

# 5 L'océan qui nous entoure

H- 72943

ROUGERIE F.  
WAUTAY B.

L'océanie des géographes comprend l'ensemble des petites îles disséminées dans la ceinture intertropicale de l'océan Pacifique ; le choix de ce terme met l'accent sur les caractéristiques typiquement océaniques de leur environnement. Parmi ces îles, les plus éloignées de toute influence continentale sont sans conteste celles des archipels de la Polynésie française, à plus de 6 000 kilomètres d'un continent. L'océan est bien pour les Polynésiens le domaine privilégié de leur expérience passée et présente.

Par ses échanges avec l'atmosphère, l'océan commande les conditions climatiques à long terme. L'état de la surface conditionne le paysage et les activités humaines à court terme. Les mouvements internes des masses d'eau océaniques déterminent la vie et la richesse de la flore et de la faune, aussi bien au large que dans les lagons ou sur les récifs, dont l'homme bénéficie à son tour.

Si l'homme prend dans l'océan, il y rejette aussi les déchets de ses activités, provoquant des nuisances et des pollutions dont certaines sont particulièrement néfastes pour l'environnement, spécialement dans les lagons.

Nous avons voulu exposer ici quelques données océanologiques spécifiques à la Polynésie et évoquer les relations que l'homme entretient avec ce milieu.

## Les interactions océan-atmosphère

Les manifestations externes des interactions entre l'atmosphère et l'océan sont évidentes lorsqu'on observe des phénomènes aussi spectaculaires que l'agitation de la surface océanique sous l'effet du vent ou la tiédeur moite de l'alizé après un long parcours océanique. En fait, les interactions entre ces deux milieux fluides que sont l'atmosphère et l'océan sont à la fois étroites et complexes et permettent de parler d'un système couplé où toute action sur l'un des milieux conduit à une réaction sur l'autre. Lorsque au début du siècle on a essayé d'appréhender les règles logiques rendant compte de la dynamique océanique, on s'est aperçu que les équations de la météorologie étaient utilisables en changeant seulement la valeur des coefficients d'inertie, de turbulence, de friction, etc.

## Le soleil charge l'océan d'énergie

Dans le domaine des échanges d'énergie qui conditionnent au premier chef le fonctionnement du couple océan-atmosphère, la zone intertropicale bénéficie d'un *bilan thermique positif* ce qui signifie que l'océan tropical reçoit du soleil plus d'énergie qu'il n'en perd par rayonnement vers l'espace et par conduction et évaporation vers l'atmosphère. Cet excédent de chaleur est stocké sur place dans une épaisse couche océanique chaude puis exporté progressivement par les courants marins vers les latitudes élevées où le bilan thermique est négatif. La répartition des températures dans l'océan conditionne en partie la distribution des pressions atmosphériques ou *champ barométrique* qui lui-même commande les déplacements des couches atmosphériques ; les vents ainsi créés exercent une tension d'entraînement sur la surface océanique et sont à l'origine des grands courants marins de la planète. Comme elle est

presque totalement incluse dans la bande tropicale sud du Pacifique central, la zone marine polynésienne possède ainsi un important contenu thermique stocké dans les couches superficielles. Toutefois c'est dans le Pacifique équatorial occidental que la couche chaude de température supérieure à 25°C atteint sa plus grande épaisseur, généralement de l'ordre de 150 mètres : cette énorme quantité de chaleur incluse fait de cette zone marine le *pôle du chaud* de la planète. A l'opposé, au sud de 70° Sud, le continent antarctique possède un bilan radiatif global très négatif et constitue le *pôle du froid* de la planète. Les masses d'eau qui se forment le long de ce continent ont ainsi des caractéristiques thermohalines spécifiques qui se conservent pendant la dérive subsurface de ces eaux vers le tropique Sud et l'équateur.

L'extrême éloignement des façades continentales américaines, antarctiques et australo-asiatiques fait que la zone marine polynésienne se trouve au centre de l'hémisphère liquide de la planète. De ce point de vue, et dans leur ignorance de l'existence des continents, il n'est pas étonnant que les anciens Maoris aient considéré Tahiti comme le nombril de la terre : *te pito te fenua*, bien que cette "terre" soit plutôt une "mer", ainsi que nous le font découvrir les photos prises de l'espace. Ce caractère franchement océanique conditionne de façon prépondérante les données hydroclimatiques de la Polynésie.

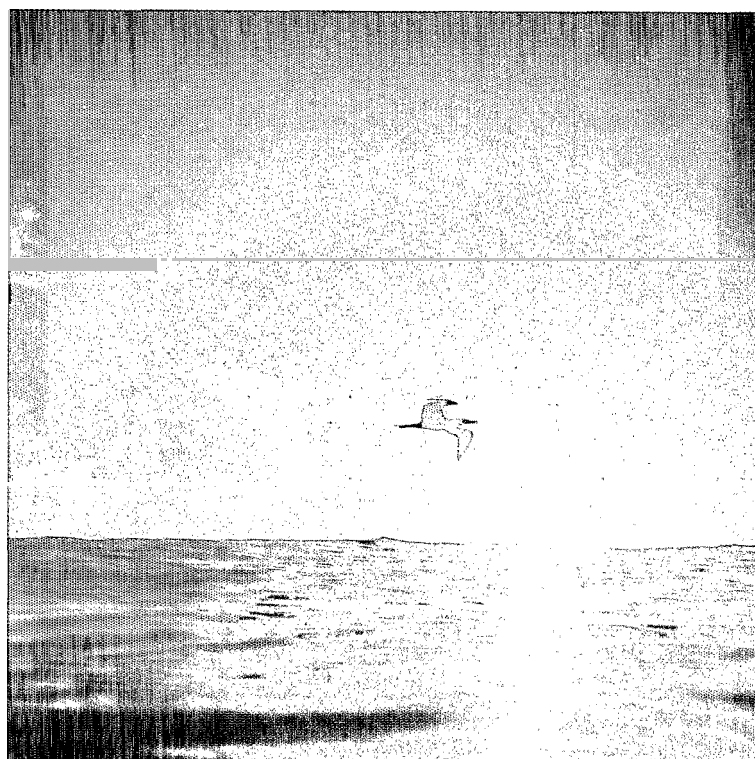
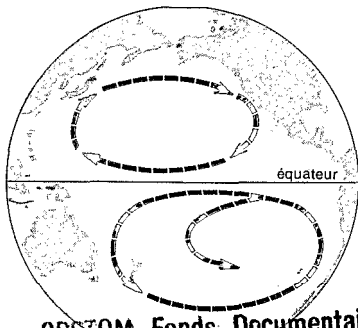
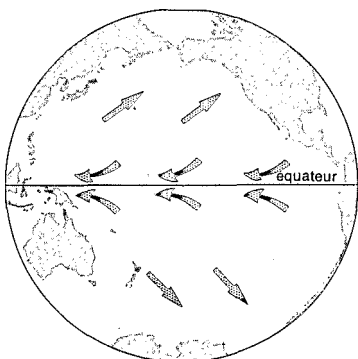
## Les températures océaniques et l'évaporation vraie

De la latitude de Tahiti jusqu'à quelques degrés au sud de l'équateur la température moyenne de la couche superficielle océanique est de l'ordre de 28°C, chiffre supérieur de 1 à 1,5°C à la température moyennée de l'air. Au

**Le bilan thermique de l'océan.** L'océan tropical reçoit du soleil plus d'énergie qu'il n'en perd par rayonnement vers l'espace ou par conduction et évaporation.

**Les vents.** La configuration du champ de pression (hautes pressions subtropicales, basses pressions équatoriales et subpolaires) et l'action de la rotation de la Terre (effet de Coriolis) font que les vents soufflent de l'est dans la bande intertropicale (ce sont les alizés) et vers l'est dans les zones tempérées (ce sont les vents d'ouest).

**Les courants océaniques.** Par frottement à l'interface, le couple de ces vents entraîne les masses d'eau dans des mouvements circulaires à l'échelle des bassins océaniques. Dans l'hémisphère Nord les courants généraux tournent dans le sens des aiguilles d'une montre, et dans l'hémisphère Sud dans le sens inverse.



ORSTOM Fonds Documentaire

N° E 30271

Cote E B ex 1

sud de Tahiti les températures océaniques décroissent régulièrement avec la latitude et au sud du tropique du Capricorne la moyenne thermique océanique devient inférieure à celle de l'air. Aux latitudes tempérées (sud de l'archipel des Australes), l'effet saisonnier hiver-été des vents prépondérants dans le contrôle du processus de stockage/déstockage de la quantité de chaleur océanique.

En plus de ces différences dues aux écarts de latitude, on peut également opposer l'ouest polynésien, chaud et pluvieux en été austral, au quadrant nord-est, plus froid et relativement aride. Or la valeur de la salinité de la couche de surface est directement tributaire de l'évaporation vraie, définie comme étant la différence entre l'évaporation réelle et les précipitations. Lorsque l'évaporation vraie est

négative, l'excès d'eau douce reçue par la pellicule de surface abaisse la salinité, ce qui est le cas en particulier le long de l'axe de convergence des vents alizés (Z.C.P.S.) où la salinité peut être inférieure à 35 pour 1 000.

Au contraire une évaporation vraie positive augmente la salinité de surface, ce qui se produit dans l'est, nord-est des Tuamotu, où se forme en permanence l'eau la plus salée de l'Indo-Pacifique, l'Eau Subtropicale Sud, de salinité supérieure à 36,5 pour 1 000. Poussée par les alizés d'est et incluse dans le courant équatorial coulant vers l'ouest, cette masse salée tend progressivement à être recouverte par les eaux plus chaudes et moins salées présentes dans le Pacifique occidental. Dans le Pacifique Ouest ce noyau salé se trouve à une profondeur de 150 à 200 m et

dérive vers l'équateur qu'il atteint au nord de la Nouvelle-Guinée. La connaissance du champ thermique et du bilan d'eau permet ainsi de schématiser les caractéristiques hydroclimatiques moyennes de la Polynésie, par exemple pendant les deux saisons, estivale et hivernale, sans perdre toutefois de vue le caractère fluctuant de certaines frontières hydrologiques, thermiques ou isobariques.

**Les anomalies de 1983**

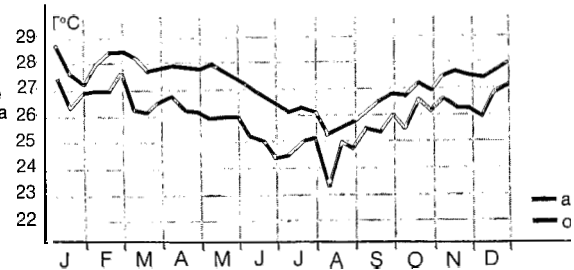
Ainsi pendant l'année 1983, une partie du contenu thermique océanique, normalement présent à l'ouest de la ligne de changement de date (180°) a atteint le Pacifique central et même oriental dans la bande 5° Nord - 15° Sud. Dans le même temps le courant épisodique El Niño amenait le long des côtes du

**La situation hydrologique moyenne et la circulation océanique de surface pendant l'hiver et l'été austral.** Dans la zone polynésienne la caractéristique hydrologique majeure est l'extension de l'Eau Subtropicale Sud vers l'ouest, variable avec les saisons, qui s'oppose à la dessalure des eaux de surface produite par les précipitations locales ou amenée de l'ouest par les contre-courants.

En hiver austral, l'Eau Subtropicale Sud qui se forme en surface à l'est des Tuamotu atteint facilement les îles de la Société ; on trouve des salinités supérieures à 36,20 pour 1 000 à Tahiti ; la circulation est prédominante vers l'ouest, avec des contre-courants modestes.

En été austral, la Z.C.P.S. s'installe et les précipitations abondantes rendent compte de la dessalure (moins de 35 pour 1 000) observée au sud-ouest d'une ligne Samoa-Gambier ; dans le même temps l'intensification du contre-courant équatorial Sud amène de l'ouest de l'eau de surface moins salée.

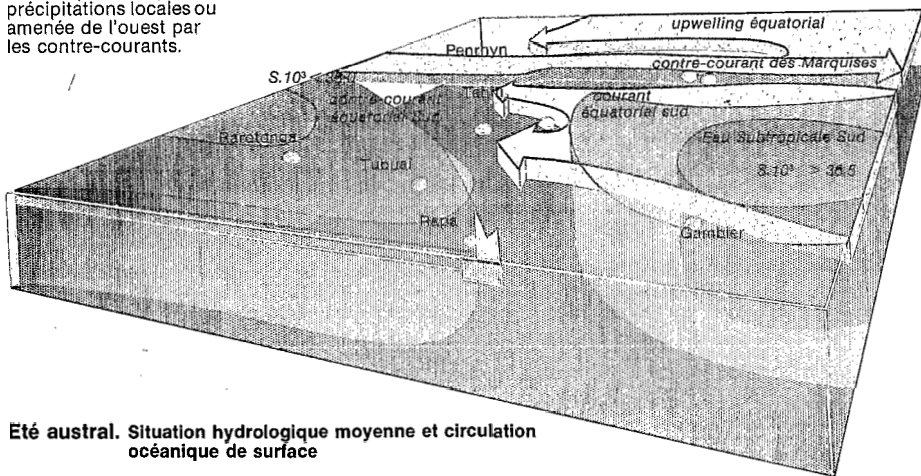
**Les températures moyennes.** A Tahiti la température moyenne annuelle de la couche superficielle océanique est de 28°C alors que la température moyenne de l'air est d'environ 27°C.



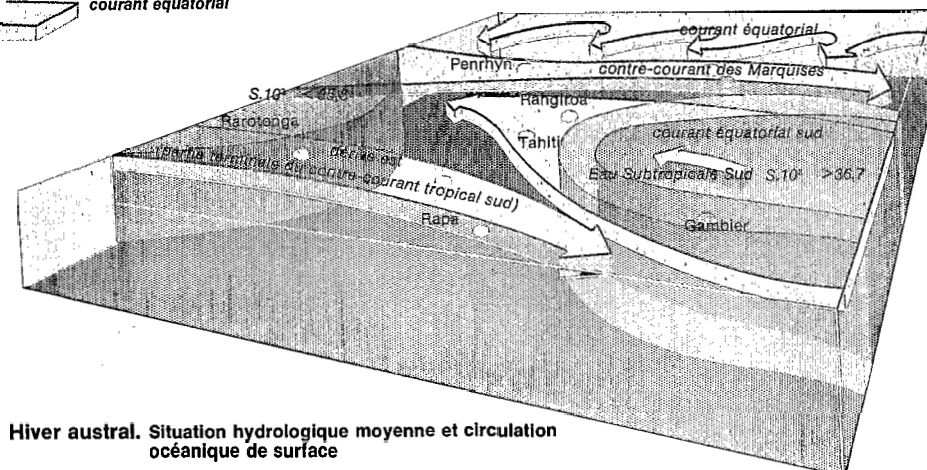
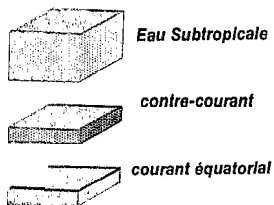
Station côtière de Tahiti. lat. 17°33'S. - long. 149°37'W. Année 1981.

