicat d'utilisation. Par contre la spectrométrie d'émission a été utilisée par plusieurs auteurs qui l'ont appliquée surtout sur des marquages faits sur des éléments végétaux supérieurs où la quantité de matière à analyser n'était pas limitée. Une revue de ces essais a été faite par Fieldler & Proksch (1975) et plus récemment par Middelboe (1980).

En écologie aquatique certaines difficultés se présentent: faibles quantités de matériel marqué, nombreux échantillons et multiplicité des incubations, travail en mer dans des conditions souvent difficiles, tous facteurs contribuant à freiner le développement de

l'emploi de  $^{15}\text{N}$  comme traceur. Il nous a semblé utile de pouvoir disposer d'une méthode de routine permettant de faire une étude des flux des éléments nutritifs azotés, en adaptant la méthode d'analyse par spectrométrie optique d'émission aux besoins de l'écologie aquatique.

Dans tous les cas, partant d'un produit solide, il faut obtenir un mélange gazeux de molécules d'azote qui sera analysé. Deux procédés sont utilisés pour transformer l'azote organique en azote gazeux : la minéralisation peut se faire soit par le procédé de Kjeldahl où les composés azotés sont transformés sous forme ammoniacale et oxydés ensuite par la méthode de Rittenberg, soit par la méthode de Dumas; dans ce dernier cas les composés organiques sont oxydés par  $\text{CuO}$  et réduits ensuite en azote gazeux par le cuivre en présence d'un catalyseur. C'est cette dernière méthode qui a été retenue, en la miniaturisant (Lemasson *et al.*, 1982) et qui a été utilisée pour l'étude de l'assimilation du nitrate parallèlement à des études de production primaire photosynthétique (avril 1982), au cours d'une croisière du "N.O. Coriolis" (Corindon 4) en Mer de Banda (Maluku, Indonésie), croisière effectuée en collaboration avec le National Institute of Oceanology d'Indonésie.

Des mesures simultanées des taux d'assimilation du carbone et de l'azote à l'aide des isotopes  $^{14}\text{C}$  et  $^{15}\text{N}$  ont été effectuées au cours d'incubations in situ. La cinétique d'assimilation du nitrate en fonction de la concentration en  $\text{NO}_3\text{-N}$  a été étudiée au cours d'incubations in situ simulé.

Une série de stations ont été faites dans la baie d'Ambon, baie étroite et allongée (25 km) où un seuil peu profond (16 m) sépare une baie intérieure (Stations 2 et 32), de profondeur voisine de 45 m, de la partie extérieure (Stations 10 et 31) dont la profondeur atteint 400 m à l'entrée de la baie. Une autre série de stations (Stations 20, 23 et 30) ont été effectuées au large dans la Mer de Banda entre les îles d'Ambon et de Buru.

## MATÉRIEL ET MÉTHODES

### PRODUCTION PHOTOSYNTHÉTIQUE

Les estimations ont été effectuées par la méthode standard utilisant le  $^{14}\text{C}$  (Stemann Nielsen, 1952) sous forme de  $\text{Na}_2^{14}\text{CO}_3$ . Les incubations étaient faites dans des flacons en verre borosilicaté de 280 ml, et inoculés avec 200 ou 400  $\mu\text{l}$  de solution de marquage, donnant une activité spécifique de  $2,64 \times 10^5$  à  $5,38 \times 10^5 \text{ Bq} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Deux sortes d'expérimentation ont été faites, toutes deux avec une eau de mer filtrée préalablement sur tamis de 125  $\mu\text{m}$  de maille pour éliminer les prédateurs les plus grands.

#### *Incubations in situ simulé*

Les flacons sont enveloppés dans des écrans neutres permettant de simuler les intensités lumineuses désirées (100, 50, 25, 10, 5, 3 et 1% de la lumière incidente). La

correspondance avec la profondeur est faite par comparaison avec la profondeur d'observation du disque de Secchi. Les incubations sont faites avec de l'eau de surface et les flacons mis à incuber dans des bacs où une circulation d'eau de surface maintenait la température constante et voisine de  $29^{\circ}\text{C}$  ( $\pm 1^{\circ}\text{C}$ ) pour l'ensemble des stations. Les durées d'incubation variaient entre 4 et 10 h.

#### *Incubations in situ*

Les prélèvements, effectués à l'aide de bouteilles en PVC (Niskin) à des profondeurs déterminées par le disque de Secchi et correspondant aux pénétrations lumineuses de 100, 50, 25, 10, 5 et 1% de la lumière incidente en surface, sont, après inoculation de [ $^{14}\text{C}$ ]carbonate, mis à incuber aux profondeurs de prélèvement. Les durées d'incubation variaient de 4 à 10 h. Les températures d'incubation, voisines de  $29^{\circ}\text{C}$  en surface, étaient proches de  $24^{\circ}\text{C}$  pour les immersions les plus profondes correspondant au 1% de lumière incidente.

Dans les deux cas, les éléments nutritifs sont analysés immédiatement après le prélèvement selon les méthodes classiques (Strickland & Parsons, 1972) et la chlorophylle mesurée par fluorimétrie *in vivo*.

L'analyse du seston se fait sur eau de mer pré-tamisée sur soie de  $125\ \mu\text{m}$  de vide de maille, et filtrée sur filtre d'argent de  $0,8\ \mu\text{m}$  de porosité (Selas Flotronics); les filtres, conservés (après séchage à  $60^{\circ}\text{C}$ ) à  $-20^{\circ}\text{C}$ , sont analysés au laboratoire à terre pour la détermination du C et du N particuliers (CHN Hewlett-Packard 185 B).

Après filtration sur filtres de fibre de verre Whatman GF/C, les filtres sont rincés avec HCl N/100 et conservés, après séchage, au congélateur à  $-20^{\circ}\text{C}$ . Les comptages ont été effectués à terre en scintillation liquide avec un compteur Intertechnique. Pour les eaux saumâtres de la baie d'Ambon (Maluku) les concentrations de  $\text{CO}_2$  total ont été estimées au moyen de la relation établie pour les eaux saumâtres par Lemasson & Pages (1980). Les taux d'absorption ( $\rho_C$ ) pour le carbone sont exprimés en  $\mu\text{M} \cdot \text{h}^{-1}$  et les taux d'absorption spécifique ( $V_C$ ) en  $\text{h}^{-1}$  (en fait en  $\mu\text{M C} (\mu\text{M C}_p)^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ ). Pour le nitrate, de façon analogue, les résultats sont exprimés en  $\mu\text{M} \cdot \text{h}^{-1}$  ( $\rho_N$ ) et  $\text{h}^{-1}$  ( $V_N$ ).

#### ABSORPTION DU NITRATE

L'absorption du nitrate a été évaluée au moyen de l'isotope stable  $^{15}\text{N}$  de deux façons.

#### *Incubations in situ*

Les échantillons d'eau préfiltrée sur  $125\ \mu\text{m}$  sont enrichis d'environ 10% (par rapport à la concentration du milieu), par du nitrate marqué ( $^{15}\text{NO}_3$ )<sub>2</sub>Ca à 99%. Les flacons, d'un volume de 2580 ml, sont mis à incuber pendant 12 h aux profondeurs correspondant au niveau de 100, 50, 25, 10, 5 et 1% de la lumière incidente reçue en surface.

*Incubations in situ simulé — cinétique d'assimilation du nitrate en fonction de la concentration en nitrate dans le milieu*

Lorsque l'on se trouve à des concentrations ambiantes de nitrate proches du seuil de détection, une addition d'élément nutritif marqué peut accroître de 50 à 100% ou plus la quantité de cet élément, faussant de ce fait l'estimation des taux d'assimilation. Il est heureusement possible d'extrapoler en utilisant les paramètres de la cinétique d'assimilation que l'on déterminera par des expériences appropriées, pour les concentrations réelles en élément nutritif (MacIsaac & Dugdale, 1972).

En utilisant l'expression de Michaelis-Menten:

$$V = \frac{V_{\max} \times S}{K_t + S},$$

où  $S$  représente la concentration du milieu en nitrate,  $V$  représente le taux d'absorption et si on connaît  $V_{\max}$  (vitesse maximale d'absorption) et  $K_t$  (concentration du substrat pour laquelle  $V = (V_{\max}/2)$ , appelée "constante de transport") il est théoriquement possible de calculer  $V$ . Ici,  $V$  s'exprimera en unités de  $\text{NO}_3\text{-N}$  absorbé par unité de temps et par unité de  $\text{N}_p$  (azote particulaire), c'est-à-dire en  $t^{-1}$ .

Les échantillons à incuber sont enrichis avec 0,2; 0,5; 1; 5; et 10  $\mu\text{M} \cdot \text{l}^{-1}$   $\text{KNO}_3\text{-}^{15}\text{N}$ , et les incubations réalisées à 100% de lumière incidente dans un incubateur refroidi par de l'eau de mer courante. La durée des incubations était de 6 h. Après filtration sur filtre de fibre de verre de 25 mm Whatman GF/C les filtres, séchés à 60 °C, sont conservés à -20 °C et analysés au laboratoire à terre. Dans tous les cas la dépression de filtration ne dépassait pas 100 mm Hg. Les constantes cinétiques ont été calculées par la méthode de Sakoda & Hiromi (1976).

TECHNIQUE DE LA MESURE PAR SPECTROMÉTRIE D'ÉMISSION DES TENEURS EN  $^{15}\text{N}$

*Analyse du phytoplancton marqué par  $^{15}\text{N}$*

La méthode utilisée a été décrite en détail par Lemasson *et al.* (1982). Cependant certaines modifications ont été faites pour les études du milieu aquatique. La quantité d'azote du phytoplancton retenu sur le filtre doit être comprise entre 10 et 50  $\mu\text{g}$ , limites imposées pour des raisons qui seront exposées par la suite. On déterminera au préalable soit de façon très approximative cette quantité à partir des concentrations en chlorophylle du milieu et en utilisant un rapport de conversion  $C_p/\text{Chl } a$  estimé d'après le type de milieu, soit après avoir fait les analyses de seston à l'analyseur CHN. Cette estimation étant en général faite a posteriori, on pourra n'utiliser qu'une partie du filtre; on répand sur celui-ci environ 20 mg de Cuprox (Coleman) finement broyé. Le filtre est ensuite replié et roulé, et introduit au fond d'un tube de verre borosilicaté scellé à un bout. Ce tube est ensuite connecté à une rampe à vide par l'intermédiaire d'un tuyau de caoutchouc. Un vide d'au moins  $10^{-3}$  torr est réalisé; les parois internes du tube sont

dégazées à 550 °C sous vide actif pendant 10 min dans un micro-four électrique. Le tube est ensuite scellé au chalumeau, donnant une ampoule d'environ 20 cm de long, puis mis au four électrique pour la combustion de l'échantillon à 550 °C pendant 1 h.

#### *Analyse de la teneur en $^{15}\text{N}$*

L'appareil utilisé est un spectromètre d'émission GS 1 (SOPRA, France) dont le principe a été décrit par Guiraud & Fardeau (1980). Après refroidissement le tube scellé est placé verticalement entre deux électrodes d'excitation entre lesquelles passent un champ de haute fréquence (30 GHz); l'extrémité inférieure du tube est plongée dans l'azote liquide permettant le piégeage des gaz de combustion (principalement le gaz carbonique et l'eau) sauf l'azote moléculaire produit par la réduction des oxydes d'azote. Le spectre de l'émission lumineuse analysée par un réseau optique est enregistré graphiquement, et correspond aux longueurs d'onde des trois molécules d'azote possibles, soit 297,7 nm pour  $^{14}\text{N}^{14}\text{N}$ , 298,3 nm pour  $^{14}\text{N}^{15}\text{N}$  et 298,9 nm pour  $^{15}\text{N}^{15}\text{N}$ .

Pour chaque type de molécule on mesure la hauteur du pic d'émission correspondant qui est proportionnelle à la concentration de celle-ci dans le mélange gazeux. Si on pose:

$$R = \frac{H_{29}}{H_{28}} \quad \text{et} \quad R' = \frac{H_{30}}{H_{29}}$$

$H_{n+n'}$  étant la hauteur du pic " $n''\text{N}$ "; la teneur  $T$  en pourcentage d'atomes  $^{15}\text{N}$  est calculée par une des deux équations suivantes:

$$T = \frac{100 \times R}{(2 + R)} \quad T' = \frac{200 \times R'}{(2R' + 1)}$$

Les excès (% d'atomes  $^{15}\text{N}$  en excès) sont calculés en soustrayant de  $T$  la valeur de  $^{15}\text{N}$  naturelle.

Nous avons évoqué dans le paragraphe précédent la nécessité de connaître la quantité approximative de matière introduite dans l'ampoule (en termes d'azote); en effet si la quantité d'azote est insuffisante la pression des gaz, après combustion, sera insuffisante dans l'ampoule pour permettre une émission lumineuse; et si cette quantité est trop forte (supérieure à 50  $\mu\text{g}$ ) la pression des gaz, même après refroidissement prolongé du tube dans l'azote liquide, sera trop importante pour permettre une décharge électrique entre les deux électrodes.

La méthode a été appliquée au laboratoire sur des cultures de phytoplancton (*Phaeodactylum tricorutum*) dans des milieux enrichis en  $^{15}\text{NO}_3\text{-N}$  ou en  $^{15}\text{NH}_4\text{N}$  ( $E = 99,1\%$ ) et a montré pour  $\text{NH}_4\text{-N}$  un très bon agrément entre les résultats obtenus au spectromètre d'émission et au spectrographe de masse. Par contre, pour  $\text{NO}_3\text{-N}$  les résultats obtenus par spectrométrie d'émission sont un peu plus élevés. Une explication possible est que la méthode de Kjeldahl effectuée avant l'analyse au spectrographe de

masse ne reminéralise pas entièrement le "pool" intra-cellulaire de  $\text{NO}_3\text{-N}$  fortement marqué. Les résultats sont très reproductibles; une analyse de la variabilité a montré que le coefficient de variation ( $C_v$ ) entre deux répliques varie entre 0,9 et 1,6% : pour 30 séries de 2 répliques on a un  $C_v$  de 0,9%, pour 10 séries de 3 répliques il est de 1,6%, pour 7 répliques le  $C_v$  est de 0,7%, ceci pour une teneur de 0,694%  $^{15}\text{N}$ .

## RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les résultats sont résumés dans les Tableaux I, II et III. Quatre stations (Stations 2, 10, 31 et 32) ont été effectuées dans la baie d'Ambon dans laquelle se jettent les effluents de la ville d'Ambon mais peu polluée par suite d'un renouvellement efficace des eaux par la marée et une onde interne de forte amplitude dont le ventre d'oscillation se situe à l'embouchure de la baie (Rébert, comm. pers.; Corindon 4, sous presse). Les trois autres stations en eau profonde (Stations 20, 23 et 30) ont été faites au large dans des eaux de type oligotrophe.

### CINÉTIQUE D'ABSORPTION DE L'AZOTE SOUS FORME DE NITRATE (Tableau I)

La production primaire azotée est contrôlée par deux facteurs essentiels: la lumière et la concentration en éléments minéraux azotés. On sait qu'une population naturelle est caractérisée, par analogie à la cinétique de Michaelis-Menten, par sa vitesse d'absorption spécifique ( $V_{\text{max}}$ , en  $\text{h}^{-1}$ ) et sa constante de demi-saturation  $K_t$ . Ces constantes ont été déterminées d'une part dans les eaux du large, d'autre part dans les eaux de la baie. Les deux stations de l'intérieur de la baie (Stations 2 et 10) relativement riches par rapport aux stations du large présentent toutes deux des  $K_t$  assez élevés (Tableau I), alors que ceux-ci sont très faibles aux stations du large (Stations 20 et 23); en clair cela signifie que les populations du large sont bien adaptées au caractère oligotrophe de ces eaux très pauvres en azote nitrique (concentrations en nitrate à l'état de traces).

TABLEAU I

Constantes cinétiques des eaux de surface ( $V_{\text{max}}$  et  $K_t$ ) et taux d'assimilation spécifiques ( $V_{\text{NO}_3}$ ):  $N_p$ , azote particulaire;  $\text{NO}_3\text{-N}$ , concentration dans le milieu.

No. Station	$V_{\text{max}}$ ( $\text{h}^{-1}$ )	$K_t$ ( $\mu\text{M}\cdot\text{l}^{-1}$ )	$V_{\text{NO}_3}$ ( $\text{h}^{-1}$ )	$N_p$ ( $\mu\text{M}\cdot\text{l}^{-1}$ )	$\text{NO}_3\text{-N}$ ( $\mu\text{M}\cdot\text{l}^{-1}$ )	$\rho \text{NO}_3$ ( $\mu\text{M}\cdot\text{h}^{-1}$ )
2	0.0014*	0.408*	0.0004*	1.75	0.15	0.00023
10	0.0408	0.248	0.0230	1.16	0.32	0.0267
20	0.0051	0.954	0.0000 (5)	0.605	(0.01)**	0.00003
23	0.0041	0.370	0.0001 (1)	0.634	(0.01)**	0.00007

\* Valeurs douteuses.

\*\* Traces; cette valeur est estimée et a été utilisée dans les calculs.

La Station 10 se situe dans la zone qui reçoit les eaux usées d'Ambon, et les valeurs relativement élevées s'expliquent par une certaine eutrophisation. Par contre les eaux du fond de la baie, renouvelées par le phénomène d'onde interne restent assez pauvres ce qui est souligné par les autres paramètres (biomasse, éléments nutritifs, profondeur du disque de Secchi). Les valeurs obtenues au large sont de l'ordre de grandeur de celles obtenues par Eppley *et al.* (1977) et par MacIsaac & Dugdale (1969), correspondant à des eaux oligotrophes tropicales. Cependant les résultats obtenus ne peuvent qu'être indicatifs car les concentrations en nitrate étant voisines de zéro la cinétique d'absorption ne suit la loi de Michaelis-Menten que si la concentration du milieu est nettement supérieure à  $K_t$  (Williams, 1973), ce qui n'est le cas pour aucune des stations, et en particulier pour les deux stations du large. Les taux d'absorption mesurés seraient en fait beaucoup plus élevés que ceux qui ont été calculés.

PRODUCTION PRIMAIRE PHOTOSYNTHÉTIQUE ET ABSORPTION DU NITRATE (Tableaux 2 et 3)

Les valeurs intégrées de la production primaire sont caractéristiques, dans la baie d'Ambon externe où se déversent les effluents de la ville d'Ambon, d'eaux productives (Stations 10, 31 et 32: production de 49,2 à 85,8  $\text{mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ). Cette production est plus faible dans la baie intérieure (30,4  $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$  à la Station 2) et aux stations du large (10,8 à 26,1  $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$  respectivement aux Stations 30 et 23). Les taux d'assimilation spécifique pour C varient de 0,0019  $\cdot \text{h}^{-1}$  (Station 30 du large) à 0,0295  $\cdot \text{h}^{-1}$  (Station 32 en baie d'Ambon).

Les rapports d'assimilation sont élevés et supérieurs aux rapports  $C_p/N_p$  du seston:  $\Delta C/\Delta N$  varie de 36,3 à 68,7 pour l'ensemble de la couche euphotique, alors que les rapports  $C_p/N_p$  varient de 4,8 à 9,9; ceci semblerait indiquer que le  $\text{NO}_3\text{-N}$  ne

TABLEAU II

Valeurs intégrées de la production primaire photosynthétique (Prod.) sur toute la colonne d'eau entre 100 et 1% de lumière incidente et taux d'assimilation spécifique ( $V_c$ ) dans la couche de surface: Stations 2, 10, 20, 23, in situ simulé;  $C_p$ , carbone particulaire, valeurs extrêmes sur la colonne d'eau entre 1 et 100% de lumière.

No. Station	Prod. ( $\text{mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ )	$C_p/N_p$	100% lumière		$C_p$ $\mu\text{M} \cdot \text{l}^{-1}$
			$\rho_c$ ( $\mu\text{M} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ )	$V_c$ ( $\text{h}^{-1}$ )	
2	30,4	11,4	0,242	0,0121	19,97
10	85,8	13,6	0,291	0,0184	15,78
20	25,9	16,5	0,054	0,0086	5,71
23	26,1	10,0	0,092	0,0144	6,37
30	10,8	7,7-8,3	0,012	0,0019	5,4-15,5
31	62,1	7,5-9,9	0,167	0,0136	7,7-16,3
32	49,2	4,8-8,2	0,624	0,0295	13,3-21,1

représente qu'une faible part de la nutrition azotée, ce qui est en accord avec le fait que dans ces eaux c'est la production régénérée qui est la part la plus importante de la production totale. L'ammoniaque, absorbé préférentiellement par rapport au nitrate

TABLEAU III

Assimilation du nitrate et rapports d'assimilation ( $\Delta\rho_C/\Delta\rho_N$ ) C photosynthétique/nitrate:  $\Delta C/\Delta N$ , rapport d'assimilation moyen pour la colonne d'eau.

No. Station	Profondeur,		$N_p$	$\rho_{NO_3}$ ( $\mu M \cdot l^{-1} \cdot h^{-1}$ )	$V_{NO_3}$ ( $h^{-1}$ )	$C_p/N_p$	$\Delta C/\Delta N$ (at : at)
	Z, (m)	Im%					
30	0	100	0,81	0,00048	0,00059	7,7	36,3
	15	50	1,96	0,00013	0,00007	7,9	
	26	25	0,05	0,00002	0,00003	8,3	
31	0	100	1,63	0,00332	0,00204	7,2	58,2
	16	25	0,91	0,00214	0,00234	9,9	
	27	10	1,34	0,00116	0,00086	7,5	
	40	5	1,30	0,00022	0,00017	8,1	
32	0	100	2,21	0,00783	0,00354	8,2	68,7
	5	50	1,85	0,00249	0,00135	5,3	
	10	25	2,36	0,00127	0,00054	4,8	
	17	10	1,93	0,0051	0,00026	6,2	
	25	5	1,55	0	0	7,2	

doit être en relative abondance dans les eaux de la baie où les eaux usées urbaines sont rejetées. Les données de production et de concentrations en éléments nutritifs indiquent que la baie d'Ambon et les eaux côtières de la mer de Banda sont du type mésotrophe, l'azote en étant l'élément limitant.

#### AVANTAGES DE LA MÉTHODE D'ANALYSE PAR SPECTROMÉTRIE D'ÉMISSION PAR RAPPORT À LA MÉTHODE UTILISANT LE SPECTROGRAPHE DE MASSE

(1) Un premier avantage est celui de pouvoir travailler avec de faibles quantités de phytoplancton, donc de pouvoir utiliser des volumes d'incubation petits (1 litre ou moins suivant la richesse en seston des eaux), aspect pratique non négligeable lorsque l'on sait les difficultés de manipulation de gros flacons en mer. En utilisant des tubes de diamètre intérieur plus faible il est possible de réduire la quantité minimum de matière nécessaire; des essais ont été positifs avec  $2 \mu g N$ . D'autre part en soutenant l'émission avec un gaz inerte (Krypton) on peut encore abaisser cette limite (Lemasson *et al.*, 1982).

(2) La réaction d'oxydation et de réduction de la matière organique se faisant à l'intérieur du tube, tout risque de pollution est ainsi évité.

(3) Les tubes peuvent être directement préparés à bord du navire si l'on dispose d'un

vide suffisant (pompe à vide Alcatel à deux étages), la combustion et l'analyse se faisant à terre.

(4) Une mesure peut être répétée un nombre indéfini de fois, puisque l'ampoule reste intacte après la mesure.

(5) Il est maintenant possible de faire des triples marquages sur le même échantillon à incuber avec deux traceurs radioactifs de rayonnements énergétiques différents tels que  $^{14}\text{C}$  et  $^{32}\text{P}$  simultanément avec l'isotope stable  $^{15}\text{N}$  sans risquer une pollution par éléments radioactifs de l'appareil de mesure dans le cas du spectrographe de masse. Cet aspect est sans doute un des plus intéressants puisqu'il permettra l'étude simultanée de l'assimilation des trois éléments principaux de la matière vivante sur le même échantillon par des triples marquages en supprimant l'incertitude provenant d'incubations différentes.

(6) Le piégeage des gaz se fait classiquement par le CaO (Fiedler & Proksch, 1975); les essais ont montré qu'en fait le piégeage était imparfait, le dégazage de CaO n'étant jamais complet; les risques de pollution sont d'autre part accrus. La condensation des gaz en plongeant l'ampoule dans  $\text{N}_2$  liquide améliore considérablement le spectre d'émission. Cette méthode a en outre l'avantage de simplifier grandement les manipulations.

La précision est satisfaisante dans la gamme d'abondance étudiée (0 à 30%  $^{15}\text{N}$ ). On peut admettre, puisque la variabilité des lectures est du même ordre de grandeur pour toute la gamme des teneurs, que la source principale d'erreur provient de la lecture du spectre. Le problème principal réside dans la définition de la ligne de base de l'enregistrement, délicate et entachée d'erreur lorsque l'on utilise le CaO pour le piégeage, mais considérablement améliorée lorsque l'on utilise l'azote liquide, surtout pour les échantillons à faible teneur.

Enfin les faibles quantités d'azote particulière nécessaires pour l'analyse, en réduisant le volume des flacons à incubation, permettent d'accroître le nombre des répliques. L'application faite en mer de Banda, bien que peu importante, a confirmé la simplicité d'utilisation de la méthode pour les études de production primaire.

#### REMERCIEMENTS

Nous sommes très reconnaissants à MM. Boucher et Samain du Centre Océanologique de Bretagne (Brest) d'avoir bien voulu nous permettre d'utiliser leur analyseur CHN, ainsi qu'à MM. Guiraud et Fardeau du Centre d'Études Nucléaires (Cadarache) pour l'utilisation de leurs appareils d'analyse pour les déterminations de  $^{14}\text{C}$  et de  $^{15}\text{N}$ .

## RÉFÉRENCES

- "CORINDON IV", sous presse. A French Indonesian Expedition – April 1981. Scientific results (Hydrology, Dynamics, Productivity, Plankton). *Rap. Scient. Tech. ORSTOM-Nouméa*.
- EPPLEY, R. W., J. H. SHARP, E. H. RENGER, M. J. PERRY & W. G. HARRISON, 1977. Nitrogen assimilation by phytoplankton and other microorganisms in the surface waters of the central north Pacific Ocean. *Mar. Biol.*, Vol. 39, pp. 111–120.
- FIEDLER, R. & G. PROKSCH, 1975. The determination of nitrogen-15 by emission and mass spectrometry in biochemical analysis: a review. *Anal. Chim. Acta*, Vol. 78, pp. 1–62.
- GUIRAUD, G. & J. C. FARDEAU, 1980. Détermination isotopique par spectrométrie optique de composés faiblement enrichis en azote 15. *Analusis*, Vol. 8, pp. 148–152.
- LEMASSON, L. & J. PAGES, 1980. Méthodes simples de détermination du CO<sub>2</sub> total et du carbone organique dissous en eau saumâtre. *Arch. Sci. CRO Abidjan*, Vol. 6(4), pp. 27–36.
- LEMASSON, L., J. PAGES & G. GUIRAUD, 1982. Routine <sup>15</sup>N analysis on small samples by emission spectrometry. *Analusis*, Vol. 10, pp. 23–30.
- MACISAAC, J. J. & R. C. DUGDALE, 1969. The kinetics of nitrate and ammonia uptake by natural populations of marine phytoplankton. *Deep-Sea Res.*, Vol. 16, pp. 45–57.
- MACISAAC, J. J. & R. C. DUGDALE, 1972. Interactions of light and inorganic nitrogen in controlling nitrogen uptake in the sea. *Deep-Sea Res.*, Vol. 19, pp. 209–232.
- MIDDELBOE, V., 1980. On analysis and use of nitrogen-15. A survey of selected papers. *K. Vet. Landbohøjsk., Arsskr.*, pp. 1–22.
- SAKODA, M. & K. HIROMI, 1976. Determination of the best fit values of kinetic parameters of the Michaelis-Menten equation by the method of least squares with the Taylor expansion. *J. Biochem.*, Vol. 80, pp. 547–555.
- STEEMANN NIELSEN, E., 1952. The use of radio-active carbon (C<sup>14</sup>) for measuring organic production in the sea. *J. Cons. Cons. Int. Explor. Mer*, Vol. 18, pp. 117–140.
- STRICKLAND, J. D. & T. R. PARSONS, 1972. A practical handbook of seawater analysis. *Bull. Fish. Res. Board Can.*, No. 167, 310 pp.
- WILLIAMS, P. J. LE B., 1973. The validity of the application of simple kinetic analysis to heterogenous microbial populations. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 18, pp. 159–165.



# Heat Content and Cyclogenesis Anomalies in the South Pacific

The 1982-83 warm season in the South Pacific was marked by a strong anomaly in the geographic distribution of the origins of tropical depressions. Following the World Meteorological Organization (WMO) rules, tropical depressions are classified as tropical storms for maximum mean wind speeds between 16 and 32 m s<sup>-1</sup>, and as hurricanes for wind speeds above 32 m s<sup>-1</sup>.

Meteorological files from 1940 to mid-1982 show that, among the 431 recorded depressions, 84% originated west of the dateline and only 16% occurred east of it. For the same period, only one hurricane formed east of 150°W, in February 1976. Sketchy data from the beginning of the century indicate that in January 1903 and March 1905 depressions which hit French Polynesia may have been born east of 150°W; these storms closely followed the moderate El Niño events of 1902 and 1905. Of the fifteen tropical storms and hurricanes of the 1982-83 season, eight formed east of 180°, and five among these east of 150°W. This is another unique characteristic of the current climate perturbation. A previous statistical study for the period 1956-78 (Donguy *et al.*, 1979) had already indicated that, during the warm seasons following an El Niño year, about twice the regular rate of formation of tropical depressions was observed east of the dateline (Table 1). This was attributed in part to the shift of the heat content of surface waters toward the central Pacific. This shift has been described for the 1957, 1972, and 1976 El Niño events from existing cruise

TABLE 1 (Eldin and Donguy)

Zonal distribution (numbers and percentages) of the origins of tropical depressions for 1956-78 (from Donguy *et al.*, 1979), and for 1982-83 in the South Pacific.

	130°E	180°	160°W	130°
Pre-El Niño <sup>11</sup> warm seasons, 1956-1978	134 83%	28 17%		
1957-58, 1965-66, 1972-73, 1976-77, 1977-78 warm seasons	34 69%	16 31%		
1982-83 warm season	7 47%	2 13%	6 40%	

A comparison with the monthly SST and SST anomaly charts published by NOAA does not show a better local correlation of cyclogenesis with SST than with heat content. For a given latitude, depressions do not always appear in the region of maximum SST or positive anomaly.

Many parameters which are not readily accessible to continuous monitoring, such as the vertical shear of the wind field or the vertical gradient of atmospheric temperature, play an important role in cyclogenesis. These parameters are also strongly modified during and after an El Niño event. Moreover, depressions themselves are part of the process of energy transfer from the ocean to the atmosphere. This energy is then redistributed to the ocean by the atmospheric circulation. This highly nonlinear process explains why a local relationship between a given amount of heat content or a given SST and cyclogenesis cannot be found.

and XBT data (Hénin and Donguy, 1980).

For the 1982-83 event, much more temperature data is available, allowing a more detailed description of the distribution and evolution of the heat content. This data consists mainly of XBT casts made from merchant ships participating in the joint France-U.S. network operated since 1979. They are supplemented by measurements made near French Polynesia by the French Navy in April 1983, and the results of two cruises of the R/V *Melville* between Tahiti and the equator in February and March 1983 (data kindly provided by C. C. Eriksen).

We will use here a definition of heat content taken by meteorologists as a good indicator of the available energy for ocean-atmosphere interchange, *i.e.*, the thermal energy above the 26° isotherm depth, or 60 m, whichever is shallower (Gray, 1976). This quantity is expressed by the average temperature between the surface and the chosen depth, a method filtering the effect of adiabatic movements of the isotherms (Stevenson and Niiler, 1983).

The variations of heat content from November 1982 to April 1983 are shown in Figure 1, together with the zones of cyclogenesis for each month. In November and December 1982, the maximum heat content zone extends from 140°E to eastward of 160°W and north of 10°S, as was observed at the end of 1976 (Hénin and Donguy, 1980). Three tropical storms form above this zone. By January 1983, the heat pool has recessed toward the southwest, regaining its normal seasonal position. It is noteworthy that at the same time, other XBT data at 0°, 100°W show a lifting of the thermocline, although the SST does not decrease; also, the Southern Oscillation Index begins to increase (CAC, 1983). These features looked like precursors of the resumption of normal climatic conditions. However, scarce data east of 160°W does not allow heat content determination in this region. Three depressions take place this month, two of them associated with the western maximum of heat

content. By February 1983, a strong warming of the central Pacific is observed, and the westernmost heat pool continues to weaken. Three hurricanes and one tropical storm form this month, evenly distributed around 10°S from 160°E to 140°W. Although all the depressions are not associated with the heat pool in the east, the maximum cyclonic activity occurs during this month, when the global heat content of the whole South Pacific is at a maximum. During the following two months, the heat content weakens progressively from the southwest. Five hurricanes will still appear, four of them east of the dateline.

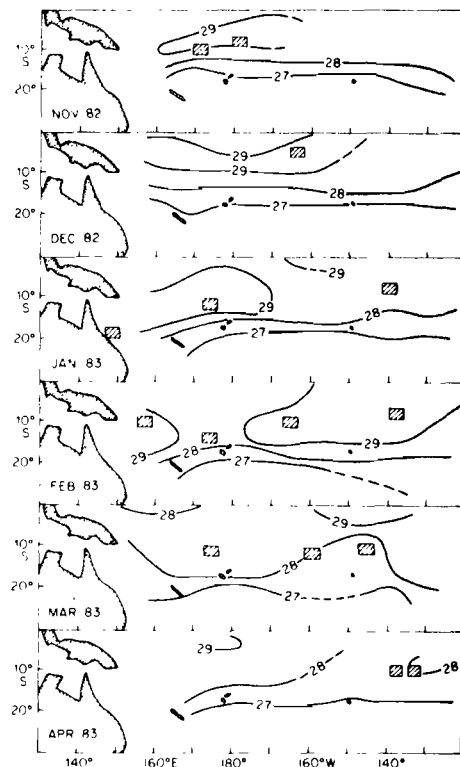


FIGURE 1 (Eldin and Donguy)

Evolution of the upper ocean heat content from November 1982 to April 1983, expressed as the mean temperature between the surface and the shallower of 60 m and the 26°C isotherm depth. Shaded rectangles represent zones of cyclogenesis.

It seems certain that perturbations in the magnitude and position of the maximum heat content in the South Pacific are tied to the perturbations in cyclogenesis. A more complete study is being undertaken from filed records to try to understand more precisely the origin of cyclogenesis anomalies following El Niño events.

## References

- CAC (1983) Special climate diagnostic bulletin, No. 83/3, June 15, 1983. Climate Analysis Center, NOAA National Weather Service, Washington (Unpublished Manuscript).
- Donguy, J. R., S. Begaud, R. Ebstein, and B. Calvez (1979) La température de la mer et la formation des dépressions tropicales dans le Pacifique Sud. *Met-Mar*, 103, 51-55.

- Gray, W. (1976) Genèse des cyclones tropicaux. *La Météorologie, Special Issue 6*, 275-295.
- Hénin, C. and J. R. Donguy (1980) Heat content changes within the mixed layer of the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*, 38, 767-780.
- Stevenson, J. W. and P. P. Niiler (1983) Upper ocean heat budget during the Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment. *Journal of Physical Oceanography*, in press.

Gérard Eldin  
Jean-René Donguy  
Groupe SURTROPAC  
ORSTOM  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia



## Thermal Fluctuations in the Equatorial Pacific in Relation to the 1982-83 Warm Event

Since 1979, ships-of-opportunity in a joint France-U.S. program have been collecting XBT data along three trans-Pacific routes crossing the equator at roughly 160°E, 160°W, and 100°W. Consequently, temperature profiles are available from the surface to 450 m about every sixty miles. Beaufort wind speeds and wind directions have also been collected aboard the same ships and some others calling in Noumea.

Using these data, monthly mean temperature profiles were computed for three equatorial areas extending from 2°S to 2°N by averaging all the XBT data collected between 140°E and 160°E (western Pacific), 150°-170°W (central Pacific), and 110°-90°W (eastern Pacific) from 1979 to 1983. The number of XBT casts used to determine the mean profile varies from 2 to 10. Wind data are a little more numerous, from 5 to 30 observations per month. Zonal wind stress was computed using the wind data with the same grid and conversion factor used by Wyrki and Meyers (1975). The Southern Oscillation Index (SOI) was defined as the sea level atmospheric pressure difference between Darwin and the mean pressures at Tahiti, Rapa, and Easter Islands.

Figure 1 shows the 1979-83 evolution of

the zonal wind stress and the equatorial thermal structure at 160°E, 160°W, and 100°W. Isolated months without data (three months in the western and eastern Pacific, one month in the central Pacific) have been interpolated. When two or more consecutive months are missing, isotherms are not drawn; the largest gap appears in the western Pacific, extending from August to December 1981.

In the western Pacific, the thermal structure exhibits only very small changes from 1979 to 1982. As already noticed by Meyers and Donguy (1983), there was no build up before the 1982 event. In fact, although easterlies increased slightly in 1981, the isotherm depths were equivalent in August 1981 and January 1982. The first straight upward motion of the thermocline is noticed in August 1982, *i.e.*, one month after complete setup of westerly winds in the western Pacific and after a sharp decrease in mean sea level (Wyrki, 1983). The maximum isotherm shallowing was reached in January-February 1983. At this time, the upper part of the thermocline had risen about 50 m above its pre-1982 depth. The March 1983 values seem to indicate a slight withdrawal of the phenomenon, possibly connected to a strong increase in easter-

lies, an unusual feature at this time of the year.

In the central Pacific (160°W), the thermal fluctuations were coherent, with isotherms between 25°C and 14°C generally moving in phase. The alternate periods of spreading (1981) and constricting of the thermocline give evidence of strong variations of the vertical current shear between the surface and the Equatorial Undercurrent. In 1982 the thermocline deepened twice, dropping first in January-February and again in September, but they do not look very different from the seasonal variation. The most unexpected feature is the considerable rise of the thermocline at the end of 1982. For the first three months of 1983, the thermal structure in the central Pacific behaved approximately as in the western Pacific. Also noticeable was the strong spreading of the thermocline from February to April 1983.

The eastern Pacific best illustrates the thermal effect of the 1982 El Niño. Isotherm depth increased sharply from August to October, which is consistent with Hayes' (1983) sea level data. The maximum depth was reached in December 1982, when the upper part of the thermocline (21°C) was nearly 100 m lower than in December of the previous years. The isotherms began to rise in January

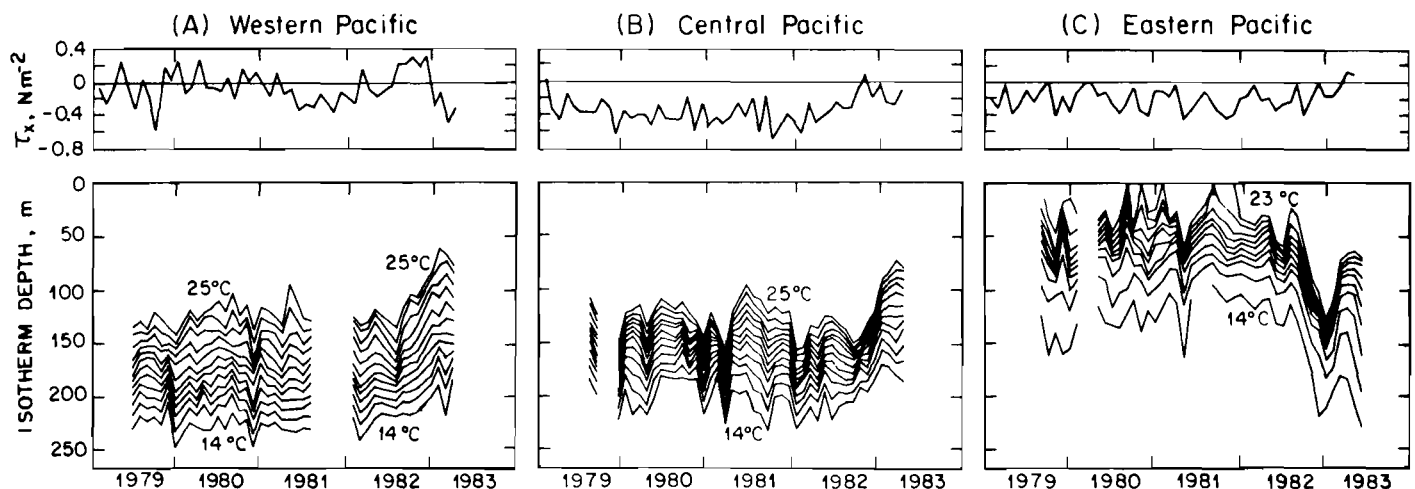


FIGURE 1 (Rebert *et al.*)

Monthly values of the zonal wind stress ( $\tau_x$ , positive eastward) and depths of the 25°C to 14°C isotherms for the 2°N-2°S latitudinal band in (A) the western Pacific (140°-160°E), (B) the central Pacific (170°-150°W), and (C) the eastern Pacific (110°-90°W).

1983, but in May 1983 the isotherms in the lower thermocline again deepened and reached the January level.

Cross-correlations were computed (Table 1) between the different data files. For the isotherm depth correlations, the mean correlation coefficient was computed for the upper part of the thermocline. Because isotherms usually move approximately in phase, this coefficient was fairly constant from 23°C to 19°C, but below 17°C important changes sometimes occurred both in value and lag. In Table 1, the lag corresponds to the best observed coefficient; two numbers in this row indicate especially wide correlation peaks. The seasonal variations in the wind stress and isotherm depth were not removed, as these variations were very weak (Figure 1) compared to the total fluctuation: only in the central Pacific could seasonal variations be surmised. These correlations, which have no statistical significance because of the 1982 major event, represent only the best fit in the least square sense for the special case of the 1982 event. However, as the SOI seasonal variation is large and well-known, we present results for both rough data and deseasonalized data (*i.e.*, SOI anomalies).