**La température de l'air à la surface de la mer. Elle croît régulièrement du sud vers l'équateur et de l'est vers l'ouest dans la bande proche-équatoriale ; au nord du tropique, elle est inférieure à la température océanique de surface.**

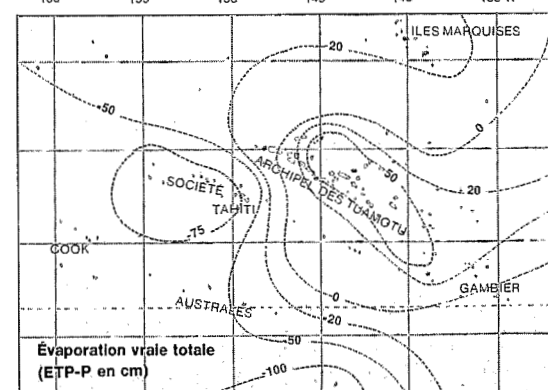
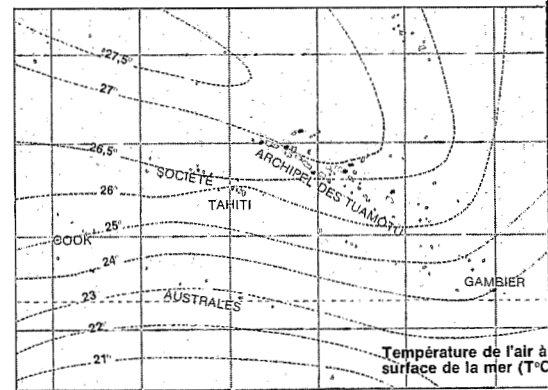
**L'évaporation vraie totale.** Elle est positive sur les Tuamotu et à l'est de la Polynésie ; partout ailleurs les précipitations l'emportent sur l'évaporation.



Été austral. Situation hydrologique moyenne et circulation océanique de surface



Hiver austral. Situation hydrologique moyenne et circulation océanique de surface

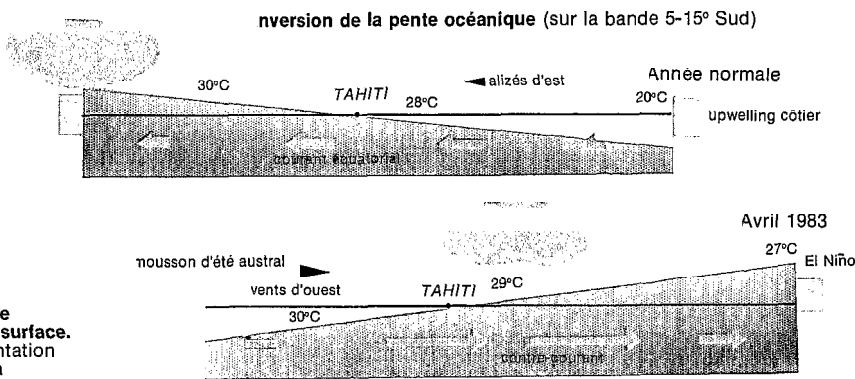


Pérou et du Chili des eaux équatoriales chaudes mais pauvres en plancton alors qu'habituellement ces côtes sont baignées par des eaux froides riches en sels nutritifs et en plancton. A l'opposé, sur la bordure ouest entre l'Australie et la Nouvelle-Zélande, les eaux tempérées froides migraient vers le tropique. Ce déséquilibre de l'hydroclimat du Pacifique Sud a ainsi déclenché une succession de catastrophes dites naturelles : sécheresse en Australie, déluge sur les côtes du Pérou, cyclones en Polynésie, mortalité d'importantes colonies d'oiseaux marins...

Bien que l'enchaînement chronologique de ces anomalies ait été bien suivi : affaiblissement de la ceinture des hautes pressions subtropicales orientales, disparition des alizés remplacés dans la bande 0-15° Sud par des

vents d'ouest, renverse vers l'est du sens de la dérive océanique équatoriale et inversion de la pente de la surface océanique entre les bords ouest et est, les causes de ce profond bouleversement ne sont pas précisément connues. Parmi les hypothèses retenues, on peut citer l'influence d'éruptions volcaniques comme celle du El Chichon en avril 1982 au Mexique, envoyant jusque dans la stratosphère des cendres et des gouttelettes d'acide sulfurique dont le pouvoir réfléchissant est très grand. On s'interroge également sur les effets à long terme des pollutions liées aux activités humaines entraînant entre autres une augmentation constante de la teneur de l'atmosphère en gaz carbonique, et ce malgré la dissolution par l'océan d'une importante fraction de la quantité émise. On sait

également que les à-coups hydroclimatiques existaient autrefois, comme en témoignent la précédente série cyclonique polynésienne de 1903-1906 et la longue et catastrophique série des El Niño le long des côtes Équateur-Pérou, bien suivie depuis le XVII<sup>e</sup> siècle. Dans ce domaine aussi, seule une recherche appropriée permettra de progresser en séparant les causes des effets par une approche globale à l'échelle du Pacifique. Les programmes internationaux prévus pour la fin de ce siècle comme TOGA (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*), s'appuyant sur des acquisitions permanentes de données océanographiques, sur des mesures bathymétriques systématiques par les marines marchande et militaire et sur l'outil satellitaire, devraient fournir de précieux éléments de réponse.



**La température océanique.** A une augmentation régulière de la température avec la latitude décroissante se superpose un gradient longitudinal dans la bande équatoriale entre l'eau refroidie par upwelling à l'est et l'eau chaude accumulée par les alizés à l'ouest.

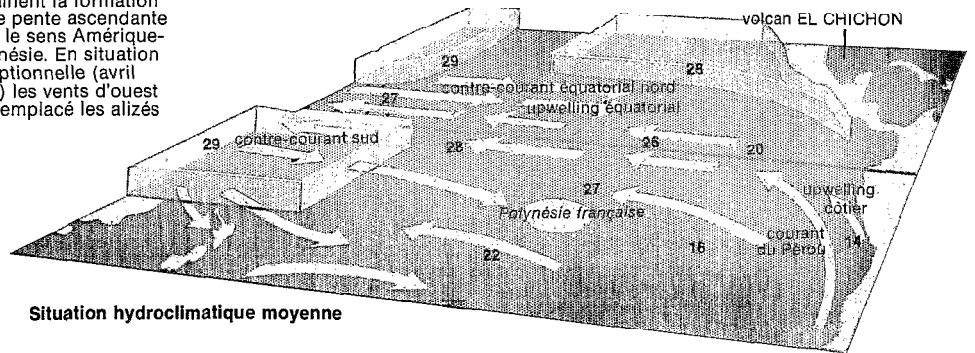
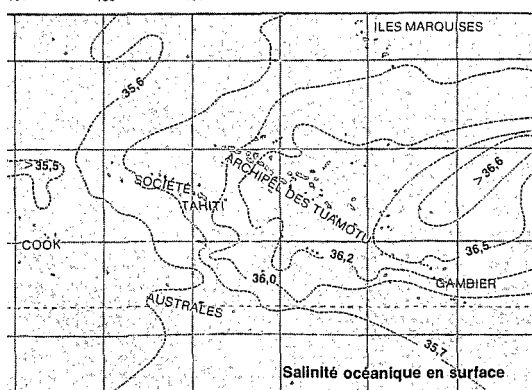
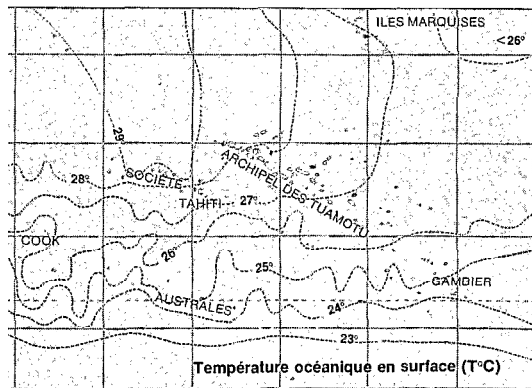
**La salinité.** Ses variations suivent de très près celles de l'évaporation vraie : le maximum est trouvé dans l'est de la Polynésie où se forme l'Eau Subtropicale Sud.

**L'inversion de la pente océanique.** Ce fut une des principales manifestations des anomalies de 1983. En situation normale les alizés de secteur est entraînent la formation d'une pente ascendante dans le sens Amérique-Indonésie. En situation exceptionnelle (avril 1983) les vents d'ouest remplacent les alizés

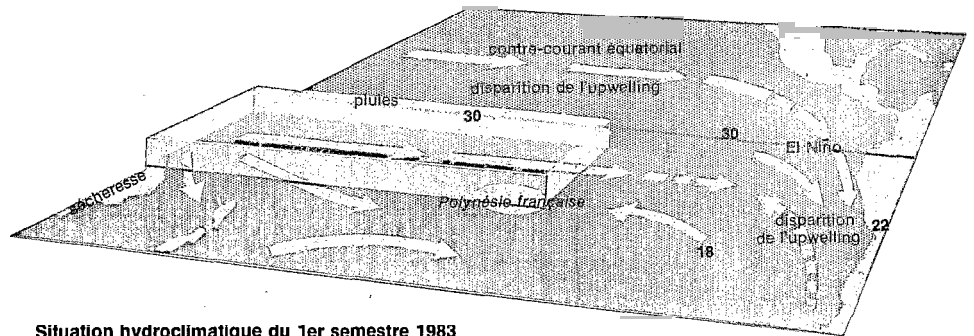
et le niveau a suivi une pente inverse. Les eaux chaudes ont envahi l'est de l'océan, provoquant une hausse de la température de près de 7°C.

**La situation hydroclimatique moyenne et celle du 1er semestre 1983.** En année normale, les alizés de S.E. provoquent une circulation vers l'ouest de la couche de surface du Pacifique équatorial et tropical Sud ; l'upwelling côtier du Pérou et l'upwelling équatorial entretiennent des basses températures dans la partie orientale ; de l'eau chaude s'accumule en surface dans la partie occidentale où se cantonne la zone à

risque cyclonique (en été) de l'hémisphère Sud. La situation pendant le 1er semestre de 1983 est très différente ; par suite de l'affaiblissement des alizés de S.E. et de l'apparition de vents de secteur ouest dans la zone intertropicale du Pacifique occidental, la circulation de surface s'est inversée ; entre 10°N et 20°S on trouve un courant vers l'est qui déplace les eaux chaudes vers le Pacifique central et le Pacifique oriental où la disparition des upwellings aggrave le déséquilibre thermique ; la zone à risque cyclonique s'est étendue à la Polynésie française.



Situation hydroclimatique moyenne



Situation hydroclimatique du 1er semestre 1983

# Les houles et les marées

Étant un milieu fluide, l'hydrosphère océanique réagit par des déformations aux forces naturelles qui s'exercent à sa surface. Les forces gravitationnelles dues à la présence de la lune et du soleil engendrent l'onde de marée, le vent lève des houles et génère des courants, eux-mêmes déviés par la rotation terrestre (force de Coriolis). La combinaison de ces différentes interactions qui mettent en jeu des énergies considérables modifie l'état moyen océanique qui tend vers un équilibre jamais atteint et se traduit près des côtes et des lagons par des phénomènes spectaculaires : jets de rive, déferlements sur les récifs frangeants et les barrières coralliennes, surcôte et ensachage des lagons, accélération des courants de passe, etc.

## La mer du vent

En l'absence prolongée de vent, la surface de la mer peut devenir plate et lisse comme un miroir ; lorsque la brise se lève, des petites griffures capillaires apparaissent ; elles se transforment en vaguelettes, puis en vagues de plus en plus creuses et longues en rapport avec l'énergie croissante transmise à l'océan par la tension du vent. Si celui-ci forcite, la cambrure des vagues augmente jusqu'à ce que les crêtes brisent en "moutons" dispersés, caractéristiques d'une mer bien levée par brise fraîche de 10 mètres par seconde. Si la vitesse du vent augmente encore, des embruns sont arrachés aux crêtes et des traînées d'écume apparaissent dans le lit du vent ; au-delà de 20 m/s le vent souffle en tempête, les vagues deviennent énormes et brisent sans discontinuer, la mer est blanche d'écume. Il existe donc une relation assez étroite entre l'état de la mer et la vitesse du vent qui génère ce que l'on appelle la *mer du vent* : ces diverses phases ont été codifiées et classées suivant l'échelle de Beaufort. Dans son aire de génération, la mer du vent est donc formée de crêtes juxtaposées plus ou moins hautes et longues qui se déplacent dans différentes directions, à des vitesses inégales, les plus longues rattrapant et dépassant les plus courtes.

En s'éloignant de cette zone chaotique, les différentes ondes sont filtrées et atténuées, les lames les plus courtes et les moins énergétiques disparaissent les premières ; à grande distance il ne subsiste que la déformation assez régulière d'une onde sinusoïdale dont l'amplitude et la période évoluent lentement dans le temps et que l'on nomme la *houle*.

## Les houles

Du fait de la prédominance des régimes d'alizés soufflant du secteur sud-est à nord-est en zone tropicale, une houle en provenance de cette direction est souvent observée en zone tropicale polynésienne avec des creux de 1 à 3 mètres et une période de 6 à 9 secondes.

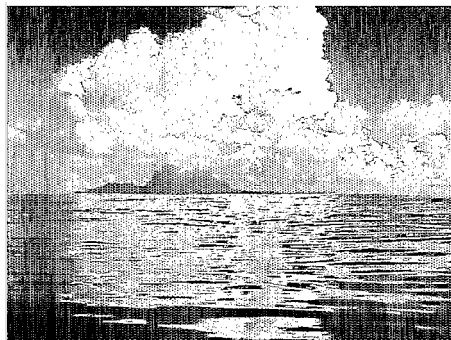
Un deuxième type de houle plus ordonnée est classiquement rencontré pendant l'hiver austral en provenance du sud-ouest ;

cette houle générée dans les hautes latitudes antarctiques par les dépressions polaires peut atteindre 3 mètres de creux aux îles de la Société et aux Tuamotu où elle provoque l'ensachage des lagons ; sa période est de 7 à 10 secondes.

Un troisième type de houle affecte épisodiquement la Polynésie par le secteur nord à nord-ouest pendant l'été austral. Ce train de houle très énergétique est une conséquence des tempêtes hivernales de la zone Kouriles-Aléoutiennes et du golfe de l'Alaska, où la concavité de la côte provoque une forte réflexion de l'énergie vers le sud. C'est ainsi qu'à partir de creux de 12 mètres dans le golfe de l'Alaska au jour J, et en prenant une vitesse de propagation moyenne de 80 km/h, on observe une amplitude de 8 mètres à Hawaii au jour J + 2 et 4 mètres à Tahiti au jour J + 4. La prévision d'arrivée de cette houle sur les

côtes nord de Tahiti est épisodiquement faite, à partir d'Hawaii, par les adeptes du surf pour qui ces vagues permettent les plus belles chevauchées. Le houlographe (bouée Datawell) installé au large de la digue du port de Papeete (côte nord-ouest) détecte parfaitement ce dernier train de houle dont la période est de 10 à 18 secondes.

Les dépressions et surtout les cyclones tropicaux dont les vents sont supérieurs à 116 km/h engendrent pour leur part des houles exceptionnelles pouvant dépasser 10 mètres de creux et dont le sens de propagation est fonction de la trajectoire du cyclone. Dans ce cas, la diminution de la pression atmosphérique crée une surélévation du niveau moyen de la mer, de 1 centimètre par millibar de dépression ; les enregistrements faits à Tahiti au cours du passage des cyclones Reva et Veena (mars et avril 1983) à



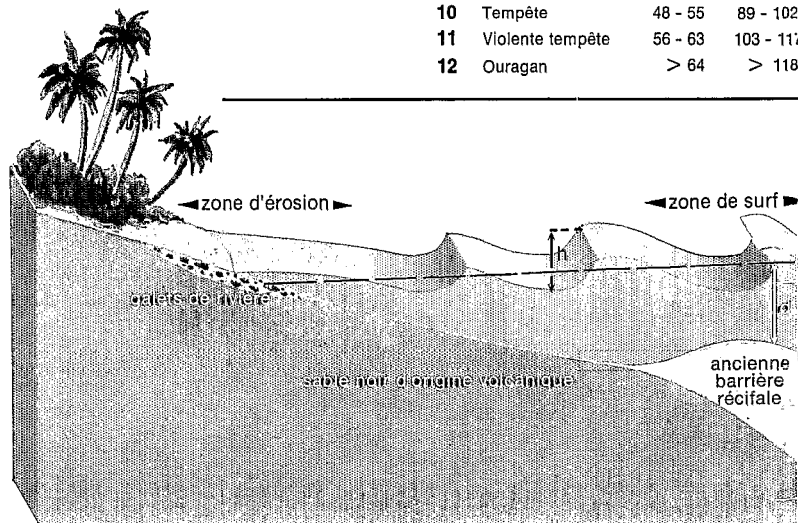
### L'échelle de Beaufort.

Du calme plat à l'ouragan il existe différentes étapes que codifie l'échelle de Beaufort, en établissant une relation étroite entre l'état de la mer et la vitesse du vent.

**La houle.** En eau profonde, la houle a une allure sinusoïdale. Sa cambrure est faible ( $h/L$  inférieur à 0,15) ;  $h$  est le creux de la vague, c'est-à-dire la distance verticale entre le sommet et la base. La longueur  $L$  séparant deux crêtes successives est liée à la période  $T$  (en secondes) par la relation  $L=1,56T^2$ . La période est le temps séparant deux crêtes successives. Lorsque le fond remonte,  $L$  diminue. On a alors  $L=3,13 \times T \times \sqrt{d}$  ( $d$  étant la profondeur). Le déferlement "plongeant", zone propice au surf, se produit lorsque les configurations de pentes sont favorables (pente entre 5 et 10%) et à l'endroit où la profondeur d'eau est telle que le creux est égal aux 3/4 de  $d$  — souvent à l'aplomb de l'ancienne barrière récifale.

### ÉCHELLE DE BEAUFORT

Aspect de la mer dont on déduit la force du vent	Chiffre Beaufort	Termes descriptifs	Vitesse moyenne en nœuds	Vitesse moyenne en km/h
Comme un miroir	0	Calme	< 1	< 1
Quelques rides	1	Très légère brise	1 - 3	1 - 5
Vaguelettes ne déferlant pas	2	Légère brise	4 - 6	6 - 11
Les moutons apparaissent	3	Petite brise	7 - 10	12 - 19
Petites vagues, nombreux moutons	4	Jolie brise	11 - 16	20 - 28
Vagues modérées, moutons, embruns	5	Bonne brise	17 - 21	29 - 38
Lames, crêtes d'écume blanche, embruns	6	Vent frais	22 - 27	39 - 49
Lames déferlantes, traînées d'écume	7	Grand frais	28 - 33	50 - 61
Tourbillons d'écume à la crête des lames, traînées d'écume.	8	Coup de vent	34 - 40	62 - 74
Lames déferlantes, grosses à énormes, visibilité réduite par les embruns.	9	Fort coup de vent	41 - 47	75 - 88
	10	Tempête	48 - 55	89 - 102
	11	Violente tempête	56 - 63	103 - 117
	12	Ouragan	> 64	> 118



120 kilomètres dans l'est ont révélé une surélévation de l'ordre de 40 cm.

Enfin, on ne peut totalement négliger la possibilité d'arrivée sur les îles polynésiennes d'un raz-de-marée ou *tsunami*, bien que la probabilité qu'un pareil phénomène puisse devenir dangereux reste faible du fait de la dimension modeste des îles par rapport à la longueur d'ondes des lames de fond (200 à 300 km).

La prévision d'arrivée d'un tsunami est assurée par les soins d'un réseau d'alerte intra Pacifique, le *Tsunami Warning* dont le maillon polynésien est le Laboratoire de Géophysique du C.E.A. à Tahiti-Pamatai. L'efficacité du réseau d'alerte repose sur le fait que les ondes sismiques (détectées par sismographe) se propagent beaucoup plus vite dans la lithosphère que les ondes créées dans l'océan, bien que pour une profondeur

océanique de 5 kilomètres comme dans le cas du Pacifique, celles-ci atteignent la vitesse de 700 km/h. Pour des épicentres potentiels situés au niveau des grandes failles de bordure du Pacifique (Amérique, Japon, etc.) la prévision d'alerte à Tahiti est donc d'une dizaine d'heures, mais elle n'est que de deux heures pour un séisme dans la fosse des Tonga-Kermadec.

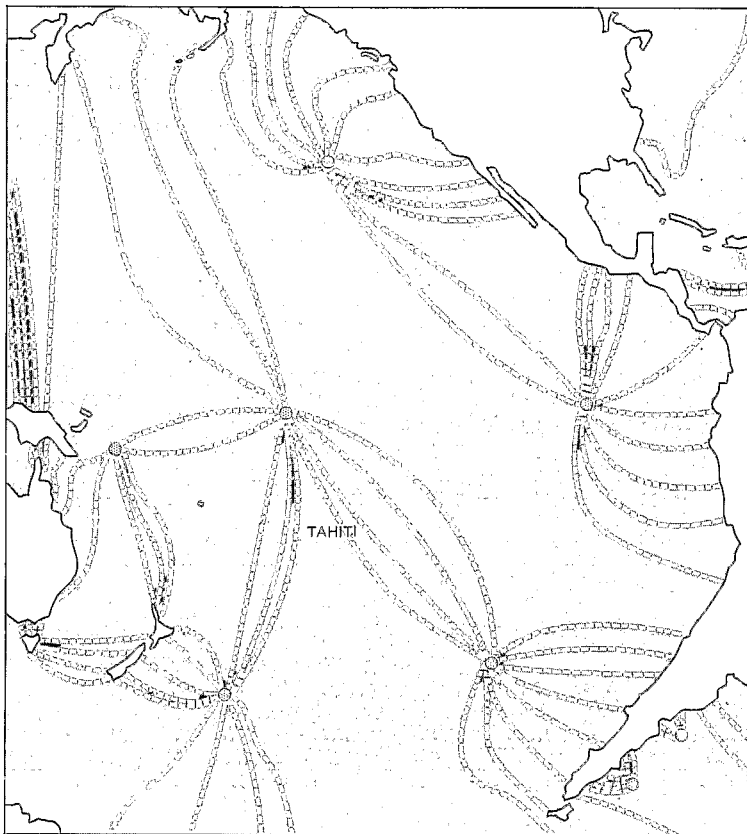
**Les marées**

En Polynésie la marée océanique est de type semi-diurne à faible inégalité, mais de grandes différences d'amplitude et de phase peuvent exister d'un archipel à l'autre. Des marégraphes ont été installés à Tahiti, à Nuku Hiva (îles Marquises) à Moruroa (Tuamotu) et Rikitea (Gambier). Ce réseau est toutefois insuffisant pour avoir une connaissance

synoptique précise des pulsations de l'onde de marée et des anomalies qui peuvent apparaître dans des archipels aussi éloignés les uns des autres. Dans la zone marine des îles de la Société l'amplitude moyenne est seulement de l'ordre de 15 centimètres environ ce qui indiquerait la présence proche d'un point de marnage nul ou *point amphidromique*, dont la cartographie dans le Pacifique Sud est encore imparfaite. A Tahiti pour un niveau moyen établi à 30 cm, la hauteur de la mer varie entre 15 cm et 45 cm en marée de vive eau (pleine lune et nouvelle lune). Chaque mois, au moment du dernier quartier, soit une semaine après la pleine lune, une marée de morte eau annule toute différence de marnage. C'est la période où le taux de renouvellement des eaux lagunaires est minimal et où les courants de passe sont les plus faibles. Dans les Tuamotu du Sud-Est (Moruroa) et

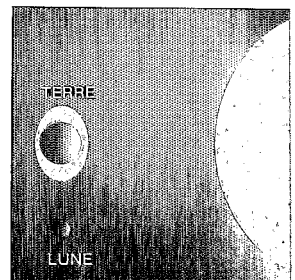
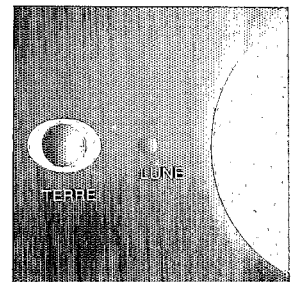
**Carte des points amphidromiques et des lignes d'égale marée.**

Les points amphidromiques (en orange sur la carte) représentent les lieux de marnage nul, où le niveau de la mer reste constant. Les lignes (en blanc sur la carte) joignent les lieux où la marée haute se produit simultanément.



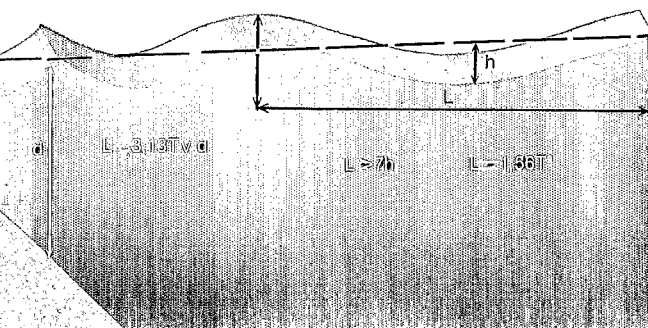
**Hauteur probable des vagues en mètres**

- 0
- 0,1 (0,1)
- 0,2 (0,3)
- 0,6 (1)
- 1 (1,5)
- 2 (2,5)
- 3 (4)
- 4 (5,5)
- 5,5 (7,5)
- 7 (10)
- 9 (12,5)
- 11,5 (16)
- > 14



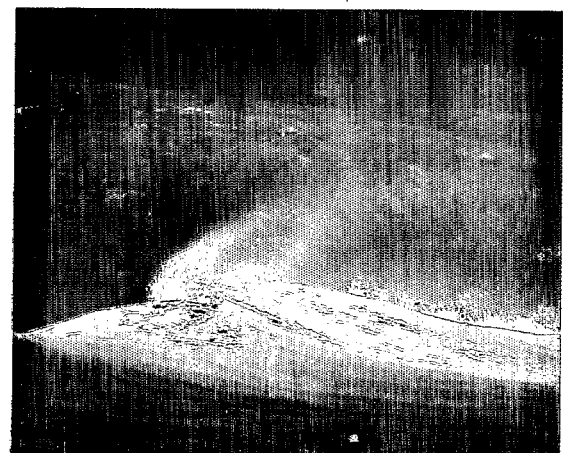
La marée est une oscillation périodique de la surface de la mer, qui monte sous l'attraction de la lune et du soleil. Ces influences tantôt s'opposent et tantôt s'additionnent. Quand soleil et lune sont sur deux axes perpendiculaires par rapport à

la terre, leurs forces d'attraction tendent à s'annuler et ce sont les marées d'amplitude minimum ou marées de morte-eau. Quand ils sont alignés (nouvelle lune et pleine lune) ont lieu les marées d'amplitude maximum ou marées de vive-eau.



**Hauteur des vagues selon les indications des bulletins météorologiques.**

- Calmes sans ride (mer d'huile)
- Ridée 0 m à 0 m 10
- Belle 0 m 10 à 0 m 50
- Peu agitée 0 m 50 à 1 m 25
- Agitée 1 m 25 à 2 m 50
- Forte 2 m 50 à 4 m
- Très forte 4 m à 6 m
- Grosse 6 m à 9 m
- Très grosse 9 m à 14 m
- Énorme > à 14 m



aux Gambier, le marnage est plus élevé qu'à Tahiti avec un écart de 0,7 sur les coefficients de marée de vive eau. Aux îles Marquises les différences d'amplitude marée haute/marée basse sont encore plus fortes et se situent entre les niveaux 0 et 160 cm pour un niveau moyen de 80 cm. Toutefois le niveau moyen ne constitue pas un critère absolu puisque en fait sa valeur fluctue avec les conditions atmosphériques : il est bas quand l'alizé bien établi reflète l'influence des hautes pressions subtropicales et remonte par calme plat ou vent d'ouest.

**Les courants de passe**

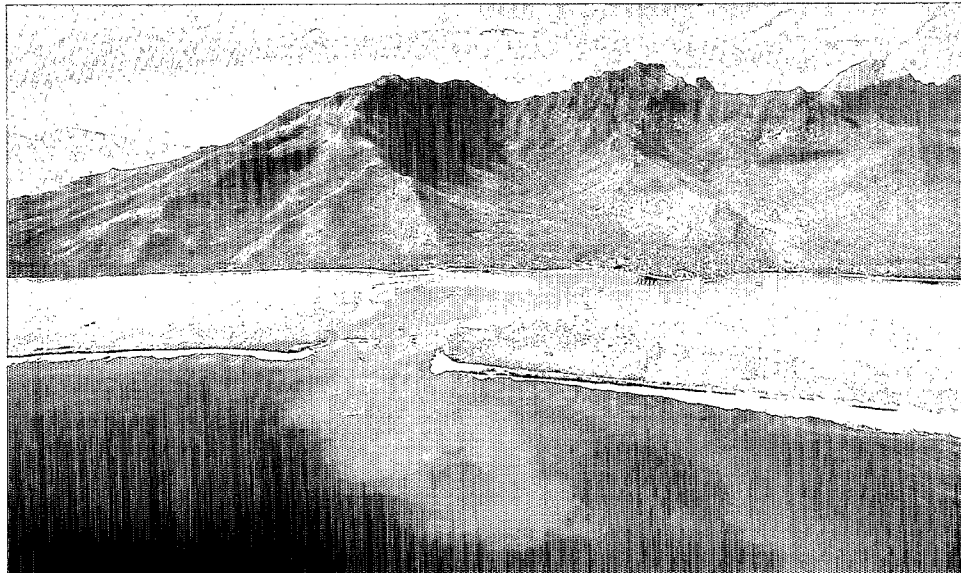
Les anomalies hydroclimatiques de l'été austral 1983 se sont également traduites par une baisse exceptionnelle du niveau moyen de l'océan. Cette baisse de l'ordre de 30 cm à Tahiti entre février et avril a également affecté les Tuamotu du Nord et a entraîné une exondation permanente des récifs. Les hypothèses proposées pour expliquer un tel phénomène font intervenir l'inversion de la pente océa-

nique et le renforcement considérable en largeur et en vitesse du système des contre-courants de retour vers l'est. Les effets de l'arrivée d'une onde de marée sont insensibles au large et, près des côtes, dépendent essentiellement de la topographie et de la géomorphologie du plateau continental ou de la pente externe. Dans le cas d'un tombant abrupt comme aux Marquises la marée se manifestera uniquement par la création d'ondes internes de subsurface, indécélables en surface. Dans le cas où la surélévation du niveau permet la pénétration par la passe et par déferlement subrécifal d'eau océanique dans un lagon, il en résulte tout un processus de transport d'eau et de mélange qui conditionne le régime hydrologique et donc l'équilibre biologique du lagon.