In spite of the poor quality of the wind data, fair correlations appear between SOI anomalies and the wind stress in the central and western equatorial Pacific with a delay of one month, but no direct correlation was found between SOI anomalies and the wind stress in the eastern equatorial Pacific. Good inverse relationships occurred between the SOI and the isotherm depths in the western and eastern Pacific, with a five-month lag for the western Pacific and a two-month lag for the eastern Pacific, corresponding to the approximate delay between December 1982 (eastern) and February 1983 (western) peaks.

The best correlations between isotherm depths and wind stress were found for the zonal wind in the western Pacific. Negative correlation in the western and central Pacific indicates a convergence effect or baroclinic adjustment, *i.e.*, deepening of the thermocline when easterlies increase. No propagating phenomenon can be inferred from inspection of the lags. Notice that, for the central Pacific,

TABLE 1 (Rebert *et al.*)

The best cross-correlation coefficients (upper number) and lag in months (lower number), with column a leading row b between SOI, zonal wind stress ( $\tau_z$ ), and isotherm depths for three regions of the equatorial Pacific.

	SOI anomalies	$\tau_z$ central	$\tau_z$ eastern	$\tau_z$ western	isotherm western	isotherm central	isotherm eastern
SOI	1	0.2	0.4	0.6	0.6	0.5	0.4
SOI anomalies		2	1	5	5	1.4	3.3
$\tau_z$ central	0.5	1	0.4	0.4	0.4	0.6	0.7
$\tau_z$ eastern	0.4	1	4	5	7	7	7
$\tau_z$ western	0.6	0.4	0.3	1	0.7	0.7	0.5
isotherm western	0.6	2	3	1	1	2.5	2.5
isotherm central	0.5	1	0.4	0.4	0.4	1	0.6
isotherm eastern	0.4	1	4	5	7	7	7

the inverse relationship between local wind and thermocline depth was stronger than the direct relationship between low-frequency variations of wind stress and equatorial upwelling. In the eastern Pacific, a direct relationship appeared, but the decrease in the trade winds lagged the thermocline deepening by more than two months. This is in good agreement with the composite El Niño scenario described by Rasmusson and Carpenter (1981), showing that in the eastern Pacific the relaxation of easterlies lags the warming of surface waters.

Comparing isotherm depth variations, the largest inverse correlations appeared between western and eastern Pacific. Vertical motions in the eastern Pacific led motions in the western Pacific by two months. The central Pacific, which behaved much like the western Pacific, with a mean lag of one month, was negatively correlated with the eastern Pacific with a lag of two months. Thus, the lags between all these phenomena are coherent within one or two months.

Comparing this major 1982 event with similar features measured during previous El Niño Southern Oscillation events is rather difficult due to the lack of reliable thermal data sets. One must notice, however, that the lags observed between the upward and downward motions of the thermocline in the equatorial Pacific were really in poor agreement with models based on the propagation of equatorial waves and particularly with the correlations deduced from Busalacchi *et al.* (1983). For instance, if an eastward propagating wave was

responsible for the troughs observed in the central Pacific in 1982 and about three months later in the eastern Pacific, the speed of such a wave would have been only about half the Kelvin wave speed. Moreover, the peak observed in early 1983 also was not consistent with a westward reflected Rossby wave, since it appeared in the central Pacific before its occurrence in the eastern Pacific. It is therefore presently difficult to make any forecast of the evolution of the present event based on the observed thermal structure in spring 1983.

#### References

- Busalacchi, A. J., T. Kensuke, and J. J. O'Brien (1983) On the interannual wind-driven response of the tropical Pacific Ocean. In: *Hydrodynamics of the Equatorial Ocean*, J. C. J. Nihoul, editor, Elsevier, New York, 155-195.
- Hayes, S. P. (1983) The 1982 event in the Galapagos sea level array. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 16, 17-18.
- Meyers, G. and J. R. Donguy (1983) Was there a build-up in the western Pacific? *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 16, 8-9.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter (1982) Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110, 354-384.
- Wyrtki, K. and G. Meyers (1975) The trade wind fields over the Pacific Ocean, Part 1. Technical Report HIG 75-1, Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu, 26 pp., 25 figures.
- Wyrtki, K. (1983) Sea level in the equatorial Pacific in 1982. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 16, 6-7.

Jean-Paul Rebert  
Jean-René Donguy  
Gérard Eldin  
Alain Morliere  
Groupe SURTROPAC  
ORSTOM  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia



## Zonal Topography of the Equatorial Thermocline During El Niño, 1982

The thermocline is a layer of stable water at a depth of 50-500 m, separating warm, surface waters from cold, deep waters. The topography of the thermocline in the tropical ocean is an important feature because it is connected dynamically to the equatorial current system, and thermodynamically to heat storage in the surface layer. Changes in topography during El Niño of 1982 were remarkable

because the thermocline reached levels never previously recorded in the historical subsurface temperature records, which began approximately thirty years ago. New observations were provided by the France-U.S. XBT program (Meyers and Donguy, 1980), which routinely samples the thermal structure at three equatorial crossings near 100°W, 160°W, and 160°E; by a cruise of the R/V *Conrad* along

the equator (Toole, 1983); and by a cruise of the *David Starr Jordan* with equatorial crossings at 87°W and 120°W (S. Reilly, personal communication).

Under ordinary circumstances the thermocline in the Pacific Ocean slopes downward along the equator from east to west. The slope is caused by the trade winds, which pile up water in the west and create an eastward pres-

sure force to equilibrate the wind stress on the sea surface. The ordinary situation prevailed throughout 1981, as shown by the sloping of the depth of the 14°C isotherm (Figure 1, top) from 120 m in the east to 220 m in the west. Changes during the year were small. The enhanced slope in the east and reduced slope in the west during the latter part of the year are typical of normal seasonal variation (Austin, 1958; Meyers, 1979).

Changes during 1982 were much larger than during 1981 (Figure 1, bottom). The thermocline in the east dropped to an extremely deep level after September (Toole, 1983). At the same time, the thermocline in the west rose about 20 m, so that the usual east-west slope across the ocean was wiped out. The thickest layers of warm water were then located in the central and eastern Pacific.

The onset of the episode (Figure 1) can be seen very clearly in time series plots (not presented) for each location. The thermocline deepened in the central Pacific during the first half of 1982, so that its depth averaged about 20 m deeper than during the corresponding seasons one year earlier. This resulted in a flattening of the thermocline slope across the western side of the ocean. Subsequently, the thermocline in the central region began to rise, and at the same time the basin-wide relaxation of zonal slope observed by Toole (1983) occurred. After rising, the thermocline at 160°W was at the same level as it was during the corresponding seasons one year earlier.

A preliminary description of the subsequent evolution during 1983 can be pieced together from the *Jordan* cruise, from radioed observations received at Fleet Numerical Oceanography Center, Monterey, and from an as yet incomplete assembly of the France-U.S. observations. Levels for the first quarter of 1983 are indicated by horizontal arrows in the panel for 1982 observations. Rising of the thermocline, which had already started at 160°E and 160°W in 1982, accelerated and spread across the central Pacific to 120°W. This spectacular change was first observed by D. Roemmich (personal communication) from R/V *Machias* while operating near Jarvis Is-

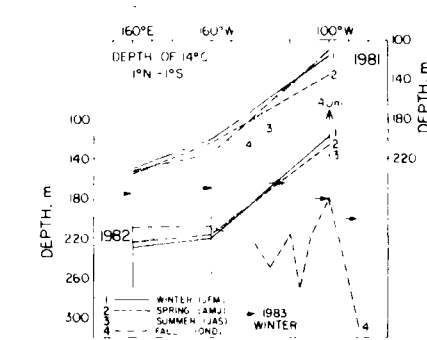


FIGURE 1 (Meyers and Donguy)  
Depth of the 14°C isotherm along the equator for 1981 (top) and 1982 (bottom). Vertical lines at 160°E, 160°W, and 100°W indicate the envelope of all observations taken prior to 1975. An arrow pointing upward at 100°W indicates that the line extends to 40 m. Horizontal arrows show preliminary estimates for the first quarter of 1983.

land (0°, 160°W). The rise places the thermocline at record (160°E) and nearly record (160°W) shallow levels for the historical data set. Vertical lines show the envelope of all previous observations (Meyers, 1979) in the vicinity of the three equatorial crossings. According to radio reports for May and early June, the thermocline topography shown for the first quarter has persisted to mid-year. It is not known if the shallow level is directly related to observed cooling of SST in the central and western Pacific since late 1982 (F. Miller and R. Reynolds, personal communications). Similarly, the relationship of extreme depression of the thermocline in the east to development of record warm SST needs further study. We are hopeful that documentation of the vertical structure of temperature variations can shed some light on these issues. The remarkable changes in zonal topography suggest not only a dynamic, oceanic response to forcing by the trade winds, but also a change in the equatorward, geostrophic flow of cool water in the thermocline, which is an important process in the thermodynamics of equatorial upwelling (Wyrki, 1981).

We hope that analysis of subsurface temperature will in time lead to an improved ability to forecast surface temperature patterns. In

spite of our lack of experience, a few comments may be appropriate at this time. The shallow thermocline in the central Pacific suggests that warm water can be moved off the equator and cool water entrained to the surface with relative ease by a modest increase in strength of the southeast trade winds during austral winter. The deep thermocline in the eastern Pacific suggests that the extreme warm temperatures recently observed in that region are more stable and will be hard to break up. The sea surface temperature map for June and July showed a reversal of the usual zonal gradient in the eastern Pacific (F. Miller, personal communication). One wonders if this unusual situation can persist during the austral winter.

### References

- Austin, T. S. (1958) Variations with depth of oceanographic properties along the equator in the Pacific. *Transactions of the American Geophysical Union*, 39, 1055-1063.
- Meyers, G. (1979) Annual variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 9, 885-891.
- Meyers, G. and J. R. Donguy (1980) An XBT network with merchant ships. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 2, 6-7.
- Toole, J. M. (1983) Preliminary observations of the equatorial Pacific, fall 1982. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 16, 12-14.
- Wyrki, K. (1981) An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 1205-1214.

Gary Meyers  
Scripps Institution of Oceanography  
La Jolla, CA 92093

Jean-René Donguy  
ORSTOM  
Nouméa  
New Caledonia



## Changes in Sea Surface Chlorophyll Concentration Related to the 1982 El Niño

The prevailing role of coastal upwellings in the balance of organic matter in the oceans has been emphasized by Ryther (1969) and by many others. The Peru upwelling, which extends as far as the equatorial upwelling, is considered to be the largest one; the upset phenomenon named El Niño results in a break of the upwelling processes and, possibly, in a drastic decrease in the primary production in the eastern tropical Pacific. This decrease is even considered a possible explanation for the relative rise in atmospheric carbon dioxide concentration which was observed after the weak 1975 El Niño (Bacastow *et al.*, 1980). In spite of the considerable importance of this subject, the amount of data relating to the changes in primary production after El Niño is surprisingly low. Time series exist only in coastal areas or in the Galapagos Islands, and the most significant data set concerning the effect of El Niño on the primary production in offshore areas was gathered during the weak 1975 El Niño-like event (Cowles *et al.*, 1977). Since 1978, the crews of several mer-

chant ships cooperating with the SURTROPAC program of the Centre ORSTOM de Nouméa have been regularly carrying out filtrations of 20 ml of surface water along their routes. The filters are stored and brought back to the laboratory, where the chlorophyll concentration is measured according to Dandon-

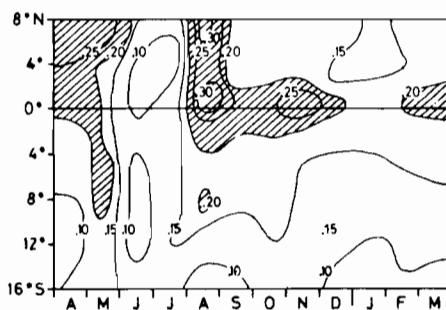


FIGURE 1 (Dandonneau and Donguy)  
Annual variations of the sea surface chlorophyll concentration ( $\text{mg m}^{-3}$ ) on the Tahiti-Panama transect. Standard year based upon the data collected from January 1978 to March 1982 in the SURTROPAC program.

neau's (1982) method. The ships sailing along the Tahiti-Panama route have collected 2732 samples between 16°S and 8°N. The sea surface temperature is available for each determination of chlorophyll concentration, allowing some attempts to understand the variations in the chlorophyll concentration. The data prior to April 1982 were used to produce an estimate of the mean concentrations in normal conditions, while the 595 samples from April 1982 to March 1983 provide a description of the changes during the 1982 El Niño. In a similar way, 2439 sea surface chlorophyll concentrations between 16°S and 8°N along the shipping route New Caledonia-Fiji-Hawaii-California have been sorted and analyzed.

The instrumental error of the chlorophyll measurements is high ( $2\sigma$  error = 60%; Dandonneau, 1982); the sampling error is even higher (the  $2\sigma$  error has been estimated to be of order 500% for one month, 1.5° latitude, and 15° longitude). In order to reduce this high noise, a grid has been adopted and only the mean values at the nodes are considered. Each

grid element is one month long and 3° latitude wide, defining 96 elements from 8°N to 16°S and from January to March. It appeared inadequate to introduce a longitude grid, which would show too many empty grid elements. A consequence is that the possible variations with longitude are neglected, although they are expected to be important in the Gulf of Panama and along the equator. However, the ships in the Gulf of Panama ply the straight line Panama—north of Galapagos Islands. In the south, the routes can diverge, but as we approach the southern central gyre, the environment is much more uniform.

Figures 1 and 2 were obtained after an objective analysis of the data. However, uncertainties concerning the covariance function do not allow a precise estimate of the error. In another area slightly more intensively sampled, the 2σ error for the chlorophyll concentration estimates was about 50%.

The period January 1978-March 1982 was characterized by small variations of the Southern Oscillation Index (SOI) and will be considered to be representative of normal conditions. The mean chlorophyll concentrations during this period are shown in Figure 1. The highest chlorophyll concentrations are centered on the equator. Low values occur in June and July from 8°N to 16°S; these months correspond to the start of the equatorial upwelling (Donguy and Henin, 1980), and it is tempting to consider that during this period, the lack of chelators is a limiting factor for the primary production in this early stage of the upwelling (Barber *et al.*, 1971). The rainy season in the Gulf of Panama and the land drainage may account for the high chlorophyll concentrations between 8°N and the equator in August; it

might also supply the chelators which allow an increase in the standing stock for the same period. From August to October, the enriched area spreads southward to 13° latitude. In January, the surface chlorophyll concentration decreases at the equator, corresponding to the seasonal weakening of the upwelling (Wyrtki, 1981).

Figure 2A shows the difference in chlorophyll concentrations between the El Niño year (April 1982-March 1983) and the normal year. In August the enrichment at the equator and in the Gulf of Panama is greatly reduced: Higher concentrations than in normal conditions are found in June and July, when the primary production was limited during the early stage of the upwelling. In April and May 1982, before El Niño, the chlorophyll concentrations are higher than usual from 8°N to 16°S. The positive sea surface temperature anomaly starts as early as May 1982 (Figure 2B); it reaches 1.5°C in August and continues to increase until February 1983, accounting for the observed decrease in chlorophyll concentration.

The same analysis has been applied to the central Pacific, around 160°W. The temperature anomaly is smaller than in the eastern Pacific (Figure 2D). At the equator, the increase is greater than 1°C during July and August and also from October 1982. The subsequent decrease in the sea surface chlorophyll concentration is obvious from August 1982 and continues to March 1983 (Figure 2C). Higher concentrations than usual seem to occur around 13°S.

The changes in the sea surface chlorophyll concentrations after the 1982 El Niño affect a very wide area. A general decrease characterizes the distributions in both the eastern

and central equatorial Pacific. The decrease is more striking in the equatorial zone, starting in August 1982 between 5°N and 5°S. However, with some exceptions (eastern Pacific between 16°S and 8°N in June-July, central Pacific between the equator and 16°S from April to September), the 1982 El Niño produced lower sea surface chlorophyll concentrations in a very large part of the tropical Pacific. This result must be tempered due to the inaccuracy of the data and their insufficient number. Furthermore, the chlorophyll concentration at the sea surface must be considered as only an index of the chlorophyll concentration in the whole euphotic layer. In spite of these restrictions, the chlorophyll concentrations obtained in the SURTROPAC project allow large-scale studies and the results seem to be consistent with the physical knowledge of the ocean. The poor significance of individual data is balanced by their number and, above all, by their continuity in time. The reestablishment of normal conditions after the 1982 El Niño will receive particular attention, and an attempt is being made to intensify the sampling in the coming months.

#### References

- Bacastow, R. B., J. A. Adams, C. D. Keeling, D. J. Moss, T. P. Whorf, and C. S. Wong (1980) Atmospheric carbon dioxide, the Southern Oscillation, and the weak 1975 El Niño. *Science*, 210, 66-68.
- Barber, R. T., R. C. Dugdale, J. J. McIsaac, and R. L. Smith (1971) Variations in phytoplankton growth associated with the source and conditioning of upwelling water. *Investigacione Pesquera*, 35, 171-193.
- Cowles, T. J., R. T. Barber, and O. Guillen (1977) Biological consequences of the 1975 El Niño. *Science*, 195, 285-287.
- Dandonneau, Y. (1982) A method for the rapid determination of chlorophyll plus phaeopigments in samples collected by merchant ships. *Deep-Sea Research*, 29, 647-654.
- Donguy, J. R. and C. Henin (1980) Surface conditions in the eastern equatorial Pacific related to the intertropical convergence zone of the winds. *Deep-Sea Research*, 27, 693-714.
- Ryther, J. H. (1969) Photosynthesis and fish production in the sea. *Science*, 166, 72-76.
- Wyrtki, K. (1981) An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 1205-1214.

Yves Dandonneau  
Jean-René Donguy  
Groupe SURTROPAC  
ORSTOM  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia

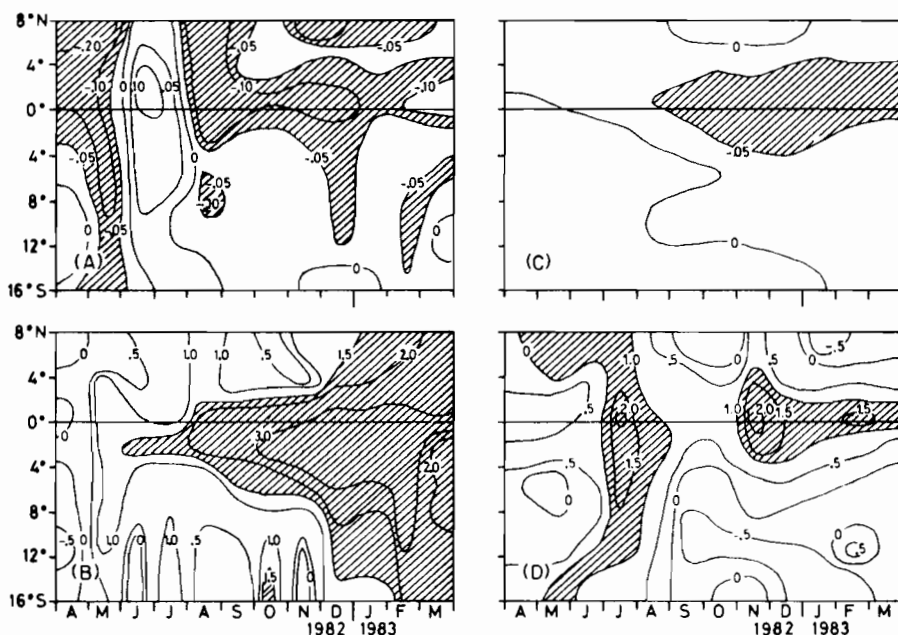


FIGURE 2 (Dandonneau and Donguy)

Observed anomalies (defined as the difference between observations and standard year values) at the sea surface from April 1982 to March 1983. (A) and (B): Tahiti-Panama transect; (C) and (D): Fiji Islands-Honolulu transect. (A) and (C): chlorophyll concentrations ( $\text{mg m}^{-3}$ ); (B) and (D): temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ). Data obtained from the SURTROPAC program.



# La nacre des trocas : Une ressource pour la Nouvelle-Calédonie

par W. BOUR et F. GOHIN,

*Biologistes des pêches (\*)*

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire  
N° : 32442, ex 2  
Cote : A

## Introduction

Les trocas, anciennement appelé troques (de trochus : roue ou toupie), représentent depuis plus d'un siècle le produit de base le plus important pour les boutons de nacre et certaines pièces de joaillerie. Le regain d'intérêt actuel pour les produits naturels a fait repartir en flèche la demande de ces coquillages nacriers, depuis cinq ans.

La Nouvelle-Calédonie, entourée par un vaste lagon, constitue un important réservoir de trocas du Pacifique. Ce gros coquillage se récolte très facilement, parfois dans quelques centimètres d'eau, ce qui rend le stock exploitable très vulnérable. La pêche est parfois intensive en Nouvelle-Calédonie et cette activité se présente comme une possibilité de revenu supplémentaire appréciable pour beaucoup d'habitants du littoral. Dans la perspective de mesures de protection à prendre dans le futur, c'est en premier lieu sur la croissance qu'ont porté les efforts de recherche.

## Généralités sur l'écologie des trocas

Les trocas (*Trochus niloticus* L.) (fig. 1) sont des mollusques gastéropodes vivant sur les récifs coralliens, dans la zone intertropicale indo-ouest Pacifique.

Primitivement, les trocas étaient distribués, pour la région ouest-Pacifique, sur les côtes et archipels situés entre Palau et Fidji, mais, depuis 1920, des transplantations ont été réalisées avec succès sur de nombreuses îles du Pacifique central (fig. 2).

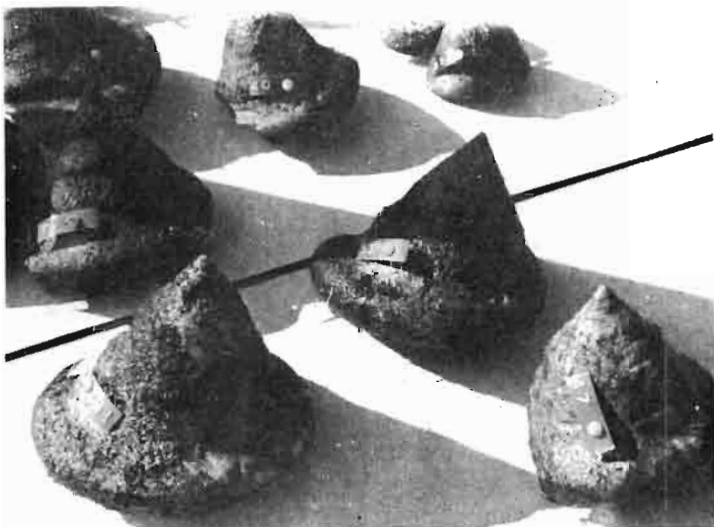


Fig. 1. — Trocas marqués à l'aide d'une vis fixée sur la coquille

(\*) Centre ORSTOM de Nouméa, B.P. A5, Nouméa, Nouvelle-Calédonie.

Les trocas vivent en eau peu profonde, depuis la zone des marées jusqu'à une profondeur maximale de 20 m, la densité devenant très faible au-delà de 12 m (Gail, 1958). Les densités maximales sont observées sur les dalles massives de corail mort, appelées platiers. De bonnes concentrations de trocas se trouvent également dans les anfractuosités de coraux massifs, tels que les Porites, et parfois sur de la roche nue.

Les trocas, rattachés aux Archéogastéropodes, sont à sexes séparés mais il n'y a aucun caractère sexuel secondaire ; il est nécessaire de casser la coquille pour connaître le sexe. La gonade, lamelle accolée au tortillon, est blanchâtre chez le mâle et vert foncé chez la femelle. Elle apparaît en couche fine recouvrant la glande digestive lorsque le diamètre basal de la coquille est voisin de 6,5 cm et grandit avec l'individu. Il est vraisemblable que la gonade reste fonctionnelle très tard au cours de la vie du mollusque. La ponte aurait lieu toute l'année en Nouvelle-Calédonie (Gail, 1958).

Le développement larvaire est mieux connu depuis 1979, à la suite de travaux réalisés par Heslinga sur des trocas en captivité. Les produits sexuels sont émis en pleine eau, en général quelques jours après la nouvelle lune ; les mâles émettent leurs gamètes avant la ponte des femelles (de dix mille à cent mille œufs par femelle). Les larves véligères, phase planctonique commune aux gastéropodes marins, ne se fixent sur le substrat qu'après un minimum de 3 jours, mais ce stade véligère peut être de durée très variable. Les larves planctoniques se développent sur leurs réserves lipidiques ; la brièveté de cette vie pélagique explique peut-être la distribution naturelle des trocas, limitée au Pacifique ouest. Néanmoins, une colonisation de récifs distants de quelques dizaines de milles semble possible comme en témoigne l'introduction de l'espèce aux îles Cook. La transplantation a eu lieu en 1958 sur l'île Aitutaka ; vingt ans plus tard, le troca s'était dispersé naturellement sur les îles voisines, Atiu et Mauke.

## La pêche des trocas en Nouvelle-Calédonie

### Evolution des captures

La récolte des trocas en Nouvelle-Calédonie, aux fins d'exportation, remonte au début du siècle. Les tonnages exportés annuellement sont connus depuis 1907 (fig. 3). La production a été très irrégulière avant la seconde guerre mondiale, puis a presque disparu au cours de cette période pour repartir en flèche après, jusqu'à ce que cette activité traditionnelle soit délaissée au profit des emplois rémunérateurs offerts par l'extraction du nickel. La crise de l'industrie minière a provoqué un regain d'intérêt pour la pêche des trocas. Le stock calédonien, resté en repos pendant près de dix ans, a permis

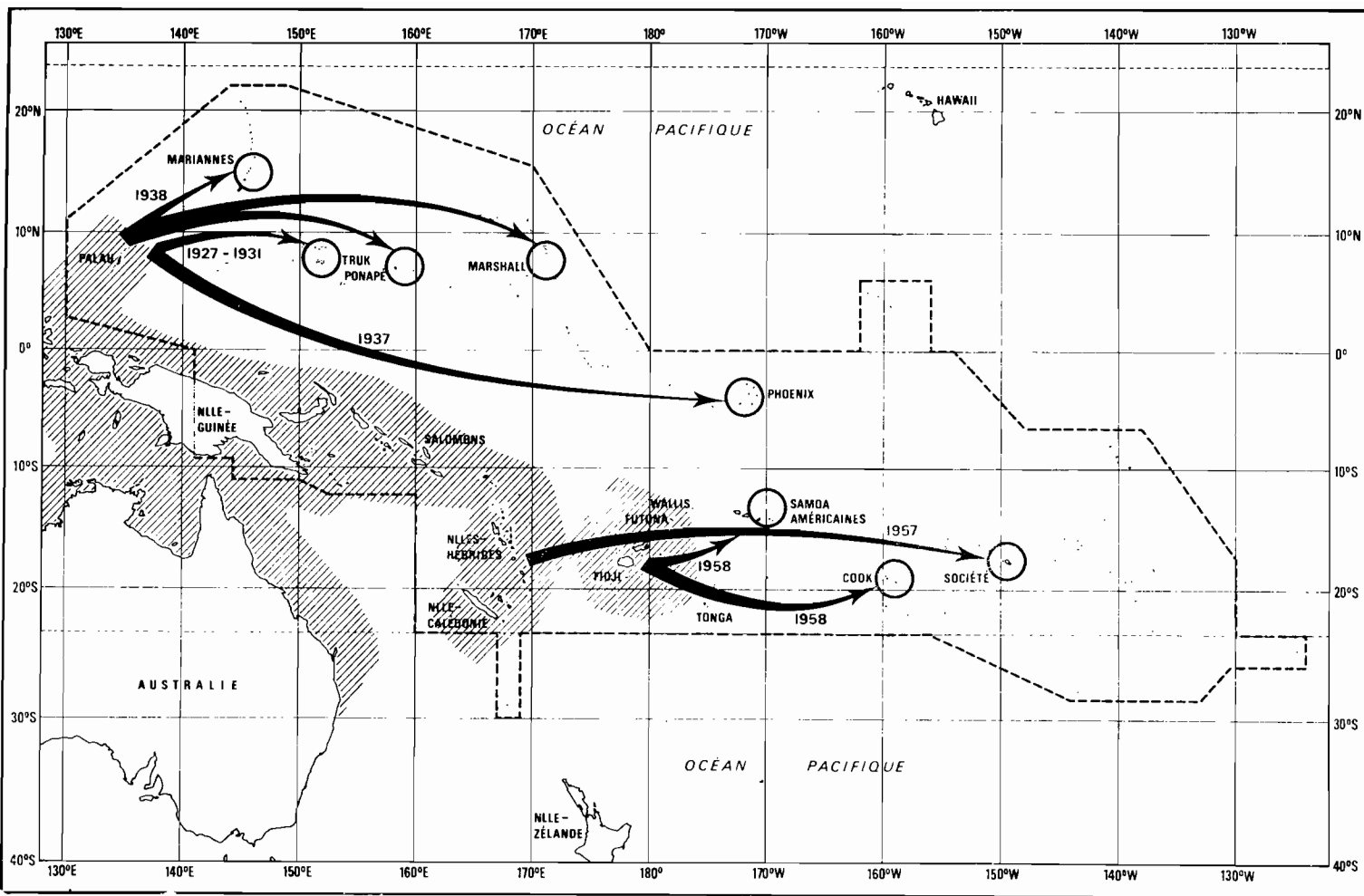


Fig. 2. — Transplantations de trocas dans divers archipels du Pacifique ouest-tropical (la zone hachurée est l'aire de répartition naturelle du *Trochus niloticus*)

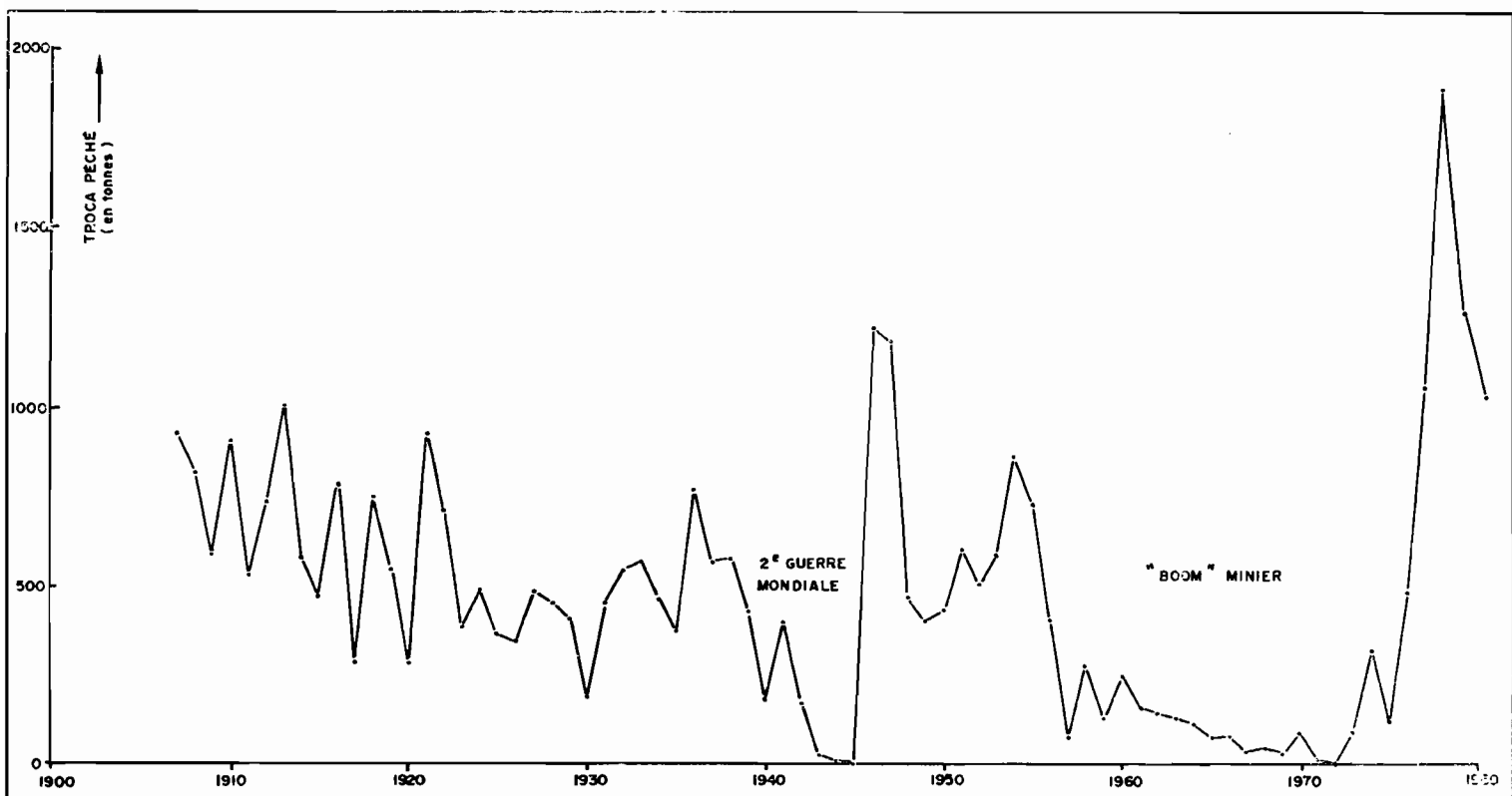


Fig. 3. — Evolution des quantités annuelles de trocas exportés par la Nouvelle-Calédonie depuis 1907

un niveau record de l'exportation en 1978, avec 2 000 t de coquilles envoyées en Europe (France, Italie, Espagne, R.F.A.) et en Asie (Japon, Corée, Singapour). La Nouvelle-Calédonie aurait, en 1978, fournit le tiers de la production mondiale.

Le lagon de Nouvelle-Calédonie est un des plus vastes du monde ; il offre donc de nombreux platiers pour le développement de cette espèce. La pêche est réalisée par plusieurs ethnies du territoire. Les Européens et Polynésiens pratiquent plutôt la plongée en apnée près du récif barrière ; les Mélanésiens, s'ils pratiquent aussi la plongée, effectuent de préférence des ramassages épisodiques sur les platiers proches de leurs villages, en fermant volontairement la pêche pendant quelques mois pour éviter la surexploitation.

#### Essais de protection du stock calédonien

Gail soulignait déjà en 1958 que la Nouvelle-Calédonie était l'un des plus gros producteurs de trocas du Pacifique. Après l'éclipse dû au « boom minier », elle tend à dominer le marché, ainsi qu'en témoignent les chiffres du tableau 1 ci-dessous.

Le niveau élevé des captures, le nombre de pêcheurs (plus de 2 000 en 1955) ont conduit les autorités à réglementer cette exploitation. Depuis 1911, différentes mesures ont été essayées (Risbec, 1930) : la taille minimale a varié entre 8 et 10 cm de diamètre et la pêche a été fermée pendant l'été austral de manière épisodique. La remise en question fréquente de la réglementation dénote une certaine inadéquation à protéger durablement le stock. Seule une connaissance approfondie de la biologie des trocas permettra d'atteindre cet objectif.

#### Etude de la croissance par marquage

La méthode du marquage, avec remise en liberté dans le milieu naturel et recaptures périodiques, est une méthode de choix pour des animaux faciles à recapturer et relativement sédentaires. Cette technique donne de bonnes informations sur la croissance, lorsque les taux de recaptures ne sont pas négligeables, et peut fournir, par ailleurs, quelques indications sur les déplacements des animaux.

#### Opérations de marquage

La technique utilisée est voisine de celle décrite par Gail (1958) qui, après divers essais, a retenu le marquage des coquilles avec des rondelles colorées, fixées par un rivet sur la dernière spire. Nous avons préféré individualiser chaque coquille par une étiquette plastique portant un numéro. La fixation est réalisée par une vis après perforation de la coquille à l'aide d'une perceuse électrique.

Les trocas supportent très bien l'exondation pendant quelques heures, ce qui permet d'effectuer les opérations de marquage à terre ou sur le pont d'un bateau. Le diamètre maximum à la base de la coquille est noté pour chaque troca, avant sa remise en liberté.

#### Stations de marquage et données statistiques des recaptures

Les marquages ont pu être réalisés en six stations du territoire. Le choix géographique a été commandé par les possibilités de visites périodiques et par l'absence théorique de pêche, comme au Phare Amédée ou à la réserve biologique Merlet.

Le tableau 2 de la page suivante résume les opérations de marquage et de recapture pour ces six stations.

#### Etablissement d'une courbe de croissance

Le modèle de von Bertalanffy a été utilisé car il s'adapte généralement bien, en prenant quelques précautions, aux données de croissance observées et peut être facilement utilisé ensuite dans les modèles d'évaluation des stocks. Sans reprendre dans le détail la théorie, nous pouvons dire que l'équation de von Bertalanffy permet d'évaluer des taux de croissance pour une tranche de vie de l'animal étudié qui nous intéresse et d'établir une relation moyenne taille/âge utile à la législation de la pêche.

L'équation générale pour une dimension linéaire  $L$  de l'animal est :

$$L = L_{\infty} (1 - e^{-K(t-t_0)})$$

Tableau 1. — Quantité de coquilles de trocas (en tonnes) exportées par différents pays du Pacifique Sud

	Nouvelle-Calédonie	Vanuatu (*)	Fidji	Iles Salomons	Polynésie française	Papouasie-Nouvelle-Guinée	Ponape Micronésie
1972	0	?	?	562	126	496	112
1973	85	?	556	461	261	512	93
1974	317	88	256	245	72	335	0
1975	112	170	168	514	0	228	237
1976	473	213	254	566	13	?	27
1977	1 052	98	278	401	107	?	92
1978	1 992	?	180	266	?	?	79

(\*) Ex Nouvelles-Hébrides.

Tableau 2 - Résumé des opérations de marquage et recaptures de trocas entre juin 1978 et octobre 1981.

\* Les trocas recapturés vivants sont remis en liberté après mensuration.

Stations	N° marquage	Nombre trocas marqués TM	N° recapture	Temps liberté depuis marquage (mois)	Nombre de Trocas recapturés *		Total trocas recapturés T R	Taux de recapture TR / TM %
					Vivant V	Mort M		
PHARE AMEDEF	1	107	1	5	39	11	50	47
			2	8	23	2	25	23
			3	15	6	0	6	6
PHARE AMEDEF	2	96	1	6	42	3	45	47
			2	9	40	2	42	44
			3	13	21	0	21	22
RESERVE MERLET	1	122	1	10	44	9	53	43
			2	18	17	3	20	16
			3	38	3	1	4	3
RESERVE MERLET	2	35	1	8	16	2	18	51
			2	28	11	1	12	34
KOUARE	1	133	1	11	27	3	30	23
			2	21	2	0	2	2
TOUAOUROU	1	90	1	2	11	0	11	12
			2	4	11	1	12	13
NIENANE	1	180	1	10	35	1	36	20
POTT	1	162	1	10	13	8	21	13
TOTAL		931						

Les trois paramètres à définir sont :

a)  $L_{\infty}$  : valeur de L pour un taux de croissance nul;

en effet,  $\frac{dL}{dt} = K(L_{\infty} - L)$  est nul pour  $L = L_{\infty}$

b) K : constante proportionnelle à la vitesse de croissance; elle caractérise la rapidité avec laquelle l'espèce étudiée croît en taille vers sa valeur maximale.

c)  $t_0$  : âge théorique pour lequel  $L = 0$ ;

$t_0$  ne peut être évalué qu'en connaissant une date approximative de la naissance, donc en ayant une idée sur la période de ponte. Ce n'est pas notre cas, nous aurons donc pour la courbe de croissance une échelle d'âges relatifs dont l'origine est inconnue. Néanmoins, les pontes obtenues par Heslinga (1979) dans des conditions artificielles, et suivies jusqu'à l'âge de 4 mois, don-

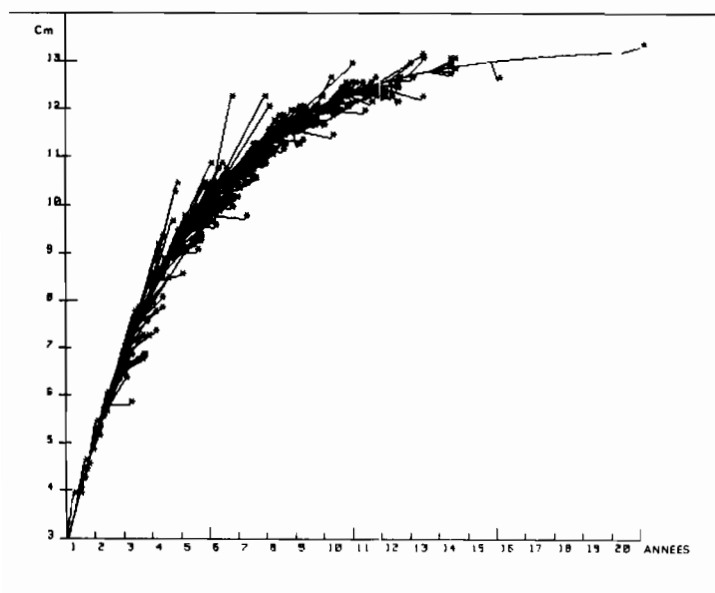


Fig. 4. — Taux de croissance observés et courbe de croissance moyenne pour toutes les stations (Niénane exclue)

nent une relation taille/âge absolue permettant de calculer  $t_0$ ; les trocas âgés de 4 mois mesureraient en moyenne 7,8, mm de diamètre; en admettant que le modèle de von Bertalanffy s'applique aux jeunes âges, nous obtenons  $t_0$  : 0,05 an, environ 18 jours. L'erreur sur l'âge ne doit donc pas dépasser quelques semaines en fixant arbitrairement  $t_0 = 0$ .