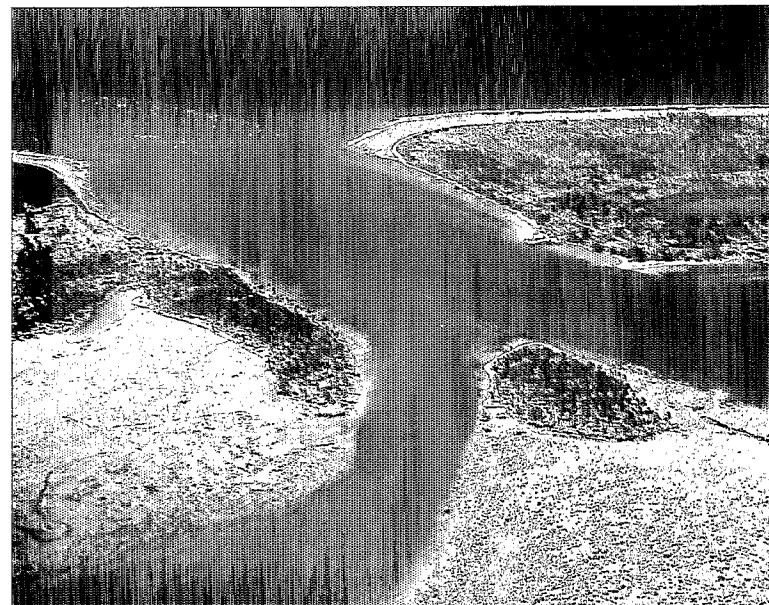
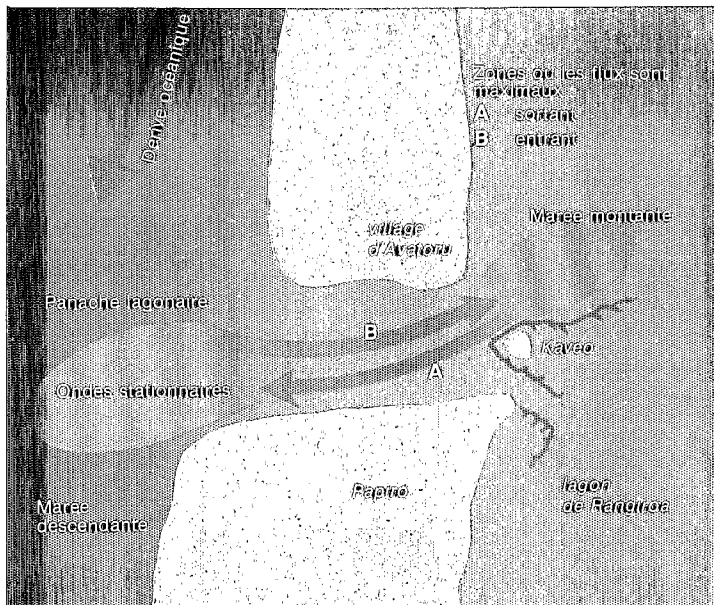
En période normale, le rythme quotidien de remplissage/délestage d'un lagon par la marée est de toutes façons perturbé par les effets du vent local, par les variations du débit des rivières et par les arrivées de houle du large. Selon la tension de vent local et l'angle

d'attaque de ces houles par rapport au récif, un secteur récifo-lagonaire au vent peut être balayé par un puissant courant océanique, l'excès d'eau lagonaire s'évacuant par les passes en formant une *panache* de sortie, généralement plus turbide et plus coloré que l'eau océanique. La prévision concernant les caractéristiques d'un courant de passe est donc difficile, le problème étant compliqué par le fait que dans une passe profonde comme celle d'Avatoru à Rangiroa, un courant superficiel entrant peut surmonter un flux d'eau lagonaire plus dense car plus salée se déversant au ras du fond dans l'océan. Pendant la saison des pluies le processus inverse est souvent observé dans les lagons côtiers des îles de la Société : le panache d'eau lagonaire saumâtre se perd en surface dans l'océan, ce flux étant compensé en subsurface par un courant océanique coulant vers le fond de baie : ce type de circulation est appelé *circulation d'estuaire* et permet un bon renouvellement de l'eau des baies profondes, par exemple la baie de Faaora à Raiatea.

**Les panaches.** En saison des pluies l'eau turbide du lagon est évacuée par les passes et se perd dans l'océan. Ce flux de surface est compensé par un courant entrant de subsurface. Ici, la passe Irihonu à Moorea.



**La passe d'Avatoru.** Les courants de passe sont des phénomènes complexes, dépendant de facteurs topographiques, hydrologiques, climatiques et océaniques. Dans le cas d'Avatoru à Rangiroa, le courant superficiel entrant se superpose à un flux lagonaire plus salé donc plus dense dont la circulation se fait au fond de la passe.



# Les courants océaniques

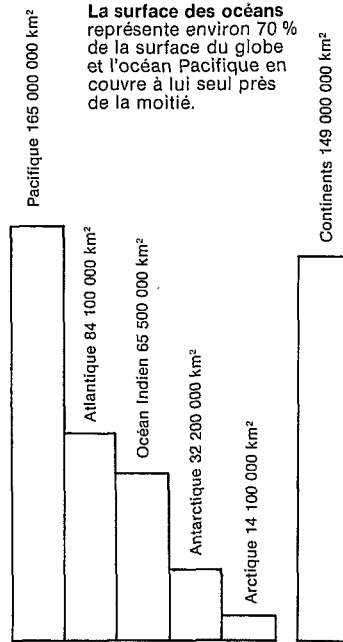
Le volume total de l'océan Pacifique atteint 600 000 000 km<sup>3</sup>, ce qui représente la moitié du volume de l'océan mondial. L'océan Pacifique est également le plus profond des trois océans avec une moyenne de 4 400 m, ce bassin sédimentaire étant entaillé dans sa partie occidentale par des fosses de profondeur supérieure à 10 km. Dans la partie centrale seuls des plateaux sous-marins portant des îles comme les Tuamotu ou des alignements d'îles comme les Australes viennent rompre la monotonie de la plaine abyssale recouverte par quelque 5 000 mètres d'eau.

Cette masse liquide est animée de mouvements lents mais constants et on peut admettre que chaque molécule d'eau océanique effectue un trajet circumplanétaire en trois dimensions en un laps de temps de l'ordre de 20 siècles. Par comparaison et en faisant abstraction des continents, la même molécule d'eau dérivant en surface dans un courant équatorial théorique et continu d'un mètre par seconde, ne mettrait qu'un peu plus d'une année pour retrouver son point de départ.

## Le bassin Pacifique Sud

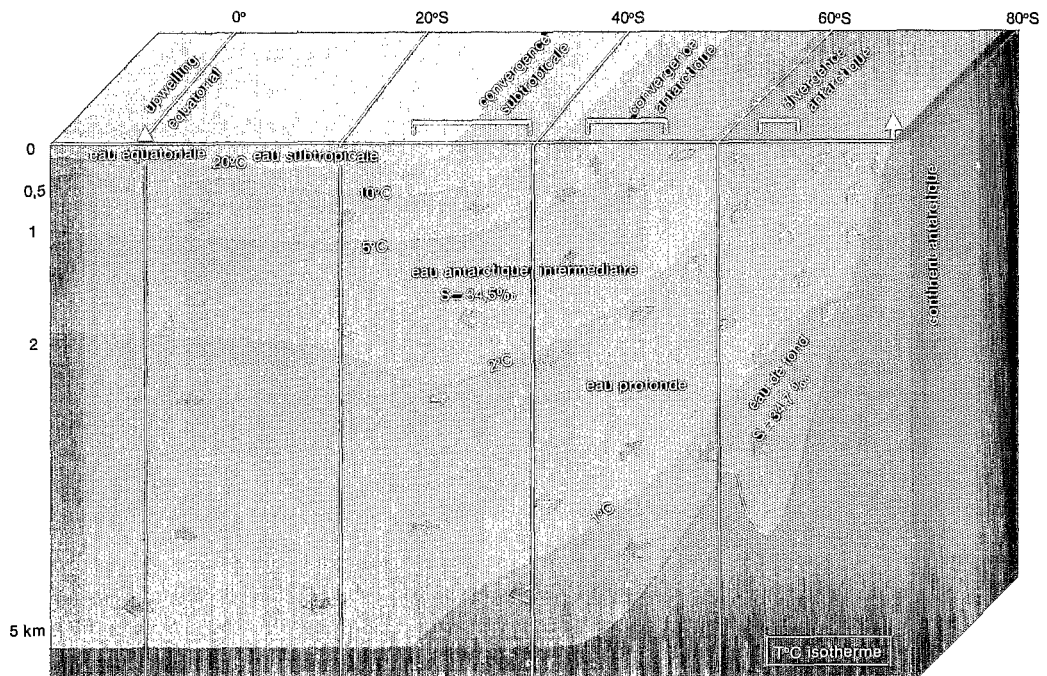
L'océan Pacifique Sud est le plus mal connu en raison de ses vastes dimensions. Incomplètement bordé de marges continentales, il est peu parcouru par les lignes de navigation reliant les grandes métropoles humaines. Limité au sud par le continent antarctique, cet océan austral est profondément marqué par les conditions hydroclimatiques du pôle du froid de la planète. Le long du socle antarctique plonge une eau qui du fait de l'intense refroidissement (- 2°C) et de la sursature due à la prise en glace hivernale du pack est la plus dense de toutes les eaux de l'océan libre, abstraction faite des mers fermées. Cette eau occupe le fond du bassin antarctique et s'écoule vers l'équateur et les hautes latitudes nord : elle constitue ainsi l'eau de fond de l'océan mondial.

Si en surface on s'éloigne du continent antarctique, on traverse successivement des zones de *convergence* (accumulations et plongées d'eau) et de *divergence* (remontées d'eau) dont la plus marquée est la divergence antarctique centrée sur 70° Sud et où affluent les eaux profondes venant du nord. L'arrivée en zone éclairée de ces eaux profondes, précédemment stabilisées entre 2 000 et 4 000 mètres et riches en sels nutritifs, déclenche au printemps austral un *bloom* phytoplanctonique intense qui entretient une biomasse de plusieurs centaines de millions de tonnes de krill, crevettes euphausiacées, dont se nourrissent les baleines. Entre 55 et 50° Sud, un réchauffement des eaux de plusieurs degrés signale la *convergence subantarctique*, limite où les eaux froides venant du sud plongent sous des eaux plus légères et s'écoulent en direction de l'équateur ; cette eau de faible salinité (salinité inférieure à 34,5 pour 1 000) appelée *Eau Antarctique Intermédiaire*



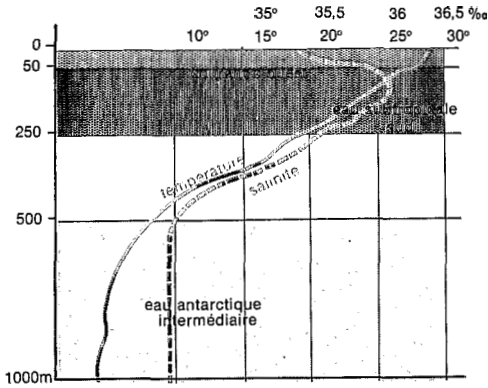
**Convergence et divergence.** Sur une coupe pôle-équateur du Pacifique le long du méridien 155°W, apparaissent les différentes couches d'eau (eau de fond, eau profonde, eau antarctique, eaux subtropicale et équatoriale). Ces couches sont animées de mouvements internes propres alors qu'en surface apparaissent les phénomènes de convergence, accumulation et plongée d'eau, ou de divergence, remontée d'eau.

Coupe pôle-équateur sur le méridien 155°W



Les mesures de température et de salinité sont effectuées par largage d'appareils de mesure à partir d'avions ou de bateaux. En Polynésie le *Coriolis* a effectué de nombreuses campagnes depuis 1964. Ici on descend au bout du câble porteur-

conducteur une sonde S.T.D. qui donnera la salinité, la température et la profondeur de l'eau au cours de sa plongée. Tout autour sont installées des bouteilles de prélèvement de l'eau afin de faire d'autres analyses (sels nutritifs, phytoplancton...).



**Profils verticaux de la température et de la salinité au large de Tahiti.** Dans la couche superficielle (0-30 m) on trouve une eau chaude peu salée : cette dessalure est due aux précipitations locales et à une origine équatoriale occidentale possible. En subsurface, entre 50 et 250 m, se place l'Eau Subtropicale Sud, très salée, formée en surface à l'est des Tuamotu où l'évaporation est forte et les pluies rares.

A partir de 500 m, on trouve l'Eau Antarctique Intermédiaire, de faible salinité et de température basse, formée en surface dans les latitudes élevées. Ces trois masses d'eau se sont mélangées en partie, donnant des couches intercalaires où la température et/ou la salinité varient.

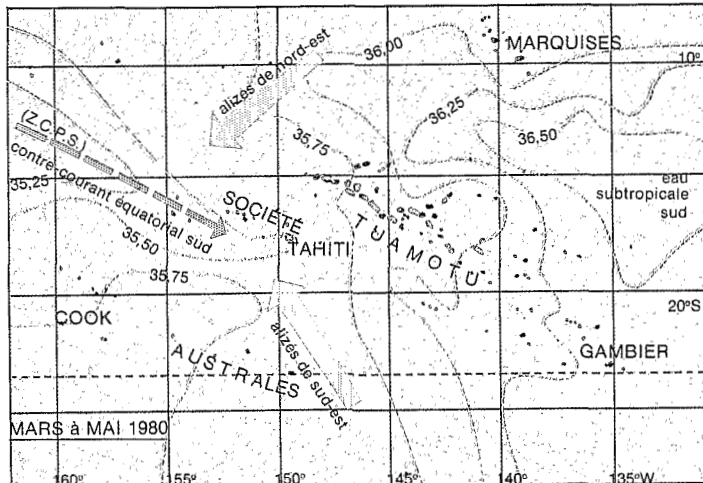
occupe progressivement le niveau 500 - 1 500 mètres et conserve ses caractéristiques jusque dans l'hémisphère boréal. Au nord de la convergence subantarctique le réchauffement des eaux superficielles peut être discontinu et créer une succession de petites convergences dont la plus importante, appelée *convergence subtropicale* se déplace, selon la saison, entre 30 et 40° de latitude Sud et indique la frontière hydrologique entre le système tempéré et le système tropical. Entre 25 et 15° de latitude et à l'est de la Polynésie, se forme en surface, par l'effet d'une forte évaporation, l'eau la plus salée du Pacifique (salinité supérieure à 36,5 pour 1 000) dont le déplacement sous l'action des alizés se fait vers l'ouest. Cette *Eau Subtropicale Sud* est progressivement recouverte, au cours de sa plongée, par des eaux plus chaudes et moins salées et occupe dans le Pacifique équatorial Ouest le niveau

**Les courants et contre-courants**

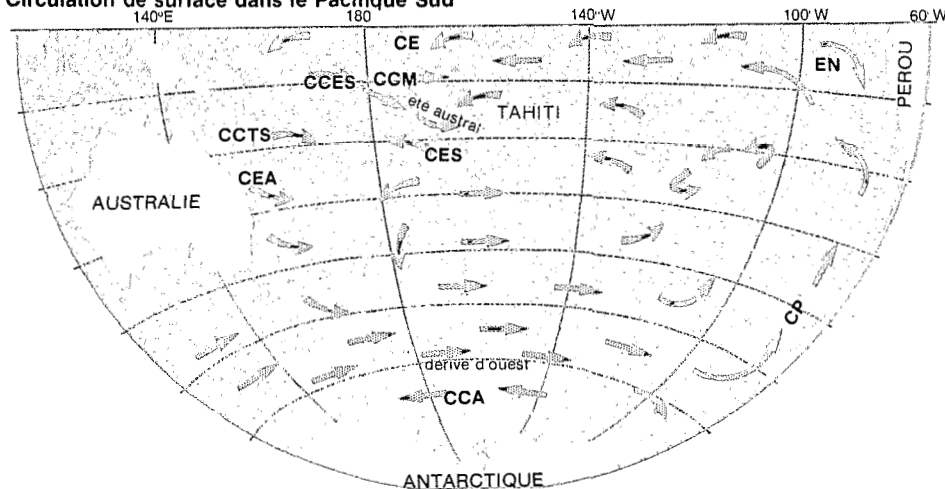
Ces déplacements méridiens au sein de la masse liquide, déplacements dont les vitesses vont de 50 cm/s pour les eaux subsuperficielles à moins d'1 cm/s pour les eaux de fond, sont étroitement associés à une circulation superficielle. Celle-ci est principalement zonale car sous la dépendance des vents, et peut être représentée en première approximation par une grande boucle englobant tout le Pacifique Sud et parcourue en sens inverse des aiguilles d'une montre. Cette représentation globale dite *anticyclonique* recouvre en fait une situation plus complexe, mais mal connue, caractérisée par l'existence de tourbillons et de méandres à moyenne et grande échelle et par la présence plus ou moins permanente de courants opposés à la circulation générale et appelés *contre-courants*.

Du continent antarctique à l'équateur on observe successivement : un mince flux dirigé vers l'ouest et tournant autour du socle antarctique sous l'effet de vents anticycloniques : le *contre-courant antarctique*. Ce contre-courant est remplacé quelques degrés plus au nord par un très large flux dirigé vers l'est et dont la largeur dépasse 20° de latitude, la grande dérive d'ouest. Celle-ci alimente en partie le flux qui remonte le long de la côte sud-américaine et qui reçoit le nom de *courant du Pérou*. Ce flux tend à dévier sur la gauche pour devenir un courant zonal est-ouest, le *courant équatorial*, qui balaye toute la zone

**Carte de la salinité de surface de la Polynésie.** Elle fait apparaître la zone de formation de l'Eau Subtropicale Sud (salinité supérieure à 36,50) à l'est des Tuamotu qui s'oppose à la partie ouest relativement dessalée, en particulier par les précipitations de la zone Z.C.P.S. entre les alizés de nord-est et de sud-est.

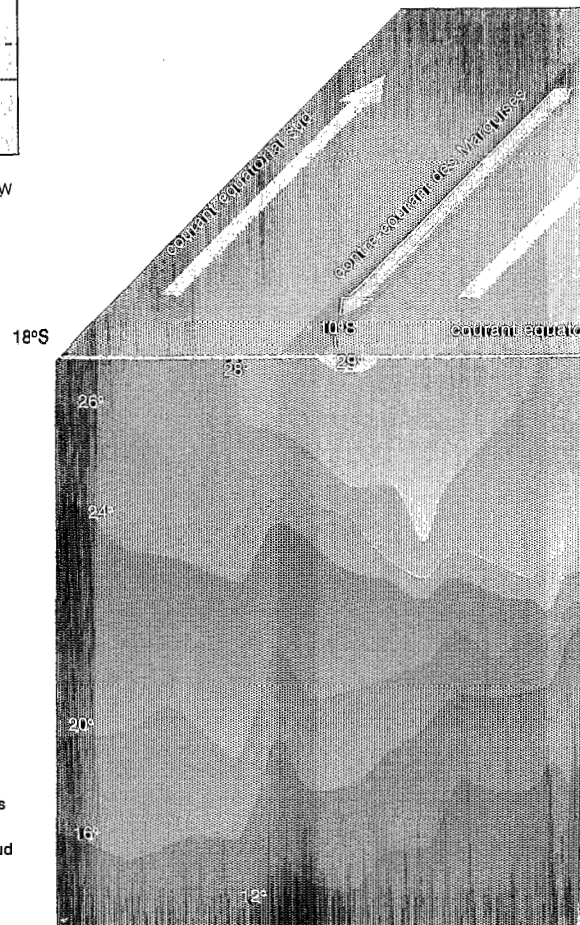


**Circulation de surface dans le Pacifique Sud**



**Les courants et les contre-courants.** Dans le Pacifique Sud le mouvement des courants suit une boucle circulant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre sous l'effet des vents. Cette circulation est complétée par des mouvements inverses.

- CCA : contre-courant antarctique
- CP : courant du Pérou
- EN : El Nino (non permanent)
- CCM : contre-courant des Marquises
- CE : courant équatorial
- CCES : contre-courant équatorial sud
- CES : courant équatorial sud
- CCTS : contre-courant tropical sud
- CEA : courant est australien





tropico-équatoriale Sud. Le long de l'axe équatorial la couche subsurface tend à migrer vers la surface ; cette remontée d'eau appelée *upwelling*, favorable à la production primaire, est une conséquence de la divergence des eaux de surface qui, sous l'action de la force de Coriolis, tendent à dévier vers la gauche dans l'hémisphère Sud et vers la droite dans l'hémisphère Nord. Également le long de l'équateur mais entre 100 et 250 mètres de profondeur coule un courant de retour dirigé vers l'est, le *courant de Cromwell*. Celui-ci atteint la surface au niveau des Galapagos.

Dans le Pacifique Ouest et en mer du Corail, la circulation est plus complexe à cause de la topographie et de la rotation des vents pendant la mousson d'été austral. Deux contre-courants permanents ont toutefois été mis en évidence entre la Nouvelle-Calédonie et l'équateur, le *contre-courant équatorial Sud* qui débouche de la mer des Salomon et le *contre-courant tropical Sud*, vers 17° Sud. Ils sont séparés par le flux vers l'ouest du courant équatorial Sud dont la vitesse est de

l'ordre de 1 nœud et l'épaisseur supérieure à 300 mètres.

### La zone marine polynésienne

Incluse dans la circulation générale transpacifique et bien balayée par les alizés d'est, la couche océanique superficielle polynésienne tend à se déplacer vers l'ouest en subissant des perturbations dues aux obstacles topographiques et aux variations saisonnières du régime des vents et du champ de pression. Dans l'est polynésien, de 4° Nord à 20° Sud, le courant équatorial est particulièrement constant en vitesse et direction : c'est inclus dans ce courant que le radeau *Kon-Tiki* devait en 1947 s'échouer sur l'atoll de Raroia (Tuamotu), après une dérive à 1,5 nœud de moyenne à partir du Pérou. Des Tuamotu-Gambier à Pitcairn une veine de ce courant équatorial s'infléchit vers le sud et rejoint au sud de 30° S la partie nord du grand courant de retour vers l'est. A la latitude des Marquises (10° Sud) un contre-courant superficiel coulant vers l'est a été récemment mis en

évidence, mais ni son extension orientale, ni sa liaison avec la contre-circulation de l'ouest ne sont connues.

Pendant l'été austral un autre contre-courant, qui pourrait représenter l'extension saisonnière du contre-courant équatorial Sud, atteint les îles de la Société et amène jusqu'à la longitude 150° Ouest des eaux chaudes et peu salées. Au sud des Australes et de 30° Sud le flux porte à nouveau à l'est en sens opposé à celui des alizés mais est favorisé par le régime d'ouest d'hiver austral : c'est après avoir atteint le tropique Sud que le radeau d'Eric de Bisschop a pu bénéficier d'une dérive vers l'est et arriver à proximité des côtes chiliennes en 1958.

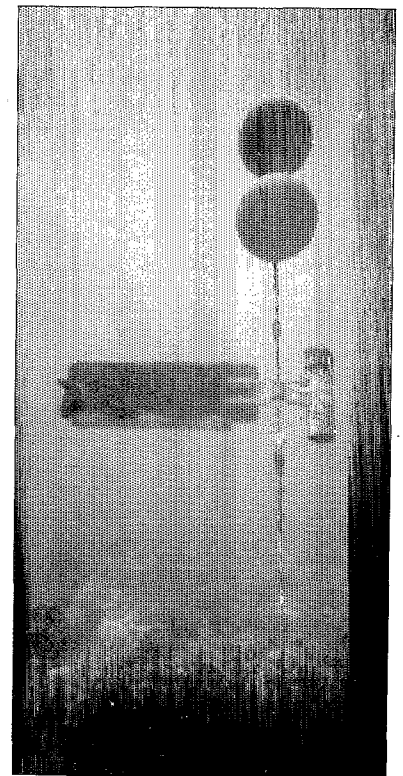
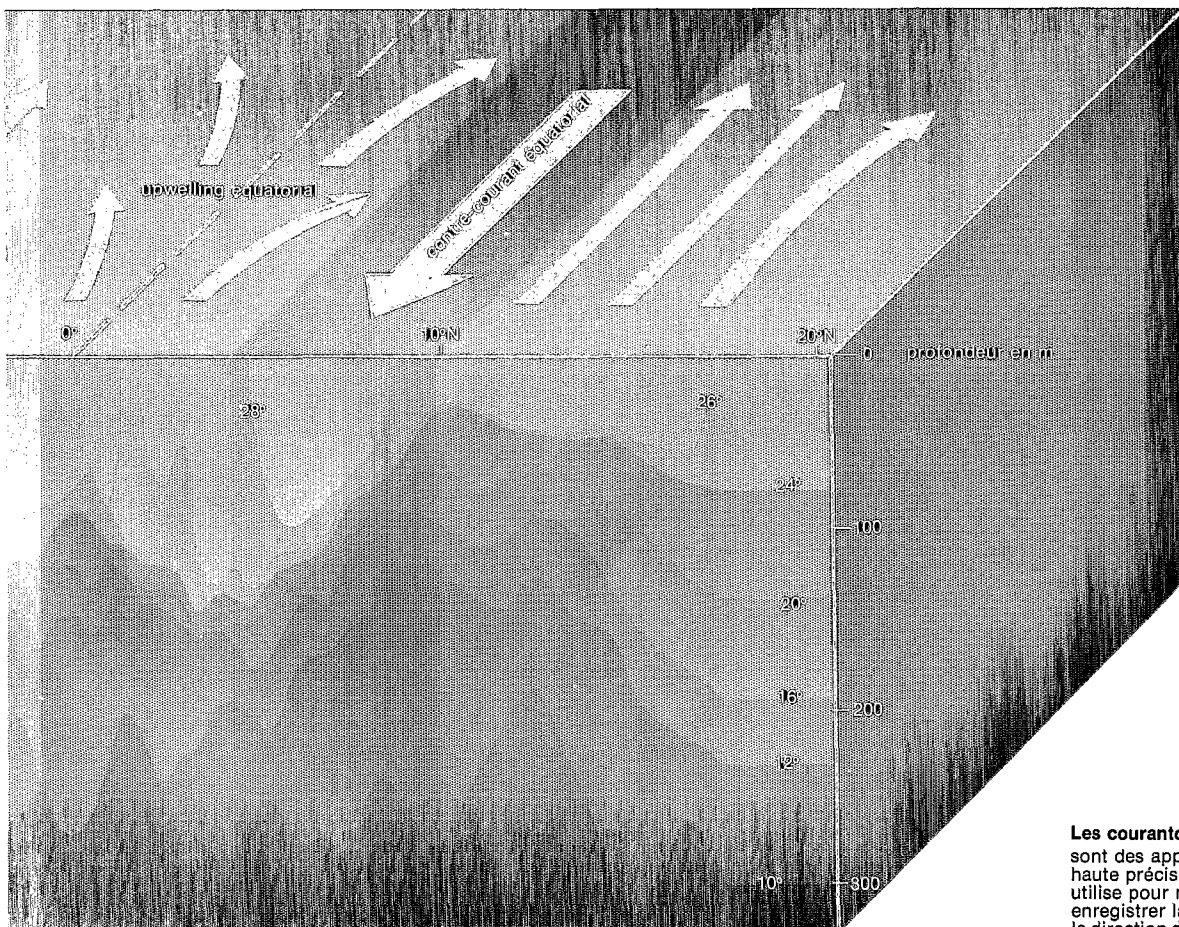
En subsurface les mouvements des eaux sont plus lents mais plus constants : dérive vers l'ouest, entre 100 et 250 mètres, de l'Eau Subtropicale Sud très salée (salinité supérieure à 36,3 pour 1 000) ; dérive vers le nord, entre 500 et 1 500 mètres, de l'Eau Antarctique Intermédiaire de salinité minimale (salinité inférieure à 34,5 pour 1 000) ; dérive vers le sud entre 2 000 et 4 000 m de l'eau profonde (température d'environ 3°C) et dérive vers le nord entre 4 000 et 5 000 m de l'eau de fond (température d'environ 1°C). Résultante de toutes les forces externes et internes qui s'exercent sur le milieu océanique, tension du vent dans les couches superficielles, courants de pente, courants de densité, ondes internes, cette circulation à trois dimensions reflète la grande inertie de l'océan et constitue la *mémoire hydroclimatique* de la planète.

**Coupe de la température le long du 150°W.** Elle a été obtenue par des lâchers d'AXBT à partir d'un avion de l'U.S. Navy volant d'Hawaï à Tahiti. La structure thermique est directement en rapport avec le système des courants zonaux. Dans le courant équatorial

qui coule vers l'ouest la divergence des eaux de surface à l'équateur (effet de Coriolis) entraîne une remontée d'eau subsurface plus froide (*upwelling*) comme le montrent les isothermes 26° et 27°C : cette bande équatoriale refroidie est encadrée au nord et au sud par de

l'eau à plus de 28°C. Des contre-courants coulent vers l'est ; le contre-courant Nord, entre 5°N et 10°N, est le plus important ; on observe une remontée nette de la thermocline sur sa bordure nord vers 10°N (*doming*). Un phénomène analogue

décelable sur la bordure sud du contre-courant des Marquises vers 10°S ; ces mouvements verticaux (*upwelling* et *doming*) permettent aux sels nutritifs profonds d'enrichir l'eau de surface.



**Les courantomètres** sont des appareils de haute précision que l'on utilise pour mesurer et enregistrer la vitesse et la direction des courants

océaniques. Ils comportent en général un rotor actionné par l'eau et une dérive qui s'oriente dans le courant.

## Des eaux peu productives

La grande transparence des eaux du Pacifique central tropical Sud est le signe d'une faible densité en organismes planctoniques ; la couleur bleu outre-mer est en effet pour l'océan ce que le jaune du sable signifie pour la terre : le désert.

### La production primaire et sa mesure

La production primaire représente le résultat de l'activité photosynthétique des végétaux, créant de la matière organique à partir du gaz carbonique et des sels minéraux, en utilisant l'énergie fournie par le soleil. Le gaz carbonique est constitué de carbone et d'oxygène et le premier de ces éléments est indispensable aux molécules de matière vivante. Les sels minéraux sont les nitrates, nitrites, phosphates et silicates, essentiellement. Cette photosynthèse s'accompagne d'un rejet d'oxygène.

La production primaire dans une masse d'eau océanique ou lagunaire sera donc fonction de ces paramètres que sont la teneur en sels minéraux et la lumière. Mais il est bien évident que cette production sera d'autant plus importante que la masse d'organismes végétaux - ici du plancton végétal ou phytoplancton - est plus importante. Il y a donc lieu de distinguer cette masse (*biomasse phytoplanctonique*) de ce qu'elle est capable de synthétiser comme matière vivante en une période de temps déterminée (production primaire). La biomasse s'exprime en milligramme de chlorophylle par mètre cube d'eau - les pigments chlorophylliens permettent aux végétaux à la photosynthèse. La production primaire s'exprime en milligramme de carbone fixé par jour et par mètre cube d'eau par le phytoplancton, lorsque celui-ci fabrique de la matière vivante par photosynthèse. Des coefficients permettent de passer des valeurs de mg de chlorophylle à la biomasse réelle du phytoplancton, et des valeurs de mg de carbone par m<sup>3</sup> par jour à la quantité de matière vivante totale produite par m<sup>3</sup> et par jour en ce qui concerne la production primaire.

### Une faible production primaire

Les évaluations de la biomasse végétale de la couche de surface donnent des chiffres faibles qui situent la zone océanique de Polynésie parmi les moins productives de l'océan tropical. Les teneurs en sels nutritifs dissous sont effectivement très faibles à l'intérieur de la couche éclairée, dite *couche euphotique*, où seuls peuvent avoir lieu les processus de photosynthèse du phytoplancton.