Il reste donc à calculer deux paramètres, K et  $L_{\infty}$ , pour établir la courbe de croissance des trocas selon ce modèle. La méthode classique des moindres carrés a été utilisée sur un micro-ordinateur.

### Résultats obtenus

La méthode a été appliquée aux données de chaque station de marquage, puis aux données regroupées. Le tableau 3 présente les couples ( $L_{\infty}$ , K) obtenus dans chaque cas :

Tableau 3. — Couples de valeurs ( $L_{\infty}$ , K) pour les différents lieux de marquage et tous lieux confondus

Stations	$L_{\infty}$	K
Phare Amédée 1	12,97	0,15
Phare Amédée 2	12,41	0,22
Merlet 1	12,60	0,28
Merlet 2	13,13	0,30
Kouaré	11,09	0,54
Touaourou	8,49	0,62
Niénane	12,69	0,11
Pott	8,68	0,48
Toutes stations confondues	13,30	0,16

La variabilité des paramètres K et  $L_{\infty}$  est due en partie à l'échantillonnage (chaque station ne présente pas des gammes de tailles identiques), mais reflète également la diversité écologique des stations dont l'action sur la croissance est incontestable.

Afin de comparer les croissances entre les différentes stations, il a paru intéressant de fixer  $L_{\infty}$  à la valeur 13,3 cm calculée pour l'ensemble des données.

Tableau 4. — Comparaison du paramètre K pour différents sites

Stations	Nature du site	K (int. conf. à 95 %)
Touaourou	Platier Récif frangeant	0,28 ± 0,04
Phare Amédée	Cuvettes récifales Récif frangeant	0,15 ± 0,03
Merlet	Cuvettes récifales Récif du large	0,24 ± 0,04
Kouaré	Dalles récifales Récif frangeant	0,15 ± 0,03
Niénane	Rochers non coralliens	0,10 ± 0,02

En première approximation, la croissance des trocas a été plus rapide à Touaourou et Merlet qu'au Phare Amédée, à Kouaré et Pott. Elle semble particulièrement lente à Niénane.

Les sites où ont été effectués les marquages ne sont pas caractéristiques de faciès récifaux biens précis ; il serait hasardeux de généraliser mais nous pouvons dire qu'il n'est pas étonnant d'observer une croissance plus rapide sur platier et cuvettes récifales, zones généralement fréquentées par les trocas. Les rochers non coralliens ne semblent pas très favorables mais c'est un site rarement rencontré envahi par les trocas.

Afin d'établir une relation taille/âge utile à la réglementation de la pêche, une courbe de croissance moyenne a été établie.

Avec  $L_{\infty} = 13,30$  cm ; le traitement de l'ensemble des données, celles de Niénane exclues car le site composé de rochers est très particulier, a donné :  $K = 0,19$ .

La figure 4 de la page précédente montre le dessin de cette courbe de croissance moyenne et son ajustement aux données observées. Elle a pour équation :

$$L = 13,3 (1 - e^{-0,19 t})$$

## Recherche d'une meilleure gestion du stock de trocas néo-calédonien

Les opérations de marquage, en permettant le dénombrement des trocas morts au cours de l'expérience, ont donné lieu à une retombée intéressante : l'estimation de la mortalité naturelle de l'espèce. Un modèle statistique original a été mis au point ; il est basé sur le calcul des diverses probabilités de recapturer mort ou vivant un troca marqué, au cours de recaptures étalées dans le temps. La valeur moyenne calculée pour la mortalité naturelle s'élève, en taux annuel, à 0,078.

La connaissance des paramètres de croissance et de mortalité naturelle autorise l'évaluation d'une quantité classique en dynamique des stocks pêchés : le rendement par recrue. Une bonne gestion cherchera à optimiser ce rendement ; la réglementation s'appuyant sur le choix d'une taille minimale de récolte de trocas, une modélisation du rendement par recrue a été établie. Elle tient compte des paramètres biologiques (croissance, mortalité), de la pêche (mortalité par pêche  $F$  estimée) mais aussi de la valeur marchande, variable avec la taille des coquilles. Nous aurons donc un rendement non pas exprimé en poids mais en valeur, seule notion intéressante dans ce cas particulier où les gros individus se vendent moins bien.

## Etude du rendement par recrue dans la perspective d'une exploitation optimale

### La notion de rendement par recrue

La notion de recrutement, c'est-à-dire le processus par lequel la fraction juvénile de la population s'intègre à la partie « péchable », est dans notre cas tout à fait artificielle et indépendant d'un facteur saisonnier ou autre, contrairement à de nombreuses espèces. Le recrutement se fait de façon continue, les pontes étant étalées dans le temps et les animaux fixés dès leur premier âge sur les lieux de pêche. Dans le modèle que nous nous proposons de développer, nous avons fixé une taille seuil (LR) à partir de laquelle le devenir des animaux sera étudié en détail. L'individu sera considéré « recruté » lorsqu'il a atteint LR (6 cm). Ensuite, il sera soumis à une mortalité naturelle que nous supposons à taux constant, puis à une mortalité par pêche lorsqu'il dépassera la taille LP (taille à la 1<sup>re</sup> capture).

Sur cent animaux recrutés, un certain nombre mourront avant d'atteindre la taille LP. Plus cette taille est élevée, moins ils seront nombreux à pouvoir l'atteindre. Cependant, le poids global de ceux-ci augmentera. Ensuite, ces animaux seront exploités avec un taux de mortalité par pêche constant  $F$ . Nous nous proposons de calculer, suivant les différentes valeurs envisageables de LP, le rendement en poids par recrue. Un aspect important du marché des trocas étant la diminution de la valeur commerciale de la coquille avec sa taille, nous préférons au rendement pondéral par recrue, le rendement en prix par recrue. Les trocas de moins de 10 cm (en particulier entre 9 et 10 cm) sont les plus appréciés des importateurs étrangers et des fabricants de boutons en nacre car la nacre jeune se travaille mieux. Les trocas de taille supérieure conviennent mieux aux fabricants d'accessoires et d'objets mais les coquilles sont fréquemment piquées ou perforées.

### Les paramètres du rendement par recrue

#### La courbe de croissance en longueur

$L(t) = L_{\infty} (1 - e^{-kt})$ ,  $L$  est exprimé en cm et son inverse donnant l'âge en fonction de la longueur

$$t(L) = \frac{1}{k} - \text{Log} \left( \frac{L_{\infty} - L}{L_{\infty}} \right) \quad L_{\infty} = 13,3 \quad K = 0,19$$

La valeur de  $K$  choisie est une valeur acceptable dans le cas d'un milieu favorable aux trocas, c'est-à-dire propice à la pêche.

#### La courbe de croissance en poids

$$P(t) = aL(t)^b = aL_{\infty}^b (1 - e^{-kt})^b$$

$P$  est exprimé en gramme ;  $a = 0,30$  et  $b = 2,95$ .

Les paramètres de la relation diamètre-poids de la coquille vide ont été estimés à partir d'un échantillon de 267 trocas provenant de Touaourou et du Phare Amédée.

La mortalité naturelle  $m$  ;  $m = 0,078$ .

La mortalité par pêche  $F$ .

Soumis aux taux de mortalité globale  $Z = m + F$  et si  $N_0$  est le nombre d'individus au temps  $t_0$ , le nombre d'individus survivant au temps  $t$  est :

$$N(t) = N_0 e^{-Z(t-t_0)}$$

$F = 0,6$  et  $F = 0,4$  donnent les taux de survie au bout de deux ans : 25 % et 37 % respectivement. L'effort de pêche (d'après des observations empiriques de la survie) se situant actuellement dans l'intervalle (0,4, 0,6) suivant les secteurs.

#### La valeur commerciale

Trois classes ont été considérées :

1° la meilleure catégorie : animaux de moins de 10 cm :

$$V(t) = 1,3 P(t),$$

2° la seconde catégorie : animaux de plus de 10 cm et moins de 12 cm :

$$V(t) = 1,15 P(t),$$

3° la troisième catégorie : animaux de plus de 12 cm

$$V(t) = P(t).$$

### Le rendement en valeur par recrue

Si LP est la longueur à la première pêche, l'individu sera soumis à la mortalité naturelle entre les temps LR et T (LP). Le taux de survie à la taille LP sera :

onc :

$$N(T(LP) - T(LR)) = e^{-m(T(LP) - T(LR))}$$

On obtiendra, en fonction de la taille LP, le rendement par recrue suivant :

$$R(LP) = e^{-m(T(LP) - T(LR))} \int_{T(LP)}^{\infty} V(t) \frac{F}{m+F} N(t - T(LP)) dt$$

L'intégration a été effectuée de façon numérique sur ordinateur.

## Résultats

La figure 5 montre, en fonction de la taille minimale LP, le rendement en valeur qu'il est possible d'obtenir lorsque  $F = 0,5$ .

On s'aperçoit alors qu'il est intéressant d'augmenter LP jusqu'à 11 cm, la croissance en poids étant supérieure à la mortalité naturelle. Cependant, il est certain que la demande en coquilles âgées ne serait pas suffisante et que les cours de celles-ci baisseraient. Si toutefois LP passait de 8 cm (cas actuel) à 9 cm, le rendement espéré augmenterait de façon sensible. Le gain peut être bien plus élevé lorsque l'effort de pêche est supérieur à 0,5, comme cela se présente souvent sur les platiers proches des tribus où la pêche peut être totale. En effet, lorsque  $F$  est relativement faible, un nombre réduit d'animaux est capturé entre 8 et 9 cm, ce qui ne permet pas une différence importante entre les rendements par recrue. La figure 6 donne le rendement en prix lorsque l'effort de pêche est de 2 (12 % des animaux survivent après un an de pêche). Rappelons que, de 8 à 9 cm, le poids de la coquille passe de 140 à 200 g environ et que moins d'une année en général est nécessaire

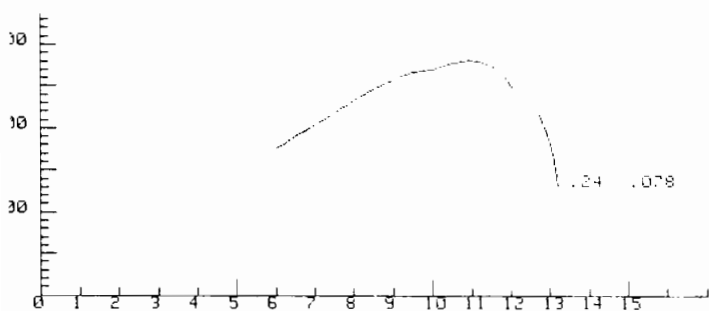


Fig. 5. — Rendements en valeur par recrue en fonction de la taille à la première capture ( $K = .24$ ,  $m = .078$ ,  $F = .5$ )

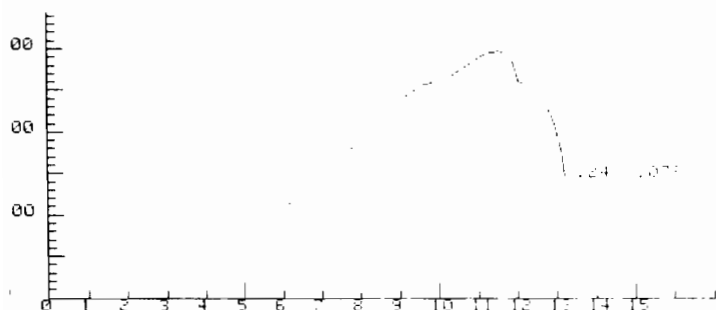


Fig. 6. — Rendements en valeur par recrue en fonction de la taille à la première capture ( $K = .24$ ,  $m = .078$ ,  $F = 2$ )

saire pour effectuer cette croissance. Un autre aspect très important du passage de  $LP = 8$  cm à  $LP = 9$  cm est le gain réalisable en biomasse féconde. Si un animal est mature à 7 cm (environ 3 ans), il atteindra 8 cm 6 mois plus tard et 9 cm un an à un an et demi plus tard. Le temps où la ponte est possible est quasiment nul dans le premier cas alors qu'il ne l'est plus dans le second cas. D'autre part, les animaux de 9 cm émettent un nombre de gamètes bien supérieur à celui des animaux de 8 cm.

## Conclusion

La technique du marquage des coquilles s'est révélée efficace pour mesurer le rythme de croissance des trocas ; en effet, des taux de recaptures non négligeables ont pu être obtenus, même après de nombreux mois de liberté et beaucoup de coquilles ont été recapturées plusieurs fois.

La croissance des trocas semble très variable suivant les conditions de l'environnement ; nous avons mis en évidence le rôle de leur situation sur le récif, mais il est vraisemblable que d'autres facteurs tels que les caractéristiques hydrologiques et l'agitation de l'eau, ont une action décisive sur le rythme de la croissance. Des travaux ultérieurs sont à envisager pour préciser ces facteurs externes mais, dans un premier temps, la croissance moyenne calculée montre un net ralentissement après 6 à 7 ans d'âge.

La prise en compte de ces nouvelles connaissances sur la biologie de l'espèce et des réalités du marché montre que l'augmentation seulement d'un centimètre de la taille à la première pêche aurait des effets bénéfiques, tant pour la sauvegarde du stock que pour les revenus des pêcheurs.

Une étude plus approfondie est en cours ; elle cherchera à évaluer le stock exploitable et à mieux cerner les problèmes du recrutement des jeunes trocas. Ce coquillage, dont la capture est aisée, nécessitera à terme une protection par quota, voire la mise en réserve de certaines zones, jusqu'à ce que la production de naissain, déjà obtenu en laboratoire, permette le réensemencement des récifs trop dépeuplés.

## Bibliographie

- ASANO (N.), 1940. — On the growth of top shell. *Journ. Fish.*, Tokyo, 35 (4) : 92-98.
- BOUCHET (P.) et BOUR (W.), 1980. — The trochus fishery in New Caledonia. *S. Pac. Comm. Fish. News.*, 20 : 9-12.
- DEVAMBEZ (L.), 1960-1957. — Trochus transfer to Cooks apparently successful. *S. Pac. Bull.*, 10 : 31-36.
- GAIL (R.), 1958. — Contribution à l'étude du trocas en Nouvelle-Calédonie. Rapport ORSTOM, Nouméa (polycopie), 37 p.
- HESLINGA (G.A.), 1980. — Report on Palau's trochus hatchery project. *S. Pac. Comm. Fish. News.*, 20 : 4-8.
- Mc GOWAN (J.R.), 1958. — The trochus fishery of the trust territory of the Pacific Island. *Unpubl. rept. High. Commissioner, U.S. Trust Territory of the Pacific Islands*, 46 p.
- PEARSON (R.G.), 1980. — Assessment and management of Fisheries for sessile Invertebrates. Seminar on marine and coastal processes in the Pacific. Port Moresby 1980. 42 p.
- RAO (H.S.), 1937. — On the habit and habitats of *Trochus niloticus* Linn. in the Adaman Seas. *Records of the Indian Museum. Calcutta*, 39 (part I) : 47-82.
- RISBEC (J.), 1930. — Etude d'un mollusque nacrier, le troque (*Trochus niloticus* L.). *Faune des Col. Franç.*, tome 4, fasc. 2 : 149-189.



# Les techniques de pêche au thon utilisées aux Philippines

par J. MARCILLE (\*) et W. BOUR (\*\*)

Océanographes de l'ORSTOM

Depuis très longtemps, les pêcheurs philippins pratiquent la pêche au thon au moyen de pièges, de lignes ou de bolinches. Plus de 6 000 unités, inférieures à 36 tjb, réparties dans un grand nombre de villages, composent ce que l'on appelle la « flottille municipale ». Les prises effectuées par ces pêcheries artisanales étaient estimées à 133 000 t en 1978, comprenant surtout albacore, listao, thonine et thazard.

Le développement de la pêche industrielle du thon à la senne est plus récent puisqu'il date de 1975 ; la technique utilisée est celle, très particulière, du sennage de nuit sur radeau ancré. Cette méthode, communément appelée « pêche au payao », était depuis longtemps pratiquée en zone côtière par la « flottille municipale » ; elle est désormais développée dans les zones du large avec l'introduction des grands senneurs et des payaos ancrés par grand fond.

La multiplication rapide du nombre des payaos « profonds » a permis, en outre, un développement simultané des techniques artisanales jusqu'alors peu utilisées comme la pêche à la ligne à main ou la pêche à la ligne de traîne profonde.

Si nous présentons ces différentes techniques dans *La Pêche maritime*, c'est que certaines d'entre elles pourraient être testées utilement dans d'autres régions, comme les îles du Pacifique, soucieuses de développer leurs pêcheries artisanales ou industrielles.

## Les techniques de pêche artisanale

### La pêche à la ligne à main sur payao

Il semble que la technique soit originaire d'Indonésie où elle est employée dans le centre des Célèbes à partir de radeaux appelés « rompong » ancrés sur des fonds inférieurs à 1 000 m. Désormais, elle est surtout développée aux Philippines où elle se pratique sur les payaos installés par les sociétés industrielles sur des fonds de 2 à 4 000 m, situés à 20-60 milles des côtes.

Les bateaux utilisés sont des pirogues à balancier de 1 à 2 tonneaux de jauge brute (tjb), mues par un moteur inboard de 18 ch. L'équipage se compose d'un pêcheur qui emploie deux lignes à main appâtées avec du calmar, du petit thon ou du chinchard. La profondeur de pêche est variable : entre 15 et 180 m suivant l'heure de la journée. Les prises, faites toujours à proximité du payao, sont en moyenne de 2 ou 3 albacores de 40 kg par jour de pêche. Les pirogues emportent de la glace et font, en moyenne, 3 à 5 jours de pêche par voyage. La production de cette pêcherie aurait

(\*) ORSTOM. Institut de recherche sur les pêches, Jakarta, Indonésie.

(\*\*) ORSTOM, Nouméa. Nouvelle-Calédonie.



Pirogues à balanciers pour la traîne ou le filet maillant

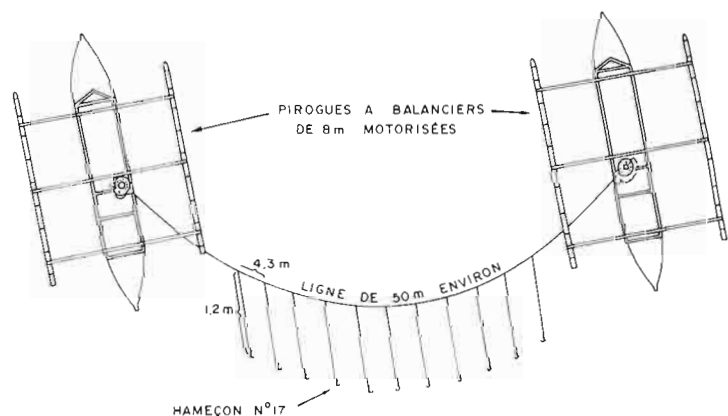
atteint 60 000 t en 1981 pour environ 3 000 unités. A l'origine, la pêche s'effectuait de nuit comme de jour, elle ne se fait plus que de jour car les lampes attirent trop facilement les nombreux pirates qui fréquentent la région du Mindanao et qui rançonnent les pêcheurs ou leur prennent poissons et lignes. Actuellement, ce type de pêche se développe surtout au large de Luzon (Nord Philippines) car la région est beaucoup plus sûre

### La pêche à la traîne en surface (fig. 1)

Elle s'effectue aux Philippines dans la région de Davao, avec deux pirogues à balancier de 8 m et 0,6 tonneau, à moteur de 10 ch. La ligne principale d'environ 50 m, travaillant en couple, fixée à chaque extrémité à une pirogue, est munie de 12 lignes secondaires à intervalles de 4,30 m, longues de 1,20 m, équipées d'hameçons de 17.

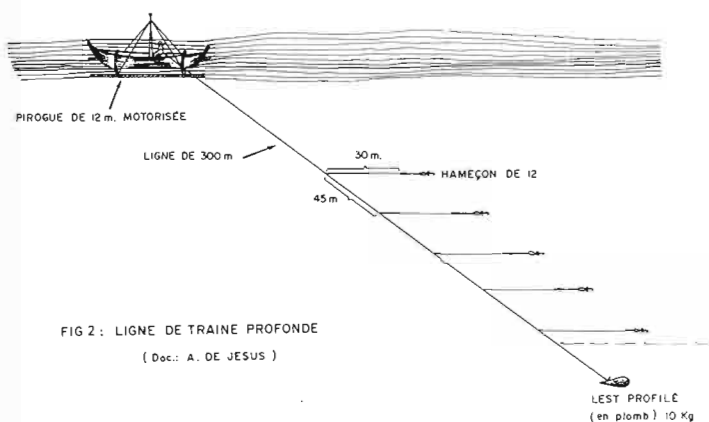
FIG 1 : LIGNE DE TRAINÉ DE SURFACE AVEC DEUX PIROGUES

(Doc. A. DE JESUS)



## La pêche à la traîne profonde (fig. 2)

Cette méthode s'est développée depuis peu et se fait autour des payaos. Les ligneurs sont des pirogues à balancier de 12 m, 1,5 tjb, 16 ch, avec un équipage d'un ou deux pêcheurs. La ligne de 300 mètres, plombée à 10 kg, est munie de six avançons espacés de 45 m et longs d'environ 30 m avec un hameçon de 12. L'appât utilisé est le calmar ou le chanos (milkfish), parfois un simple leurre ; la vitesse de pêche est de 1,5 nœud et les rendements moyens atteignent dix poissons par jour de pêche, généralement de l'albacore de 25 à 40 kg. En pêche, le lest se situe généralement à 120 m de profondeur.



## La pêche au filet maillant

Cette technique est très développée dans le sud de l'Inde, le sud de Java et dans de nombreuses régions des Philippines. Dans ce pays, les pirogues utilisées sont les mêmes que pour la pêche à la traîne profonde (12 m, 1,5 tjb, 16 ch) et ont un équipage de 3 à 4 hommes. Les nappes de filet, hautes d'environ 60 m, ont 92 m de long et sont munies de 47 flotteurs en bois, placés tous les 2 m ; ils ont 45 cm de long et 2 à 3 cm de diamètre. La maille étirée est de 15 cm.

Afin d'éviter que le poisson maillé ne soit attaqué par les requins, les bateaux patrouillent le long des filets en pêche, ne relevant que la partie du filet dont les flotteurs coulent, signe de présence de poisson.

## La pêche à la palangre

Cette méthode est récente aux Philippines. Les petits palangriers sont des navires de 13-18 m, 18 à 30 tjb, 100 ch, ayant un équipage de 6 à 8 hommes. Chaque navire pose environ 100 paniers de 5 à 6 lignes secondaires. L'appâtage se fait avec du chanos vivant ; le taux de capture par hameçon est de 3 à 5 %, parfois plus, et comprend une majorité d'albacore (70 %) et de ratudo de 25 à 60 kg par pièce. Les lignes sont posées de façon à se situer dans les eaux à 27 °C. Elles sont courtes ainsi que le temps de pose qui est limité à six heures. Chaque voyage dure en général sept jours et les palangriers travaillent en flottille accompagnés d'un bateau-mère sur lequel est conservé le poisson.

## Pêche artisanale à la bolinche

La pêche se fait sur payao côtier avec des pirogues adaptées en petits senneurs de 22 m, 25 tjb et 65 ch, ayant un équipage d'une vingtaine d'hommes, accom-

pagnés chacun d'un ou deux « navires éclairateurs ». Les bolinches font 450 m de long sur 140 m (maille étirée). Il existe environ 300 unités de ce type pêchant annuellement 30 000 t de thon. Le rendement moyen par coup de senne est d'environ 500 kg.

## Les techniques de pêche industrielle : la pêche à la senne

### Description de la pêche sur payao

Le payao (fig. 3) est un radeau dont les formes peuvent être assez variables. Les plus utilisés pour la pêche à la senne sont en bambous de 8 à 10 cm de diamètre juxtaposés et fixés les uns aux autres en deux couches par des cordages synthétiques (2 × 16 bambous de 12 m de long) séparées par des bambous transversaux placés tous les 2 m. A une extrémité du radeau, est fixé un trépied sur lequel est indiqué son numéro et le nom de la compagnie propriétaire. Les pêcheurs artisanaux utilisent des payaos plus petits, également constitués de bambous. Leur longueur peut atteindre 4 m sur 1,50 m, les formes variant d'un village à l'autre.



Payaos en bambous

De chaque côté du radeau, sont fixées deux cordes verticales d'une quarantaine de mètres portant un lest et auxquelles des feuilles de palme sont attachées tous les 2 m.

Les profondeurs d'ancrage peuvent être très importantes, atteignant 3 000 à 5 000 m pour les payaos utilisés par les senneurs industriels. La corde de mouillage est généralement une corde de polypropylène de 1,6 cm de diamètre ; le corps mort est fait de deux fûts de 55 gallons remplis de ciment. Souvent, les payaos sont perdus ; la durée moyenne des payaos en bambous serait d'environ un an.

Du fait du sabotage de plus en plus fréquent des payaos classiques en bambous, très faciles à détruire, que ce soit par des pirates ou par les habitants des villages côtiers, les compagnies industrielles ont été amenées à installer des payaos en acier compartimentés dont les 50 à 100 premiers mètres de mouillage sont en

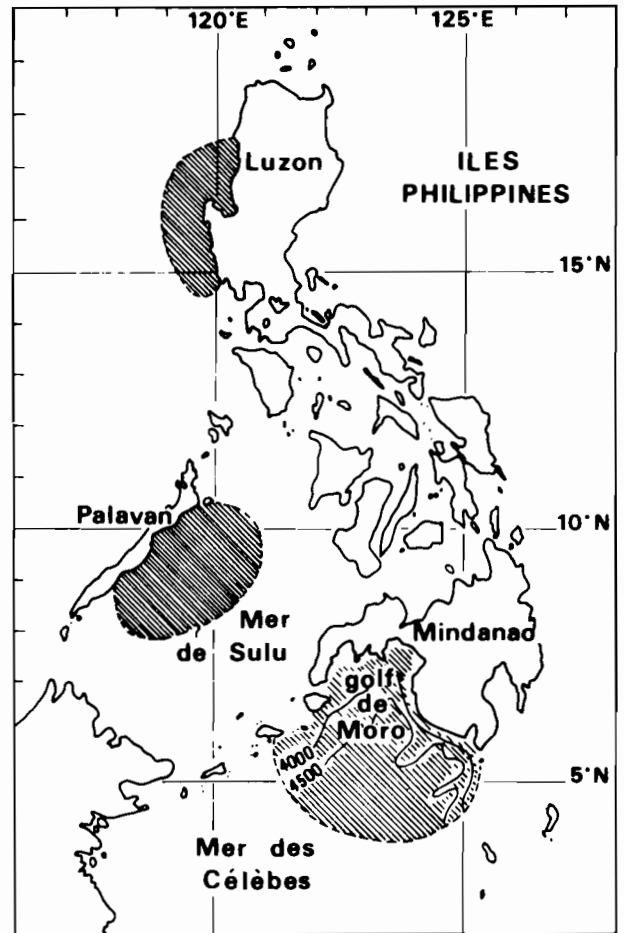
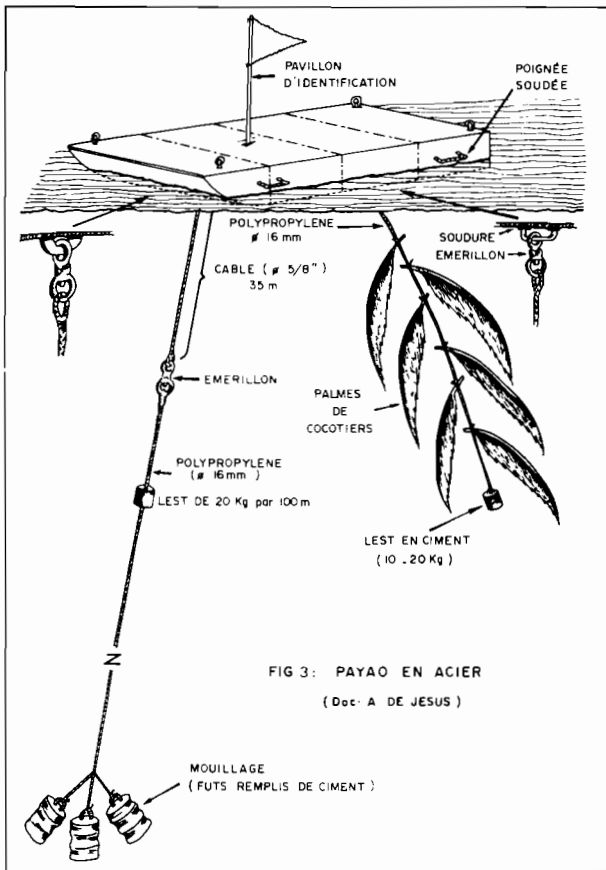


Fig. 4. — Principaux secteurs de pêche à la senne sur payaos aux Philippines

câble. Les derniers modèles en acier développés aux Philippines sont en forme de cigares compartimentés et remplis de mousse synthétique (sans mousse, ils étaient coulés au fusil !); ils sont souvent gardés par des pêcheurs artisanaux pêchant à la ligne à main, spécialement rémunérés par les compagnies à cet effet.

#### Les zones de pêche (fig. 4)

La principale zone de pêche se situe au large de l'île de Mindanao dans la mer des Célèbes, dans l'ouest de la mer de Sulu, au large de l'île de Palawan et, depuis peu, à cause des sabotages perpétrés sur les payaos, à l'ouest de Luzon.

Au large du Mindanao, les radeaux sont ancrés à des distances de 16 à 150 km de la côte et la distance entre payaos est de 7 à 11 km. Les payaos sont placés au hasard, mais les payaos improductifs sont placés dans de nouveaux sites, ce qui fait que l'ensemble du « réseau » de payaos peut être déplacé vers le nord, le sud ou le large, en fonction de la saison ou de l'année.

Depuis peu, des payaos dérivant sont utilisés avec succès dans les secteurs où de très nombreux payaos fixes sont installés; leur avantage serait de « capter » le poisson situé près des payaos ancrés lorsque les premiers passent à proximité de ceux-ci, et donc en quelque sorte de « voler » le poisson présent sous les payaos de compagnies concurrentes.

#### Technique de pêche

La technique que nous allons décrire est celle utilisée par deux senneurs de la Flabelle Fishing Corporation (F.F.C.), de 150 à 100 tjb, ayant une senne de 870×240 m pour le premier et de 660×220 m pour le second: la nappe principale de la senne est composée d'alèzes de nylon tressé sans nœud, ayant une maille étirée de 7,7 cm; le fond a un maillage de 2,5 cm. Dans d'autres

compagnies, des senneurs plus importants auraient des sennes de 1 000 à 1 400 m sur 180 à 220 m de chute (maille étirée).

Chaque senneur est accompagné de deux petites annexes de 6 à 8 m qui servent principalement à la manœuvre du filet; mais la caractéristique principale de la pêche au payao est l'emploi de « light boats » qui ont généralement 14 à 18 m et un équipage de 7 à 9 hommes. Ils sont équipés de deux batteries de lampes de 1 000 watts espacées de 2 m et situées à 2,50 m au-dessus de l'eau, d'un échosondeur et du matériel nécessaire pour réparer les payaos et, éventuellement, les changer de place (nécessité d'un treuil assez puissant). Les flottilles des petits senneurs sont en outre accompagnées de navires transporteurs de 200 à 300 tjb (généralement d'anciens palangriers japonais) qui conservent le poisson, l'amènent des zones de pêche aux points de débarquement et servent de bases logistiques. Les compagnies possédant de grands senneurs (≈ 450 tjb) n'utilisent pas ces navires de transport et chaque senneur est accompagné de 3 « light boats ».

La procédure de pêche utilisée par la F.F.C. peut se résumer comme suit: la pêche s'effectue de nuit, avant le lever du jour et, en principe, un seul coup de senne a lieu chaque jour. Quand la pêche a été faite sur un payao, celui-ci n'est plus visité avant six ou sept jours, sauf parfois en pleine saison lorsque le poisson est très abondant. Dans ce cas, le même payao peut être utilisé deux ou trois jours de suite. Deux ou trois « light boats » travaillent avec chaque senneur dans une vaste zone et sélectionnent les payaos où du thon a été trouvé en quantité suffisante; la taille du

banc est estimée au sondeur et l'information transmise par radio au capitaine du senneur qui sélectionne un payao et décide quel « light boat » travaillera avec lui la nuit suivante. Le « light boat » se déplace vers le payao choisi afin d'y arriver avant la tombée de la nuit et se fixe au radeau. A la tombée de la nuit, il allume ses huit à douze lampes ; les deux lignes où sont attachées les palmes sont alors détachées du payao et fixées au « light boat ».

Le senneur arrive à proximité du « light boat » vers 4 heures du matin, toutes lumières éteintes ; ce dernier se détache alors du payao et commence à dériver. Vers 4 h 30, lorsqu'il est à environ 150 m du payao, le senneur largue son filet autour de la zone éclairée, le « light boat » restant dans le filet jusqu'à ce que celui-ci soit refermé. Lorsque la manœuvre est terminée, le « light boat » remonte les deux lignes et sort du filet, puis remplace les lignes sur le payao après avoir remplacé les feuilles de palmes abîmées ou perdues. Il repart enfin à la recherche d'un autre payao (fig. 5).

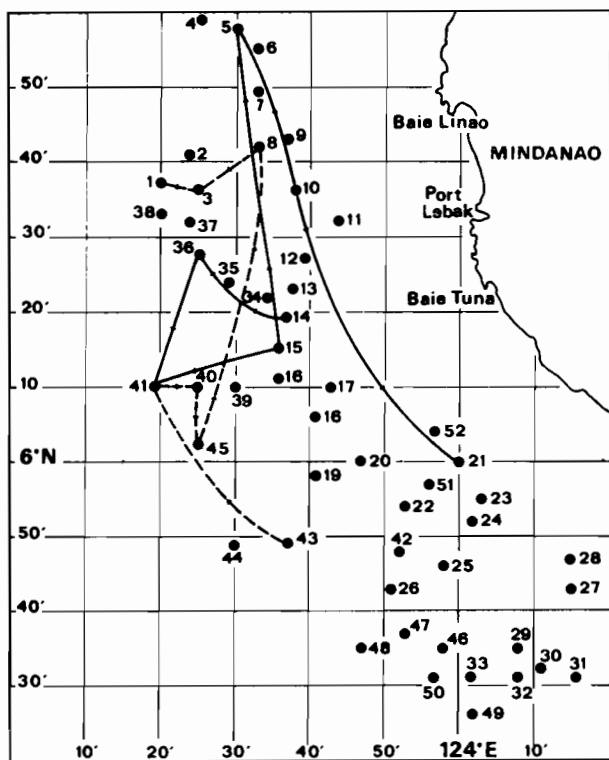


Fig. 5. — Exemple de séquence de pêche sur payaos de deux senneurs

#### Estimation des prises

Il y avait, fin 1978, cinq compagnies opérant dans les secteurs de Mindanao et de Palawan : la RJL Martinez Company, la Tuna Venture, la Frabelle Fishing Corporation, la Lady Marty and Co. et la Cozon.

Selon M. V. Aprieto (comm. pers.), le nombre de senneurs en opération, de taille comprise entre 150 et 500 tjb, était d'une dizaine en 1976. En 1981, il y en aurait eu 45 et le nombre de payaos aurait été supérieur à 3 000.

Il est très difficile d'avoir une estimation des prises réelles effectuées par les compagnies industrielles aux Philippines car il semble que seules les prises transitant par Manille soient officiellement enregistrées. Les chiffres officiels sont donnés dans le tableau 1. Les prises

de listao auraient atteint 17 000 t et celles d'albacore 9 000 t en 1979, les prises annexes d'auxide et de thonine surtout écoulées sur le marché local, avoisinant 25 000 t.

Tableau 1. — Production des senneurs philippins de 1976 à 1979 (tonnes)

Espèces	1976	1977	1978	1979
Listao .....	4 518	16 926	6 400	16 734
Albacore .....	5 902	7 821	4 133	8 750
Thonine .....	928	1 671	2 849	4 137
Thazard .....		603	10 403	19 100
Spanish mackerel .....	1 922	5 284	1 832	1 949
<b>TOTAL .....</b>	<b>13 270</b>	<b>32 335</b>	<b>25 618</b>	<b>50 680</b>

Selon W. Matsumoto (comm. pers.), les prises d'un petit senneur (150 à 300 tjb) étaient en moyenne de 15,5 t par coup de senne en 1979 avec un total de 3 700 t pour l'année. En 1981, avec la multiplication des payaos, les rendements moyens par coup de senne auraient fortement diminué, n'atteignant plus que 8 à 10 t par nuit de pêche (M. De Jesus, comm. pers.). Les prises totales auraient, elles aussi, stagné, sinon diminué, malgré l'accroissement très important de l'effort de pêche. Tout se passe donc comme si le poisson s'était réparti entre les payaos au fur et à mesure de l'accroissement de leur nombre ; il serait, dès lors, inutile de les augmenter au-delà d'un certain seuil qui aurait été déjà largement dépassé aux Philippines au cours des deux dernières années.

#### Les problèmes posés par la pêche au payao

Le développement de la pêche au payao aux Philippines pose un problème très grave de gestion de stock ; en effet, les prises sont, pour une part importante, constituées de poisson de 30 à 45 cm, c'est-à-dire de 500 g à 1,3 kg. De ce fait, même si le recrutement n'est pas touché, le rendement par recrue ne peut atteindre sa valeur maximum. La diminution des prises totales en 1980 et 1981 pourrait faire croire que le stock est d'ores et déjà surexploité. On pourrait aussi craindre que les prises très importantes de petit poisson (listao et albacore) dans ce pays aient un effet négatif sur les rendements des canneurs indonésiens opérant dans des zones très proches, à partir de Manado (nord Célèbes), et de Sorong (ouest Irian-Jaya). Pour l'instant il n'en est rien, semble-t-il, ce qui laisserait supposer, soit que la mortalité naturelle des très jeunes thons est plus forte qu'on ne le croit généralement, soit que le stock philippin est un stock relativement « local » et migrant peu. Question à suivre...

#### Références

- MARCILLE J. et W. BOUR, 1981. — La pêche des thons à la senne et à la canne dans l'océan Pacifique tropical. Situation actuelle et perspectives de développement. Travaux et documents ORSTOM n° 134, 259 p.
- APRIETO V.L., 1980. — Philippina Tuna Fisheries : Resource and Industry. Fish. Res. J. philipp. 5(1) : 53-66.
- MATSUMOTO W. — Communication personnelle.
- DE JESUS A. — Communication personnelle.



# Analyse des calées des senneurs japonais au nord de l'Irian Jaya

par J. MARCILLE <sup>(1)</sup>, W. BOUR <sup>(2)</sup>, A. DESSIER <sup>(2)</sup>.

## Historique

Traditionnellement, la pêcherie japonaise à la senne opérait dans une bande côtière au nord de 25° N, au large de Sanriku et autour des îles Izu, avec de petits senneurs en bœuf. De 1969 à 1974, ceux-ci ont été progressivement remplacés par des senneurs autonomes plus économiques.

La zone tropicale n'a été explorée par la Japan Fishery Agency, puis par le JAMARC (Japan Fishery Resource Center), que depuis les années 1970. En 1974-1975, le *Fukuichi-Maru*, senneur de 500 tonneaux, affrété par le JAMARC, a obtenu d'excellents rendements de 18,8 t par jour de pêche dans une zone située entre les Carolines et la Nouvelle-Guinée, démontrant que la pêche à la senne était possible toute l'année dans cette zone. Plus de dix senneurs ont été affrétés par le JAMARC pour prospecter la zone équatoriale du Pacifique ouest ; la flottille qui comprenait neuf unités en 1976 a encore été augmentée de cinq unités en 1977 et 1978 ; dix-huit navires étaient prévus en 1982 et quarante le sont pour 1983.

## La flottille

Le bateau type de la flottille japonaise est le senneur de 500 tonneaux et de 400 t de capacité de stockage. Tous les bateaux sont actuellement basés au Japon où ils reviennent débarquer. Les marées durent généralement de 30 à 45 jours dont douze sont nécessaires pour effectuer l'aller-retour du Japon à la zone de pêche, soit le tiers des jours de mer.

La composition par classe de taille de la flottille de senneurs est donnée dans le tableau 1.

Tableau 1. — Composition par taille de la flottille de senneurs japonais opérant au nord de la Papouasie-Nouvelle-Guinée

Classe de taille en tonneaux	Nombre de navires
259	1
357	1
468	1
499	10
99	1
TOTAL .....	14

Les sennes utilisées sont longues de 1 700 à 2 400 m (maille étirée) sur 240 m de chute. La plus grande partie des nappes a une maille de 120 mm, ce qui rend les filets relativement légers pour leur taille.

Les filets les plus récents ont généralement 2 000 m de long et sont montés sur une ligne de lièges de 1 440 m (flou 1,40), la hauteur (maille étirée) avoisinant 260 m.