Cette relative carence en sels nutritifs azotés, phosphatés et silicatés, constituant généralement le facteur de limitation de la production organique primaire de la zone marine tropicale, est aggravée dans le Pacifique central Sud du fait de la plus grande épaisseur de la couche chaude superficielle.

L'océan est en état de stratification thermique élevée, empêchant tout mélange entre les couches superficielles épuisées en éléments nutritifs et les couches plus riches et moins chaudes qui se situent à 200 ou 300 mètres de profondeur, et au-delà.

### Les phénomènes de remontée d'eau

Dans les eaux du large, ce faible niveau de production primaire ne sera augmenté que dans les zones où peuvent se produire des remontées d'eau vers les couches superficielles, appelées *doming* pour les couches superficielles ou *upwelling* lorsque le phénomène atteint la surface. Ces zones privilégiées sont peu nombreuses dans le Pacifique central Sud et restreintes à deux structures zonales.

D'une part une bande équatoriale où les eaux du courant équatorial coulant vers l'ouest sous l'action des alizés d'est, divergent à l'équateur sous l'effet de la force de Coriolis et entretiennent une remontée d'eau verticale. Cet *upwelling* équatorial est mis en évidence par un refroidissement en surface de plusieurs

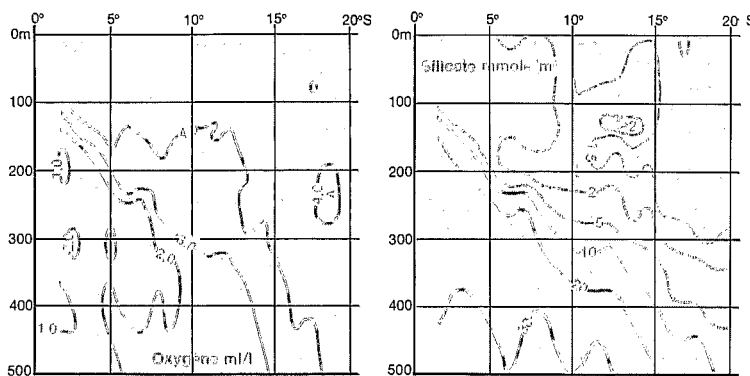
degrés et par un sensible enrichissement en phosphate. Cette divergence équatoriale a un effet très positif sur la production primaire - les teneurs en chlorophylle-a peuvent dépasser 2 mg/m<sup>3</sup> en surface. Bien que la divergence équatoriale soit située au-delà de la limite nord de la Zone Économique Exclusive des 200 milles, elle a un effet positif sur la productivité des eaux au nord des Marquises.

D'autre part, un *doming* associé à la limite sud du contre-courant des Marquises entraîne une augmentation de la production primaire sensible entre 50 et 150 mètres de profondeur.

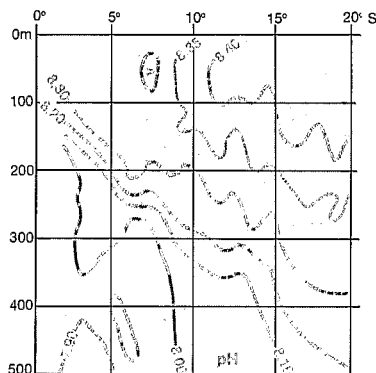
### Les effets d'île et les effets de lagon

En dehors de ces phénomènes propres à la zone équateur-Marquises, d'autres manifestations plus ponctuelles peuvent améliorer la production primaire des eaux.

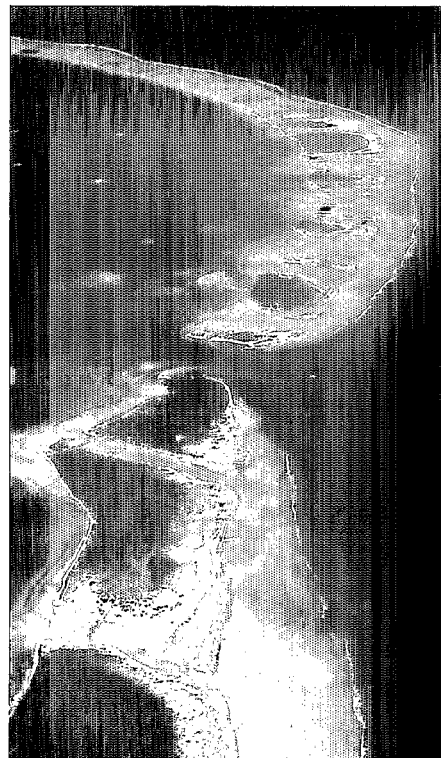
Il existe ce que l'on peut appeler les effets d'île ou d'archipel : les obstacles que constituent les îles pouvant être générateurs de tourbillons au sein des courants océaniques et entraîner des remontées d'eau riche en éléments nutritifs. Les conséquences



**Les passes.** Ce sont les lieux de passage des eaux enrichies dans le lagon. La concentration de plancton, larves et petits poissons y attire les thonidés.



**Les nutriments** sont les composés essentiels organiques ou inorganiques nécessaires au développement des organismes autotrophes : nitrates, nitrites, phosphates, silicates, vitamines... Leur concentration renseigne sur la qualité productive des masses d'eau. Ainsi le long du 154°W les résultats de la campagne Danaïdes II du *Coriolis* en 1977 font-ils ressortir la différence entre les eaux de surface au nord et au sud de 10° S. Au nord, la remontée des eaux profondes en direction de l'équateur (oxygène < 3ml/l et pH < 8,10) enrichit la couche 0 - 100 m (nitrates > 1 mmole/m<sup>3</sup> et silicates > 2 mmole/m<sup>3</sup>). Au sud de 10°S une couche de surface épuisée s'épaissit et atteint 250 m à la latitude des îles Sous-le-Vent. Cette situation très stable caractérise un "désert océanique".



bénéfiques sur les paramètres physico-chimiques sont cependant difficiles à mettre en évidence et semblent limitées aux eaux subsuperficielles. Ainsi les observations faites autour des îles Australes n'ont jamais révélé de phénomènes de remontée verticale et les changements des qualités de l'eau qui en résultent ; la zone située entre 20° et 35° Sud est l'une des plus pauvres en sels nutritifs et en chlorophylle-a.

On observe aussi des effets de lagon : le délestage dans l'océan des eaux ayant subi un transit lagunaire crée au niveau des passes un panache enrichi en plancton, larves et petits poissons. Ces divers organismes ont un effet très attractif sur les thonidés, faisant des zones de passe des lieux d'agrégation et de pêche privilégiés.

### Les engrais de la mer

Dans l'océan les processus qui, à partir des excréments et des tissus morts, permettent le recyclage de la matière vivante, sont analogues à ceux de la biosphère terrestre. Des plus petits organismes planctoniques jusqu'aux

requins et aux baleines, la flore et la faune marines qui meurent entrent en décomposition et sont ainsi dégradées par des bactéries qui tendent à transformer les cellules complexes à base de protéines, lipides et glucides en molécules plus simples et réassimilables. Ces processus permettent ainsi aux résidus particuliers de se transformer en éléments dissous, organiques ou minéraux, lorsque leur taille devient inférieure à 0,45 micron. Ainsi les acides aminés et l'urée d'un copépode ou d'un poisson seront progressivement transformés et oxydés en ammoniac, puis en nitrite et finalement en nitrate. Cette activité bactérienne qui oxyde la matière vivante en matière minérale (minéralisation) est consommatrice d'oxygène mais permet à l'océan de régénérer son stock de nutriments essentiels, phosphates, silicates et nitrates, qui sont les indispensables engrais de la mer.

### Une faible production secondaire

La production secondaire se définit comme la quantité de matière vivante animale produite par les animaux végétariens. Il s'agit essen-

tiellement de crustacés copépodes qui constituent le zooplancton se nourrissant du phytoplancton. Le zooplancton entre à son tour dans la chaîne alimentaire (ou *chaîne trophique*) lorsqu'il est consommé par les coraux ou certains poissons.

En ce qui concerne la production secondaire, il est plus difficile de la quantifier, mais les travaux actuels confirment également la pauvreté de la zone polynésienne, car il y a une relation directe entre la production primaire et la production secondaire.

Sur un axe Australie-Amérique centrale, les concentrations de copépodes de la couche de surface sont en moyenne supérieures à 100 par litre d'eau de mer dans le sud de la mer du Corail, comprises entre 50 et 80 entre la Nouvelle-Calédonie et les Tonga, inférieures à 20 en Polynésie, puis atteignent 300 à l'équateur et dépassent 1 000 à l'est des Galapagos. La zone marine polynésienne se situe donc au bas de l'échelle de production océanique tropicale mondiale et ne paraît donc pas pouvoir abriter les mêmes populations de thonidés (et de prédateurs pélagiques) que les eaux bordurières du Pacifique.

**L'oxygène dissous** dans les couches superficielles de l'océan est en équilibre instable avec

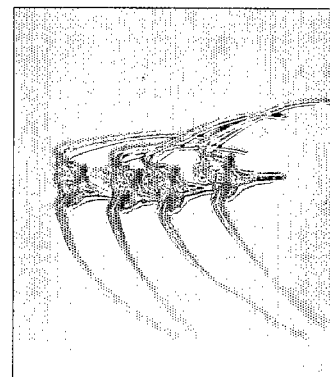
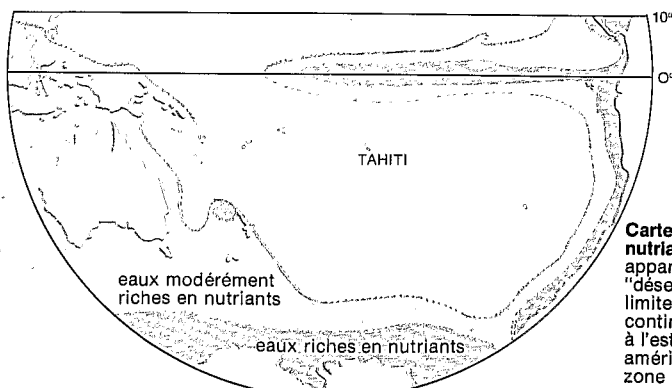
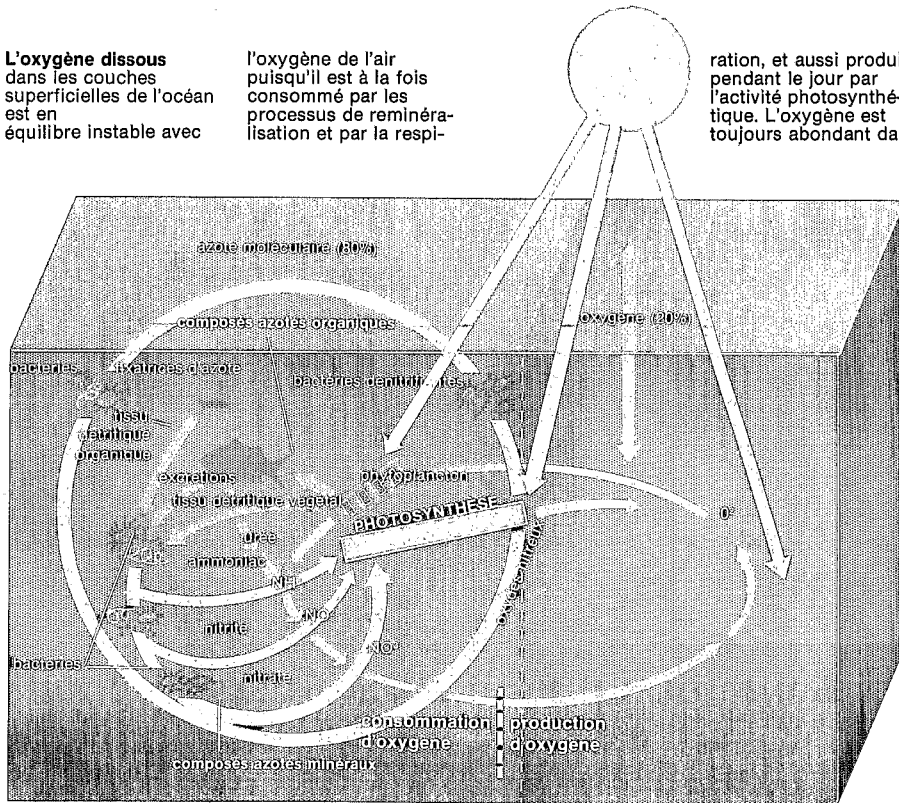
l'oxygène de l'air puisqu'il est à la fois consommé par les processus de reminéralisation et par la respi-

ration, et aussi produit pendant le jour par l'activité photosynthétique. L'oxygène est toujours abondant dans

les eaux polynésiennes qui sont même souvent sursaturées en surface.

**Le gaz carbonique** (CO<sub>2</sub> ou anhydride carbonique) dissous dans l'eau de mer est en réajustement permanent avec le CO<sub>2</sub> de l'atmosphère, dans les eaux superficielles, par dégazage ou dissolution. Ainsi l'océan joue-t-il un rôle de tampon pour le cycle du CO<sub>2</sub> car il stocke une fraction importante de celui-ci émis sur les continents par l'utilisation des carburants. La concentration en CO<sub>2</sub> dans l'océan augmente avec la profondeur, ce qui entraîne une dissolution accélérée des tests calcaires. Parmi les matériaux qui tombent de la surface vers les profondeurs ne subsistent que les plus résistants : becs de calmar ou dents de requin ; ils vont constituer les noyaux des nodules de manganèse.

**Le phytoplancton** est l'ensemble des organismes végétaux vivant en pleine eau, de capacité natatoire nulle ou faible, qui sont déplacés passivement au gré des courants. Constitué pour l'essentiel d'algues microscopiques (de 5 microns à 1 millimètre) parmi lesquelles les *Diatomées*, les *Dinoflagellés* et les *Coccolithophoridés* sont les plus nombreux, le phytoplancton constitue les "pâturages de la mer". Capable de synthétiser la matière organique vivante à partir de l'énergie lumineuse solaire et des sels inorganiques dissous grâce à ses pigments chlorophylliens, il est la seule source de nourriture pour tous les organismes, herbivores ou carnivores, qui peuplent les océans. Il se trouve dans la couche superficielle bien éclairée. Sa concentration est élevée dans les zones côtières enrichies par les apports en sels nutritifs des eaux continentales et dans certaines zones océaniques où des remontées d'eau profonde amènent ces sels en surface. Les mers tropicales où la couche de surface chaude - isolée des couches profondes froides et riches par une thermocline très stable - est rapidement épuisée en sels nutritifs par la photosynthèse, sont en général pauvres en phytoplancton et, partant, ne peuvent fournir que des ressources limitées pour la pêche. Sur la photo, des *Dinoflagellés*, *Ceratium vulturnum*.



# L'eau des lagons

Si la superficie occupée par la centaine de lagons polynésiens ne représente que le 1/1 000 de la Zone Économique Exclusive, le rapport volumique lagon/océan est encore plus faible. En prenant en première approximation 20 mètres comme profondeur moyenne de l'ensemble des lagons et 4 000 m pour la zone océanique, on obtient un rapport inférieur à 1/100 000. L'eau incluse dans les lagons ne constitue donc qu'une infime partie de la masse océanique et ne saurait, lorsqu'elle est réincluse dans la circulation générale, altérer notablement les propriétés de la couche de surface océanique. Il est toutefois évident que les systèmes lagunaires jouent un rôle majeur dans certaines activités humaines ; leur connaissance doit donc constituer le préalable à toute tentative de développement et de gestion rationnelle des zones côtières et des atolls. Le sujet suivant, ainsi que le volume de l'Encyclopédie consacré à la faune et à la flore marines, envisagera l'impact sur les écosystèmes récifaux et lagunaires des activités humaines qui engendrent pollutions et dégradations, plus particulièrement dans les quelques îles hautes où la concentration urbaine est importante.