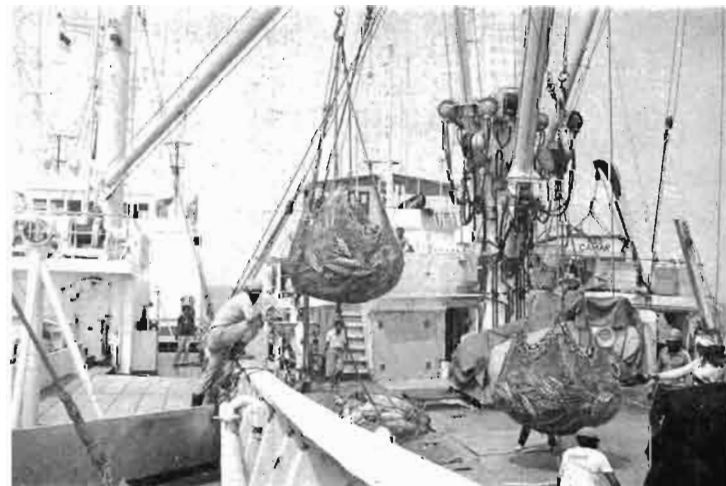
## Prises et rendements

Les apports des senneurs opérant dans le Pacifique sud sont passés de 461 t en 1970 à plus de 35 000 t en 1979 (tableau 2).

Tableau 2. — Evolution des captures des senneurs japonais dans le Pacifique ouest équatorial de 1970 à 1979 (tonnes)

Année	Total pêche	Listao	Albacore	Patudo	Autres
1970	461	338	123	—	—
1971	944	706	200	35	3
1972	782	539	188	47	8
1973	1 752	1 245	412	84	10
1974	2 261	2 159	407	36	19
1975	6 975	4 991	1 726	253	—
1976	10 539	7 509	2 756	274	—
1977	17 555	12 034	5 181	341	—
1978	32 000	25 000	7 000	—	—
1979	36 000	26 000	10 000	—	—

Les rendements obtenus sont de l'ordre de 10 t par jour de mer et 15 t par jour de pêche effective. La prise par coup de senne se situe entre 13 et 28 t. Les captures sont composées d'environ 70 % de listao, 26 % d'albacore et 4 % de petit patudo.



(1) ORSTOM, Institut de recherches sur les pêches, Jakarta, Indonésie.

(2) ORSTOM, Nouméa, Nouvelle-Calédonie.

Les résultats des pêches effectuées de mai 1979 à avril 1980 sont présentés dans le tableau 3 ; ils ne concernent que les débarquements effectués à Yaizu.

Dans le tableau 4, sont donnés les indices mensuels de rendement : nombre de calées par voyage, prise par jour sur la zone de pêche, prise moyenne par voyage et nombre de jours de mer par voyage.

Les senneurs font, en moyenne, un plein de 400 t tous les 42 jours dont 28 passés dans la zone de pêche.

**Tableau 3. — Débarquements effectués à Yaizu de thon pêché à la senne dans le nord de l'Irian-Jaya et de la Papouasie-Nouvelle Guinée de mai 1979 à avril 1980 (tonnes)**

	Listao	Gros albacore	Petit albacore	Patudo	Total
Mai .....	1 128		420	83	1 631
Juin .....	1 544		535	147	2 226
Juillet .....	1 567		704	112	2 383
Août .....	2 927		1 313	23	4 263
Septembre ..	949	712	343	10	2 014
Octobre .....	1 133	401	520	20	2 074
Novembre ..	1 348	227	245	36	1 856
Décembre ..	1 136	233	195	29	1 593
Janvier .....	1 941	1 179	242	21	3 383
Février .....	2 420	643	360	12	3 435
Mars .....	1 868	1 083	112	4	3 067
Avril .....	3 506	707	568	117	4 898
<b>TOTAL ..</b>	<b>21 467</b>	<b>10 742</b>		<b>614</b>	<b>32 823</b>
<b>% .....</b>	<b>65,4</b>	<b>(21,8)</b>	<b>(10,9)</b>	<b>1,9</b>	<b>100</b>

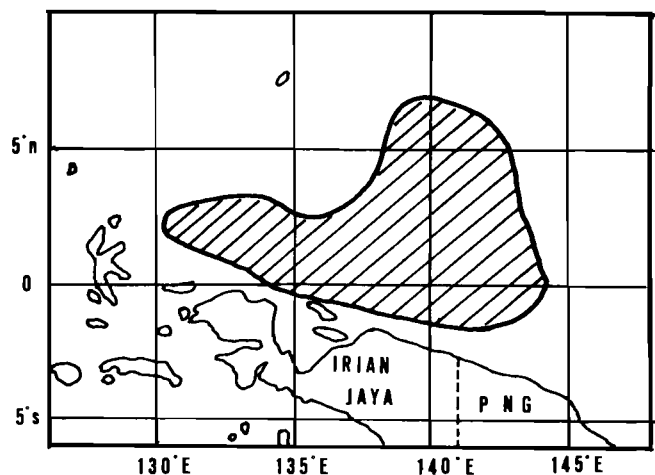
**Tableau 4. — Indices mensuels d'effort de pêche et de rendement des senneurs japonais : mai 1979 - avril 1980**

V = nombre de voyages  
 P/V = prise moyenne par voyage  
 JM/V = nombre de jours de mer par voyage  
 JP/V = nombre de jours de pêche par voyage  
 C/V = nombre de calées par voyage  
 P/C = prise par calée en tonne  
 P/JP = prise par jour de pêche

	V	P/V	JM/V	JP/V	C/V	P/C	P/JP
Mai .....	2	420	32	20	15	28	22
Juin .....	5	416	45	31	26	16	14
Juillet .....	6	397	40	28	23	18	14
Août .....	9	348	38	23	20	21	15
Septembre ..	5	403	38	27	26	15	15
Octobre .....	6	346	48	33	26	13	11
Novembre ..	4	463	53	37	31	15	13
Décembre ..	4	398	56	39	30	13	10
Janvier .....	8	424	38	26	26	16	16
Février .....	8	429	43	28	24	18	16
Mars .....	8	383	33	21	18	21	19
Avril .....	10	451	34	21	17	27	21
<b>Moyenne ..</b>		<b>407</b>	<b>42</b>	<b>28</b>	<b>23</b>	<b>18,5</b>	<b>15</b>

## Zones de pêche

Les secteurs de pêche du nord de la Nouvelle-Guinée n'étaient, jusqu'en 1974, exploités que de décembre à mars, les senneurs retournant pêcher dans les eaux japonaises pour la saison d'été (avril-mai à septembre). Depuis 1976, la pêche en zone tropicale est presque continue et les zones d'opération pour la période juin



**Secteur de pêche à la senne du nord de l'Irian-Jaya (Indonésie) et de la Papouasie-Nouvelle-Guinée**

1978 à avril 1980 ont presque toujours été situées dans un secteur compris entre 135°E et 146°E et entre 1°S et 6°N, soit dans la zone d'influence du contre-courant Nord-Equatorial, généralement sur ses bordures sud et nord.

## Méthode de pêche

Trois types de bancs de thon sont pêchés : ceux associés avec des débris flottants (troncs, branches, etc.), ceux associés aux requins et baleines et ceux non associés, généralement survolés de groupes d'oiseaux. On ne trouve pas, comme dans le Pacifique est, de bancs associés aux dauphins.

D'une façon générale, le comportement irrégulier des bancs de thons et la profondeur relativement importante de la thermocline rendent difficile la pêche à la senne à la volée dans cette région. Aussi les navires japonais n'ayant pas eu beaucoup de succès avec leurs essais de pêche de jour ont-ils concentré leur effort sur la pêche sous épave en sennant la nuit ou plutôt juste à l'aube. La méthode consiste à laisser dériver l'épave pendant la nuit en y fixant pour la repérer un signal clignotant et une radiobalise. Le coup de senne est effectué sur l'épave vers 5 heures, juste avant le lever du jour. Cette technique est désormais la plus couramment utilisée dans le Pacifique ouest. Elle permet au navire d'employer le reste de la journée à la recherche de thons et d'autres épaves potentiellement exploitables.

Lorsque les épaves en dérive sont peu nombreuses (de décembre 1977 à mars 1978 et décembre 1979 à mars 1980), les coups de senne sont donnés à la volée sur des brisants ou balbayas et autres types de bancs non associés aux épaves. Il en résulte alors un accroissement notable de coups de senne nuls et une augmentation importante de la proportion d'albacore dans les captures. Il est intéressant de noter cependant que, depuis 1980, une plus grande proportion de calées est faite « à la volée » de jour avec succès.

La répartition mensuelle des coups de sennes effectués de jour, à la volée ou de nuit sur épave, ainsi que les prises obtenues par calée, est présentée dans le tableau 5 pour la période août 1979 - avril 1980. Près de 57 % des calées ont été faites de jour à la volée dont 39 % de coups positifs produisant en moyenne 14 t par calée ou 35 t par calée positive.

Presque tous les coups de senne effectués de nuit sur épave sont positifs et leur production moyenne pour la période étudiée a été de 24,5 t, avec cependant des valeurs mensuelles assez variables, faibles d'octobre à janvier et très élevées de février à avril.

**Tableau 5. — Rendement obtenu par coup de senne, à la volée (de jour) et sur épave (de nuit), pour la période août 1979 - avril 1980**

\* Entre parenthèses, nombre de calées positives  
\*\* Entre parenthèses, prises par calée positive

	Nombre de coups de senne			Prise par essai (t)	
	Total	à la volée *	sur épave	à la volée **	sur épave
Août .....	177	47 (22)	130	19,3 (41,3)	17,1
Septembre ..	131	63 (25)	68	12,1 (30,5)	18,4
Octobre .....	156	40 (16)	116	8,1 (20,4)	15,1
Novembre .....	125	42 (25)	78	17,1 (32,1)	13,5
Décembre .....	120	61 (18)	59	9,1 (26,6)	17,5
Janvier .....	206	171 (62)	35	16,6 (43,9)	15,3
Février .....	191	159 (53)	32	11,7 (35,1)	49,2
Mars .....	146	125 (54)	21	18,5 (42,8)	35,8
Avril .....	169	91 (56)	78	16,3 (41,3)	38,7
Total .....	1 421	804 (311)	617	14,3 (34,9)	24,5

Il est possible que, dans les années futures, la technique évolue : en effet, depuis 1976, la firme japonaise Kyokyo, avec le senneur de 500 t *Wakaba-Maru*, expérimentant un sonar commandé à distance, a montré que la densité maximum près des épaves s'observait vers midi plutôt qu'au petit matin comme on le croit généralement. Un plan pour développer des stations sonar multiples serait envisagé.

Il est intéressant de noter, par ailleurs, que des radeaux de bambou fabriqués sont aussi parfois utilisés pour l'attraction des thons : nous ne disposons malheureusement pas d'information précise sur cette méthode qui ne serait cependant pas employée de façon systématique dans la zone étudiée.

### Caractéristiques du poisson pêché

Nous donnons dans le tableau 6, pour la période d'août 1979 à avril 1980, la composition par espèce et par taille des prises effectuées de jour à la volée et de nuit sur épave.

**Tableau 6. — Composition des prises et taille du poisson pêché lors des coups de senne effectués à la volée ou sur épave (période août 1979 - avril 1980)**

	Bancs non associés aux épaves		Bancs associés aux épaves		Prise totale
	%	Taille moyenne des poissons (en kg)	%	Taille moyenne des poissons (en kg)	
Listao .....	62,9	2,2 - 5	68,6	1,5 - 3	25 062 t
Gros albacore ...	37,1	20 - 50	10,7	10 - 25	
Petit albacore ...	peu	4 - 6	18,9	2 - 8	
Patudo .....			1,8	3 - 8	
Prises totales (%)		47,3		52,7	

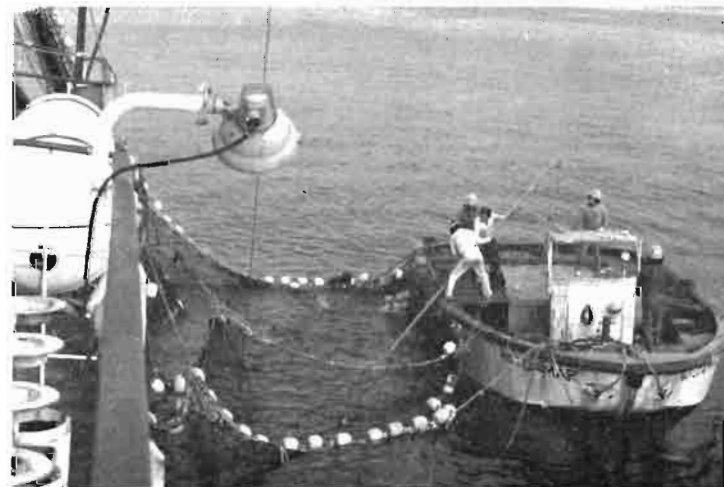
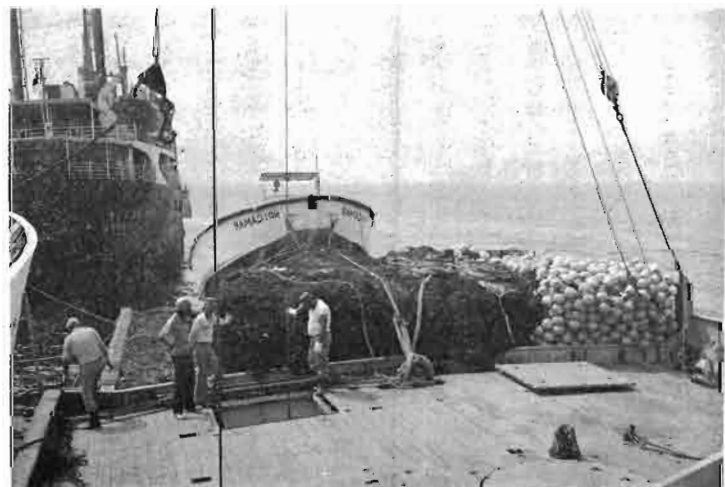
37 % des prises faites sur les bancs non associés aux épaves sont constituées de gros albacores de 20 à 50 kg. Ce type de poisson n'est pas présent, semble-t-il, sous les épaves puisque les albacores les plus gros n'y atteignent que 10 à 25 kg. Par contre, les petits albacores sont rarement capturés à la volée, alors qu'ils constituent environ 19 % des prises faites sur épave.

La proportion de listao est plus importante lors des pêches de nuit sur épave et les poissons y ont un poids individuel inférieur (1,5 à 3 kg) à ceux pêchés à la volée (2,2 à 5 kg).

### Analyse des coups de senne ou calées

Les rapports de prospection des senneurs affrétés par le JAWARC de 1974 à 1980 dans le nord de la Papouasie-Nouvelle-Guinée entre 5°N et 2°S nous donnent quelques indications sur les caractéristiques des coups de senne effectués. La très grande majorité de ceux-ci l'ont été de nuit sur des épaves en dérive. Les sennes utilisées ont été principalement de deux types : sennes de 1 430 m de long (maille étirée) avec un flou de 1,12 et sennes de 1 800 à 2 000 m avec un flou de 1,40.

Cent cinquante-quatre calées effectuées à une profondeur inférieure à 150 m ont permis une prise par calée de 12,9 t : la prise moyenne par calée ayant atteint une profondeur comprise entre 150 et 225 m est de 16,7 t, soit supérieure de 30 %. Les coups nuls sont plus nombreux lorsque la profondeur atteinte est inférieure à 150 m.



En outre, plus la profondeur atteinte est importante, plus les rendements en albacore sont élevés. Pour le listao, la profondeur de chute interviendrait moins et les rendements obtenus seraient sensiblement les mêmes pour toute les profondeurs (tableau 7).

**Tableau 7. — Distribution des profondeurs atteintes lors des calées effectuées de nuit et de jour et rendements par calée pour l'albacore (YF) et le listao (SJ)**

Profondeur atteinte par la senne (m)	Nombre de calées	Nombre de calées nulles	Capture par calées (t)			
			YF	SJ	Total	YF/total en %
50-75 .....	2	2				
75-100 .....	10	2	1,2	6,2	7,4	16,2
100-125 .....	48	13	1,8	12	13,8	13
125-150 .....	94	30	2,1	11,2	13,3	15,8
150-175 .....	78	8	4,7	14,2	18,9	24,9
175-200 .....	38	7	3,6	10	13,6	26,4
200-225 .....	20	6	5,9	9	14,9	39,6
225-250 .....	1	0		4	4	
<b>TOTAL</b> ...	291	68	3,2	11,5	14,7	21,4

En fait, la variété des sennes utilisées (sennes de 1 430 m à 1 900 m, maille étirée, avec des chutes et des flous différents) rend l'analyse très délicate. Par exemple, aucune augmentation des rendements en albacore n'apparaît de façon nette quand la profondeur de pêche s'accroît pour la senne de 1 430 m (flou 1,12) ; les prises de listao sont même supérieures pour les coups de senne moins profonds. Par contre, pour les sennes de 1 800 à 2 000 m, maille étirée, montées avec des flous de 1,40, les rendements en listao et en albacore sont supérieurs quand la profondeur atteinte par la senne augmente.

Les résultats individuels de quatre senneurs, au cours de campagnes effectuées entre 1977 et 1980, confirment l'effet bénéfique d'une chute de senne profonde (tableau 8). Il y a donc intérêt à pêcher avec des sennes profondes capables d'atteindre 150 à 180 m puisque le rendement par calée est alors supérieur et qu'il est dû, au moins en partie, à l'espèce commercialement la plus intéressante, l'albacore.

**Tableau 8. — Prise par calée en fonction de la profondeur atteinte par la senne au cours de différentes prospections effectuées au nord de la Papouasie-Nouvelle-Guinée**

	Profondeur atteinte par la senne	Nombre de calées	Nombre de calées supérieures à 10 t	Prise moyenne par calées (t)
Senneur 1 (1977) .....	150 m et moins	36	11	7,5
Senne 1 900 m flou 1,26 .....	plus de 150 m	10	5	18,3
Senneur 2 (1977) .....	150 m et moins	38	13	12
flou 1,40 .....	plus de 150 m	9	7	17,6
Senneur 3 (1978-79) ...	150 m et moins	37	19	16,9
Senne 1 800 m flou 1,40 .....	plus de 150 m	37	18	17,6
Senneur 4 (1979-80) ...	150 m et moins	27	13	11,9
Senne 2 000 m flou 1,40 .....	plus de 150 m	22	15	20,2

Pour chaque calée, les rapports du JAMARC indiquent la température à l'immersion maximum de la senne et nous avons pu estimer en outre à partir des mesures hydrologiques faites simultanément, la profondeur de la thermocline dans le secteur où a été effectuée la calée.

Les résultats des analyses montrent que, pour la plupart des calées, la profondeur de la couche homogène de surface se situe entre 130 et 160 m. Fait surprenant, la prise moyenne par calée ne diminue pas lorsque cette couche est plus épaisse, mais reste sensiblement la même pour toutes les profondeurs.

Lors d'un coup de senne, le temps d'encerclement d'un banc est généralement de 7 minutes ; le temps de coulissage varie de 35 minutes à 1 h et le temps de calée de 40 minutes à 1 h 10. Que ce soit pour les calées effectuées de jour ou de nuit, les rendements en listao paraissent dépendre fortement de la durée de la calée (tableaux 9 et 10).

La quantité d'albacore pêché de nuit est, elle, assez constante pour les durées de calée considérées.

L'albacore serait donc mieux fixé par les épaves et moins sensible aux manœuvres effectuées autour d'elles.

En définitive, un temps de calée plus court permet des prises accrues de listao ; une senne plus profonde permet, elle, des prises accrues d'albacore.

La profondeur de la couche homogène de surface et la valeur de la température à l'immersion maximum de la senne semblent peu influencer sur les prises effectuées la nuit.

**Tableau 9. — Prise par calée de jour en fonction de la durée de la calée**

Durée de la calée (mn)	Nombre de calées	Calées nulles	% calées nulles	Rendement par calée		
				SJ	YF	Total
30-45	10	4	40	16,6	0	16,6
45-60	30	18	60	9,3	5,6	14,9
60-75	8	6	75	3,1	2,5	5,6

**Tableau 10. — Prise par calée de nuit en fonction de la durée de la calée**

Durée de la calée (mn)	Nombre de calées	Rendement par calée (tonnes)		
		SJ	YF	Total
30 - 45	27	16,7	3,1	19,8
45 - 60	172	13,1	3,3	16,4
60 - 75	68	11,8	2,8	14,6
75 - 90	7	6	7,6	13,6
90	3	8	2,7	10,7

## Références

- JAPAN MARINE FISHERIES RESOURCE CENTER. — Rapports de prospection (en japonais) 6/50, 3/51, 6/52, 11/52, 12/53, 11/54, 4/55, 8/55.
- MARCILLE J. et W. BOUR. 1981. — La pêche des thons à la senne et à la canne dans l'océan Pacifique tropical. *Travaux et Documents de l'ORSTOM* n° 134, 259 p.
- MARCILLE J. et J. UKTOLSEJA, 1982. — Short analysis of the catches of the Indonesian purse-seiner « Camar » during the period January 1980 to April 1982. Rapport multigraphié.
- TANAKA T., 1980. — Atlas of Skipjack Tuna Fishing Grounds in Southern Waters, 1979. Fishing season, 5 May 1979 - April 1980. Translation by T. Otsu Southwest Fishery Center, NMFS, NOAA n° 48.



# **Fluctuations of the equatorial currents system connected with the hydroclimatic conditions in the Western Pacific**

Jean-René DONGUY (1) and Christian HENIN (2)

## ABSTRACT

*From the wind field and from the mean curl of wind stress, it is possible to draw in the western tropical Pacific models of meridian thermal profiles for three cases: pre El Nino period, El Nino itself and post El Nino period. These profiles induce also three kinds of zonal equatorial currents system. Such models are compared with experimental thermal structures deduced from data obtained between 150° E and 180°. The agreement is usually good between models and realisations.*

## RÉSUMÉ

### MODIFICATIONS DU SYSTÈME DE COURANTS ÉQUATORIAUX LIÉS AUX CONDITIONS HYDROCLIMATIQUES DANS LE PACIFIQUE OCCIDENTAL

*Trois types de conditions hydroclimatiques ont été mis en évidence dans le Pacifique ouest: le premier, appelé pré El Nino, correspond à la préparation du phénomène El Nino et se caractérise sur l'équateur par un fort vent d'est, un upwelling équatorial intense et un niveau moyen élevé de la surface de l'océan. Le second est observé simultanément au phénomène El Nino lui-même et se caractérise sur l'équateur par l'arrêt du vent d'est et de l'upwelling. Le troisième, appelé post El Nino, correspond aux conséquences du phénomène El Nino et se caractérise sur l'équateur par un faible vent d'est ou même un vent d'ouest, la disparition de l'upwelling et un niveau moyen bas de la surface de l'océan. A chacune de ces situations correspond un modèle de profil thermique méridien de 10° N à 10° S établi à partir du champ de vent et du niveau moyen sur l'équateur, du rotationnel moyen de la force d'entraînement du vent en zone tropicale. Ces profils thermiques induisent trois systèmes de courants équatoriaux: en situation de pré El Nino, la circulation générale porte à l'ouest et le Courant Équatorial est renforcé; pendant El Nino même, ce Courant Équatorial disparaît tandis que les Contre Courants équatoriaux sont renforcés, principalement le Contre Courant Équatorial nord; en situation de post El Nino, la circulation générale porte à l'est, les contre courants équatoriaux sont renforcés tandis que le Courant Équatorial reste faible. Ces modèles de profils thermiques et de systèmes de Courants Équatoriaux sont ensuite confrontés avec les données provenant de croisières océanographiques françaises ou étrangères faites dans le Pacifique Ouest ou encore avec les données bathythermiques (XBT) obtenues grâce à la coopération franco-américaine dans le cadre du programme SURTROPAC. L'accord est généralement bon entre les modèles et les résultats expérimentaux.*

## INTRODUCTION

Two types of hydroclimatic conditions occurring in Western Pacific have been pointed out (DONGUY and HENIN, 1981): one is characteristic of the

period preceding El Nino phenomenon, other is characteristic of the period following this phenomenon. Between them, during a short period, the El Nino event itself occurs. In the Western Pacific, west of the date line, the basic atmospheric feature

(1) Centre O.R.S.T.O.M., B.P. A5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie.

(2) Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye, B.P. 2241, Dakar, Sénégal.

driving the climate seems to be the position of the Intertropical Convergence Zone of the Wind (I.T.C.Z.). PAZAN and MEYERS (1982) have shown that during pre El Nino period, which is the case of high Southern Oscillation Index (S.O.I.), there is a movement of the I.T.C.Z. from 10° S in January-February to 10° N in September-October, the I.T.C.Z. persisting, however, in the Southern Hemisphere under the name of South Pacific Convergence Zone (S.P.C.Z.). El Nino is characterized in the Western Pacific by a complete change of the wind field. I.T.C.Z. and S.P.C.Z. merge on the equator near the date line and westerly winds prevail west of this equatorial convergence. In post El Nino period, which is the case of small S.O.I., the convergence stays in the vicinity of the equator several months and possibly several years. Pre and post El Nino sequences last a variable time and induces two different systems of equatorial currents.

#### SCENARIO IN THE CHANGES OF THE EQUATORIAL CIRCULATION DUE TO THE DIFFERENT WIND FIELDS

Simple qualitative models of the thermal structure may be suggested by the consideration of the wind field during pre El Nino period, during El Nino itself and during post El Nino period. These models will be compared to the experimental realisations.

Along the equator, due to the absence of Coriolis force, the wind stress itself is important by inducing surface current but also vertical movement of the upper level of the ocean. Within the tropical zone of the Western Pacific (5°-15° latitude), the curl of the wind stress is determining the response of the upper level of ocean to variations of zonal wind stress  $T_x$  and  $T_y$ . According to the Ekman theory, the divergence of the horizontal mass transport is given by:

$$\text{div } \mathbf{M} = \text{curl } \frac{\mathbf{T}}{f} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{T_y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{T_x}{f} \right) \quad (1)$$

with  $f = 2 \omega \sin \varphi$ .

The vertical transport computed is negative or positive and induces consequently convergence or divergence. This effect may be defined as Ekman pumping.

The depth and the slope of the isotherms is connected to the wind stress on the equator and to the curl of the wind stress in tropical area. Using a simple two-layer approximation (WYRTKI and KENDALL, 1967), the meridional slope of the thermocline is an excellent index of the zonal circulation.

According to WYRTKI (1979a), during pre El Nino period, strong easterly winds blowing along the entire equatorial Pacific induce a piling up of the waters in the Western Pacific and consequently

high sea level. Due to the baroclinic balance, isotherms deepen. However, at the equator, easterly wind produces equatorial upwelling and isotherms ridge. West of the date line in tropical area, according to PAZAN and MEYERS (1982), two tongues of negative curl of the wind stress occur each side of the equator (fig. 1). The northern one is small and close to the equator, the southern one spreads from 5° S to 15° S. The curl is positive at 10° N, from 5° S to the equator and at 20° S. Consequently thermocline troughs occur at 5° S and 3° N, thermocline ridges south of 10° S and at 10° N. From 5° S and 3° N, thermocline slope is positive equatorward and also positive poleward (fig. 2); so, from the equator to 10° latitude, westward Equatorial Current occurs from 5° S to 3° N and is followed in the north and in the south by eastward Equatorial Countercurrent.

El Nino is connected with a change of the Pacific wind field. During the occurrence of this event which lasts usually several months (RASMUSSEN and CARPENTER, 1982), the I.T.C.Z. lies close to the equator and westerly winds are blowing in equatorial area. Equatorial upwelling cannot be sustained and an equatorial trough occurs. During the dramatic phase of El Nino event, strong Ekman pumping induces abrupt thermocline ridge at 10° N, less intense thermocline ridge at 10° S (DONGUY *et al.*, 1982). Consequently from the equator to tropical ridges at 10° latitude, the thermocline slope is positive poleward and induces only eastward circulation. The Equatorial Current, in this case, does not exist or is very weak and is replaced by South and North Equatorial Countercurrents which merge at the equator.

The persistence of such conditions during post El Nino period induces low sea level and, by baroclinic adjustment, thermocline is 50 meters shallower than during pre El Nino period (fig. 2). From the equator to 15° S, negative curl of wind stress occurs with more important values than during pre El Nino period (PAZAN and MEYERS, 1982) (fig. 1). Positive curl of wind stress occurs between the equator and 10° N and south of 15° S with also more important values than during pre El Nino period. Consequently the slope of the thermocline would be equatorward only in the southern hemisphere and would induce westward Equatorial Current from 5° S to the equator. North of the equator and south of 5° S, thermocline slope is positive poleward and induces eastward Equatorial Countercurrent.

#### EXPERIMENTAL SURFACE CIRCULATION DURING PRE EL NINO PERIOD

According to DONGUY *et al.* (1982), between 1965 and 1980, there were three pre El Nino period:

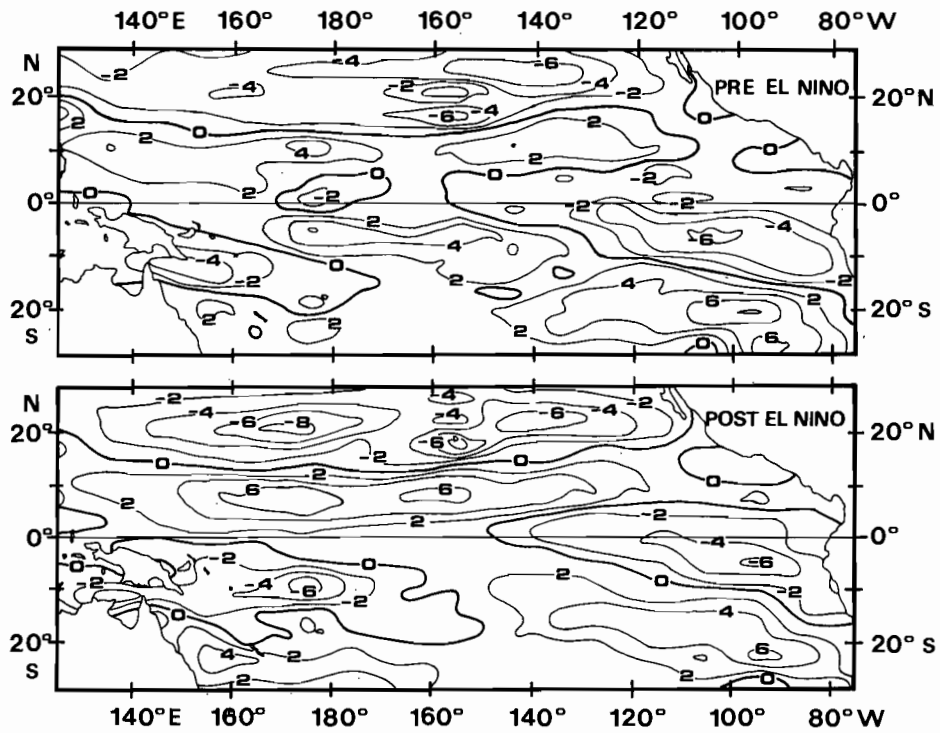


FIG. 1. — Annual mean curl of wind stress (PAZAN and MEYERS, 1982) in the case of pre El Nino (upper part), and post El Nino (lower part).

Moyenne annuelle du rotationnel de la force d'entrainement du vent (PAZAN and MEYERS, 1982 : en haut, dans une situation de pré-El Nino ; en bas, dans une situation de post-El Nino.

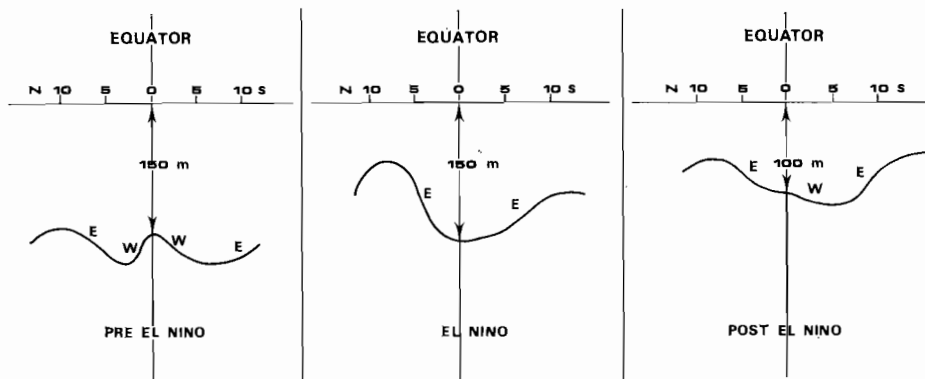


FIG. 2. - - Schematic thermal structure and circulation in the Western Pacific from 10° N to 10° S in pre El Nino period, El Nino itself and post El Nino period.

Schéma de la structure thermique et de la circulation dans le Pacifique occidental, entre 10° N et 10° S, à trois périodes différentes : pré-El Nino, El Nino et post-El Nino.

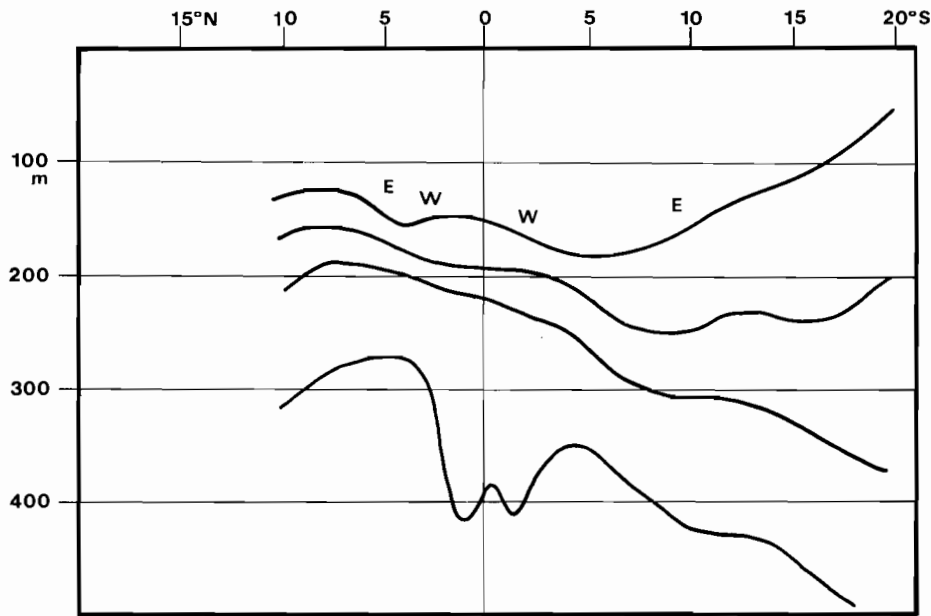


FIG. 3. - Experimental thermal structure and zonal circulation during pre El Niño period.  
*Structure thermique observée et circulation zonale en période de pré-El Niño.*

1967-68 before the weak 1969 El Niño, 1970-1972 before the strong 1972 El Niño, 1974-1975 before the moderate 1976 El Niño. The data available during these homogeneous periods allow to consider mainly two realisations: one with the 6 CYCLONE cruises carried out at 170° E in 1967-68 by the Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa (Rotschi *et al.*, 1972) and one including RYOFU MARU cruise at 155° E and SCHOKALSKY cruise at 160° E in 1975. The 25° C, 20° C, 15° C and 10° C isotherms from each realisation have been averaged by eye adjustment. As the both realisations are in good agreement, a composite thermal structure including the whole cruises considered extends from 10° N to 20° S (fig. 3). The 25° C isotherm is mainly included between 100 and 200 m depth, the 20° C one between 150 and 250 m. As 25° C and 20° C isotherms are roughly the top and the center of the thermocline, the consideration of their slope leads to a qualitative description of the superficial zonal currents. There is a contrast between the thermal structure of the northern hemisphere and the one of the southern hemisphere: thermocline is very sharp in the north and splitted in the south. Consequently, the slopes of the 25° C and 20° C isotherms are not always in agreement in the southern hemisphere. Each side of the equator, the positive equatorward slope of 20° C and 25° C isotherms induces westward Equatorial Current as far as 4° N and 6° S where isotherms trough induces a current change. From

4° N to 8° N, the slope of the isotherms is positive poleward and consequently eastward North Equatorial Counter Current prevails. In the southern hemisphere the slopes of 25° C and 20° C isotherms disagree: the slope of the 25° C one is positive poleward from 6° S to 20° S inducing eastward South Equatorial Countercurrent, whereas the slope of the 20° C isotherm is positive poleward from 6° S to 10° S inducing South Equatorial Countercurrent but negative from 10° S to 15° S inducing South Equatorial Current and again positive south of 15° S inducing South Tropical Counter Current. This current system is in agreement with MERLE *et al.* (1969).

#### EXPERIMENTAL SURFACE CIRCULATION DURING EL NIÑO

Within the last ten years, two major El Niño occurred: the 1972 strong one and the 1976 moderate one. During 1972, a RYOFU MARU cruise at 155° E in July and a SCHOKALSKY cruise in February at 180° are available. During 1976, a RYOFU MARU cruise at 155° E in July and the cruise EPONITE 2 carried out by the Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa in August-September are also available. For each El Niño, a composite thermal profile has been produced. As the 1972 and the 1976 ones are in good agreement, a schematic thermal structure may be considered (fig. 4). The

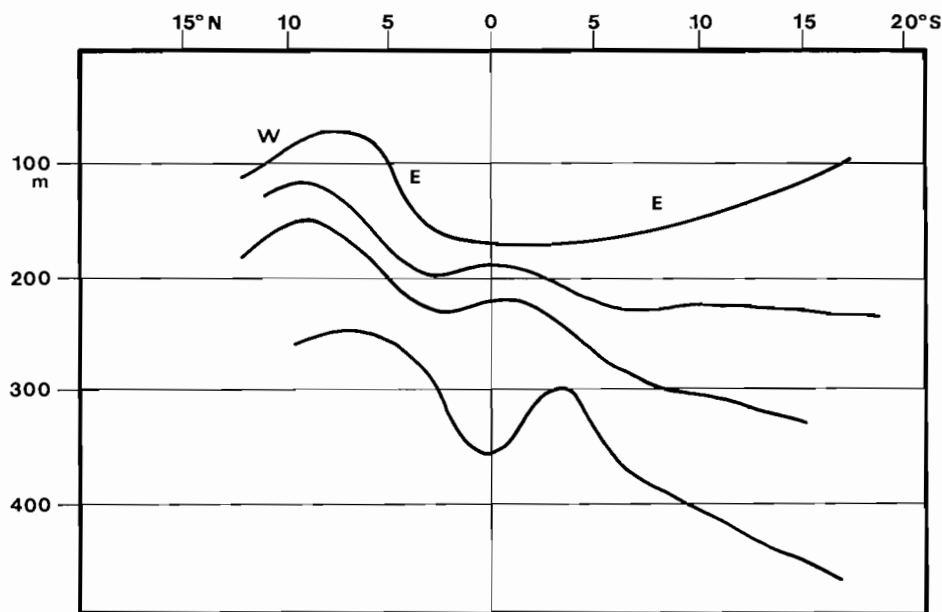


FIG. 4. - Experimental thermal structure and zonal circulation during El Niño itself.  
*Structure thermique observée et circulation zonale en période d'El Niño.*

25 °C isotherm is mostly between 100 and 200 m depth except at the northern tropical ridge, the 20 °C one between 100 and 250 m depth. The most salient feature is the considerable ridge of the isotherms at 8° N: the depth of the 25 °C isotherm changes from 170 m at 2° N to 70 m at 8° N; the depth of the 20 °C changes from 200 m at 2° N to 110 m at 8° N. Consequently, the North Equatorial Counter Current is very strong as noticed by WYRTKI (1979a). The Equatorial Current does not exist or is very weak. South of the equator, the slope of 25 °C isotherm is positive poleward, inducing South Equatorial Counter Current. However, as the slope is weak in southern hemisphere, there is a great dissymetry each side of the equator: North Equatorial Counter Current is strong but South Equatorial Counter Current is weak.

#### EXPERIMENTAL SURFACE CIRCULATION DURING POST EL NIÑO PERIOD

According to DONGUY *et al.* (1982), between 1965 and 1980, four post El Niño periods occurred: 1965-66 after the moderate 1965 El Niño, 1969-70 after the weak 1969 El Niño, 1972-73 after the strong 1972 El Niño, and 1976-77 and again 1979-80 after the moderate 1976 El Niño. The data available during these homogeneous periods lead to consider two main realisations: the 4 BORA cruises carried

out at 170° E between 20° S and 4° N in 1965-66 by the Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa (RORSCH *et al.*, 1972), and the 1979-81 XBT data from the O.R.S.T.O.M.-SIO experiment (SURTROPAC) between Nouméa and Japan.

The 25 °C, 20 °C, 15 °C and 10 °C isotherms have been averaged from these cruises by eye adjustment (fig. 5). The 25 °C isotherm is mainly included between 100 and 150 m, the 20 °C between 150 and 200 m depth. The isotherms depths are roughly 50 m shallower in post El Niño than during pre El Niño cruises. The consideration of the 25 °C isotherm which coincides with the top of the thermocline and of the 20 °C isotherm which coincides with the center of the thermocline leads to a qualitative description of zonal superficial currents. From the equator to 5° latitude, the poleward slope is negative in the south, equal to zero in the north; consequently, a rest of the westward Equatorial Current remains in the southern hemisphere. From 5° to 10° latitude, the poleward slope is positive and consequently the North and the South Equatorial Countercurrent occur. Out of 10° latitude, the poleward slope of 20 °C and 25 °C isotherm is negative in the north, whereas in the south the 25 °C slope is positive poleward and the 20 °C one negative. Consequently, the North Equatorial Current occurs in the northern hemisphere but in the southern one, the South Equatorial Current is only noticed by the 20 °C slope.

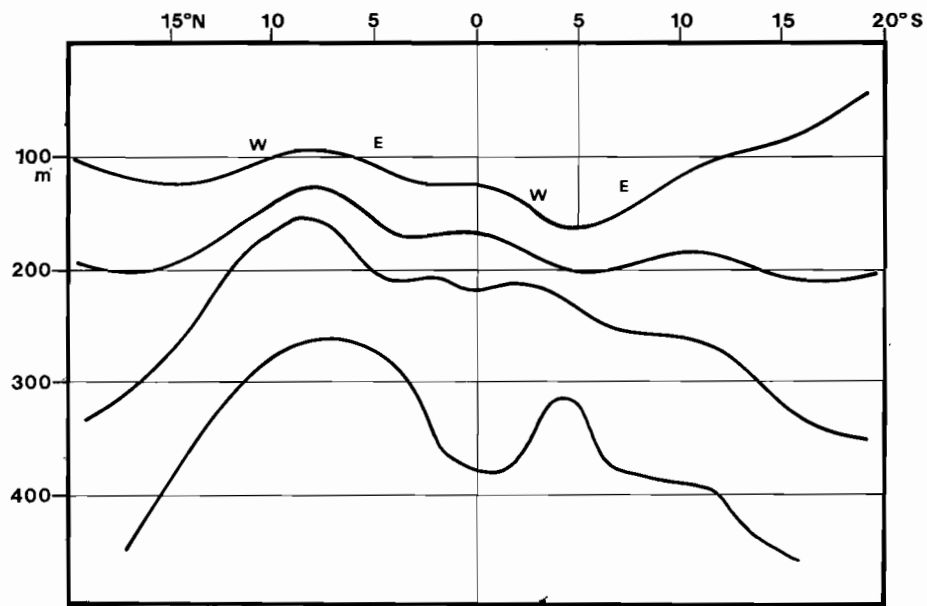


FIG. 5. - Experimental thermal structure and zonal circulation during post El Niño period.  
*Structure thermique observée et circulation zonale en période de post-El Niño.*

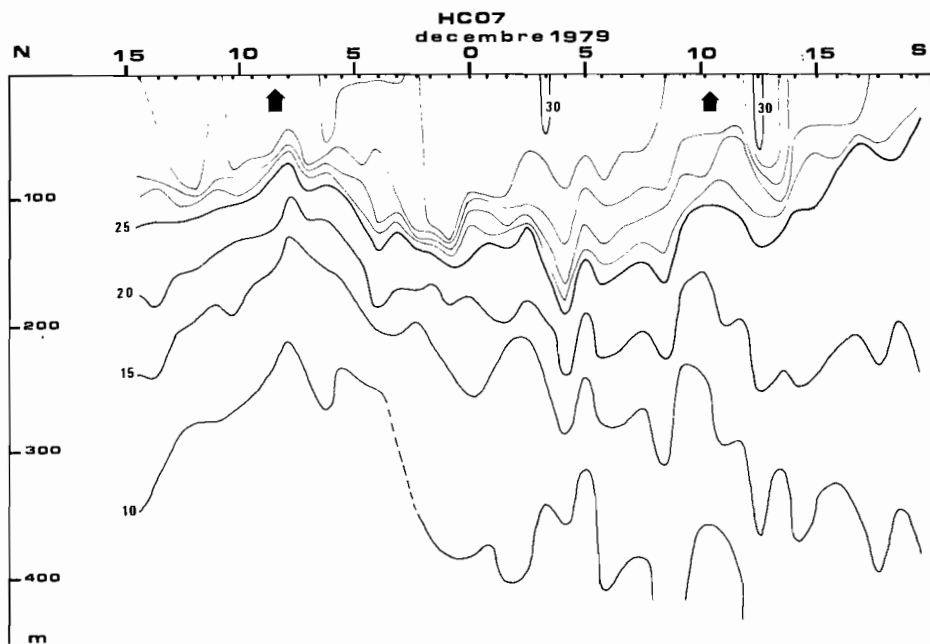


FIG. 6. - Thermal structure between Nouméa and Japan in December 1979. Ekman pumping is marked by vertical arrows.  
*Structure thermique entre Nouméa et le Japon en décembre 1979. Le pompage d'Ekman est indiqué par des flèches verticales.*

## DISCUSSION

Several features may be pointed out from this study:

(1) Between  $10^{\circ}$  N and  $20^{\circ}$  S, the thermal structure is homogeneous during each phase. For example, during pre El Nino period, the 1967-68 isotherms and the 1975 ones are very close; during El Nino itself, the 1972 and the 1976 thermal structure are similar; during post El Nino period, the same features are observed for the 1965-66 isotherms and the 1979-80 ones.

(2) The isotherms from post El Nino data are 50 meters shallower than the ones from pre El Nino data. WYRTKI (1979b) estimated the change between 50 and 80 m in 1972-73. The influence of the seasonal variations have been eliminated since the averages used include data from opposite seasons. In the other hand, WYRTKI *et al.* (1981) have showed that, according to the SHUTTLE EXPERIMENT data, in low latitude area, the seasonal variations of isotherm depth are usually weaker than the interannual ones.

(3) There is a good agreement between the thermal profile deduced from the wind field (fig. 2) and the experimental realisation (fig. 3, 4 and 5), mostly by consideration of the  $25^{\circ}$  C isotherm. DONGUY *et al.* (1982) have found in post El Nino period, some evidence of symmetrical Ekman pumping each side of the equator. This feature does not appear in the thermal profiles considered. However, in some cases as in December 1979, Ekman pumping occurring at  $10^{\circ}$  N and  $10^{\circ}$  S induces exceptionnal thermal symmetry (fig. 6).

In the other hand, the influence of the Ekman pumping on the intensity of the tropical ridges may be considered. As already pointed out by MEYERS *et al.* (1981), the strength of the North and South Equatorial Countercurrent is monitored by the meridional slope of the  $20^{\circ}$  C isotherm between trough and ridge, or their depth difference  $\Delta D$ , from 25 Noumea-Japan sections (1979-1980). The vertical displacement due to Ekman pumping (DONGUY *et al.*, 1982) at the northern and southern thermocline ridge ( $10^{\circ}$  N- $10^{\circ}$  S) is compared to  $\Delta D$  (fig. 7). No correlation can be found. However,

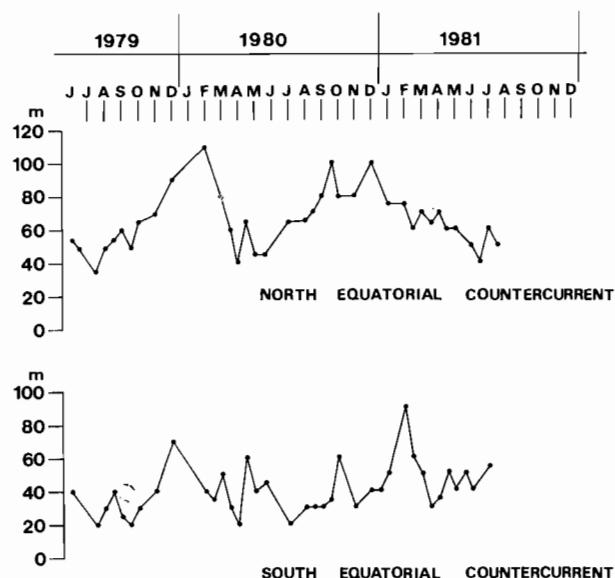


FIG. 7. — Depth difference  $\Delta D$  between trough and ridge of the  $20^{\circ}$  C isotherm for the North Equatorial Countercurrent and for the South Equatorial Countercurrent.

*Ecart  $\Delta D$  entre les profondeurs maximales et minimales de l'isotherme  $20^{\circ}$  C; en haut Contre-courant Equatorial nord; en bas, Contre-courant Equatorial sud.*

rough seasonal  $\Delta D$  variations may be suspected with maximum in northern winter, as already stated by WYRTKI (1974) and MEYERS *et al.* (1982).

## CONCLUSION

The models of thermal structure and of equatorial circulation induced by wind field are usually in good agreement with the experimental realisations. Consequently, wind field induces not only the heat content state but the way of dispersion of this heat content into Pacific Ocean. The monitoring of the Pacific by ship-of opportunity gives a good idea of the heat content state and of the equatorial current system. However we need more complete and more accurate wind measurement to establish reliable relations between ocean and atmosphere.

*Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.  
le 7 décembre 1982*

## REFERENCES

- DONGUY (J. R.) and HENIN (C.), 1981. - - Two types of hydroclimatic conditions in the south Western Pacific. *Oceanol. Acta*, 4 : 57-62.
- DONGUY (J. R.), HENIN (C.), MORLIÈRE (A.) and REBERT (J. P.), 1982. - - Thermal changes in the Western Tropical Pacific in relation to the wind field. *Deep-Sea Res.*, 29 (7A) : 869-882.
- MERLE (J.), ROTSCHI (H.) and VOITURIEZ (B.), 1969. — Zonal circulation in the tropical western south Pacific. In "Perspectives in Fisheries Oceanography", *Jap. Soc. Fish. Oceanogr.*, Special no. : 91-98.
- MEYERS (G.), MC LAIN (D.) and DONGUY (J. R.), 1981. — Variation of the Pacific North Equatorial Countercurrent observed by ships-of-opportunity. In "Recent Progress in Equatorial Oceanography", Nova University Ocean Sciences Center, Dania, Florida : 167-178.
- MEYERS (G.), WHITE (W.) and HASUNUMA (K.), 1982. — Annual variation in baroclinic structure of the north-western tropical Pacific. *Océanogr. Trop.*, 17 (1) : 59-69.
- PAZAN (S.) and MEYERS (G.), 1982. — Interannual fluctuations of the tropical Pacific wind field and the southern oscillation. *Mon. Weather Rev.*, 110 : 587-600.
- RASMUSSEN (E. M.) and CARPENTER (T. H.), 1982. - - Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino. *Mon. Weather Rev.*, 110 : 354-384.
- ROTSCHI (H.), HISARD (P.) et JARRIGE (F.), 1972. - - Les eaux du Pacifique occidental à 170° E entre 20° S et 4° N. *Trav. Doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 19.
- WYRTKI (K.), 1974. - - Equatorial currents in the Pacific 1950 to 1970 and their relations to the trade winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 4 (3) : 372-380.
- WYRTKI (K.), 1979a. — The response of sea level topography to the 1976 El Nino. *J. Phys. Oceanogr.*, 9 : 1223-1231.
- WYRTKI (K.), 1979b. - - Sea level variations : monitoring the breath of the Pacific. *EOS*, vol. 60 : 25-27.
- WYRTKI (K.), KENDALL (R.), 1967. — Transports of the Pacific Equatorial Countercurrent. *J. Geophys. Res.*, 72 (8) : 2073-2076.
- WYRTKI (K.), FIRING (E.), HALPERN (D.), KNOX (R.), MCNALLY (G. J.), PATZERT (W. C.), STROUP (E. D.), TAFT (B. A.) and WILLIAM (R.), 1981. - - The Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment. *Science*, 211 (2) : 22-28.



## A Thermal Interpretation of a Change in Equatorial Western Pacific Circulation

Equatorial current measurements are very rare in the western Pacific Ocean, and nearly all the existing data were recorded by the Centre ORSTOM de Nouméa in 1967-68 (Magnier *et al.*, 1973), 1971, and 1979. On most occasions, the cross-equatorial meridional section of zonal current showed the Equatorial Undercurrent (EUC) to consist of two superimposed cells. Three times, an unexpected current distribution was found. During the April 1967 CYCLONE 3 cruise (Hisard *et al.*, 1970) along 170°E, eastward flow from the surface to 100 m appeared above a westward current after eight days of westerly wind; the EUC occurred below 200 m (Figure 1). During the January 1971 FOC 1 cruise, which occurred ten days after an approximately 35-day period of westerly winds typical of this time of year (Colin *et al.*, 1973), eastward surface flow was measured above a westward current at 100 m and an EUC between 150 and 300 m. Again in February 1979, a similar current structure was observed at 166°E during the monsoon westerly wind season (Jarrige and Rual, 1981).

The system of equatorial, upper ocean, zonal currents in the western Pacific is typically associated with a characteristic vertical distribution of the isotherms above 15°C. Surface westward drift produces upwelling of the upper isotherms, while a spreading of the 15-25°C isotherms occurs within the eastward EUC (Figure 2A). When the surface current is eastward (as shown in Figure 1), the vertical pattern of the isotherms is suggested in Figure 2B. The surface eastward current caused by the westerly wind is strongly convergent at the equator, inducing a downwelling of the upper isotherms. The subsurface divergent westward flow is associated with upwelling of the lower isotherms. On each side of the equator at 3-5° latitude, the lifting of the upper isotherms generated by Ekman pumping (Donguy *et al.*, 1982) causes a reversal of the north-south slope of the isotherms and, consequently, a westward flowing surface geostrophic current. At the equator, the spreading of the lower isotherms between 15 and 20°C corresponds to the core region of the EUC.

While the equatorial current pattern shown in Figure 1 has been observed several times during the westerly monsoon wind season in the western Pacific, the associated thermal patterns recorded in April 1967 (Figure 3), January 1971, and February 1979 each differed slightly from the schematic description of Figure 2B. This is probably due to the lack of a permanent westerly wind regime. In April 1967 the westerly wind had been blowing for only eight days. In January 1971 the westerlies prevailed for about one month, but disappeared two weeks before the measurements were made, and in February 1979 northerly winds blew during the measurement period. After the westerly wind speed drops, or the prevailing wind direction is no longer toward

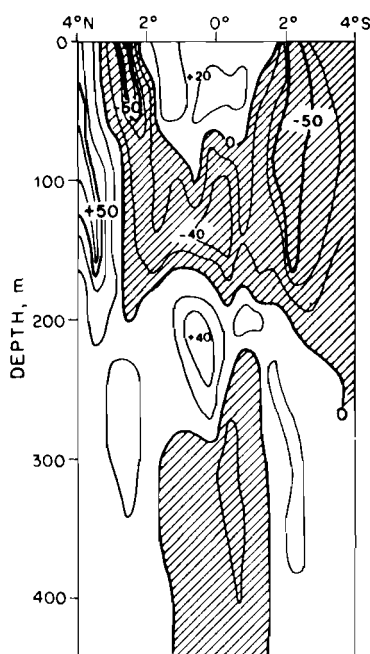


FIGURE 1 (Donguy *et al.*)  
Vertical distribution of zonal (positive direction eastward) currents ( $\text{cm s}^{-1}$ ) relative to 500 m depth along 170°E in April 1967. Shaded region corresponds to westward currents.

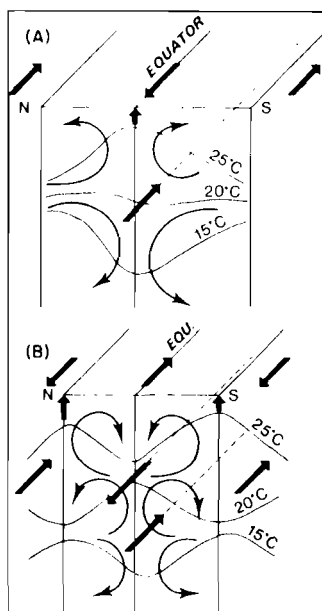


FIGURE 2 (Donguy *et al.*)  
Schematic pattern of isotherms and currents along an equatorial meridional section for (A) surface westward current and (B) surface eastward current.

the east, the current pattern on the equator may persist, but in the absence of Ekman pumping the meridional structure of the thermal field will change.

Since the 1979 beginning of the France-United States XBT ship-of-opportunity program, the thermal pattern illustrated by Figure 2B has been observed near the equator around 160°E in two unusual circumstances. A shrinking, or contraction, of the depth interval between the 15 and 20°C isotherms and a spreading of the 20-25°C isotherms occurred in September 1980 and from September to De-

ember 1982 (Figure 4). Westerly winds prevailed during both times; from September to December 1982 the zonal slope of the isotherms along the equator was reduced west of 160°W (Meyers and Donguy, 1983) and was connected with the severe changes in the equatorial circulation in the central (Firing and Lukas, 1983) and eastern Pacific (Halpern, 1983). From September to December 1982 westerlies and associated low surface salinities due to the equatorial convergence occurred on the equator as far east as 160°W; also, the wind field possibly generated Ekman pumping. Consequently, one may speculate that between September and December 1982 a current pattern such as the one shown in Figure 1 occurred in the western Pacific.

Of the thirteen current measurement sections made between 150 and 170°E since 1967 by the Centre ORSTOM de Nouméa, only three sections provide data showing the response of the western equatorial Pacific thermal and flow fields to a relaxation of the trade winds. At the equator the vertical distribution of the zonal current of these three sections exhibits a westward subsurface current between two eastward currents. The typical isotherm distribution produced by the westerly wind suggests a three-layered system, particularly during the recent 1982-83 warm event. Whether this isotherm pattern is connected to the observed current system is not clear. In fact, for the three cases studied, the westward current occurred mainly in the quasi-homogeneous surface layer (Figures 1 and 3), suggesting that the westward flow is a remnant of the surface circulation previously set up by the normal trade winds.

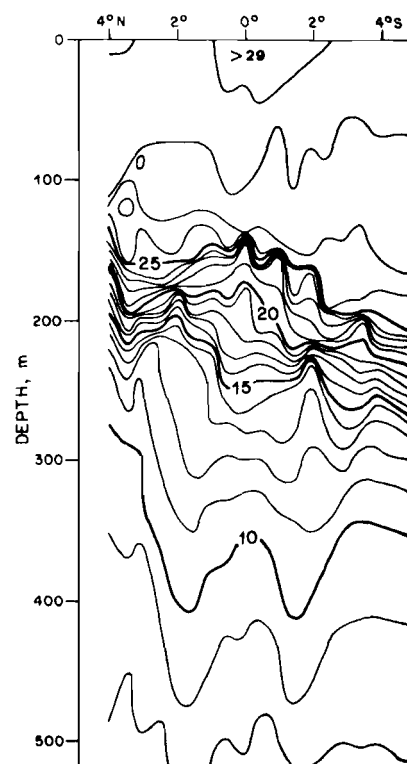


FIGURE 3 (Donguy *et al.*)  
Equatorial temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) structure along 170°E

The reversal of the zonal slope of the sea surface (or thermocline) along the equator, which is associated with eastward winds, might be favorable to the development of a divergent westward undercurrent, although this response has not been simulated by several models (Cane, 1980). However, the dynamics of the deeper eastward undercurrent becomes questionable if the zonal pressure gradient produced by the sea surface slope is considered to be the main driving force. An inconsistent feature of this hypothesis is that during the three periods when the wind pattern was anomalous,

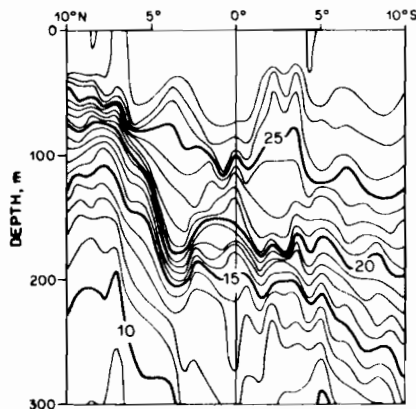


FIGURE 4 (Donguy et al.)  
Equatorial temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) structure along  $160^{\circ}\text{E}$  in October-November 1982.

the eastward undercurrent core had the same velocity ( $40\text{--}70\text{ cm s}^{-1}$ ) as during normal conditions. The central Pacific flow field observed by Firing and Lukas (1983) in October 1982 was very different because of the large decrease of the undercurrent velocity.

A reversal or relaxation of the trade winds could be connected with the development of an eastward inertial current, which is consistent with the north-south narrowness of the observed current. However, then the questions arise, why the eastward current does not occupy the whole surface layer and how a westward current can be driven in the upper thermocline. A westward current could be maintained by lateral transfer of momentum if the winds were westward in the equatorial area except for a narrow strip of eastward winds on the equator; but the observed wind pattern did not resemble this situation.

The water moving westward at the bottom of the surface layer in the western Pacific could have originated from upwelling in the central equatorial Pacific. This slightly cooler and more saline water would be heavier than the surface water in the western Pacific, and consequently, could sink slowly along the top of the thermocline. In this case, the westward motion would be maintained by the conservation of potential and kinetic energy. This explanation is also not quite satisfactory because, unless such a water mass is maintained along the equator by meridional pressure gradients, a westward inertial current at the equator is definitely unstable.

In summary, the relationship between thermal structure and current pattern is not yet obvious. Continuous measurements of moored currents in the western equatorial Pacific would provide significant support for the solution of this problem.

## References

- Anonymous (1980) Resultats des croisières équatoriales faites par le Centre ORSTOM de Nouméa. Rapport Scientifique et Technique No. 13, Centre ORSTOM de Nouméa, Nouméa, 80 pp.
- Cane, M. (1980) On the dynamics of equatorial currents, with application to the Indian Ocean. *Deep Sea Research*, 27, 525-544.
- Colin, C., F. Jarrige, F. Rougerie, and P. Rual (1973) Equatorial current systems north of New Guinea. In: *Kuroshio*, 3, *Proceedings of the Third CSK Symposium*, Bangkok, 1972, 150-160.
- Donguy, J. R., C. Henin, A. Morliere, and J. P. Rebert (1982) Thermal changes in the western tropical Pacific in relation to the wind field. *Deep Sea Research*, 29, 869-882.
- Firing, E. and R. Lukas (1983) El Niño at the equator and  $159^{\circ}\text{W}$ . *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 21, 9-11.
- Halpern, D. (1983) Variability of the Cromwell Current at  $110^{\circ}\text{W}$  before and during the 1982-83 warm event. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 21, 31-34.
- Hisard, P., J. Merle, and B. Voituriez (1970) The Equatorial Undercurrent at  $170^{\circ}\text{E}$  in March and April 1967. *Journal of Marine Research*, 28, 281-303.
- Jarrige, F. and P. Rual (1981) Measurements in the Equatorial Current of the Atlantic and Pacific Oceans. In: *Recent Progress in Equatorial Oceanography: A Report of the Final Meeting of SCOR Working Group 47 in Venice, Italy*, J. P. McCreary, Jr., D. W. Moore, and J. M. Witte, editors, Nova University/N. Y. I. T. Press, Dania, FL, 111-120.
- Magnier, Y., H. Rotschi, P. Rual, and C. Colin (1973) Equatorial circulation in the western Pacific. *Progress in Oceanography*, 6, 29-40.
- Meyers, G. and J. R. Donguy (1983) Zonal topography of the equatorial thermocline during El Niño, 1982. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 21, 8-9.

Jean-Rene Donguy  
Gérard Eldin  
Alain Morliere  
Jean-Paul Rebert  
Groupe SURTROPAC  
ORSTOM  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia

Gary Meyers  
CSIRO Division of Oceanography  
GPO Box 1538  
Hobart, Tasmania 7001  
Australia



### 3. Thermal variations on the Equator in the eastern Pacific

J.R. Donguy and A. Dessier

*Groupe SURTROPAC, Centre ORSTOM de Nouméa, New Caledonia*

Intergovernmental Oceanographic Commission.

Technical Series n° 24 - Time series of ocean measurements -

Vol. 1, p. 19-20 - UNESCO 1983 -

Since 1974, the Centre ORSTOM de Noumea has operated a surface temperature and salinity survey along the shipping route between Tahiti and Panama. Due to an agreement between France and the United States, this experiment was supplemented in 1979 by an expendable bathythermograph (XBT) survey recording subsurface (0-475 m) temperatures. Some results have already been published (Donguy and Hénin, 1980; 1981).

The equatorial area between Tahiti and Panama is most sensitive to climatic influences. It is subject to seasonal variations connected with the wind field and also to low-frequency variations connected with the Southern Oscillation and El Niño. The equatorial area under consideration here lies between longitudes 90° and 100°W and latitude 2°N and 2°S. Subsurface temperature from XBTs has been averaged by month in this area for the years 1980, 1981 and 1982 (see Fig. 3.1).

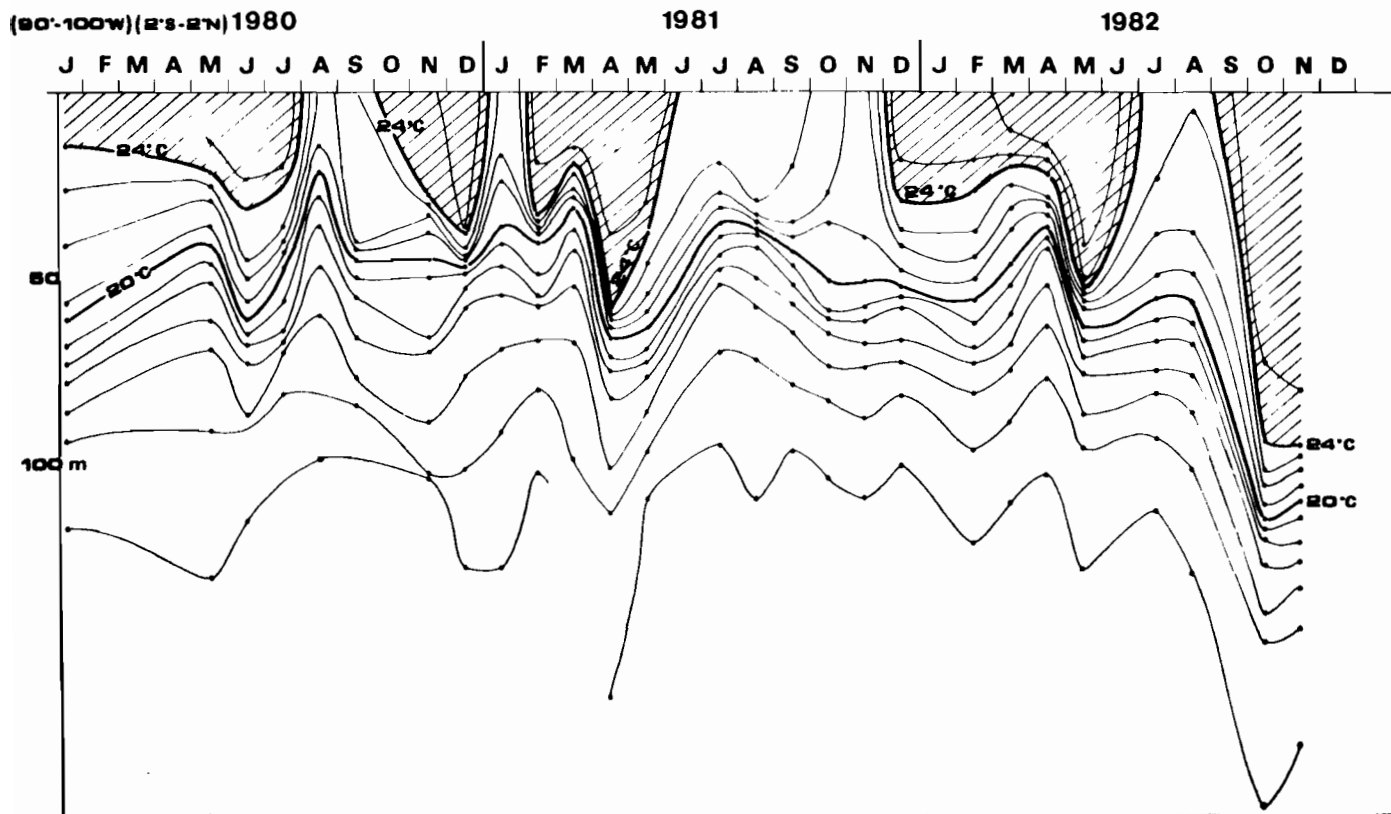
Up to August 1982, seasonal variations may be defined. During the first part of the year the temperature is more than 24°C from the surface to at

least 20 meters depth and at most 50 meters depth. This warm season lasted from January to July in 1980, from February to June in 1981 and from December 1981 to July 1982, and is due to the absence of, or to the decrease in, the equatorial upwelling. The change in intensity of equatorial upwelling may be connected to the wind speed; usually, during the first part of the year the wind speed is less than 10 knots (Donguy and Hénin, 1980).

Conversely, the cold season usually occurs during the second part of the year and is probably due to stronger equatorial upwelling induced by a wind speed of more than 10 knots. However, in recent years, a well-defined cold season appeared only in 1981, from July to December. In 1980, warm water with temperatures of more than 24°C occurred between October and December; and in 1982, starting in September, a strong warm anomaly of the El Niño type appeared.

In September 1982, the warm water (> 24°C) extended from the surface to a depth of 100 m.

**Figure 3.1** Eastern Pacific equatorial surface layer temperature (°C), January 1980-November 1982.



Winds recorded simultaneously with the XBT measurements on the equator were from the South and consequently could not sustain equatorial upwelling. This warm anomaly resembles a major El Niño, such as the one in 1972. However, it is out of phase relative to the usual El Niño which starts, as is implied by the name, at Christmas-time.

### References

DONGUY, J.R. and HÉNIN, C. 1980. Surface condi-

tions in the eastern equatorial Pacific related to the inter-tropical convergence zone of the winds. *Deep Sea Res.*, No. 27A, pp. 693-714.

DONGUY, J.R. and HÉNIN, C. 1981. An expendable bathythermograph and sea-surface temperature experiment in the eastern and western Pacific. *Proceedings of the Meeting on Time series of Ocean Measurements (Tokyo, 11-15 May, 1981)*, WCP No. 21, pp. 123-33.



## El Niño-Like Events Observed in the Tropical Pacific

JEAN-RENÉ DONGUY AND ALAIN DESSIER

Groupes SURTROPAC, Centre ORSTOM de Nouméa, B.P. A5 NOUMEA, New Caledonia

17 December 1982 and 22 July 1983

### ABSTRACT

The data provided by ships of opportunity operated by SURTROPAC Group (Centre ORSTOM de Nouméa) are used to study surface temperature and salinity. In 1979 and 1982, negative anomalies of salinity occurred in the equatorial western Pacific. These are usually induced by El Niño events, although no El Niño was noticed in the eastern Pacific during the beginning of the year. However, along the Tahiti-Panama shipping route, the warm season in 1979 and 1982 lasted longer than usual. Empirical orthogonal analysis applied to the surface temperature along shipping routes in the eastern and central Pacific reveal other events with the same signature as the 1976 El Niño. A weak event occurred in 1979 and we can also see the beginning of the 1982 major event. Eastern, central and western anomalies are significantly correlated.

### 1. Introduction

Some major changes occurred in the surface properties of the western Pacific in 1972 and 1976. These phenomena have been induced by the strong 1972 and the moderate 1976 El Niño events. An El Niño-like change was observed again in the western equatorial Pacific in 1979-80 (Donguy *et al.*, 1982). However, in 1979, no El Niño was noticed in the eastern Pacific.

### 2. Salinity in the western Pacific

In the western Pacific, anomalies of surface salinity are the main consequences of El Niño events. Usually, a pre El Niño period is characterized in the equatorial area by high salinities (Donguy and Hénin, 1978a) due to a combination of upwelling, westward advection and evaporation. Conversely, a post El Niño period is characterized by low salinity due to the absence of upwelling, eastward advection and rainfall. From 1974 to 1982, along the shipping route between New Caledonia and Japan, there is a succession of positive and negative salinity anomalies (Fig. 1): negative in 1976-77 (post 1976 El Niño); positive in 1978-79 (pre El Niño); negative in 1979-80 (post El Niño?); positive in 1981 (pre El Niño) and negative again in 1982. In this sequence, in addition to the 1976 El Niño, El Niño-like phenomena appear in 1979 and 1982, although El Niño was not noticed at the usual date in the eastern Pacific. However, in August 1982 a major El Niño began.

### 3. Temperature in the eastern Pacific

Surface temperature and salinity are gathered along the shipping route Tahiti-Panama that crosses the

equator at approximately 100°W. Monthly temperatures by degree of latitude from 1974 to 1982 have been plotted (Fig. 2). The 0-1°S surface temperature was above 26°C during 2 months in 1975, 4 months in 1976, 2 months in 1977, 1 month in 1978, 4 months in 1979, 2 months in 1980, 1 month in 1981 and 4 months in 1982. Consequently, it is interesting that in 1979 and 1982 the warm season lasted the same time as in 1976 which was an El Niño year. However, other evidence of these events in the eastern Pacific is necessary.

Empirical orthogonal analysis has been applied to the monthly surface data. After extraction of the seasonal variations, the empirical orthogonal analysis of the surface temperature from 1974 to 1982 points out interesting features. The first eigenvector representing 48% of the total variance is positive and maximum in the equatorial area (Fig. 3). The associated time function shows alternation of cold (1975, 1978, 1981) and warm periods (1976, 1979-80, 1982). One of the warm periods was a result of the 1976 El Niño and was preceded by a cold period lasting more than one year and starting before the beginning of the observations. The 1979-80 warm period was preceded by the 1978 cold period lasting one year, and the 1982 one by the 1981 cold period also lasting one year. Consequently, the 1979 and 1982 events may be compared to the 1976 El Niño. They exhibit the same signature of a warm period preceded by a cold period, but the 1979 and 1982 events have only one year of preparation instead of several years as for the 1976 El Niño. Thus, it appears that the 1979-80 event may be considered similar to the 1976 one and consequently as a very weak El Niño in the eastern Pacific. The 1982 event is not complete in this data set, and later grew into a major El Niño.

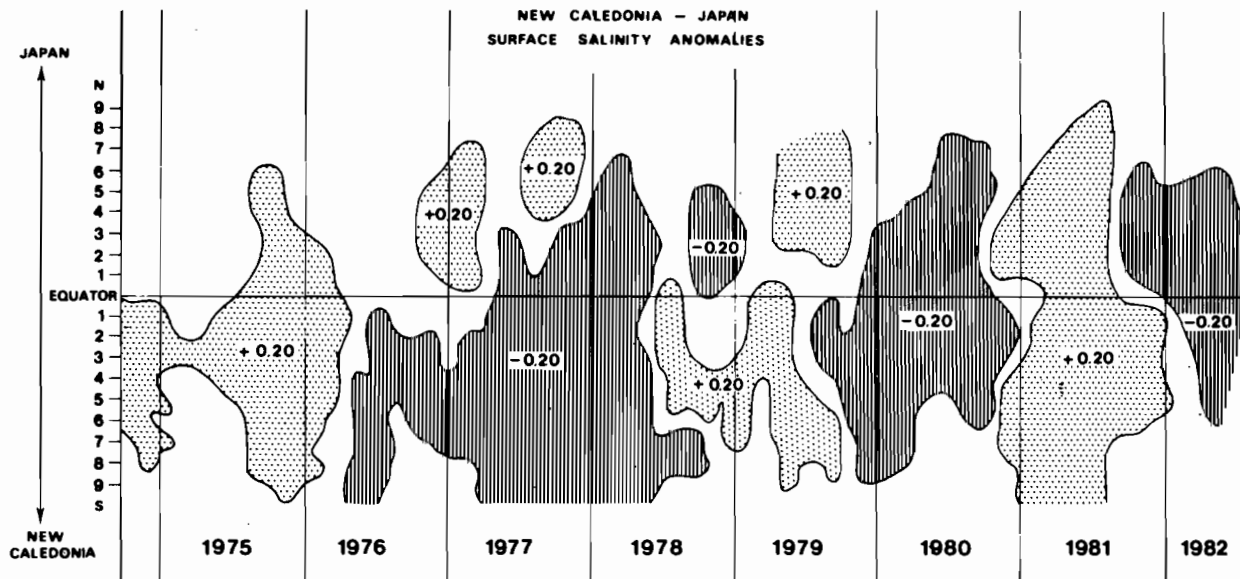


FIG. 1. Equatorial anomalies of the sea surface salinity 1975-82 along the shipping route New Caledonia-Japan.

#### 4. Temperature in the central Pacific

Surface temperature and salinity have been also gathered in the central Pacific between Fiji and Honolulu along a shipping route crossing the equator at approximately  $170^{\circ}\text{W}$ . Empirical orthogonal analysis has been applied to the 1975-82 monthly temperature data, after extraction of the seasonal variations. Reliable features appear. The first eigenvector representing 56% of the total variance is positive, as in the eastern Pacific and is maximum in the equatorial area (Fig. 4). Although not as clear as in eastern Pacific, the associated time function shows alternating cold and warm periods which may be connected to the same ones observed in the eastern Pacific. The signature of the 1976 El Niño is a strong feature; the

signature of the 1979-80 and 1981-82 are weak but noticeable.

The lag correlations between the eastern temperature monthly anomalies and the central temperature monthly anomalies have been computed (Fig. 5). With the hypothesis of a normal distribution of data, a confidence interval taking into account the temporal persistence of the anomalies has been defined (Sciremammano, 1979). The first temperature function in the central Pacific (series B) is compared to the first temperature function in the eastern Pacific (series A). The series A is shifted relatively to the series B from 0 lag to a maximum of 75 months lag. The most significant (at 95% confidence level) positive correlation (0.5) exists for 0 lag, signifying that there is approximately no lag time between the occurrence

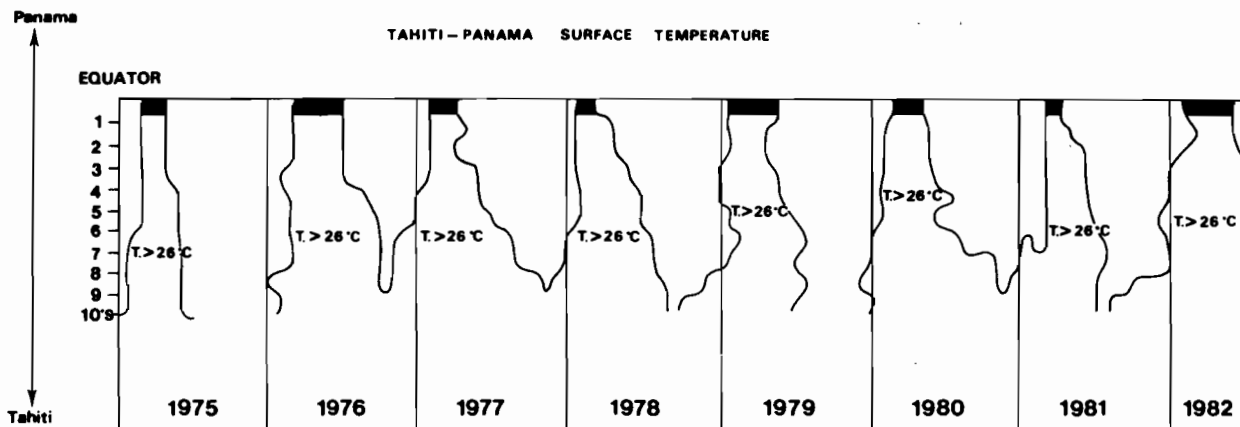


FIG. 2. Warm season at  $1^{\circ}\text{S}$  with surface temperature more than  $26^{\circ}\text{C}$  along the shipping route Tahiti-Panama.

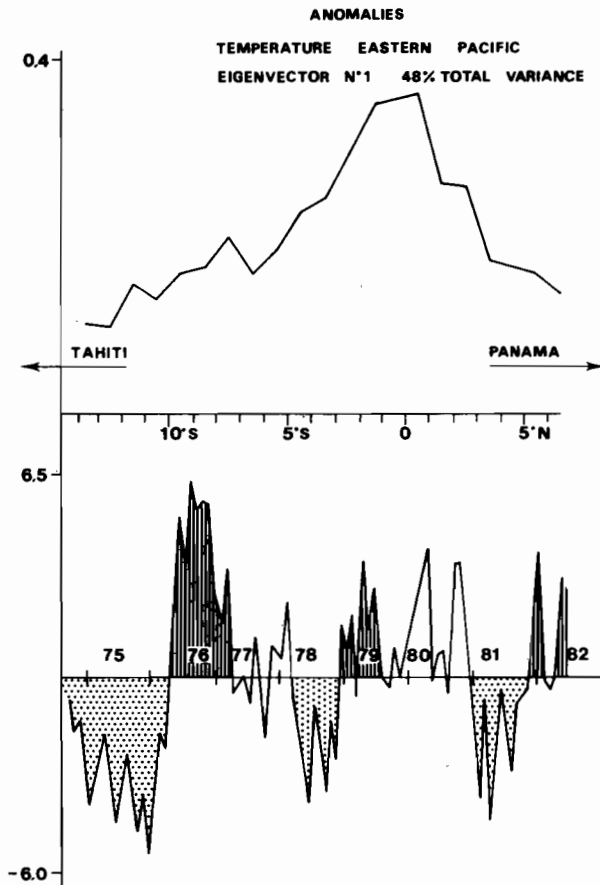


FIG. 3. Eigenvector 1 and associated time function from empirical orthogonal analysis of the surface temperatures along the shipping route Tahiti-Panama.

of surface events at 100 and at 170°W. However, Rasmusson and Carpenter (1982) found 2-3 months lag for signal transmission between these two longitudes. This discrepancy may be due to the different data used: 1974-82 only in this case, 1921-38 and 1946-76 by Rasmusson and Carpenter (1982). Significant negative correlation (at 95% confidence level) appear again for one year lag and positive one (at 90% confidence level) for almost three years lag. This regularly spaced alternation of positive and negative correlations is due to the alternation of cold and warm periods lasting almost one year.