## Les lagons d'îles hautes

Ces lagons sont surtout développés autour des îles Australes, des Gambier et des îles de la Société, où ils peuvent constituer une ceinture quasi ininterrompue. De profondeur moyenne de l'ordre de 10 à 15 mètres et de largeur généralement comprise entre 100 et 1 000 mètres, ils sont ouverts sur l'océan par des passes habituellement situées dans l'axe des vallées. Le navigateur J. Cook avait d'emblée deviné la relation entre ces interruptions du récif-barrière et la nécessaire évacuation des eaux douces ou saumâtres issues du ruissellement sur les reliefs. L'existence de passes, puisque celles-ci fonctionnent le plus souvent dans le sens lagon-océan, en permettant l'évacuation de l'excès d'eau accumulé par la marée, le vent, les houles, est également liée au fonctionnement et à la circulation des eaux du secteur de lagon dans lequel elles sont incluses.

En fait chaque lagon et même chaque secteur lagonaire constitue un système différencié dont les caractéristiques sont fonction de la topographie des récifs et des passes, de la bathymétrie, de l'exposition aux vents dominants et des flux d'effluents liquides ou solides qui s'y déversent.

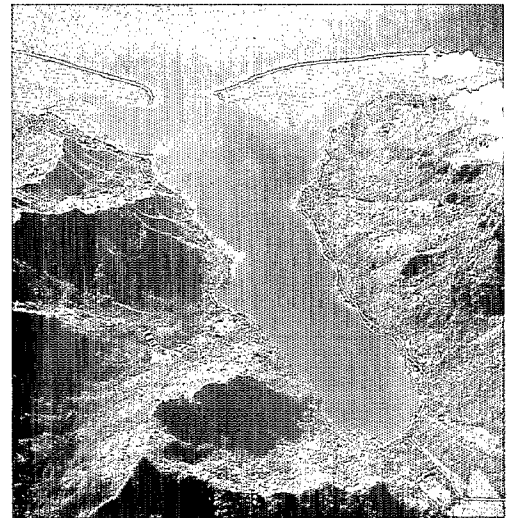
**Les lagons ouverts.** Dans les lagons exposés aux vents dominants comme ceux de la presqu'île de Tahiti, qui sont à la fois larges et profonds, les caractéristiques hydrologiques sont peu différentes de celles de la couche de surface océanique, le rôle des influences terrigènes étant minime. De même la dilution entraînée par les eaux de ruissellement représente une proportion de moins de 1 pour 1 000 d'eau douce. Les teneurs en sels nutritifs phosphatés et azotés sont également très proches de celles de la couche de surface océanique et ne dépassent pas 0,7 mmole/m<sup>3</sup>. En revanche, les teneurs en silicates

peuvent dépasser très largement la moyenne océanique de 2 mmole/m<sup>3</sup>.

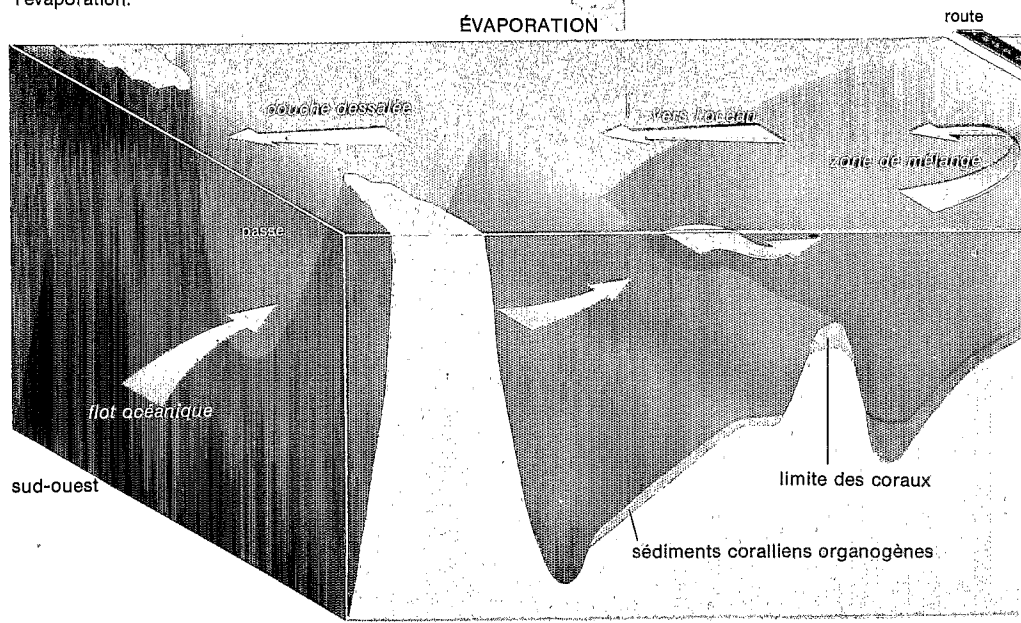
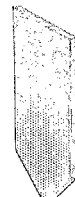
Ainsi, dans le lagon de Vairao, lors des fortes crues des rivières, les teneurs atteignent jusqu'à 100 fois la valeur océanique, le rapport étant de l'ordre de 10 à 20 pour les autres éléments nutritifs. La production primaire des eaux de ce lagon, d'une teneur moyenne en pigments chlorophylliens de 0,4 mg/m<sup>3</sup>, représente 4 fois la valeur océanique moyenne de surface. L'oxygénation des eaux, de l'ordre de 5 à 6 ml/l est donc au moins égale à la valeur de saturation. On ne connaît pas de façon précise les caractéristiques de la circulation dans ce lagon mais la transparence des eaux indique un temps de résidence assez court. La sélection de ce site pour des opérations d'aquaculture s'avère donc un choix judicieux confirmé par le maintien de la qualité des eaux, même en période très pluvieuse.

**Les lagons confinés.** D'autres types de lagons, moins ouverts à l'influence océanique, peuvent abriter des eaux dont les propriétés physico-chimiques s'écartent sensiblement de leurs caractéristiques d'origine. Ainsi, le lagon de Port-Phaeton entre Tahiti Nui et Tahiti Iti, fortement enclavé dans les terres, indente profondément l'isthme de Taravao et s'ouvre par le sud sur l'océan (passe de Teputo) et sur le lagon ouest de la presqu'île de Tiarapu. Sur plus de la moitié de sa superficie, la baie a une profondeur inférieure à 5 mètres, les sédiments terrigènes de la partie nord étant progressivement remplacés vers le sud par les dépôts organogènes des récifs coralliens affleurants. Les teneurs en *seston*, ensemble des particules vivantes ou détritiques, varient de 2 à 10 mg/l en fonction du degré de confinement des eaux et des précipitations. En ce qui concerne la production, les teneurs en pigments chlorophylliens sont peu élevées et

Les passes. Elles jouent un rôle essentiel dans le fonctionnement des lagons. Ici une des plus belles baies de Polynésie, celle d'Opunohu à Moorea.



**Schéma de fonctionnement d'un lagon confiné.** Ce fonctionnement est celui d'une baie comme celle de Port-Phaeton, avec pour principales caractéristiques l'évacuation en surface des éléments terrigènes vers l'océan, la pénétration d'un flot océanique sous la surface et des précipitations supérieures à l'évaporation.



sont plus proches des valeurs moyennes des eaux côtières de Tahiti (0,1 à 0,2 mg/m<sup>3</sup>) que celles du lagon voisin de Vairao. On est amené à invoquer la présence, dans les eaux de Port-Phaeton, d'un mécanisme inhibant partiellement la photosynthèse planctonique qui n'utiliserait de ce fait qu'une fraction des nutriments disponibles. En période sèche, l'énergie lumineuse incidente est maximale et la trop forte irradiation ultra-violette peut effectivement abaisser le rendement photosynthétique de la couche superficielle surchauffée. En période très pluvieuse, la présence de la couche dessalée superficielle peut également constituer une entrave au développement du phytoplancton par son effet mécanique et ses effets induits : forte turbidité limitant la pénétration de la lumière vers les couches sous-jacentes, brutale augmentation des teneurs en éléments libérés par l'érosion naturelle du relief (titane, magnésium, fer, etc.) et, éven-

tuellement, entraînement d'effluents artificiels (pesticides, détergents...). La possibilité d'imprégnation de la bande côtière par des molécules issues de la dégradation de certains végétaux toxiques comme le *Barrintonia asiatica* n'est également pas à exclure.

Le renouvellement des eaux de la baie dépend directement du régime des vents : il est important lorsque les alizés bien établis évacuent vers la passe la couche superficielle dessalée et riche en particules. Ce mouvement est compensé en profondeur par une pénétration d'eau océanique en direction du goulet nord. Cette circulation, de type "estuaire", est favorisée par l'absence de seuil et la relative profondeur dans l'axe de la baie ; elle s'oppose donc au confinement des eaux et constitue le mécanisme essentiel de préservation de l'écosystème. Par calme plat ou vent inférieur à 5 nœuds (30 % du temps) le temps de résidence augmente notablement alors

même que certains déséquilibres peuvent s'amorcer : diminution de la teneur en oxygène dissous, augmentation du pH, formation de poches d'eaux dessalées et surchauffées, etc. Ces déséquilibres, dont les états limites ne sont pas connus précisément, illustrent la fragilité de ce milieu semi-confiné qui réunit des caractéristiques propres aux lagons et aux estuaires.

### Les lagons d'atolls

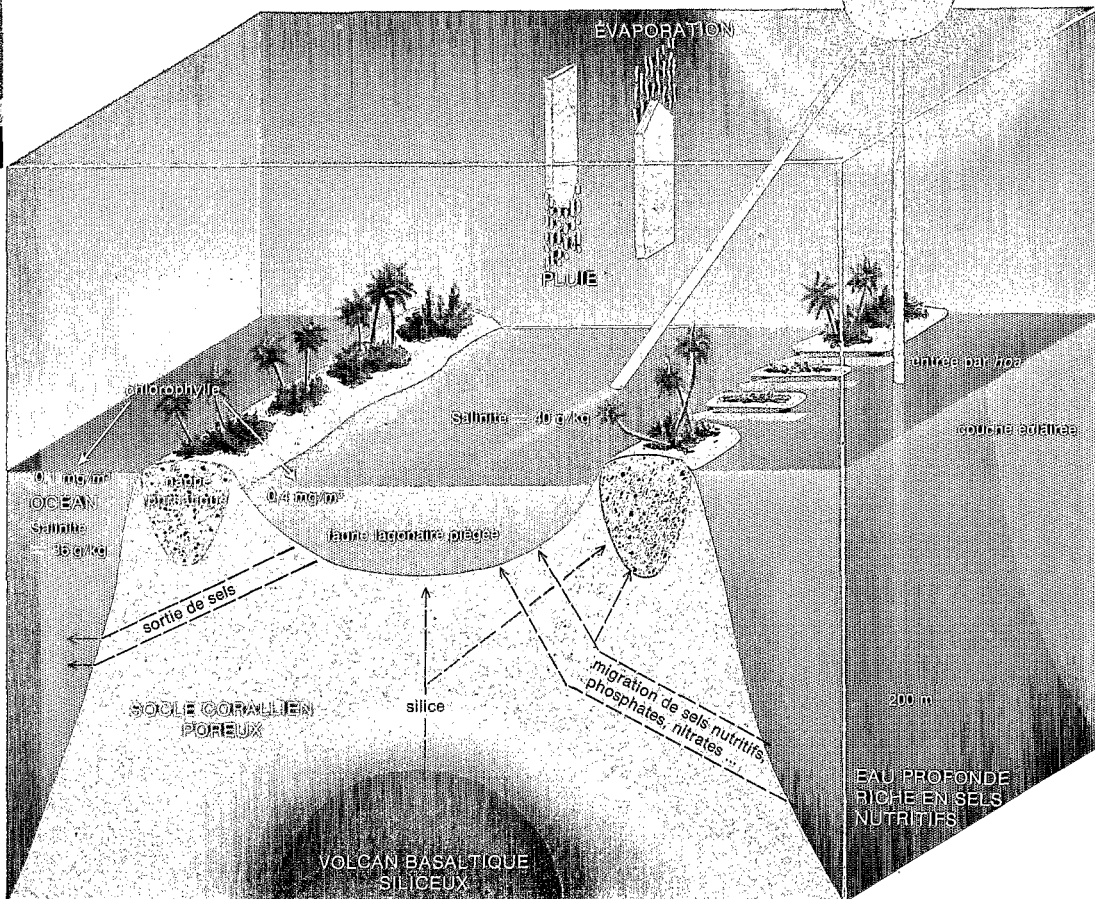
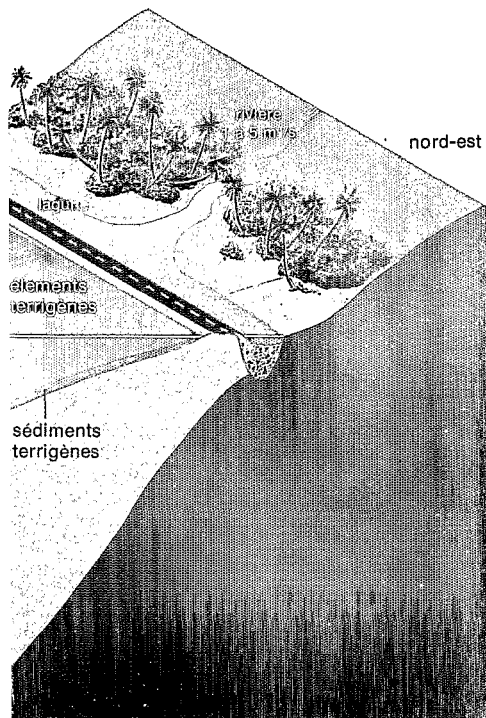
Les quelque 80 lagons d'atolls de Polynésie française appartiennent presque tous à l'archipel des Tuamotu, orienté nord-ouest/sud-est. Les caractéristiques morphologiques des couronnes exondées sont relativement semblables mais les milieux liquides lagunaires peuvent être différents, avec comme facteur primordial de différenciation l'existence ou non de passe.



**Les hoa.** Dans les lagons d'atolls fermés dépourvus de passe franche, les échanges lagon-océan se font en surface par les hoa.

**Le transit interne des sels nutritifs.** En dehors des passes et des hoa, points de communication entre l'océan et l'eau des lagons, il existe un autre type d'échanges lagon-océan par le socle corallien poreux. Sur ce schéma, synthétisant des études menées dans l'atoll fermé de Takapoto, apparaît le transit des sels nutritifs (phosphates, nitrates...) de l'eau océanique profonde vers le lagon. Cet échange invisible se fait à travers le calcaire

organogène de l'édifice corallien. A noter la représentation de la couche d'eau éclairée par le soleil, ou *couche euphotique* (environ 200 mètres).