**5. Western consequences**

West of 180°, the reliable parameter is not surface temperature, but surface salinity since equatorial surface temperature is too uniform in this area. Conversely, salinity is a good index of the climatic conditions. Empirical orthogonal analysis has been applied to the salinity data along the shipping route between New Caledonia and Japan from 1974 to 1982, after extraction of seasonal variations. The first

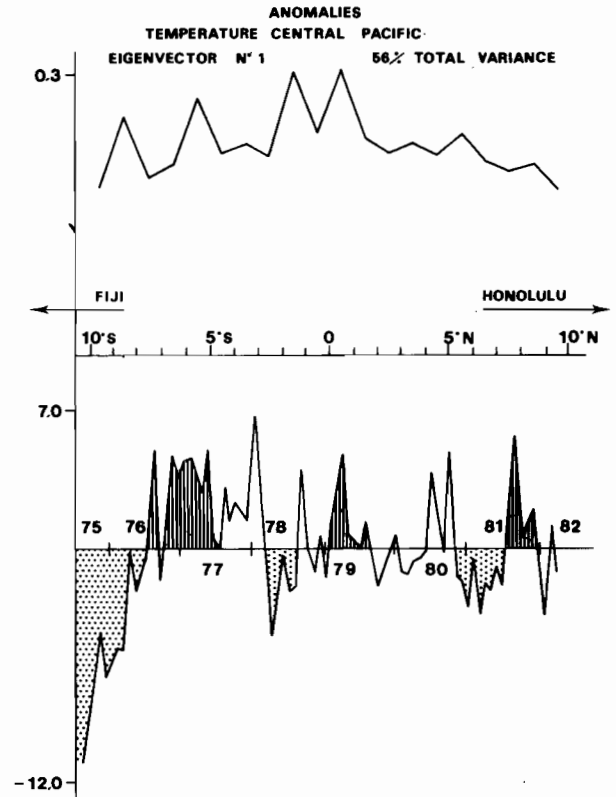


FIG. 4. As in Fig. 3 except for the shipping route Fiji-Honolulu.

eigenvector (i.e., surface salinity anomalies) appears positive and represents 57% of the total variance (Fig. 6). The maximum variation occurs between the equator and 5°S. The time variation shows alternation of positive and negative salinity anomalies as in Fig. 1: positive anomalies in 1975-76, 1978-79 and 1981; negative ones in 1977-78, in 1980 and in 1982. As also pointed out by Donguy and Hélin (1978b), an approximate six months lag exists between the ap-

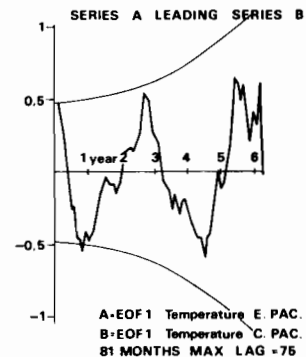


FIG. 5. Correlation between eigenvector 1 from eastern surface temperature (Tahiti-Panama) and eigenvector 1 from central surface temperatures (Fiji-Honolulu). Thin symmetrical lines define the confidence interval at 95%.

pearance of El Niño and the occurrence of low salinities in western equatorial area and may be interpreted as a rainfall change due to an unusual location of the intertropical convergence zone of the wind. On the other hand, empirical orthogonal analysis applied to the western surface temperature does not provide coherent results. However, Weare (1982) finds west of 180° longitude a cold anomaly of 0.5°C during El Niño but this anomaly is very close to the instrumental error of the present experiment.

A correlation between the eastern temperature monthly anomalies and the western salinity monthly anomalies has been found. The first salinity function in the western Pacific (series B) is compared to the first temperature function in the eastern Pacific (series A). Series A is shifted relatively to the series B from 0 lag to a maximum of 80 months lag (Fig. 7). Significant negative correlation (at 90% confidence level) exists for a lag between 0 and one year. A six months lag would be expected (Donguy and Hénin, 1978b) between the eastern event described by temperature anomalies and the western event described by salinity anomalies. Significant positive correlation (at 90% confidence level) appears again for 2 and 5 years.

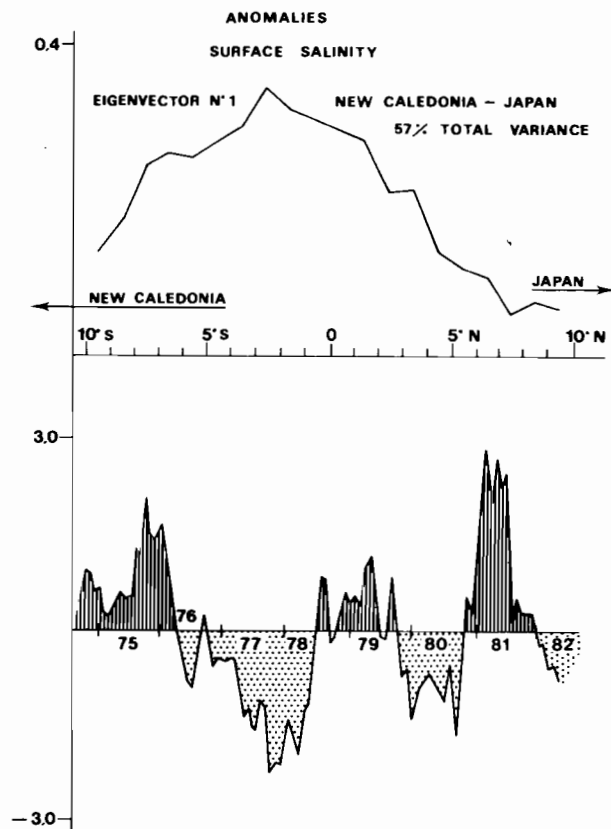


FIG. 6. Eigenvector 1 and associated time function from empirical orthogonal analysis of the surface salinities along the shipping route New Caledonia-Japan.

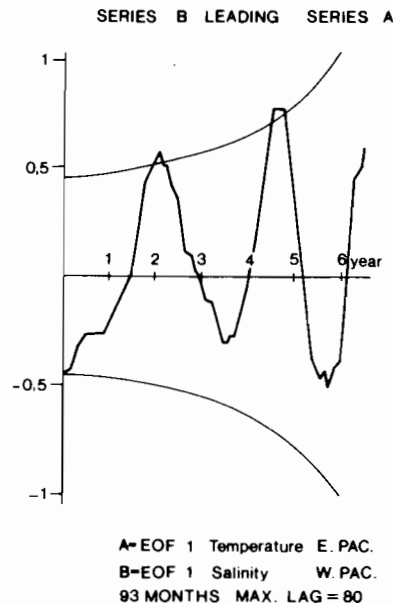


FIG. 7. Correlation between eigenvector 1 from eastern surface temperature (Tahiti-Panama) and eigenvector 1 from western surface salinities (New Caledonia-Japan). Thin symmetrical lines define the confidence interval at 90%.

These features result from the alternation of opposite anomalies in the eastern temperature and in the western salinity lasting almost one year.

## 6. Conclusion

The appearance in the western Pacific of an El Niño-like phenomenon in 1979 is not an isolated event. Its western expression (unusually low salinities) is particularly obvious. However, it was also noticed in the eastern Pacific but its signature was weaker than in the western Pacific. Moreover, its influence may be also noticed in the central Pacific. Eastern, central and western anomalies are significantly correlated.

## REFERENCES

- Donguy, J. R., and C. Hénin, 1978a: Surface salinity fluctuations between 1956 and 1973. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 1132-1134.
- , and —, 1978b: Hydroclimatic anomalies in the South Pacific. *Oceanol. Acta*, **1**, 25-30.
- , —, A. Morlière, J. P. Rébert and G. Meyers, 1982: Appearances in the Western Pacific of phenomena induced by El Niño in 1979-80. *Trop. Ocean-Atmos. Newsletter* No. 10, JISAO, University of Washington, Seattle. (Unpublished manuscript).
- Rasmusson, E. M., and 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.
- Sciremammano, F., 1979: A suggestion for the presentation of correlations and their significance levels. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 1273-1276.
- Weare, B. C., 1982: El Niño and tropical Pacific Ocean surface temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 17-27.



## Wind and thermal conditions along the equatorial Pacific

by Jean-René Donguy,<sup>1</sup> Alain Dessier,<sup>1</sup> Gérard Eldin,<sup>1</sup>  
Alain Morliere<sup>1</sup> and Gary Meyers<sup>2</sup>

### ABSTRACT

Variability in heat storage of the equatorial Pacific Ocean during El Niño Southern Oscillation episodes is analyzed from subsurface temperature observations in order to show how the patterns of heat content are related to changes in the Walker Circulation. Large-scale zonal gradients in depth of the thermocline (and dynamic height) are largely in equilibrium with local zonal wind stress. Depth of the thermocline is positively correlated with mixed layer heat content and sea-surface temperature in the central Pacific during a minor El Niño/Southern Oscillation episode in 1969, indicating that the oceanic dynamic response to wind forcing as well as thermodynamic response to surface heat fluxes influence local heat storage. The distribution of heat in the mixed layer along the equator has distinctive patterns associated with pre-El Niño and mature El Niño stages. Heat is accumulated in the western Pacific during the first stage and in the central Pacific during the second. The shift in pattern is associated with a change in direction of zonal wind stress in the western Pacific. Rainfall observations show that the ascending branch of the Walker cell is always located over the region where heat is accumulated in the ocean. These observations are incorporated into a hypothetical model of the mechanism by which the equatorial ocean and atmosphere become locked into an anomalous pattern during El Niño periods.

### 1. Introduction

Several processes are important in controlling interannual hydroclimatic conditions along the equator. On the one hand, the zonal pressure gradient is related to the zonal wind stress. The two may be in equilibrium for sufficiently slow wind variations (Lemasson and Piton, 1968; Katz *et al.*, 1977; Halpern, 1980), or the variable wind may force transients in baroclinic structure (Meyers, 1979). In either case variability is controlled by adiabatic processes largely associated with change in depth of the thermocline. On the other hand, heat content in the equatorial area may be related to heat fluxes through the sea surface (Weare *et al.*, 1981; Weare, 1983), as well as wind-forced upwelling. Descriptive studies of the heat content have demonstrated the existence of large, coherent signals (Merle, 1980a,b; Hénin and Donguy, 1980), largely related to change in depth of thermocline. These studies did not attempt to

1. Groupe SURTROPAC, Centre ORSTOM de Nouméa, B.P. A5 Nouméa, New Caledonia.

2. Scripps Institution of Oceanography, University of California at San Diego, LaJolla, California, 92037, U.S.A.

Table 1.

Cruise	Date	Longitude	$\gamma$	$T_x$
<i>Equapac</i> **	Aug–Oct	1956 140°E–170°E	+2,3 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-4,2 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Equapac</i> **	Aug–Sept	1956 135°W–175°W	+5,0 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-10,0 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Igy</i> **	Jan–Feb	1958 147°E–157°E	-3,6 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-4,1 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
Composite <sup>(1)</sup>				
Cruise**	Sept–Dec	1961 140°W–176°W	+7,4 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-5,4 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Alize</i> *	Nov–Dec	1964 100°W–140°W	+6,0 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-3,4 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Alize</i> *	Feb–March	1965 145°W–161°E	+4,7 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-6,0 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Caride 1</i> *	Sept–Oct	1968 135°W–156°W	+8,4 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-8,1 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Caride 2</i> *	Nov–Dec	1968 137°W–157°W	+8,1 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-8,2 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Caride 4</i> *	June–July	1969 137°W–155°W	+5,2 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-5,6 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Caride 6</i> *	Nov–Dec	1969 151°W–168°W	+3,1 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-4,1 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Cassiopee</i> *	Jan–Feb	1970 140°W–156°W	+4,0 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-9,8 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Foc 1</i> *	Jan–Feb	1971 143°E–154°E	+5,1 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-1,1 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Foc 2</i> *	June–July	1971 143°E–154°E	+2,5 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-2,9 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Aliopee</i> **	Aug–Sept	1975 150°W–165°E	+6,4 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	-12,4 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>
<i>Eponite 2</i> **	Aug–Sept	1976 163°E–174°E	+2,0 10 <sup>-7</sup> ms <sup>-2</sup>	+0,2 10 <sup>-2</sup> Nm <sup>-2</sup>

\*Individual stations on the equator.

\*\*Averages 2N–2S

(1) WODC 090039  
900065  
310884  
310214

separate the adiabatic and diabatic effects, although the importance of this distinction has been recognized (Emery, 1976; Stevenson and Niiler, 1983). The distinction is established in this article with regard to the El Niño-Southern Oscillation phenomenon, which is now recognized as the dominant signal in historical hydrographic time series for the tropical Pacific (Masuzawa and Nagasaka, 1975; White and Hasunuma, 1980; Donguy *et al.*, 1982).

## 2. Wind stress and zonal pressure gradient

The Centre ORSTOM de Noumea has carried out several cruises along the equator in the central and western Pacific since 1964. Cruise names and dates are given in Table 1. Equatorial sections of temperature, salinity, and nutrients for all the cruises have been published (Anonymous, 1980, 1981), but only the *Alize* cruise has been described in detail (Lemasson and Piton, 1968). Several of the temperature sections are shown in Figure 1. In addition to these synoptic sections, quasi-synoptic, composite equatorial sections can be formed from other nearly synchronous cruises (*Equapac*, 1956; *Igy*, 1958; 1961). The observations from all the available cruises are used in this section to describe how wind stress, zonal pressure gradient, and depth of the thermocline are related during variability with very long time scales.

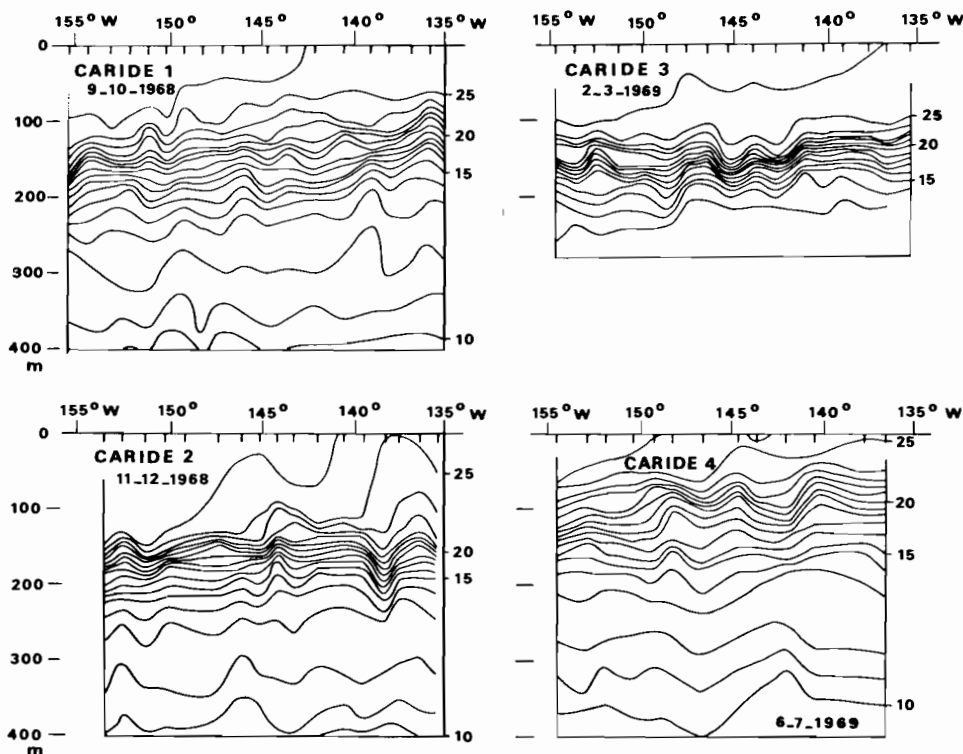


Figure 1. Distribution of the temperature with depth along the equator during the cruises *Caride 1*, *Caride 2*, *Caride 3*, *Caride 4*, *Caride 6*, and *Cassiopee* and *Aliopee*.

Dynamic height of the surface relative to 400 decibars was calculated for each equatorial section. The values were averaged for the band 2N–2S whenever data were available. The zonal pressure gradient  $\gamma$  was calculated following the method of Katz *et al.* (1977). A positive value of  $\gamma$  indicates increasing pressure toward the west. The wind stress was calculated by standard procedures which have been discussed by Wyrтки and Meyers (1976). Wind observations taken during the cruise were used, with the exception of the composite cruise of 1961, in which case Wyrтки and Meyers' wind data were used. The wind stress ( $T_x$ ) was averaged over the same band of longitude as the hydrographic section. The synchronous values of  $T_x$  and  $\gamma$  for each cruise are given in Table 1.

A scatter diagram (Fig. 2) shows the statistical relationship between  $\gamma$  and  $T_x$ . The correlation coefficient (0.51) is significant, but also suggests that some variance is associated with internal waves or with low frequency transients. A very exceptional case is the 1958 *Igy* cruise when the pressure gradient reversed in the western Pacific, even though the easterly wind was still blowing. The 1976 *Eponite* cruise observed a small positive pressure gradient during a period of very weak westerly wind. The

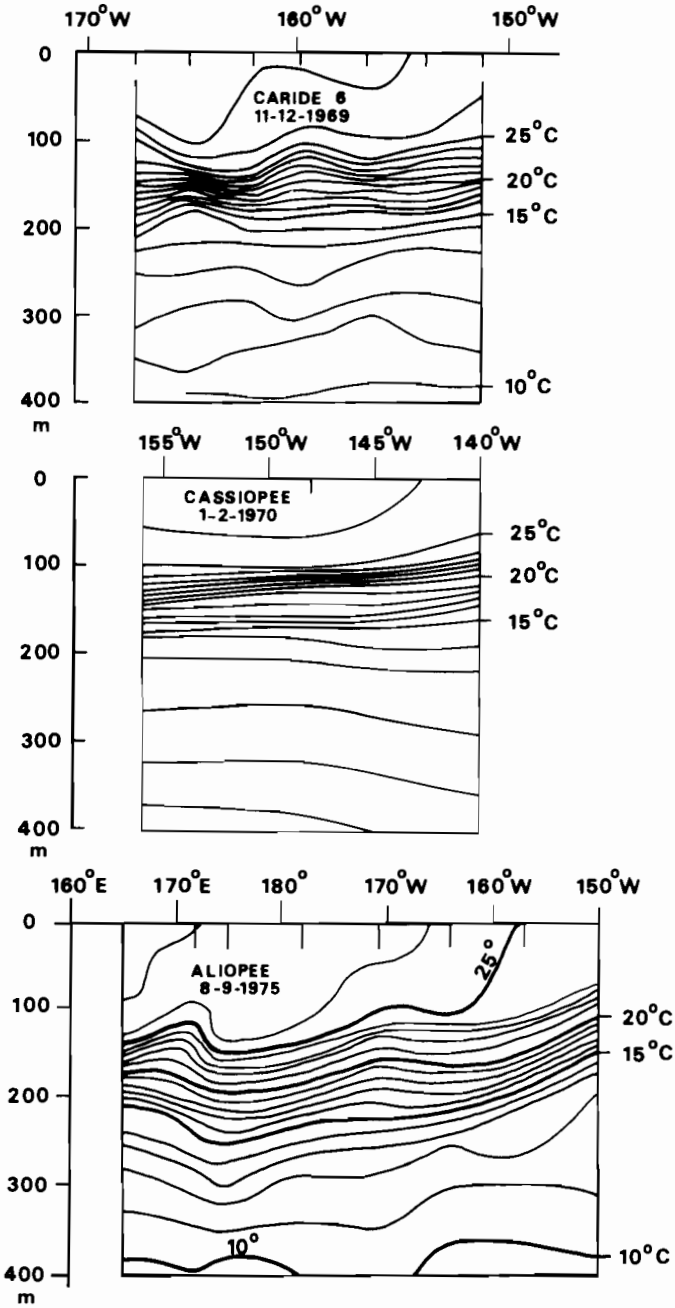


Figure 1. (Continued)

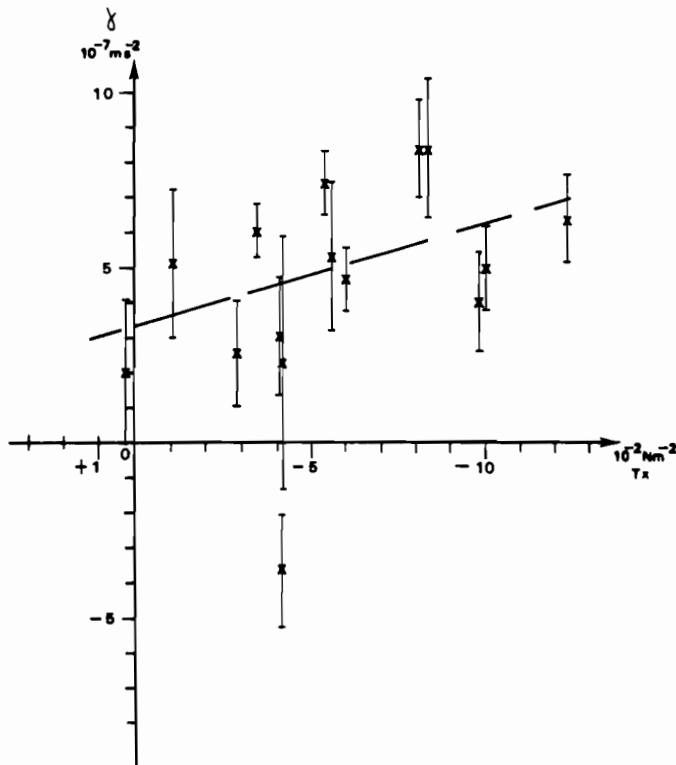


Figure 2. Correlation between the zonal pressure gradient  $\gamma$  and the zonal wind stress  $T_x$  during equatorial cruises. Vertical lines show 95% interval of confidence.

regression line does not pass through the origin apparently because the equatorial Pacific usually does not have time to completely relax to a state of equilibrium during periods of weak or null easterly wind stress. Several months or more would be required to establish an equilibrium (Philander, 1979). If  $T_x = .05 \text{ Nm}^{-2}$  is representative of the long term mean wind stress (Meyers, 1979), then an equilibrium value of  $\gamma = 4.8 \cdot 10^{-7} \text{ ms}^{-2}$  and the effective depth for the wind stress is 104 m. This is nearly the same effective depth estimated for the Atlantic by Katz *et al.* (1977).

The combination of all data suggests seasonal variations of zonal pressure gradient (Fig. 3). The large values during the latter half of the year were all observed in the central Pacific while the low values were observed in the western Pacific. Thus there is a trend for maximum gradient in September–October and minimum gradient after February in the central region; however, this seasonal signal has substantial interannual variations. The phase is the same as that described for the Atlantic by Katz *et al.* (1977).

The sequence of *Caride* and *Cassiopee* cruises provides six zonal sections on the

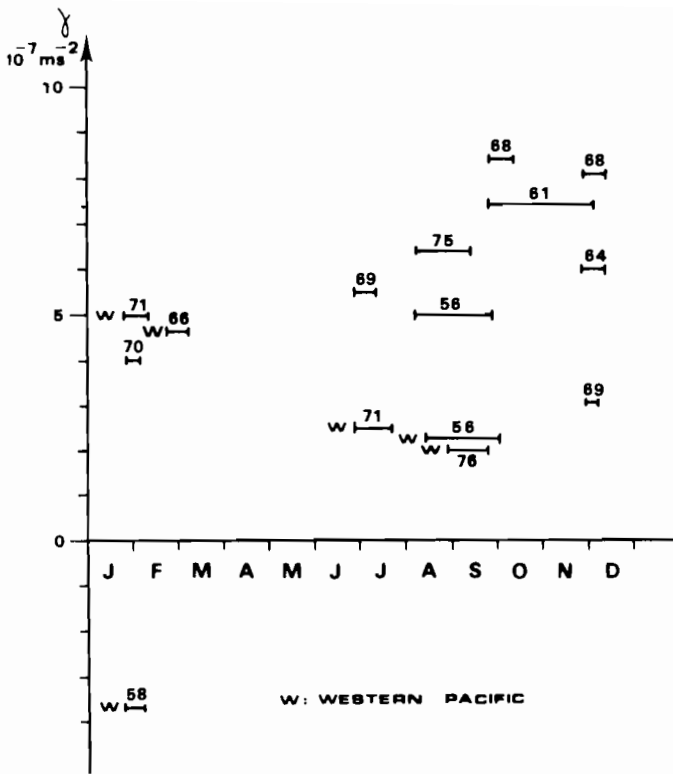


Figure 3. Distribution in time of the zonal pressure gradient. The horizontal lines span the observational periods of data. The year of each observation is noted.

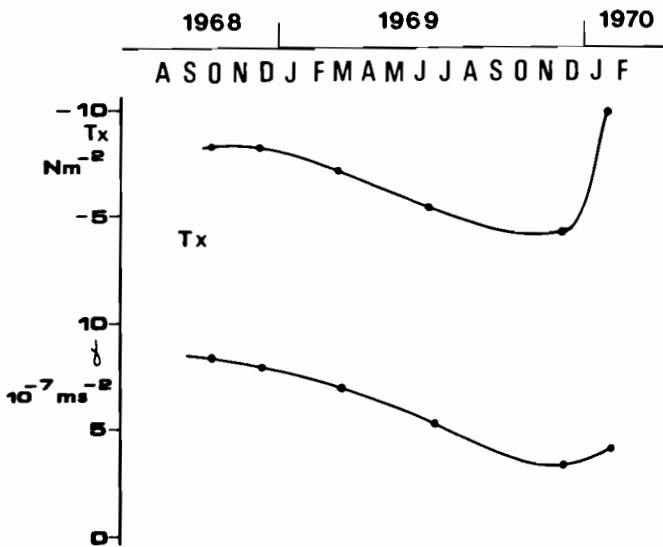


Figure 4. Evolution with time, from 1968 to 1970, of the zonal wind stress and of the zonal pressure gradient along the equator.

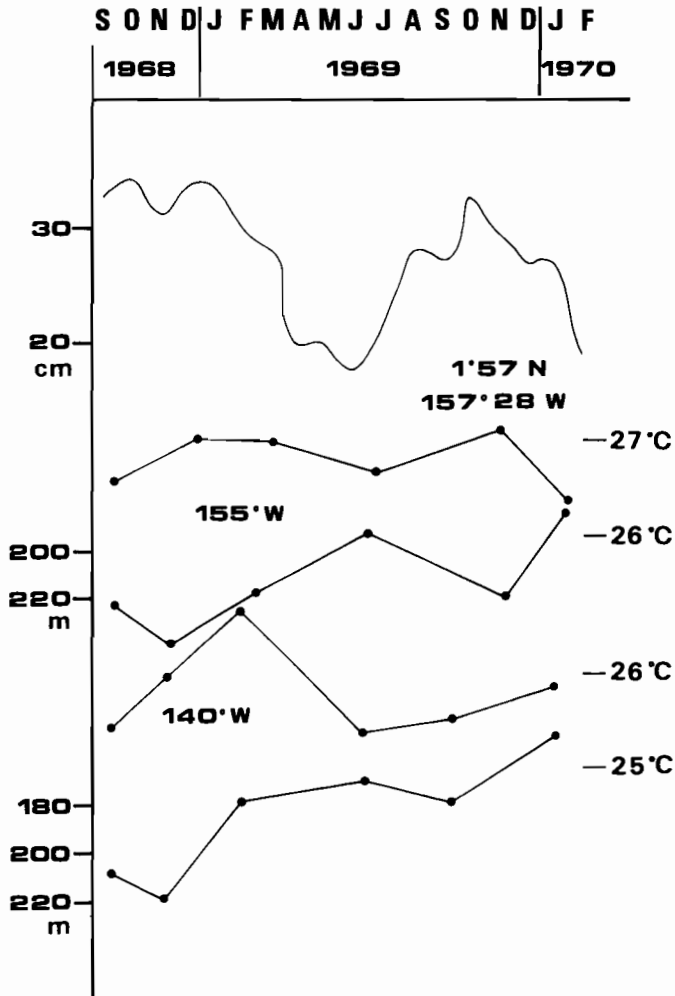


Figure 5. Evolution with time of the sea level at Christmas Island ( $1^{\circ}57'N$ ,  $157^{\circ}28'W$ ) of the  $14^{\circ}C$  isotherm depth and sea-surface temperature at  $155^{\circ}W$  and  $140^{\circ}W$ .

equator which permit a more detailed description of variability during September 1968 to February 1970 (Fig. 4). The easterly wind stress and zonal pressure gradient follow the same trend of decreasing value from September 1968 until the end of 1969, followed by increasing values in February 1970. The depth of the thermocline and sea level at Christmas Island (Fig. 5) show the expected inverse relationship to each other, but they are not in phase with the wind stress and zonal pressure gradient. On the other hand, clearly the depth of the thermocline influences SST. The very large spatial scale ( $>2000$  km) of these relationships is shown in Figure 1.

Variability of the four parameters can be synthesized (Table 2) as follows. In

Table 2.

	Dec 1968	June 1969	Dec 1969	Feb 1970
Mean sea level	High	Low	High	Low
Thermocline	Deep	Shallow	Deep	Shallow
Wind stress	Strong	Weak	Weak	Strong
Pressure gradient	Strong	Weak	Weak	Increasing

December 1968, strong wind stress and large pressure gradient are consistent with a local balance, while high sea level and deep thermocline suggest strong easterly wind stress farther east. In June 1969, the opposite situation is observed in all parameters, indicating a widespread relaxation of the wind and current system. By December 1969, the sea level and depth of the thermocline return to high values suggesting the importance of nonlocal effects, perhaps excited by remote winds, while the wind stress and pressure gradient remain locally balanced at low levels. In February 1970, the four parameters suggest a transient situation beginning to respond to re-establishment of the easterly wind system. The variations of wind stress and depth of the thermocline observed in 1968–1969 do not agree with typical seasonal variability as described by

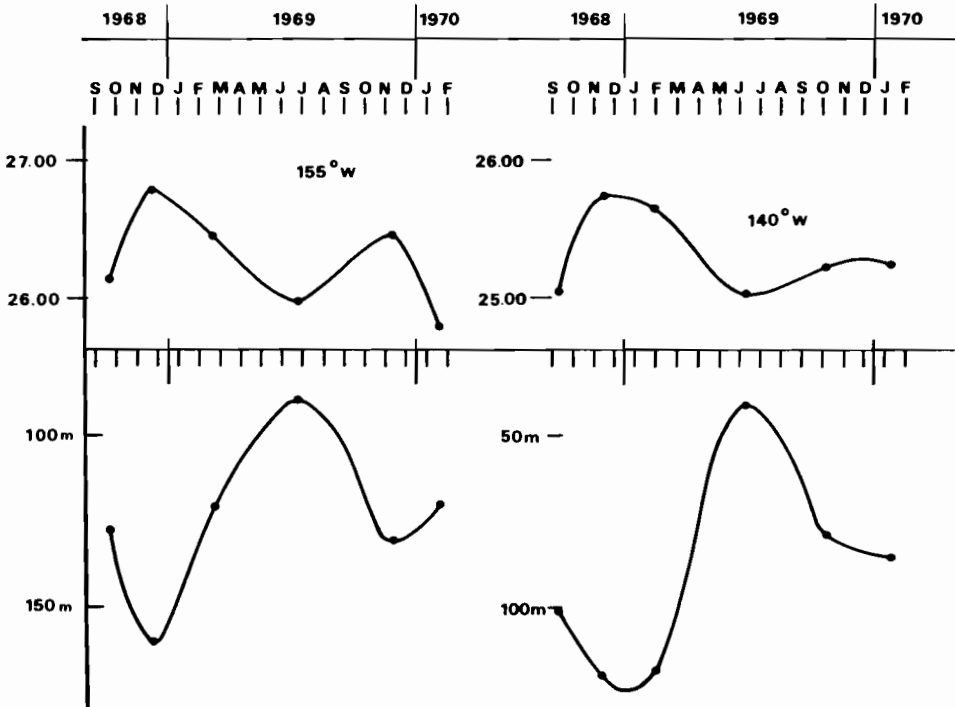


Figure 6. Variations 1968–1970 of the heat content at 155W and 140W as the mean temperature between sea surface and 24°C depth expressed in degree celsius (up) and variations 1968–1970 of the 24°C isotherm depth in meters (down).

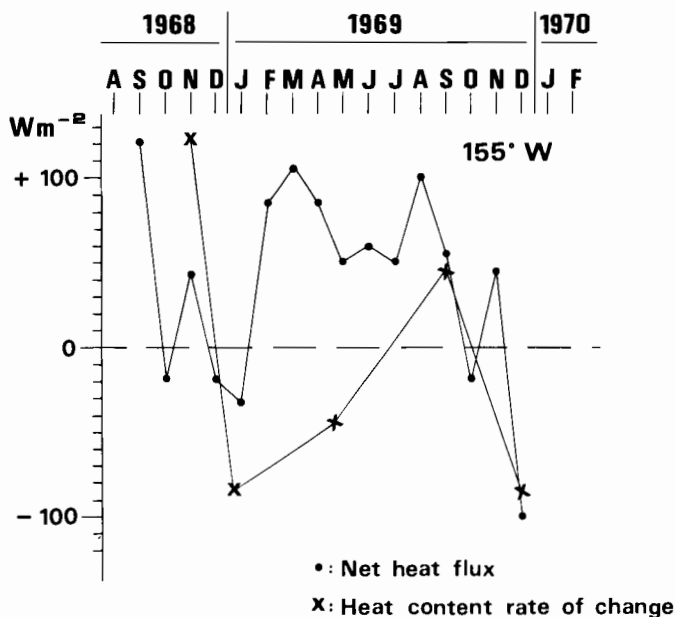


Figure 7. Net heat flux through the surface and observed rate of heat storage at 155W on the equator during the *Caride* and *Cassiopee* cruises. Heat storage was estimated following the method of Stevenson and Niiler (1983).

Meyers (1979). In 1969–1970, the pressure gradient in the central Pacific does not show either a strong seasonal variability (Fig. 3), and keeps a small value, as observed in the western Pacific. These features show that anomalous conditions persisted along the equator from 1968 to 1970.

### 3. Heat content and surface fluxes

The *Caride* and *Cassiopee* cruises are used in this section to study the relationship of mixed-layer heat content to surface fluxes. Heat content has been calculated as the vertically averaged temperature between the surface and the depth of 24°C, which reduces the contribution of adiabatic motions to the heat budget (Stevenson and Niiler, 1983). The heat content (Fig. 6, top) decreases during the early part of 1969 as observed by *Caride* 2, 3 and 4. Subsequently, it increases then decreases again, as observed during the last two cruises. These changes are exactly inverse to the depth of 24°C (Fig. 6, bottom). These relationships also have a large spatial scale (Fig. 1). It is worth noting that Figures 5 and 6 together show that all of the isotherms from 14°C to 24°C have the same phase of depth.

The contribution to heat content variations by heat flux through the sea surface can be estimated. The net monthly heat flux in a 10°-longitude by 5°-latitude region centered at 0–155W from September 1968 to February 1970 is given in Figure 7 from

calculations made by Weare *et al.* (1981), together with an estimate of the rate of change of heat content between each cruise.<sup>3</sup> The order of magnitude of the heat flux fluctuations is  $\pm 100 \text{ W m}^{-2}$ , which is compatible with the observed rate of change in heat content. However, a comparison of the time series shown by Figure 7 points out that these two variables are not well correlated. While the heat content decreases (variation rate  $< 0$ ) during early 1969, the heat flux into the ocean is at a relative maximum. The difference in heat flux from late-1968 to mid-1969 barely exceeds the errors of such observations (Weare, personal communication); nevertheless the discrepancy seems to be real because of the much smaller month to month variation and because of the relatively frequent sampling at this location (the shipping lane between California and Australia). Only the decrease in heat content during early 1970 is related in a consistent way to the surface heat flux. This is in total contrast to conditions observed by Stevenson and Niiler (1983) in the same region during 1979/80 when fluxes and local heat storage were highly correlated during a 15 month period. Thus, many different processes can influence change in equatorial heat content on interannual time scales. The *Caride* cruises suggest that wind, possibly in a remote region, forces change in depth of the thermocline, which in turn alters heat content, and sea-surface temperature. This process acts in addition to and may be dominant over the changes directly forced by fluxes. We have not determined if the residual between heat content and fluxes contains information on advection by zonal currents or upwelling and entrainment. This will be the subject of a subsequent study.

In summary, we can state that along the equator (135W–155W) from September 1968 to February 1970, meteorological and oceanographic conditions were different from the historic average (Meyers, 1979). These anomalies may be related to the occurrence during early 1969 of a weak El Nino in the eastern Pacific. This perturbation, possibly transmitted by equatorial waves has changed heat content in the central Pacific independently of the local wind and surface fluxes.

#### 4. Heat distribution in the equatorial Pacific

In most of the considered cases (Fig. 2), the wind stress is westward (negative) and the pressure increasing westward (positive). These conditions are characteristics of pre-or onset of El Nino periods. Reversal of the wind and pressure gradient in the western Pacific is characteristic of mature El Nino periods, as shown by the estimates of  $\gamma$  and  $T_x$  for January–February 1958 and August–September 1976 in Table 1.

The heat content in the upper layer is considered as particularly interesting due to its importance in the ocean-atmosphere exchanges. Practically, heat is stored in the equatorial Pacific between the sea surface and the top of the thermocline, usually marked by 24°C isotherm. Typical heat distribution during onset period of El Nino is

3. As long term trends for these two variables are approximately the same, it is not necessary to remove them from the data to compare fluctuations.

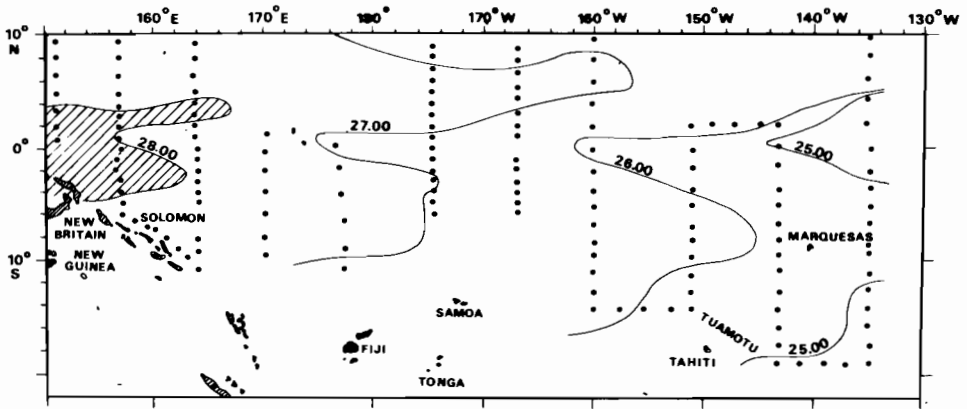


Figure 8. Distribution of the heat content as the mean temperature between sea surface and 24°C depth expressed in degree celsius during *Equapac* cruises in August–September 1956.

described by *Equapac* data (August–September 1956) (Fig. 8). A minimum of heat content due to equatorial upwelling occurs along the equator as far westward as 180° longitude. West of 170°E, from 5°N to 5°S, the average temperature between the surface and the 24°C depth is more than 28°C. This maximum heat content has extensions each side of the equator; in the northern hemisphere at 5°N this extension is probably

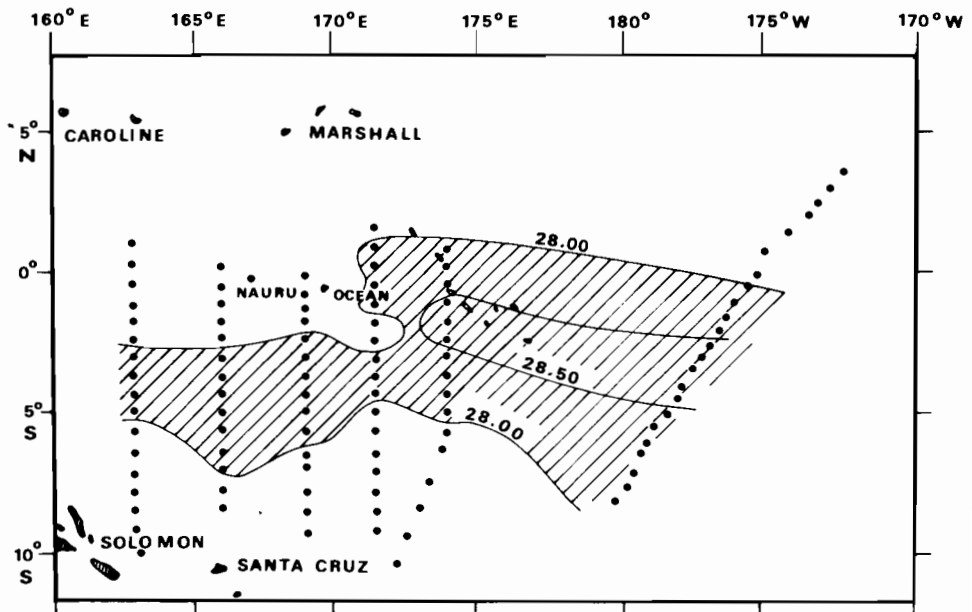


Figure 9. Distribution of the heat content as the mean temperature between sea surface and 24°C depth expressed in degree celsius during *Eponite 2* cruises in September 1976.

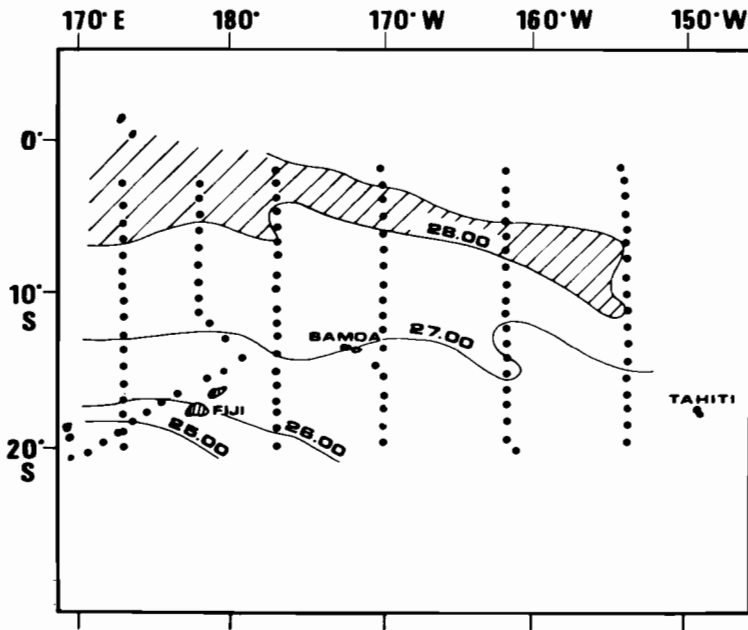


Figure 10. Distribution of the heat content as the mean temperature between sea surface and 24°C depth expressed in degree celsius, January–July 1977.

connected to the northern summer; surprisingly, extension also occurs in the southern hemisphere.

During mature El Niño periods, data are available for 1976 and 1957 events. For August to November 1976, a few months after the El Niño peak, data are available from *Eponite 2* (Table 1) and a transequatorial XBT transect by the Coast Guard Vessel *Burton Island* (G. Seckel, personal communication). Weak west wind prevailed along the equator and the pressure gradient was weak. Thus, Figure 9 shows that another kind of heat distribution occurs in the equatorial Pacific. Maximum heat content lies in the central Pacific instead of in the western Pacific with average temperature from sea surface to 24°C depth of more than 28°C. Two other tropical cruises (*Danaides 2* in January–February 1977 and *Ecoton* in June–July 1977) carried out by the Centre ORSTOM de Noumea from 20S to 3S, confirm this distribution of heat content during the mature El Niño situation (Fig. 10). The heat pool, located in the western Pacific before El Niño (Fig. 8), is now located in the central Pacific east of 180° longitude between 10S and the equator. A section along the equator during the mature phase of the 1957–8 event is available in the *Igy* data (Fig. 11). The pressure gradient was reversed in the western Pacific due to weak winds, and consequently the thermocline sloped downward to the east. This eastward slope of the thermocline is consistent with the shallowing of the thermocline observed after El Niño west of 180°

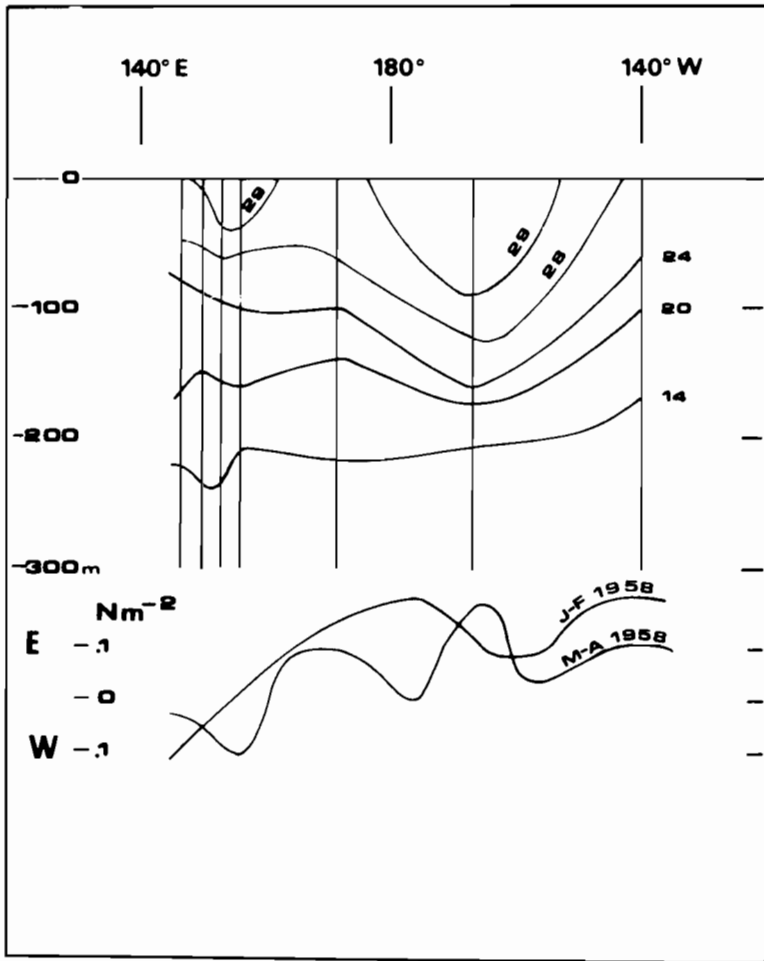


Figure 11. Equatorial profile of the isotherms along the equator during *Igy* 1958 cruises and wind stress in  $\text{N m}^{-2}$  in January–February and March–April 1958 (from Wyrтки and Meyers, 1976).

(Donguy *et al.*, 1982). The resulting heat content distribution (Fig. 12) presents a near equatorial minimum west of 180° and a maximum in the central Pacific between 10S and the equator and from 170E and 140W. East of 150W, another minimum occurs due to the remaining equatorial upwelling.

In fact, as already pointed out by Hénin and Donguy (1980) by consideration of the shallowest 100 meters depth, there are two kinds of heat distribution between the sea surface and the thermocline in the equatorial Pacific. In pre-El Niño period, the center of the heat pool is mainly located west of 180° (Fig. 8). In post-El Niño period, it is located in the central Pacific (Fig. 12).

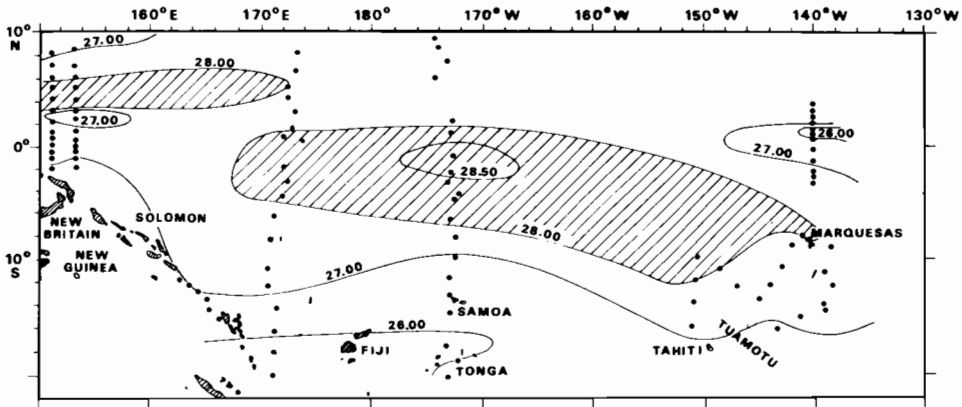


Figure 12. Distribution of the heat content as the mean temperature between sea surface and 24°C depth expressed in degree celsius, November 1957–March 1958 (*Igy* cruises).

### 5. Connection of the heat pool with convection in the West Pacific

Changes in large-scale convection patterns may be deduced from equatorial rainfall data. Seventeen (17) equatorial or almost equatorial stations have been considered (Table 3) covering the Pacific and Indian Ocean from South America to Africa. The spatial coverage is adequate, except from 90W to 155W where there are no stations. The monthly rainfall of each station is smoothed with a three month running mean and its ratio to the average is calculated. Figures show only positive rainfall anomalies. Three periods are considered: 1956–1959 (Fig. 13) with the occurrence of the 1957 El Nino; 1971–1974 (Fig. 14) with the occurrence of the 1972 El Nino; 1975–1978 with the occurrence of the 1976 El Nino (Fig. 15).

As already pointed out by Rasmusson and Carpenter (1981), in each case of El Nino, strong rainfall occurs at the same time during the second part of the year from

Table 3.

Guayaquil	02° 12 S	79° 50 W	Singapore	01° 22 N	103° 55 E
Cristobal	00° 54 S	89° 34 W	Colombo	06° 54 N	79° 52 E
Pampa Mia	00° 51 S	89° 28 W	Trivandrum	08° 29 N	76° 57 E
Christmas	01° 59 S	157° 29 W	Hulule	04° 11 N	73° 32 E
Fanning	03° 51 N	159° 22 W	Mahe	04° 37 S	55° 27 E
Canton	02° 46 S	171° 43 W	Aldabra	09° 25 S	46° 20 E
Tarawa	01° 21 N	172° 56 E	Monbasa	04° 05 S	38° 38 E
Ocean	00° 54 S	169° 33 E			
Nauru	00° 34 S	166° 55 E			
Momote	02° 03 S	147° 26 E			
Biak	01° 08 S	136° 06 E			
Mapia	00° 50 N	134° 18 E			

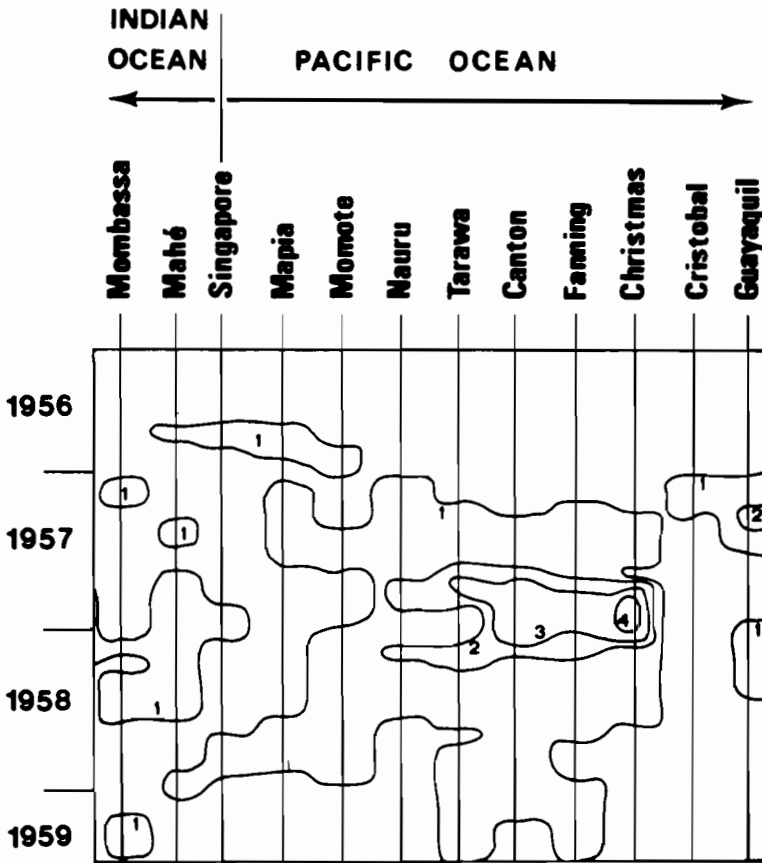


Figure 13. Ratio of the 1956–1959 rainfall to the average.

Tarawa to Christmas (from 180° to 160W), starting in September 1957, July 1972 and May 1976, with 3 times the average. By consideration of the outgoing longwave radiation anomalies, Heddinghaus and Krueger (1981) show similar features during 1976–77 with maximum negative anomalies suggesting rainfall close to the date line. The pattern of the 1957–58, 1972–73, and 1976–77 rainfall is consistent with the hypothesis of a splitting in two of the great Pacific Walker cell. The equatorial rainfall maximum would reveal the location of the ascending branch of the Walker cells and, conversely, minimum rainfall would indicate the position of the descending branch. The 1972 pattern (Fig. 14) could be interpreted as three Walker cells in the Pacific and Indian Oceans: one clockwise (as seen from the Southern Hemisphere) above eastern Pacific from South America to roughly 180° longitude; a second one, counterclockwise, above western Pacific and eastern Indian Ocean and the third one, clockwise again, above western Indian Ocean until Africa.

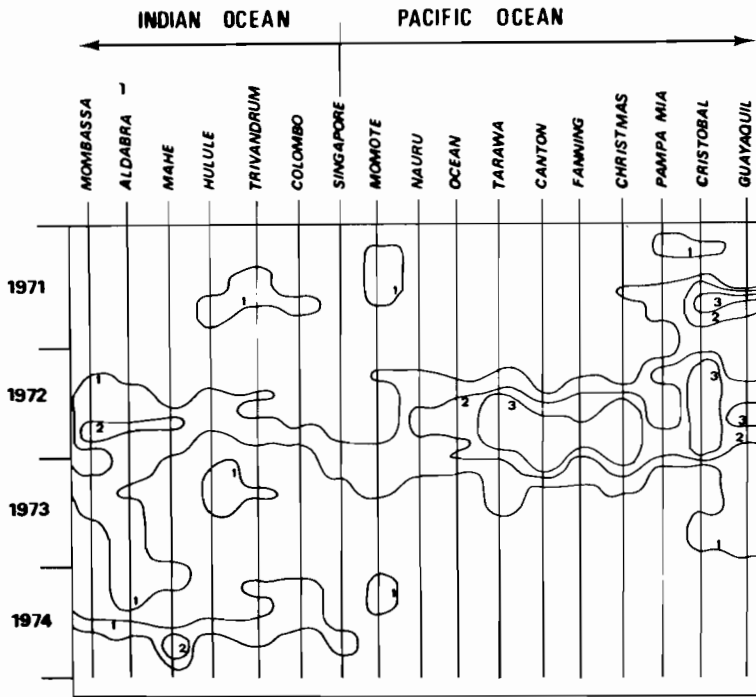


Figure 14. Ratio of the 1971-1974 rainfall to the average.

## 6. Conclusion

All of the ocean/atmosphere variables discussed in this article can be synthesized into a scenario of large-scale air/sea interaction. Before El Nino periods, strong easterly wind blows along the entire equator of the Pacific Ocean from America to Indonesia. The pressure gradient in oceanic surface waters is positive, and consequently the thermocline slope is westward, with its depth increasing from 50 m or less in the east to 200 m in the west. During El Nino periods, westerly wind blows in the western Pacific while easterly wind still prevails in the eastern Pacific. The pressure gradient reverses west of the dateline but not farther east. Consequently, the thermocline bows downward in the central Pacific, in the region between easterly and westerly winds. The Pacific heat pool is then located east of the dateline where the thermocline is the deepest.

The importance of the heat pool is that it fixes a location where conditions are favorable for convergence of the surface winds. A region of deep cumulus convection is always located above the heat pool, where surface temperatures and evaporation are maximum. For this reason the convection is located in the western Pacific before El Nino, and it has seasonal variations following the sun into the summer hemisphere. After El Nino, convection is still located above the heat pool, but it is shifted into the

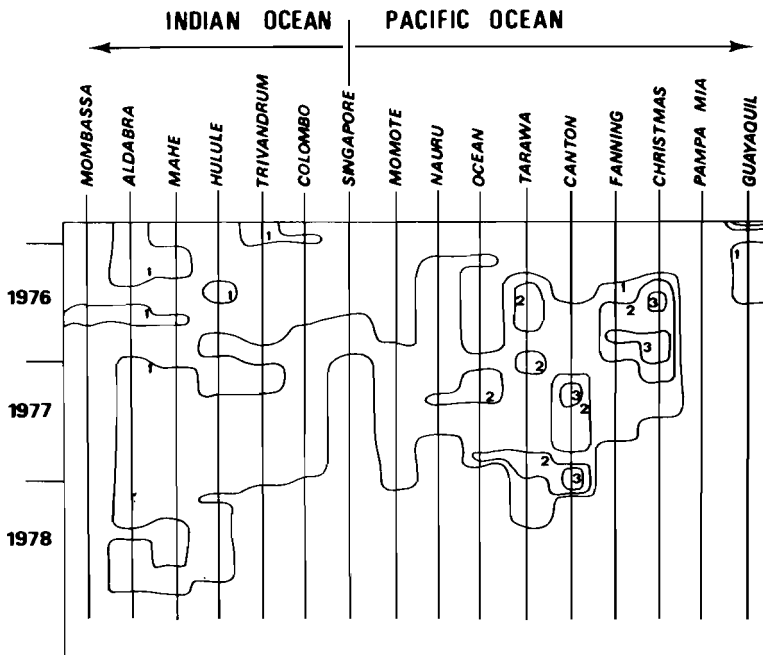


Figure 15. Ratio of the 1975–1978 rainfall to the average.

central Pacific close to the equator between  $0^{\circ}$  and  $10^{\circ}\text{S}$  (Figs. 10 and 12), where the ascending branch of the Walker cell is located and anomalous rainfall is observed (Bjerkness, 1969; Krueger and Gray, 1969). Along the Pacific equator, there are then two Walker cells: the eastern one is still clockwise but the western one is anticlockwise. Little is known about the mechanism which connects convection to the heat pool. The convection zone is the preferential location for rainfall and release of latent heat; however, the relative importance of local evaporation and large-scale vapor flux convergence is difficult to estimate with existing data (Rasmusson and Carpenter, 1982).

A schematic picture may be drawn (Fig. 16) to summarize the essential features of atmosphere/ocean coupling before and after El Nino episodes. During pre-El Nino periods, the equatorial surface wind is westward inducing westward isotherm slope and also westward current above the thermocline. Heat content is concentrated in the western Pacific inducing atmospheric convection and formation of the ascending branch of the Walker cell. During post-El Nino, surface wind and surface current are reversed in the western Pacific, but not in the eastern Pacific. As eastward wind induces shoaling of the thermocline in the west (Donguy *et al.*, 1982), the process of heat storage in the central Pacific is enhanced. Several processes act together to form maximum surface temperature near the dateline: weak winds reduce upwelling

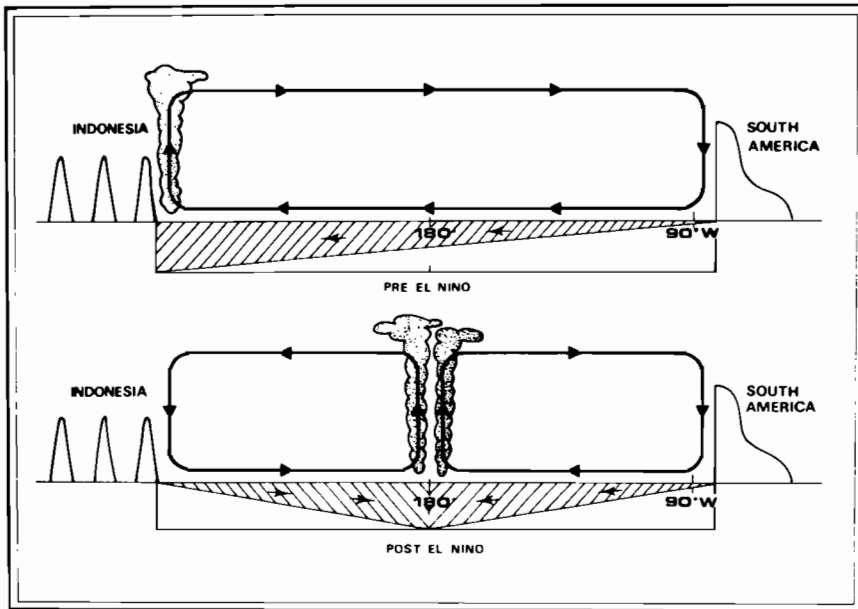


Figure 16. Hypothesis of the splitting of the Walker cell. Shaded area is the maximum of heat content.

velocities, while depression of the thermocline limits availability of cold water; weak winds reduce evaporation while insolation warms the motionless surface water, located between easterly and westerly winds. Consequently heat is concentrated in a thick layer in the central Pacific, and induces convection and formation of the ascending branch of the eastern and western Walker cells. The hypothesis of the splitting of the Walker cell is probably too simple to be realistic; however it is consistent with most of the features observed in the equatorial area before and after El Niño. Thus the illustration suggests a hypothesis for the mechanism by which the equatorial ocean and atmosphere become “locked” into an anomalous pattern during El Niño periods. The mechanism which forces the zone of deep cumulus convection to form above the heat pool needs further study to understand if positive feedback from ocean to atmosphere is occurring locally.

*Acknowledgments.* Part of this research was supported by the National Science Foundation under grants to the NORPAX and PEQUOD programs. This support is gratefully acknowledged.

#### REFERENCES

- Anonymous. 1980, 1981. Resultats des croisières faites par le Centre ORSTOM de Noumea—Rapport Scientifique et Technique, No. 12, 13, 15, 16.
- Bjerkness, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163–172.

- Donguy, J. R., C. Henin, A. Morliere and J. P. Rebert. 1982. Thermal changes in the western tropical Pacific in relation to the wind field. *Deep-Sea Res.*, 29, 869–882.
- Emery, W. J. 1976. The role of vertical motion in the heat budget of the upper northeastern Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 299–305.
- Halpern, D. 1980. A Pacific equatorial temperature section from 172E to 110W during winter and spring 1979. *Deep-Sea Res.*, 27, 931–940.
- Heddinghaus, T. R. and A. F. Krueger. 1981. Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1208–1218.
- Hénin, C. and J. R. Donguy. 1980. Heat content changes within the mixed layer of the equatorial Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, 38, 767–780.
- Katz, E. J. and Collaborators. 1977. Zonal pressure gradient along the equatorial Atlantic. *J. Mar. Res.*, 35, 293–307.
- Krueger, A. F. and T. G. Gray. 1969. Long-term variations in equatorial circulation and rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 700–711.
- Lemasson, L. and B. Piton. 1968. Anomalie dynamique de la surface de la mer le long de l'équateur dans l'Océan Pacifique. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 6, 39–45.
- Masuzawa, J. and K. Nagasaka. 1975. The 137E oceanographic section. *J. Mar. Res.*, 33, (Suppl.), 109–116.
- Merle, J. 1980a. Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 464–469.
- . 1980b. Seasonal variation of heat-storage in the tropical Atlantic Ocean. *Oceanol. Acta*, 3, 455–474.
- Meyers, G. 1979. Seasonal variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 885–891.
- Philander, S. G. H. 1979. Variability of the tropical oceans. *Dyn. Atmos. Ocean.*, 3, 191–208.
- Quinn, W. H., D. O. Zopf, K. S. Short and R. T. W. Kuo Yang. 1978. Historical trend and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull.*, 76, 663–678.
- Rasmusson, E. and T. 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.
- Stevenson, J. W. and P. P. Niiler. 1983. Upper ocean heat budget during the Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, (in press).
- Weare, B. C. 1983. Interannual variation in net heating at the surface of the tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 873–885.
- Weare, B. C., P. T. Strub and M. D. Samuel. 1981. Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 705–717.
- White, W. B. and K. Hasunuma. 1980. Interannual variability in the baroclinic gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 299–305.
- Wyrtki, K. and G. Meyers. 1976. The trade wind field over the Pacific Ocean. *J. Appl. Met.*, 15, 698–704.



# Changes in the 20°C Isotherm Depth Along the Equator During Three ENSO Events

Exceptionally good monitoring of the winds, sea level, and upper ocean thermal fields over the Pacific Ocean during the 1982-83 warm event has allowed, for the first time, a description of the simultaneous evolution of several dynamic parameters along the equator. In particular, the patterns of anomalous

monthly mean sea level and wind fluctuations moved eastward across the Pacific at about  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Figure 1). Because of the France-U.S. XBT ship-of-opportunity program, it is also possible to follow the evolution of the thermocline response along the equator. Consequently, the 1982-83 El Niño Southern Oscil-

lation (ENSO) is the first event in which the wind, sea level, and upper ocean thermal structure have been more or less adequately monitored.

The eastward movement of the wind anomaly across the Pacific Ocean during the 1982-83 ENSO raises two distinct questions.

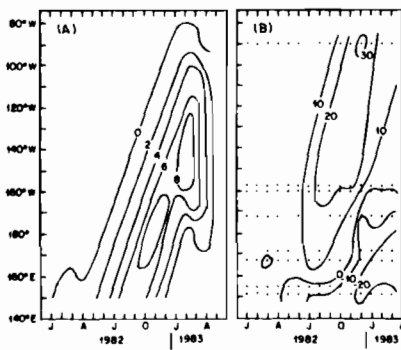


FIGURE 1 (Donguy et al.)

Time-longitude contour plot of (A) zonal wind anomaly at the 850 mb level along the equator (data from the Climate Analysis Center) and (B) monthly sea level anomalies at several near-equatorial stations across the Pacific (from Wyrki and Lukas, 1983).

(1) What is the response of the equatorial ocean to a moving wind perturbation? Because previous analytic models considered a wind relaxation or a wind forcing confined to a part of the Pacific Ocean, it is difficult to compare such responses to the 1982-83 phenomenon. (2) Did similar changes exist during previous events, or is eastward movement unique to 1982-83? The poor quality of wind data during previous events does not allow a reliable answer, although according to Wyrki (1977) an eastward movement of the wind relaxation as far as 160°W had been observed in 1972.

This study of several ENSOs points out an eastward progression of the thermal structure anomaly and also notes significant differences between the velocities of progression. The ENSO events examined are those of 1969, 1972, and 1982, but not the 1976 event due to a lack of data. We considered the 20°C isotherm depth averaged from 2°N to 2°S to be representative of the upper equatorial thermal structure. The 1982-83 temperature data were recorded at 160°E, 160°W, and 100°W by the France-U.S. XBT program, at 138°W by Toole (1983), and at 85°W by Leetmaa et al.

(1983). Temperature data for the 1972-73 and 1968-69 events consisted of XBT casts obtained from NOAA's National Oceanographic Data Center, hydrographic casts from ORSTOM Noumea files, and observations made by the Japanese Fisheries Fleet.

In 1982-83, an increase in the depth of the 20°C isotherm seems to move from 160°E in July 1982 to 85°W in January 1983 (Figure 2A). The propagation speed of this anomaly is  $0.7 \text{ m s}^{-1}$  and is consistent with the movement of the sea level anomaly (Figure 1B), which was observed in July 1982 at Nauru (170°E) and then in December at the Galápagos Islands (90°W). This same eastward movement appeared during the strong 1972 El Niño (Figure 2B) and during the weak 1969 El Niño (Figure 2C). In each case, an eastward propagation occurs in the deepening of the 20°C isotherm.

level, practically disappeared in January 1983. In 1972-73 the thermocline slope was at its minimum in May, five months later in the year than during the 1982-83 event. In 1968-69 the thermocline slope was at its minimum in March, more similar in phase to the 1982-83 event. It is possible to distinguish (Figure 2A) another propagation of a thermocline fluctuation from 160°E in November 1981 to 100°W in June 1982, which has a phase similar to that of the two earlier events. The eastward speed of propagation for each El Niño was  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  in 1971-72,  $0.7 \text{ m s}^{-1}$  in 1982-83 and in 1968-69.

Eastward propagation speeds of  $0.5-0.7 \text{ m s}^{-1}$  associated with free equatorially trapped waves imply that only baroclinic modes of order higher than 2 would be dominant. Generation of higher vertical modes in the approximated two-layered tropical ocean

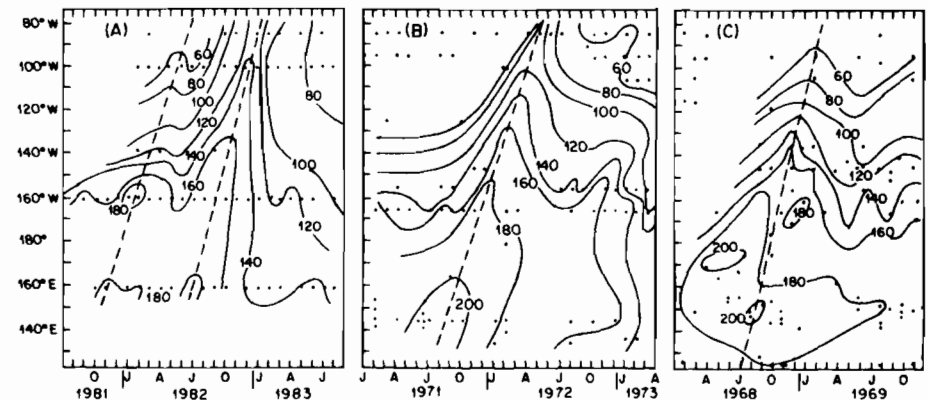


FIGURE 2 (Donguy et al.)

Depth of the 20°C isotherm along the equator (averaged from 2°N to 2°S) in (A) 1982-83, (B) 1971-72, and (C) 1968-69.

A comparison of the characteristics (Table 1) of these El Niños shows interesting differences between them. The equatorial zonal slope of the thermocline is smaller than usual during El Niño, and a greater relaxation occurs for more intense events. In 1982-83 this slope, as well as the zonal slope of sea

does not seem likely. Moreover, the duration of the anomaly of the thermocline depth at a given longitude in the western Pacific lasts several months, in contrast to the fairly rapid passage of the signature of free Kelvin waves (Lukas et al., 1983). Therefore, we reject the idea of free waves to explain the eastward

TABLE 1 (Donguy *et al.*)

Depths of the 20°C isotherm in the western and eastern equatorial (2°N-2°S) Pacific during El Niño in 1982-83, 1972-73, and 1968-69. The zonal slope of the thermocline is proportional to the west-east difference of the 20°C isotherm depths. Onset times of the wind and sea level anomalies and of the thermocline depression in the western Pacific (West Pac) and their arrival times in the eastern Pacific (East Pac) are given. The velocity is the eastward propagation speed of the thermocline depression.

	West Pac 20°C Isotherm	East Pac Depth	West Pac Onset	East Pac Arrival	Velocity
Wind 1982-83			Jul 82	Feb 83	0.6 m s <sup>-1</sup>
Sea level 1982-83			Jul 82	Jan 83	0.7 m s <sup>-1</sup>
Isotherms 1982-83	180 m	150 m	Jul 82	Jan 83	0.7 m s <sup>-1</sup>
Isotherms 1971-72	200 m	100 m	Sep 71	May 72	0.5 m s <sup>-1</sup>
Isotherms 1968-69	200 m	60 m	Sep 68	Mar 69	0.7 m s <sup>-1</sup>

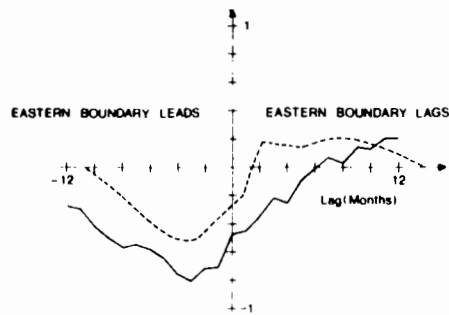


FIGURE 3 (Donguy *et al.*)

Lagged cross-correlations between the 20°C isotherm depths at 160°E and 100°W in the equatorial 2°N-2°S band from 1979 to 1983 (solid line), and the pycnocline height anomaly at 160°E and at the equatorial eastern boundary from 1961 to 1978 (dashed line) (from Busalacchi *et al.*, 1983).

tions deduced from the model. The seasonal variation was not extracted from the data since it is small compared to variations during an ENSO event. A cross-correlation of the 20°C isotherm depth at 160°E and 100°W is presented in Figure 3. The correlations of the modeled pycnocline height anomaly between the eastern boundary of the Pacific Ocean and 160°E are also shown in Figure 3. Both correlation curves are very similar in shape, indicating that the eastward propagation speed observed in 1982-83 is in agreement with the model and also with previous El Niños during 1961-78. The negative correlations observed in 1982-83 are clearly stronger than the ones

predicted by the model. This feature is caused by the exceptional amplitude of the 1982-83 event. The observed and predicted peaks of negative correlation are in good agreement. The negative lag indicates that the time of maximum thermocline depth in the eastern Pacific occurs three months before the minimum thermocline depth in the western Pacific, a feature probably attributable to the westward propagating Rossby waves. While the Busalacchi *et al.* (1983) model contained two peaks of positive correlation (0.2) at about 2 months (induced by eastward propagating Kelvin wave) and 7 months, the 1979-83 data did not have these features.

In conclusion, we have shown that during El Niño episodes anomalies in the depth of the thermocline and in sea level progress eastward along the equator as a wind-forced wave at a speed of 0.5 to 1.0 m s<sup>-1</sup>.

#### References

- Busalacchi, A. J., K. Takeuchi, and J. J. O'Brien (1983) Interannual variability of the equatorial Pacific—revisited. *Journal of Geophysical Research*, 88, 7551-7562.
- Leetmaa, A., D. Behringer, J. Toole, and R. L. Smith (1983) Observation of the 1982-83 El Niño at 85°W. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 21, 11-12.
- Lukas, R., S. Hayes, and K. Wyrtki (1983) Equatorial Kelvin and Rossby waves ob-

movement of upper thermocline anomalies at 1 m s<sup>-1</sup> or less. Rather, we think that the eastward propagation of isotherm depth anomalies has the characteristics of a forced wave. However, this forced wave would have more complex dynamics than a pure hydrostatic balance, because the changes in isotherm depth precede the wind reversal. While a forced wave seems to be an appropriate description of the gradual eastward progression at 1 m s<sup>-1</sup> or less, note that the features of the higher frequency components suggest a free wave (Lukas *et al.*, 1983).

The Busalacchi *et al.* (1983) model of pycnocline changes during El Niño episodes of the 1960s and 1970s contains forced equatorially trapped waves induced by wind changes occurring mostly in the western and central Pacific. A statistical representation of the isotherm depth variations observed from 1979 to 1982 can be compared with the varia-

served in sea level during 1982. In: *Papers from the 1982-83 El Niño Southern Oscillation Data Display Workshop*, U.S. Government Printing Office, Washington, in press.

- Toole, J. (1983) Preliminary observations of the equatorial Pacific, October 1982. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 16, 12-14.
- Wyrtki, K. (1977) Sea level during the 1972 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 779-787.
- Wyrtki, K. and R. Lukas (1983) Sea level during the 1982-83 El Niño. In: *Papers from the 1982-83 El Niño Southern Oscillation Data Display Workshop*, U.S. Government Printing Office, Washington, in press.

Jean-René Donguy  
Gérard Eldin  
Alain Morlière  
Jean-Paul Rebert  
Groupe SURTROPAC  
Centre ORSTOM de Nouméa  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia

Gary Meyers  
CSIRO Division of Oceanography  
GPO Box 1538  
Hobart, Tasmania 7001  
Australia



## Zonal Slope of the 20°C Isotherm in the South Pacific During 1982-83

In a previous paper we described an eastward progression of the equatorial thermocline deepening during three El Niño Southern Oscillation (ENSO) events (Donguy *et al.*, 1984). The 1982-83 event was particularly well documented due to the France-U.S. XBT ship-of-opportunity program and supplementary observations by Toole (1983), Leetmaa *et al.* (1983), Eriksen (personal communication of data from R/V *Melville*), and the French Navy (personal communication). This article describes the latitudinal limits of the 1982-83 thermocline depth anomaly and the relation of the wind field to the thermocline topography.

The zonal-temporal variability of the 20°C isotherm depth near 6°S (Figure 1) shows an eastward progression of deepening during late 1982 and early 1983, similar in phase to the 2°N-2°S equatorial pattern described by Donguy *et al.* (1984, Figure 2A).

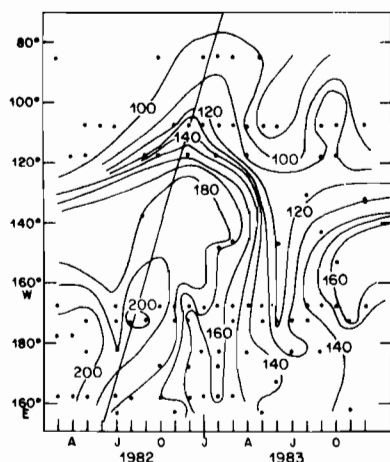


FIGURE 1 (Donguy *et al.*)  
Depth (m) of the 20°C isotherm from 4 to 6°S.

Observations at other latitudes (Meyers *et al.*, 1983, Figure 14) indicate that the thermocline depression was confined to the 5°N-10°S region. We note that the anomaly, which is well known at the equator, extends relatively far into the South Pacific. It is first seen in the western Pacific near 170°W during August-September 1982 (Figure 1) and then six months later in the east near 90°W.

Rasmusson *et al.* (1983) noted that the wind anomaly along the equator progressed eastward during the 1982-83 event. According to analyses of the 850 mb wind field throughout the tropics by Arkin *et al.* (1983), the eastward progression of wind anomalies is not exactly symmetric about the equator. During the early phase of the 1982-83 episode (September, October, November), the wind anomaly is mostly in the northwestern Pacific. During the mature phase (December to February), it is located in the central Pacific south of the equator. Later (March, April, May), it is located primarily in the southeastern Pacific. Consequently, progression of the wind anomaly is southeastward rather than eastward. The large wind anomalies in the Southern Hemisphere during the mature and later stages of the episode suggest that eastward progression of thermocline deepening near 6°S was directly forced by the wind.

After May 1983 the usual zonal slope of the thermocline near 6°S (Figure 1) was anomalously flat. The 20°C isotherm depth is 90 m east of 100°W and is remarkably shallow (120 m) at the dateline. The flat thermocline topography is confirmed by a zonal temperature section made near 8°S by the French Naval Vessel *Dumont D'Urville* during a cruise from Callao, Peru to the Marquesas Islands (Figure

2A); the 20°C isotherm depth is approximately 120 m from 80 to 120°W. In contrast, measurements recorded by the French Navy during the same season in 1979, but closer to 14°S, show the usual slope of the thermocline (Figure 2B).

Relaxation of the zonal slope of the thermocline between the equator and 10°S, as seen in Figures 1 and 2A, seems to be directly forced by the southeastward progression of westerly wind anomalies. Leetmaa *et al.* (1983) suggested that the widespread deepening of the thermocline at 85°W is consistent with models in which initial patterns of thermocline deepening are broadened by reflected Rossby waves. We believe that the widespread anomalies are due mostly to the direct effect of

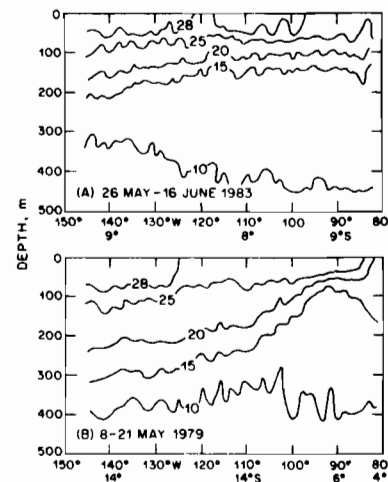


FIGURE 2 (Donguy *et al.*)  
Zonal temperature sections made by the French Navy in (A) 26 May-16 June 1983 and (B) 8-21 May 1979.

the wind because we do not find clear indications of westward propagation at 6°S. Comparison of Figures 2A and 2B suggests that the vertical temperature gradient decreased in the 10 to 15°C water and increased in the 20 to 25°C water during 1982-83. This is consistent with Leetmaa *et al.*'s (1983) conclusion that the thermocline variability near 5°S involves more than a single, gravest vertical mode. It is worth noting that the increase in volume of the 10 to 15°C water at 8°S (Figure 2A) combined with Leetmaa *et al.*'s (1983) observation of a decrease in volume of this water closer to the equator suggests a southward displacement of waters in this temperature range.

### References

- Arkin, P. A., J. D. Kopman, and R. W. Reynolds (1983) 1982-83 El Niño Southern Oscillation Event Quick Look Atlas. NOAA Climate Analysis Center, Washington.
- Donguy, J. R., G. Eldin, A. Morliere, J. P. Rebert, and G. Meyers (1984) Changes in the 20°C isotherm depth along the equator during three ENSO events. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 26, 2-4.
- Leetmaa, A., D. Behringer, J. Toole, and R. L. Smith (1984) Observations of the 1982-83 El Niño at 85°W. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 21, 11-12.
- Meyers, G., J. R. Donguy, and D. Cutchin (1983) Tropical Pacific thermocline topography during the period mid-1979 through mid-1983. In: *Papers from the 1982-83 El Niño Southern Oscillation Workshop*, U.S. Government Printing Office, Miami, 33-52.
- Rasmusson, E. M., P. A. Arkin, A. F. Krueger, R. S. Quiroz, and R. W. Reynolds (1983) The equatorial Pacific atmospheric climate during 1982-83. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 21, 2-3.
- Toole, J. (1983) Preliminary observations of the equatorial Pacific, fall 1982. *Tropical*

*Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 16, 12-14.

Jean-René Donguy  
Gérard Eldin  
Alain Morliere  
Jean-Paul Rebert  
Groupe SURTROPAC  
ORSTOM  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia

Francis Rougerie  
ORSTOM  
B. P. 529  
Papeété  
Tahiti

Gary Meyers  
CSIRO Division of Oceanography  
G. P. O. Box 1538  
Hobart, Tasmania 7001  
Australia



## South Equatorial Current During the 1982-83 El Niño

The center of the subtropical gyre in the South Pacific shifted southward during the 1982-83 El Niño, while a strong, westward geostrophic flow developed between 10 and 20°S (Wyrki, 1984). Transequatorial XBT sections show that the shift was part of a re-arrangement throughout the equatorial current system.

The XBT sections have been collected from volunteer observing (merchant) ships since 1979, at a frequency of 1-2 per month, along the shipping routes New Caledonia-Japan and New Caledonia-California. The New Caledonia-Japan route yields a nearly meridional section across the currents in the western Pacific, with an equatorial crossing near 160°E. The New Caledonia-California route cuts diagonally (southwest-northeast) across the central Pacific, with an equatorial crossing near 160°W. Changes in the South Pacific gyre are documented here with sections from individual cruises.

Data typical of the period before the Niño episode are shown in Figures 1A and 1B. Temperature in the gyre indicates that the gyre center shifts poleward with depth, and implies a distinctive vertical structure in currents. The gyre center is represented by the warmest temperature on a level surface. In the upper 200 m it is located equatorward of 10°S, while at deeper levels, below 300 m, it is poleward of 20°S. Due to the difference in gyre structure at shallow and deep levels, temperatures above 200 m decrease poleward from 10°S, while temperatures below 300 m increase poleward. The almost flat, mean topography of the sea surface near the gyre center, as noted by Wyrki (1984), is associated with this reversal of meridional temperature gradient with depth, because the steric effects in the two layers tend to cancel. The flat sea surface does not imply a weak circulation in the region, but rather a circulation with large vertical shear. The South Equatorial Current, indicated by horizontal temperature gradients, is strongest at or near the surface in the equatorial region (0°-10°S) and near 200 m at higher latitude (10-20°N).

Variability in the gyre is documented by the topography of the 20°C isotherm (Figure 2). Maximum (minimum) depths are called ridges (troughs) in the following discussion to maintain their correspondence to sea level elevation. From 1979 until mid-1982, the gyre showed little variability. A ridge often exceed-

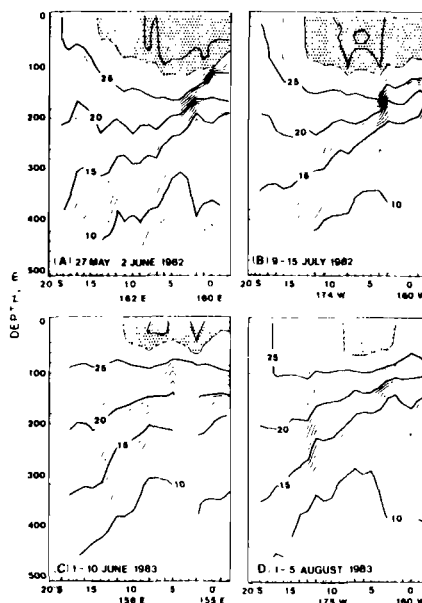


FIGURE 1 (Meyers and Dongus)  
XBT sections between New Caledonia and the equator before and after the 1982-83 El Niño. (A) west Pacific, 27 May-2 June 1982; (B) central Pacific, 9-15 July 1982; (C) west Pacific, 1-10 June 1983; (D) central Pacific, 1-5 August 1983.

ing 200 m was observed near 8°S; farther poleward were a trough occasionally less than 180 m near 11°S and another ridge often exceeding 200 m near 20°S. Ridges and troughs usually appeared on individual sections along the western route during the first three years of these observations. After June 1982 the tropical thermocline began to rise, first near the equator, and progressively later at higher latitude in both hemispheres. After October 1982 the 200 m ridge near 8°S disappeared and was replaced by a weak trough with depths less than 140 m. The poleward slope of the 20°C isotherm, which had developed by April 1983, indicates a powerful, westward geostrophic flow between 10 and 20°S, as noted by Wyrki (1984). The most striking change in the 20°C topography is associated with the North Equatorial Counter-current, which almost disappeared in 1983 after a period of intense flow earlier in the episode.

By mid-1983 the temperature structure in the South Pacific gyre was fundamentally different from one year earlier (Figures 1C and 1D). The thermocline had shoaled 40-60 m in the region north of 15°S. In the same region, the heat content of the mixed layer decreased, as seen by a lowering of surface temperature and a decrease in volume (*i.e.*, depth and latitude band) of 28 and 29°C water. South of 15°S the mixed layer and thermocline were slightly deepened. (The change in heat content observed in the Northern Hemisphere was larger; the depression of the thermal structure north of 20°N appears clearly in Figure 2. However, further documentation of this Northern Hemisphere feature is beyond the scope of this article.) The meridional temperature gradient in the latitudes 10-20°S had reversed in the upper 200 m in mid-1983, so that temperature increased poleward throughout the depth range of the thermocline. The temperature gradient is consistent with Wyrki's (1984) observation of a strong slope in sea level between 10 and 20°S during this period. The XBT section for August 1983 indicates a powerful current flowing between 6 and 20°S. Conversion of the temperature data to dynamic height of the surface relative to 400 db using a temperature-salinity relationship for the Coral Sea (Church and Golding, 1983) yields a surface slope of 25 dyn cm and a surface current of approximately 7 cm s<sup>-1</sup>. The horizontal temperature gradient suggests that the flow within the South Equatorial Current was maximum at or near the surface, in contrast to its usual structure in this latitude band during the three years prior to the Niño episode. Assuming a linear vertical current profile with zero current at 500 m, the transport through the latitudes 10-20°S into the Coral Sea is 19 Sv (1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), which is consistent with a transport of 18 Sv relative to 500 db after the

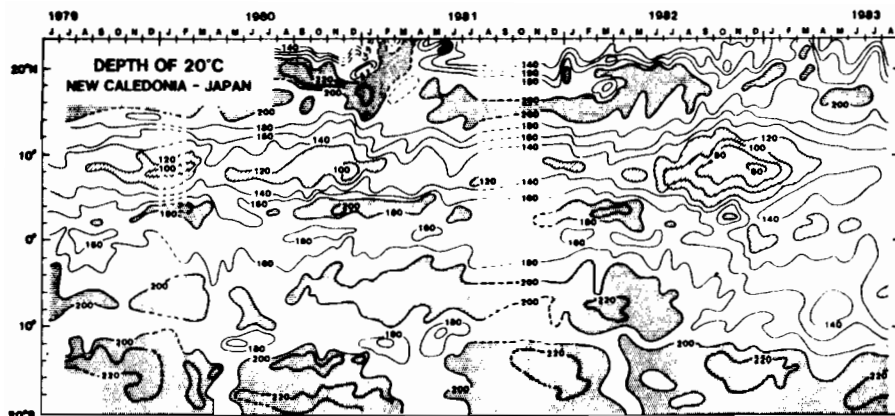


FIGURE 2 (Meyers and Donguy)  
Depth of the 20°C isotherm in the western Pacific near 160°E.

1957 and 1972 El Niños (Donguy *et al.*, 1984). During non-El Niño years the net westward transport is smaller in these latitudes and most of it flows below 200 m.

Apparently, the strongest flow in the South Equatorial Current shifted into the latitude band 10-20°S and into the surface layer during El Niño. Usually this current is strongest between 0° and 10°S (Figures 1A and 1B) and thus reaches the western boundary region north of the Solomon Islands. During 1982-83 it passed south of the island chain and flowed directly into the Coral Sea. This influx probably altered the circulation in the Coral Sea and at the western boundary. Downstream effects in the Australian region remain to be documented.

#### References

- Church, J. A. and T. J. Golding (1983) Cruises into the western Coral Sea by R. V. *Sprightly* 1980-81. CSIRO Marine Laboratories Report 158, Appendix 1, CSIRO, Hobart, 23 pp.
- Donguy, J. R., G. Eldin, A. Morliere, and J. P. Rebert (1984) Variability of dynamic topography and equatorial currents in relation to hydroclimatic conditions of the western Pacific. *Océanographie Tropicale*, in press.
- Wyrtki, K. (1984) A southward displacement of the subtropical gyre in the South Pacific during the 1982-83 El Niño. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 23, 14-15.

Gary Meyers  
CSIRO Division of Oceanography  
GPO Box 1538  
Hobart, Tasmania 7001  
Australia

Jean-René Donguy  
Groupe SURTROPAC  
B. P. A5  
Nouméa  
New Caledonia



(ABSTRACT)

F. CONAND and W.J. RICHARDS

-

BIOLOGICAL OCEANOGRAPHY, 1(4), 1982 : 321-336

-

A total of 433 plankton tows, made in the Indian Ocean between the equator and Madagascar, were examined for the presence of scombrid larvae. In order of abundance, those found were : *Katsuwonus pelamis* (73%), *Thunnus albacares* (15%), *Auxis* sp. (7%), *Euthynnus affinis* (2%), *Acanthocybium solandri* (0.6%), *Thunnus obesus* (0.3%), and *Thunnus alalunga* (0.3%). The distribution and abundance of larvae were examined in terms of temperature and salinity data collected concurrently. Ranges of both parameters were well within normal limits of larval occurrence. Larvae of *K. pelamis* and *T. albacares* were most abundant during the summer season. *K. pelamis* were scarce at temperatures lower than 24°C, but salinity conditions showed no effect. For *T. albacares* temperatures below 27°C correlated with low abundance, and high temperatures and salinities correlated with high abundance.



(ABSTRACT)

BOELY, T.

RAPP. P.V. REUN. CONS. INT. EXPLOR. MER, 180, (1982) : 423-431

Since 1960, catches of coastal pelagic fishes have increased immensely off the West African coasts, attaining nearly 1 800 000 tonnes between Cape Bojador (26°N) and the Congo River. The greatest rate of increase has occurred in the Senegal-Mauritania region where the pelagic catches have grown from 200 000 t to more than 1 350 000 t in eleven years. Five tropical species are concerned: *Sardinella aurita*, *Sardinella maderensis*, *Trachurus trecae*, *Caranx rhonchus*, and *Scomber japonicus*. Towards the north one might add *Trachurus trachurus*, caught beyond Dakar, and *Sardina pilchardus*, beyond Mauritania's Arguin Bank.

This study presents first a résumé of the findings on the distribution, biology, movements, and areas of concentration of these species. The three types of exploitation (small-scale, national industrial, and international high-seas industrial) are described with a brief historical summary. The evolution of the catches between 1964 and 1974 is analysed as well as the principal tendencies of the different fisheries.

The Gulf of Guinea lies between two rich regions, that of Senegal and Mauritania and that of Angola. In the former, the more exploited, clupeids, horse mackerel, and mackerel make up the greater part of the pelagic catches, which greatly augmented between 1968 and 1970, levelling off thereafter. In 1974, about 550 000 t of sardinella, 570 000 t of horse mackerel, and 130 000 t of mackerel were caught there, for a total of 1 350 000 t, including the sardines caught north of 20°N. The mediocrity of the available statistics makes it difficult to evaluate the region's potential, all the more so since the fluctuations in the natural abundance of each species, in particular of the sardinella, appear to be very great from year to year. In any case the resource exploitation in the Senegal-Mauritania area seemed to be near its maximum in 1973 and 1974, and new growth of that region's pelagic fisheries seems improbable. Only some local fisheries of minor importance could be created in the southern part of the region to exploit the inshore species which are out of reach of the high-seas fisheries (bonga, inshore carangids, etc...).

The Angolan region, which includes the Congo, is mainly exploited by Angolan flotillas of seiners. High-seas trawling does not begin until after 15°S and seems to be of little importance up to 20°S. In 1972, the total catches approximated 570 000 t, of which 280 000 t were of horse mackerel, 140 000 t of sardinella, and 70 000 t of sardines. For the moment the state of the stocks is unknown.

The Gulf of Guinea, from the Guineas to the Congo, seems much less rich. Small-scale fisheries are active, with clupeids, sardinella, and bonga supplying the greater part of the catches. The high-seas fleets work this sector rarely. The statistical data, with the exception of those for the Ivory Coast and Ghana, are of mediocre quality. The growth of the pelagic catches is regular, going from 100 000 t in 1964 to 350 000 t in 1974. There is a succession of small stocks, and the example of the round sardinella off Ghana demonstrates the prudence with which their exploitation must be undertaken. The importance taken on by *Balistes capriscus* within certain ecosystems off the Ivory Coast, Sierra Leone, and south of Guinea Bissau, must be noted.



SEXUAL CYCLE OF THE ROUND SARDINELLA (*SARDINELLA AURITA* Val.1847)  
IN SENEGAL OCEAN WATERS

---

(ABSTRACT)

BOELY, T.

-  
OCEANOGR. TROP., 17(1), 1982 : 3-13

-

Various aspects of the reproductive cycle of the round sardinella (*Sardinella aurita* Val. 1847) are pointed out. The sex-ratio, close to 1, varies with the size and the females are clearly predominating in the large size classes. Length at first maturity is around 18.5 cm. Minimum reproduction activity occurs in August and two main spawning seasons occur, one from April to June, the other in October-November. The duration and the importance of these two spawning seasons show strong variations from year to year and the different classes of age are not participating in the same way in each of them. The shores of Senegal are a preferred area of the reproduction.

—

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire  
N° : 32455, ex 2  
Cote : A



GEOGRAPHIC DISTRIBUTION OF SOME FISHES LIVING ON THE OUTER-REEF SLOPES  
OF INDO-PACIFIC ISLANDS

---

(ABSTRACT)

FOURMANOIR, P.

-

CYBIUM, 6(3), 1982 : 91-96

-

This paper gives the distribution of 45 Indo-Pacific fishes living on the bottom of the outer-reef slopes in the depth range 40m-400m. Most are food fishes taken with ordinary hand lines.

The increase of number of places where the fishes are now recorded can be explained by the recent collecting efforts involving exploratory fishing surveys.

Fishes belong to the families : Lutjanidae, Lethrinidae, Serranidae, Bramidae, Gempylidae, Muraenidae, Triakidae, Squalidae and Mustelidae.

---



SPATIAL AND TEMPORAL DISTRIBUTIONS OF JUVENILE TUNAS FROM STOMACHS OF TUNAS  
CAUGHT BY POLE-AND-LINE GEAR IN THE CENTRAL AND WESTERN PACIFIC OCEAN

---

(ABSTRACT)

A.W. ARGUE, F. CONAND and D. WHYMAN

-

TUNA and BILLFISH ASSESSMENT PROGRAMME, TECHNICAL REPORT N° 9,  
SOUTH PACIFIC COMMISSION, NOUMEA NEW CALEDONIA, 1983 : 1-47.

-

New information on distribution and relative abundance of tuna juveniles in the central and western Pacific Ocean was obtained by examination of stomach contents from 12,135 tunas caught by pole-and-line gear between October 1977 and August 1980. Analyses focused on skipjack juveniles in adult skipjack stomachs, since skipjack accounted for over three-quarters of the samples of predators and prey. Two indices, percentage occurrence and number of juveniles per 100 predator stomachs, were assumed to measure relative abundance of juveniles. Three - and four-way G- tests of independence were used to examine variation in juvenile occurrence in predator stomachs with distance from land, time of day, season and geographical location from which predators were sampled.

Skipjack juveniles occurred in 4.5 per cent of stomachs of 8,175 adult skipjack from tropical waters, and in 2.0 per cent of 1,711 yellowfin stomachs from tropical waters. Other common species of juveniles were frigate tuna, albacore, and mackerel tuna; each occurred in less than one per cent of predator stomachs. Juvenile skipjack occurrence in adult skipjack stomachs was highest later in the day and further from land and there was evidence that skipjack juveniles form schools. Such distributions of juveniles were postulated to minimise mortality caused by surface-dwelling predators.

Skipjack juveniles were absent from samples of predator stomachs taken in subtropical waters, and were uncommon from samples of predator stomachs taken in the region of the north equatorial counter current and in the region of equatorial upwelling. Juvenile skipjack occurred most frequently in adult skipjack stomachs between October and March south of the Equator, and in two broad geographical areas, one including eastern French Polynesia and the other encompassing Papua New Guinea, Solomon Islands and Vanuatu. It was hypothesised that skipjack spawning activity in the study area was most intense in these months and areas.

—



EXPLORATORY SURFACE ALBACORE TROLLING IN THE CENTRAL  
AND WESTERN SOUTH PACIFIC OCEAN

---

(ABSTRACT)

LE GALL, Y. and J.P. HALLIER

-

LA PECHE MARITIME, 1257, 1982 : 695-700

-

An exploratory trolling fishing cruise for albacore (*Thunnus alalunga*) took place from 12 February to 4 March 1982 on board the R.V. "Coriolis" from Papeete to Noumea via 40°S. The area surveyed extended from 157°W to 180° between 38° and 42°S.

Hydrographic data were collected at 16 different stations. Recorded measures include temperature (°C), salinity (‰) and oxygen (ml/l) at 12 different levels between the surface and 500 metres deep, and chlorophyll "a" (mg/m<sup>3</sup>) at 8 levels between 0 and 200 metres.

Exploratory surface trolling showed that two to five year old albacore are present in the Central South Pacific but they are scattered with no sighting at the surface.

At this time of the year, hydrographic structures favourable to the occurrence of albacore at the sea surface are localized where surface isotherms (16 to 19°C) are organised in a front.

This particular front is called the South subtropical convergence. Its geographical extension is relatively restricted and well defined through satellite SST charts (GOSSTCOMP type). This front and the summer thermocline are factors which contribute to the albacore availability to surface fishery.

In this way, conditions for surface albacore occurrence in the South Pacific are not different from those in the North Pacific where an important fishery exists. However the results of this single cruise do not allow to push further the similarity between the two regions.

---



THREE NEW SPECIES OF SERRANIDAE FROM PHILIPPINES ISLANDS AND THE CORAL SEA

---

(ABSTRACT)

FOURMANOIR, P.

-

CYBIUM, 6(4), 1982 : 57-64

-

The anthiine genus *Plectranthias* Bleeker (1873) (Serranidae : Anthiinae) has been recently revised by J.E. Randall (1980). Later collections in Western Pacific by author and colleagues have provided three new species, thus raising to 33 species the total number of known species in that genus.

*Plectranthias maculatus*, from the Philippines, caught between 129 and 177 m depth by trawl-nets, is distinguished from the other *Plectranthias* species through its high gillrakers count - 30 to 31 -, its deep body, steep snout profile, and a large dark brown spot on its back, just below the three dorsal fins.

*Plectranthias barroi*, from the Chesterfield Islands (Coral Sea) in 300 m depth, is very distinctive among the other known species of *Plectranthias* with its peculiar filamentous ventral rays, and elongated rays in anal and caudal fins.

*Chelidoperca lecromi*, also from the Chesterfield Islands, same depth as *P. barroi*, differs from other *Chelidoperca* by its yellow colour and belly striped. The interorbital space of that new species is covered with a scaled band, as in *C. hirundinacea* from which it separates by lower gill rakers counts (14 vs. 18), lower number of pectoral rays (15 vs. 16) and of scale rows above lateral line (3 vs. 4). Its dorsal spines display a slight curvature close to their tip, while they are all straight in *C. hirundinacea*.

—



INTERANNUAL VARIATIONS IN THE TROPICAL PACIFIC 1975-1982

---

(ABSTRACT)

DONGUY, J.R. and A. DESSIER

-

PROCEEDINGS OF THE 7 TH ANNUAL CLIMATE DIAGNOSTICS WORKSHOP, NATIONAL CENTER  
FOR ATMOSPHERIC RESEARCH, BOULDER, COLORADO, 18-22 Oct. 1982 : 274 - 282

-

In 1979 and 1982, surface low salinity occurred in the Western Equatorial Pacific, as during the 1972 and 1976 El Nino events. In the eastern Pacific, the warm period lasted 4 months in 1979 and in 1982 as in 1976. Empirical orthogonal analysis applied to the monthly surface temperature from ships of opportunity points out that in the eastern and central Pacific, the signature of the temperature anomalies was the same in 1979 and in 1982 than in 1976, which was El Nino year. In the western Pacific, empirical orthogonal analysis applied to the monthly surface salinity from ships of opportunity points out similarly that the signature of the salinity anomalies was the same than during an El Nino year. Consequently we can conclude that, in the beginning of 1979 and 1982, a very weak El Nino occurred. However in August 1982, a major El Nino began.

---



NOTE ON SWARMS OF THALIACEA IN THE GULF OF GUINEA

---

(ABSTRACT)

LE BORGNE, R.

-

OCEANOGR. TROP., 18(1), 1983 : 49-54

-

Swarms of Salps and Pyrosomids are often observed in the deep-sea parts of the Gulf of Guinea. An hypothesis is suggested to explain the reason of such swarms : more than the amounts or quality of phytoplankton, the level of its growth rate would be important. Thus, after a rapid phytoplankton bloom, following sudden environmental changes, Thaliacea are the most appropriate microphagous animals ready to develop, because of their asexual mean of reproduction, their wide spectrum of prey sizes and the inefficiency of predators of the usual herbivores. However, the absence of Thaliacean swarms in many phytoplankton blooms suggests some algae may not be captured by them (e.g. because of too long chains for Diatoms).

---

O. R. S. I. O. M. Fonds Documentaire  
N° : 32461, ex 2  
Cote : A



SEXUAL CYCLE AND MIGRATIONS OF *SARDINELLA AURITA* ON THE WEST-AFRICAN  
SHELF, FROM BISSAGOS ISL. TO MAURITANIA

---

(ABSTRACT)

BOELY, T., J. CHABANNE, P. FREON and B. STEQUERT

RAPP. P.V. REUN. CONS. INT. EXPLOR. MER, 180, 1982 : 350-355

The sexual cycle of *Sardinella aurita* in Senegalese and Mauritanian waters shows the following features : In the entire region, reproduction takes place throughout the year, with a maximum period from June to September. The principal reproduction area extends from the Gambia in the south to Cape Blanc in the north. Spawning is not simultaneous in the whole area, but there is a center of maximum reproduction which shifts. Thus, it is found in Gambian waters in early June and near Cape Blanc in September. In a given area, spawning takes place over a very long time span, with alternating active and resting periods. In Senegal, two spawning periods are observed; the main one lasts from February to June, and the less important one occurs in October and November.

Juveniles grow very close to the coast. They form two nurseries : the first is well known and spreads from Cape Verde to the Gambia, and the second is off Mauritania, on the Banc d'Arguin and near Cape Timiris. Young *Sardinella* remain in the nurseries until they reach 20 to 25 cm in fork length. They spawn a first time, then join the adult part of the population. Two principal departures from the Senegalese nursery take place, one in June/July, the other in December/January.

Adult *Sardinella*, bigger than 25 cm, live offshore, in the 40 m to 100 m depth areas. They move, searching for convergence zones along the external limits of the upwelling. Most of them have a migratory cycle as follows : 1) a dispersion phase off northern Mauritania at the end of the warm season, with the beginning of the cold waters, from October to January; 2) a southwards quick-moving phase in February; 3) a pre-spawning phase of concentration in March/April in the southern part of the area (southern Senegal and Guinée-Bissau); 4) a north-moving phase up to 24° - 25°N, with spawning from May to September.

Thus the *Sardinella aurita* of the Senegalese-Mauritanian region represent but one population. Adults have an annual migration cycle ranging from 11° to 25°N. They spawn mainly during their journey north, all along the coast. Larvae are recruited in two nurseries, one off Senegal, the other off Mauritania. Juveniles grow in these nurseries, have a first spawning, then join the adult part of the population.



AN INSTANCE WHERE OCEANIC INFLUENCE INCREASES THE RANGE OF FLUCTUATIONS  
OF THE TEMPERATURE OF THE AIR : THE GULF OF GUINEA AT POINTE-NOIRE

---

(ABSTRACT)

GUILLERM, J.M

-

NOROIS, 116, 1982 : 502-505

-

At Pointe-Noire, Gulf of Guinea, the anomalously large annual range of mean air temperature ( $6^{\circ}\text{C}$ ) is explained by an even larger range of sea surface temperature (more than  $7^{\circ}\text{C}$ ), which derives from cold advections from June to September. Such cold advections result in an absence of rainfall during these months (fig.1), as in the classical tropical coastal deserts (Peru, etc.), but for a shorter time.

---



A SURFACE ALBACORE SURVEY IN THE CENTRAL AND WESTERN  
SOUTH PACIFIC OCEAN

---

(ABSTRACT)

HALLIER J.P. and J.Y. LE GALL

-

SPC Fisheries Newsletter N° 24, January-March 1983

-

An exploratory trolling fishing cruise for albacore (*Thunnus alalunga*) was conducted on board the R.V. CORIOLIS from 02/11 (Tahiti) to 03/04/82 (Noumea) in the Central South Pacific. The area surveyed for albacore occurrence extended from 157°W to 180° between 38° and 42°S.

Hydrographic data were collected in order to define the hydrographic structures favourable to albacore occurrence at the sea surface.

This exploratory cruise demonstrated that immature albacore (from 42 to 94 cm fork length) are available to surface trolling in the area surveyed.

The potential area for albacore trolling fishery is the frontal zone between central subtropical and sub-antarctic waters. This represents a latitudinal band with water temperatures between 16 and 19°C. This area can be spotted on SST satellite imagery (GOSSTCOMP type).

Catch rates achieved during the survey were low (1 to 2 albacore per fishing hour). They suggest a scattered distribution. However the survey was too short to give any idea on the albacore potential of this area, and other exploratory cruises will be necessary to ascertain the importance of the albacore stock available to surface fishing in this part of the South Pacific Ocean.

—

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire  
N° : 32464, ex 2  
Cote : A



BAITFISHING METHODS USED BY THE SKIPJACK SURVEY AND ASSESSMENT  
PROGRAMME AND RECOMMANDATIONS ON BAITFISHING TECHNIQUES FOR  
THE TROPICAL PACIFIC

---

(ABSTRACT)

HALLIER J.P., R.E. KEARNEY and R.D. GILLETT

-

In KEARNEY, R.E. (Ed.). Methods used by the South Pacific Commission for the survey and assessment of skipjack and baitfish resources. *Tuna and Billfish Assessment Programme Technical Report N° 7*. S.P.C., Noumea, New Caledonia. pp. 71-107.

-

Most Japanese-style pole-and-line vessels based in the tropical western and central Pacific use the same basic "bouki-ami" baitfishing technique. Though the net design is similar, dimensions vary considerably between vessels of different size, as does the use of bait attraction lights. From the commencement of the Programme, Commission scientists modified the conventional Japanese method.

Both the conventional Japanese method and the modifications brought by the Programme's scientists are described in details. Advantages and drawbacks of the modifications are discussed. Recommendations for the selection of a light attraction system according to fishing conditions are given as well as advices for the selection of baitfishing areas, for loading of baitfish and for keeping bait alive on board the vessel.

In some fisheries, notably the Hawaiian pole-and-line fishery for skipjack, beach seines are the primary method used to capture baitfish. In April 1978, the Programme began using a beach seine to supplement bait catches made at night.

The beach seine technique developed by the Programme is detailed.

---

O.R.S.I.O.M. Fonds documentaire  
N° : 32465, ex 2  
Cote : A



METHODS OF STUDYING GROWTH IN HOLOTHURIANS (BECHE-DE-MER), AND PRELIMINARY RESULTS FROM A BECHE-DE-MER TAGGING EXPERIMENT IN NEW CALEDONIA

---

(ABSTRACT)

C. CONAND

-  
SPC fisheries Newsletter N° 26 : 31-38 - July-Sept. 1983  
-

Various species of tropical holothurians (sea cucumbers) have been exploited in the Indo-Pacific region for centuries past. After being cooked and dried, and sometimes smoked also, they are marketed under the name of "bêche-de-mer" or "trepang", and are much appreciated as a food in eastern Asia. However, very little is known about the biology of these species.

Research to this end by ORSTOM in New Caledonia comprises three main projects. These are : a study of the distribution, density and biomass of holothurians in the different habitats of the reef complex; determination of the biometric relations and the reproductive cycles of the eight commercial important species; and an evaluation of the growth pattern of six of these species.

The principal methods that are usually used to study the growth of a marine organism are :

- tagging
- study of individuals in cages or in the aquarium
- observation of the growth of size classes over a period of time
- counting growth rings on pieces of the skeleton.

As regards to holothurians, each of these methods has its own particular difficulties :

- absence of growth rings in the peripharyngeal ring,
- lack of clearly defined modes in the size and weight distribution and scarcity of juveniles,
- cessation of growth, or even weight loss, in individuals kept in an aquarium,
- shock and lesions caused by tagging and rejection or loss of external tags.

This latter fact may considerably bias the interpretation of recapture rates for the study of mortality and size of populations.

In addition, there is in every case, the difficulty of measuring size and weight exactly.

Nonetheless, "Floy Tag" external tags and the fasteners used on species in the New Caledonian lagoon have been retained in the integument of some individuals for more than a year after tagging. It should therefore be possible to obtain more data about the growth and the movement of certain holothurian species if this experiment is continued.



TROPICAL PACIFIC THERMOCLINE TOPOGRAPHY DURING THE PERIOD

MID-1979 THROUGH MID-1983

(ABSTRACT)

MEYERS, G., J.R. DONGUY and D. CUTCHIN

--

in : Papers from 1982-83 El Nino/Southern Oscillation Workshop -  
Miami, November 3-4, 1983, p. 33-51.

--

The data from ships of opportunity along 3 shipping routes in western (Noumea-Japan), central (Noumea-California) and eastern (Tahiti-Panama) have been considered during normal period (before 1982) and during El Nino period (1982-83). Weak seasonal variations appeared in the Western Pacific and during El Nino a dramatic isotherm rising happened from 16°N to 12°S. In the Central Pacific an enormously large pool of warm water occupied the area from 5°N to 15°S. The NECC did not differ too much from the other years. In the Eastern Pacific, the changes start in October under the form of a surface warming and a thermocline deepening. The equatorial upwelling then disappeared.

--

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire  
N° : 32467, ex 2  
Cote : A



GEOSTROPHIC TRANSPORT CALCULATIONS IN THE CENTRAL  
PACIFIC BASED ON THE SHIP-OF-OPPORTUNITY XBT LINES

(ABSTRACT)

KESSLER, W., B. TAFT, G. MEYERS and J.R. DONGUY

--

in : Papers from 1982-83 El Nino/Southern Oscillation Workshop -  
Miami, November 3-4, 1983.

--

From ship-of-opportunity XBT data in the Central Pacific, dynamic calculations have been made. Dynamic height at troughs and ridges have been considered mainly during the 1982-83 EL-Nino. The North Equatorial Counter Current transport get a peak value in September 1982 (44 Sverdrup). Comparison of the ship of opportunity data is made with the climatological mean and the FGGE shuttle ones.

—



NERITIC PHYTOPLANKTON AND PRIMARY PRODUCTION OF THE SEASONAL  
UPWELLING AREAS IN THE GULF OF GUINEA

(ABSTRACT)

BINET, D.

--

OCEANOGR. TROP. 18(2), 1983, p. 331-355

--

In the Gulf of Guinea some coastal upwellings occur during the southern winter from Cape Palmas to Cotonou and south of Cape Lopez. In the other areas, i.e. from Bissau Guinea to Liberia and in the Bay of Biafra, the guinean warm water with low salinity is permanent. The terrestrial run-off due to heavy rainfalls drains to the sea terrigenous components. Their nutritive value is considerably higher than that of the open sea warm waters.

In the seasonal upwelling area, the chlorophyll content looks negatively correlated to the sea temperature. The winter maximum can reach  $10 \text{ mg.m}^{-3}$  off Pointe-Noire and Abidjan. Moderate chlorophyll values are observed, during the little cold season: 1 to  $1.5 \text{ mg.m}^{-3}$ . Off Ivory Coast, other phytoplankton blooms are related to the seasonal flood pattern. The discharge periods immediately precede or follow the main upwelling season. On the opposite, in the congo - gabonese area, the marine primary production seems to take few advantages of the Zaire discharge. Its brackish brown waters spread out several hundred of nautical miles from the mouth, and their opacity prevents the light penetration beyond a shallow layer.

Off Abidjan, phytoplankton species groups were related to various ecological environments: young or mature upwelling, floods, oligotrophic waters. Usually diatoms predominate in upwelling and discharge waters, dinoflagellates in warm season, although peridininian red tides are recorded in late August till mid September, when upwelling and terrigenous nutrients occur simultaneously.

The primary production off Pointe-Noire and Abidjan is approximately  $150 \text{ gC.m}^{-2}.\text{year}^{-1}$ . That is lower than the permanent upwelling production, but - probably - only slightly higher than the guinean coastal waters one.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 32469, ex 2

Cpte: A



NERITIC ZOOPLANKTON OF THE SEASONAL UPWELLING AREAS IN THE GULF OF GUINEA

(ABSTRACT)

BINET, D.

--

OCEANOGR. TROP. 18(2), 1983, p. 357-380

--

This paper attempts to synthesize the zooplankton studies off Abidjan and Pointe-Noire in the ecological background of the Gulf of Guinea.

From Cape Verde to Zaire river, heavy planktonic concentrations are related to upwellings. The poorest areas seems to be the Liberian coast and the bay of Biafra. On the contrary the guinean shelf - though without upwelling - is less poor than these areas. It might be due to terrestrial runoff nutrients. In upwelling areas the terrestrial influence is not obvious at the first look. Zooplankton maximums always occur during the cool seasons. The most important peaks are in August-September off Ivory Coast, one month before off Congo. Secondary peaks occur during small cool seasons of the outset of the year.

An Abidjan coastal station monitored during several years showed that zooplankton volumes have a better correlation with pluviometry and river flow anomalies than with upwellings intensity. The respective parts of upwellings and floods on the planktonic standing stock may only be determined in comparing data of "normal" and "dry" years in Sahel.

Off Abidjan, twelve multiple regressions predicting monthly zooplankton abundance have been computed, correlating plankton with temperature and river flow. Off Congo, this terrestrial enrichment is not obvious, except at some rivers mouths.

The planktonic populations are approximatively the same in the whole studied area. During the warm season stable conditions of a diversified, oceanic suprathermoclineal community is found near the shore. At the beginning of the cold season, a mixing between neritic and oceanic subthermoclineal populations increases abruptly the diversity. But, most of the subthermoclineal species, carried towards the shore by upwellings, disappear, outnumbered by the *Calanoides carinatus* outburst and, in a lesser extend, *Eucalanus monachus*. These two species, summer-resting over the shelf slope, below 500 m, become quickly dominant in the upwelled waters plankton. Then, they disappear from superficial waters, after having restored their deep stock. During the end of the cold season, smaller species (*Centropages chierchiae*, *Penilia avirostris*) become preponderant, as warmer waters with low salinity take place.

The vertical distribution changes along the year. The bulk of zooplankton is superficial in cool season, then it sinks just under the thermocline as the thermal gradient increases and deepens.

The ontogenetic migration is weak for thermophilic species and may be important for some cold season species. Some biological and demographic consequences are discussed: feeding of the first larval stages and advection loss reduction of the population by keeping it in a given area due to the migration between two opposite currents.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 32470, ex 2

Cote : A



MAIN FEATURES OF THE COMPOSITION AND PHYSIOLOGY OF OPEN-OCEAN ZOOPLANKTON  
AND MICRONEKTON POPULATIONS IN THE GULF OF GUINEA

(ABSTRACT)

LE BORGNE, R. and C. ROGER

-

OCEANOGR. TROP. 18(2), 1983, p. 381-418

-

Structural and functional parameters are used to describe three size-classes (50-200; 200-5 000; > 2 000  $\mu\text{m}$ ) of zooplankton and micronekton populations. Taxonomic and chemical composition belong to the former set, respiration, excretion and production rates together with ratios between the various rates, belong to the functional criteria. Three major points are studied: (1) the comparison of the size-classes with respect to the two sets of parameters; (2) the links between all parameters and their response to environmental factors, for the sole mesozooplankton (200-5 000  $\mu\text{m}$ ); (3) the association of stations according to the descriptive criteria used in the paper. The following results may be stressed; (1) homogeneity in the composition of tropical open-ocean populations, the physiology of which is influenced mainly by environmental factor (and rather little by the variations of their taxonomic composition); (2) quick turn-over times and (3) marked differences in carbon, nitrogen and phosphorus cycles.

O.F.S. ...  
N° : 32471, ex 2  
Cote : A



ZOOPLANKTON AND MICRONEKTON BIOMASS, EXCRETION AND PRODUCTION IN THE  
OPEN - OCEAN OF THE GULF OF GUINEA - RELATIONS WITH PHYTOPLANKTON AND  
PARTICULATE MATTER

(ABSTRACT)

LE BORGNE, R., A. HERBLAND, A. LE BOUTEILLER and C. ROGER

-  
OCEANOGR. TROP. 18(2), 1983, p. 419-460  
-

The present paper deals with total amounts of carbon, nitrogen and phosphorus in standing stocks of planktonic animals and in the fluxes linking those animals with their environment. It follows LE BORGNE and ROGER (1983)'s study on structural and functional characteristics of planktonic populations of the Gulf of Guinea. It is based mainly on repeated measurements that were achieved at 20 several-day long stations, on the three following size-classes: microzooplankton (50-200  $\mu\text{m}$ ), mesozooplankton (200-5 000  $\mu\text{m}$ ) and macrozooplankton-micronekton ( $> 2 \text{ mm}$ ). The proportion of these three sizes in total biomass, excretion and production values is studied, together with the vertical distribution and quantitative relationships between zooplankton-micronekton and the particulate material ( $< 50 \mu\text{m}$ ).

Taking vertical migrations into account, it appears mesozooplankton makes most of the biomass of animals of the 50  $\mu\text{m}$ -10 cm size-range in the 0-100 m water column (87%), most of their excretion (87%) and production (80% provided micronekton production, which was not assessed, is negligible in the 0-100 m layer). The biomass of those animals, as expressed as organic phosphorus, makes between 11 and 34% of that of the particles ( $< 50 \mu\text{m}$ ). Finally, the proportion of small animals in total biomass tends to grow from richer areas to oligotrophic ones.

Most of the biomass (77%) and excretion (89%) of the 0-500 m water column lies in the 0-100 m one; 65% are in the photic layer where the whole primary production takes places. This fact suggests a close relationship between zooplankton and phytoplankton in the open-ocean and it is also suggested by the co-occurrence of primary production and zooplankton maxima in the vertical plan. Indeed, such a linear relationship was found between zooplankton dry weight and chlorophyll "a" per square-meter for all the studied stations. Since the amount of chlorophyll "a" is correlated with the depth of the oxycline or nitracline, it is so for the dry weight. Therefore, relationships between the latter and the hydrological parameters make it possible to use historical data on oxygen and nitrate, that are more numerous and homogeneous than data on biomasses, in order to study geographical distribution and even interannual variations of zooplankton standing stocks.

Such linear regressions, with a steady zooplankton/chlorophyll ratio, show that the two trophic levels are in equilibrium, thus implying a reasonable stability of the tropical open-ocean. In those ecosystems, zooplankton dry weight seems to be limited by chlorophyll and, on the opposite, phytoplankton is limited by zooplankton grazing. As a result: (1) primary production being limited, fair amounts of dissolved inorganic nitrogen may be observed in the photic layer of the equatorial upwelling on long periods of time, because they are not taken up; (2) amounts of excreted nitrogen and phosphorus being functions of zooplankton biomass and, therefore, of phytoplankton biomass, the proportion of primary production which is due to excretion does not seem to be different in oligotrophic areas and in the equatorial upwelling.

Ratio between zooplankton production and autotrophic production is both variable and high. Consequently, two questions have to be asked: the realism of zoo- and phytoplankton values on the one hand and the occurrence of a complementary production made of detritus and microzooplankton ( $< 50 \mu\text{m}$ ) that make part of zooplankton ration, on the other hand. Because of this non-autotrophic production, it is advisable to calculate the gross growth efficiency,  $K_1$ , instead of the zooplankton/phytoplankton production ratio to assess the ecological efficiency.  $K_1$  was found to be greater than 10% in any case.

O.R.S.T.O.M. FONDATION

N° : 32472. ex 2

Cote : A



AN ATTEMPT TO SIMULATE THE SUBSURFACE CHLOROPHYLL MAXIMUM USING  
POPULATIONS OF UNPHASED OSCILLATING CELLS

(ABSTRACT)

DANDONNEAU, Y.

--

JOURNAL OF PLANKTON RESEARCH, 5(6), 1983, p. 797-818

--

A model is proposed to represent the vertical distribution of chlorophyll in tropical waters. It assumes that the phytoplankton populations are composed of cells which oscillate around a mean level at a density  $\sigma_t = B$  (close to the nutricline), with an amplitude  $A$ ;  $A$  and  $B$  are normally distributed variables; the oscillations are unphased so that the number of cells in a water layer does not vary with the time. This model is tested on data from the eastern tropical Atlantic and from the southwestern tropical Pacific. The results agree with the observations when the surface mixed layer is nutrient-exhausted. However, the model seems to account only for a deep population, and is then consistent with the hypothesis of a distinct mixed layer floral association. The agreement between the results and the observations is difficult when the surface mixed layer is not nutrient-limited, in areas of upwelling or intense vertical mixing. The model accounts for a splitting of the subsurface chlorophyll maximum after the passage of a front in the Cape Lopez area (Guinea Gulf). It also accounts for the relations between the subsurface chlorophyll maximum, the pycnocline, and the nutricline at 48 stations from the cruise PREFIL 2 in the southwestern tropical Pacific. The permanent subsurface chlorophyll maximum of oligotrophic areas seems to be more satisfactorily explained by the unphased oscillations invoked by the model than by the sinking of the cells. These unphased oscillations have not yet been observed; their possible consequences concerning the primary production and grazing are postulated.

—



## A NEW LONGLINE FISHERY IN NEW CALEDONIA

(ABSTRACT)

--

HALLIER, J-P.

--

South Pacific Commission, 16th Regional Technical Meeting on Fisheries,  
Nouméa, 13-17 August 1984 - SPC/Fisheries 16/WP. 15 - 12 pp.

--

A longline fishing company, which production is sold on the Japanese sashimi market, started to operate in New Caledonia waters last November 1983 using a first vessel bought in Japan. Activities were expanded in June 1984 when a second vessel was put into fishing operation.

From November 1st 1983 to July 19th 1984, 221 tonnes of fish were caught during 145 fishing days with a total of 323 910 hooks being set, which represents 2234 hooks per fishing day. Distribution of the fishing effort is given by 1° square as well as yields for several species.

A total of 7342 fish were caught which correspond to :

- 51 fish per fishing day
  - 1.5 tonnes of fish per day
  - 2.3 fish per 100 hooks
- and 68 kg of fish per 100 hooks.

Albacore is the main species by number and by weight followed by yellowfin and striped marlin. Albacore are more abundant during southern hemisphere winter and striped marlin more numerous during the hot season.

Fishing effort, catches and yields achieved as today are similar to those obtained by the Japanese longline vessels which traditionally fish in this region of the south-west Pacific. Fish quality meets consumer support on the sashimi market.

—



DISTRIBUTION, REPRODUCTIVE CYCLE AND MORPHOMETRIC RELATIONSHIPS OF  
ACANTHASTER PLANCI (ECHINODERMATA : ASTEROIDEA) IN NEW CALEDONIA,  
WESTERN TROPICAL PACIFIC

(ABSTRACT)

CONAND, C.

--

Proceedings of the 5th International Echinoderm Conference,  
Galway, Ireland, 24-29 Sept. 1984, 8 pp.

--

This study of the crown-of-thorns starfish *Acanthaster planci* in New Caledonia enables us to compare its biological parameters with other areas in the Indopacific. *Acanthaster* has been observed in about fifty locations on the Grande Terre and Loyalty Islands. The density of populations was usually below 0.5 individuals per hundred square meters. However a few locations with higher densities were found which should be monitored.

A monthly sampling of the population was conducted for fifteen months at Maître Islet, the station with the highest density (3.3 per 100 m<sup>2</sup>). Morphometric relationships and the reproductive cycle were defined. Breeding occurred during the warm season, from November to February. The allometric growth of the gonads showed that the forty-centimeter specimens may have up to sixty times more oocytes than twenty-five-centimeter ones and can produce up to sixty million oocytes per spawning season.

—