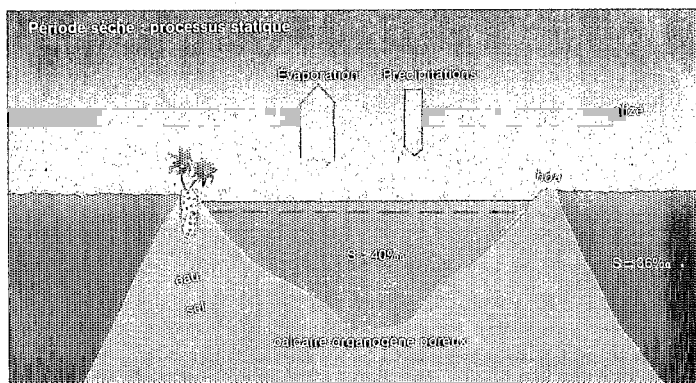
**Les lagons d'atolls fermés.** L'atoll de Takapoto est caractéristique des nombreux atolls dépourvus de passe franche et a fait l'objet d'une étude globale dans le cadre du programme *Man and Biosphere* (M.A.B.) de l'UNESCO. Avec 20 mètres de profondeur moyenne et 50 mètres en son centre, cette nappe lagonaire semble au premier abord définitivement captive puisque les échanges externes avec l'océan se limitent au débit intermittent de 2 *hoa* dans le sens océan-lagon. Le milieu peut être fortement stratifié en salinité, avec un gradient vertical capable d'assurer le maintien d'inversions de température supérieures à 1°C entre la surface et le fond. La salinité moyenne du lagon (40 pour 1 000) étant supérieure à celle de l'océan (36 pour 1 000), cette différence permet une évaluation du temps de résidence théorique des eaux lagonaire. Un calcul de ce type basé sur la valeur de certains paramètres (bilan Évapo-

ration/Précipitations, niveau du lagon, débit des *hoa*, etc.) permet de fixer les limites probables de fluctuations de la salinité et amène à conclure à un temps de renouvellement à 50 % de l'eau lagonaire de 2 à 3 ans.

Toutefois un certain nombre d'observations ont permis de montrer que le fonctionnement du lagon était plus complexe et que l'étude des échanges externes devait être complétée par celle des échanges internes à travers le socle poreux de l'atoll. En effet, avec une évaporation vraie positive de + 50 cm/an et une compensation par le débit des *hoa* fonctionnant essentiellement dans le sens océan-lagon, le lagon de Takapoto devrait être sursaturé en sel, puisque l'eau douce d'évaporation est remplacée par de l'eau océanique ; comme ce n'est pas le cas, il existe une évacuation probable de l'excès de sel à travers la couronne ou le socle corallien poreux. Le fait qu'en période pluvieuse la

perte en sel est 2 fois plus importante qu'en période sèche s'explique par le réajustement hydraulique du niveau du lagon à travers le socle poreux. Inversement, pour les sels nutritifs, un transfert ionique par diffusion dans le sens océan-lagon par l'intermédiaire de l'eau interstitielle du socle corallien peut constituer le mécanisme nécessaire et suffisant au maintien de la production primaire, 4 fois plus élevée que celle de la couche océanique de même épaisseur.

**Les lagons d'atolls ouverts.** Le lagon de l'atoll de Moruroa est celui sur lequel nous détenons le plus grand nombre de connaissances scientifiques. En effet, pour des raisons liées au choix de cet atoll comme site des tests nucléaires à partir de 1965, plusieurs organismes ont étudié l'atoll et son lagon. Celui-ci possède dans sa partie ouest une large passe profonde de dix mètres, par laquelle s'évacuent les eaux

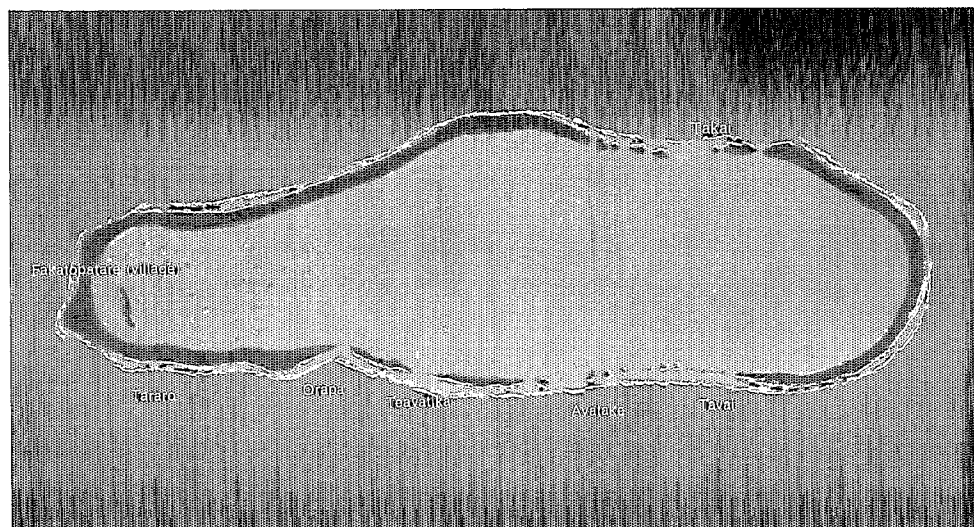
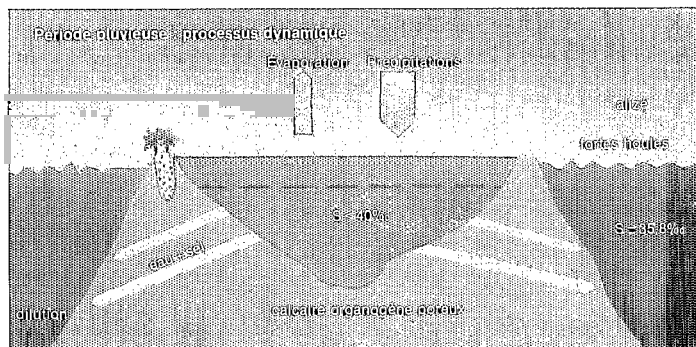


**Fonctionnement du lagon de l'atoll fermé de Takapoto.**

En période sèche l'évaporation emporte sur les précipitations ; dans le lagon le niveau a tendance à baisser et la salinité augmente ; pour expliquer que ces changements soient limités - compte tenu que les apports d'eau océanique par les *hoa* restent faibles et ne peuvent qu'ajouter du sel - il faut que des échanges à travers l'édifice corallien compensent la baisse du niveau et exportent le sel.

En période pluvieuse, le niveau a tendance à augmenter et la salinité diminue ; malgré l'apport d'eau par le déferlement des houles le lagon ne déborde pas, ce qui implique une évacuation du volume excédentaire à travers le calcaire poreux de l'atoll.

L'atoll de Takapoto n'a pas de passe ; sa superficie est de 70 km<sup>2</sup>. La profondeur moyenne du lagon est de 20 m.



Dans cette vasque partiellement isolée de l'océan, les espèces marines sont moins nombreuses et moins diversifiées que dans les lagons ouverts. Quelques espèces dominent : les nacres *Pinotada margaritifera*,

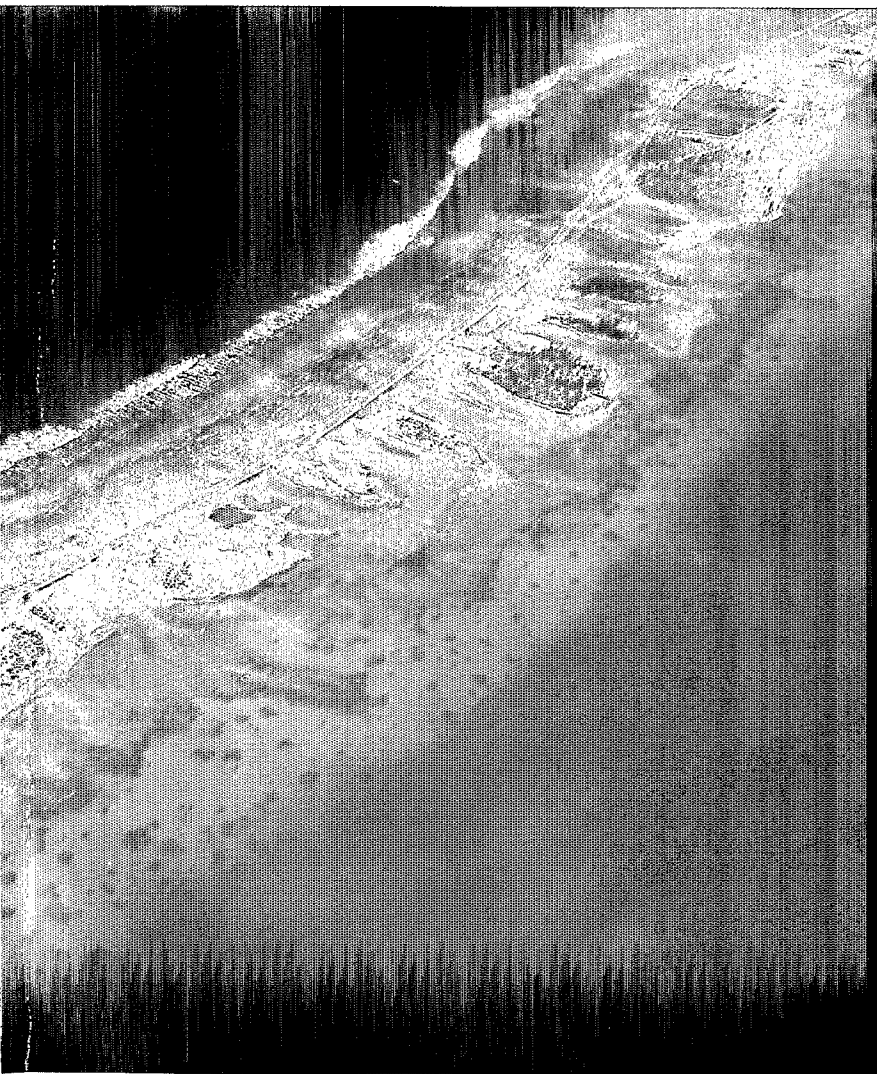
les bédouilles *Tridacna sp.* A la saison chaude, apparaissent de fortes concentrations de petites méduses urticantes, les *kea-kea*, qui constituent une gêne pour la chasse sous-marine et la plongée des nacres.

lagonaires lors de la marée descendante. Avec une dynamique propre élevée, caractérisée par une contre-circulation profonde des eaux vers l'est de l'atoll, en réponse à une dérive superficielle vers l'ouest en régime d'alizés, ce lagon est typique des lagons à passe et abrite une biomasse tant benthique que planctonique importante. En ce qui concerne la richesse phytoplanctonique, les teneurs en chlorophylle-a sont de l'ordre de  $0,4 \text{ mg/m}^3$ , et donc supérieures aux teneurs de la couche océanique superficielle. Toutefois, ramenées à l'unité de surface sur toute l'épaisseur de la couche éclairée, les teneurs moyennes s'avèrent semblables dans les deux milieux ( $20$  à  $25 \text{ mg/m}^2$  de chlorophylle-a). Il reste qu'à chaque reflux le lagon perd de façon définitive une fraction importante de sa biomasse primaire et secondaire, une évaluation empirique donnant le chiffre de  $10$  tonnes de matières planctoniques perdues par mois.

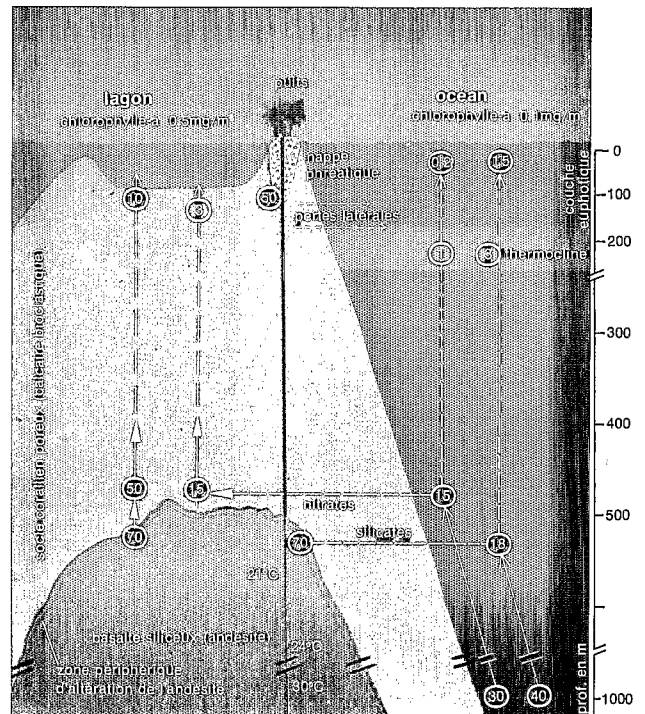
Ce constat fait donc ressortir le paradoxe concernant le fonctionnement de ce type d'écosystème lagonaire qui, exportant quotidiennement par la passe une partie de sa production primaire et secondaire, ne s'épuise pas pour autant : la machine récifo-lagonaire accomplirait donc le prodige d'être traversée par une eau océanique claire, pauvre en sels nutritifs, en phytoplancton et en zooplancton, tout en restituant à l'océan le même volume d'eau considérablement enrichi en pigments et taxa planctoniques... L'éventualité d'échanges internes lagon/océan à travers le socle corallien poreux s'impose donc, si l'on veut équilibrer les éléments du bilan énergétique lagonaire. Des prélèvements effectués en 1980 dans quelques-uns des profonds puits forés à partir de la couronne de l'atoll ont permis de connaître la composition physico-chimique de l'eau interstitielle présente dans le socle corallien poreux (0-500 m) jusqu'au cône

basaltique. Il apparaît ainsi que, si le gradient thermique vertical dans le socle poreux est identique à celui de l'océan, les teneurs en sels nutritifs azotés et silicatés sont à profondeur égale plus importantes dans l'eau interstitielle que dans la couche euphotique océanique.

L'ensemble de ces données permet de proposer un modèle de fonctionnement des lagons d'atolls dont le maintien de la fertilité est assuré par une diffusion verticale des sels nutritifs, depuis l'eau océanique intermédiaire jusqu'à la base du lagon. Affleurant à la surface océanique, la vasque lagonaire fonctionne ainsi à la façon d'une lampe à pétrole : la photosynthèse brûle les nutriments exogènes qui apparaissent à la base du lagon après avoir migré dans le socle corallien (la mèche) à partir du riche réservoir océanique profond (Eau Antarctique Intermédiaire).



**Fonctionnement du lagon de l'atoll ouvert de Moruroa.** L'eau océanique pénètre dans le lagon par déferlement des houles par dessus la couronne récifale et par un courant passé du fond dans la passe principale où s'établit en surface le courant sortant vers le large.



(2) concentration en mmole/m<sup>3</sup>

L'eau océanique qui rentre est pauvre en phytoplancton ( $0,1 \text{ mg chlorophylle-a/m}^3$ ) alors que l'eau lagonaire qui sort est nettement plus riche ( $0,5 \text{ mg/m}^3$ ) ; il en va de même pour le zooplancton ; l'atoll est donc un exportateur de matière organique dont la production suppose un apport de sels nutritifs dans le lagon. L'eau océanique de la couche de surface entrante est épuisée en sels nutritifs et la seule source possible est la réserve des couches océaniques profondes en dessous de la thermocline ; des puits forés dans la masse de l'atoll ont confirmé la présence de concentrations importantes de silicates et de nitrates dans l'eau

interstitielle du socle corallien poreux et leurs gradients ont été mesurés en fonction de la profondeur. Par un effet de mèche, des sels nutritifs de la réserve océanique profonde sont amenés vers la vasque lagonaire où ils sont utilisés par la photosynthèse des algues benthiques et des algues symbiotiques des coraux pour produire de la matière vivante en amont des diverses mailles du réseau trophique de l'écosystème de l'atoll. Ainsi sont mis en évidence des échanges ioniques entre le lagon et l'océan profond à travers la masse de l'édifice calcaire poreux d'un atoll ouvert. Les atolls sont des "oasis" dans les "déserts océaniques".

## Les lagons et les activités humaines

Ce patrimoine naturel exceptionnel que constituent les lagons est gravement menacé par ceux-là même qui les utilisent pour leurs activités de pêche, de loisir, d'aménagement du littoral, etc. Les menaces les plus importantes existent autour des îles les plus peuplées, là où les rejets incontrôlés, les pollutions et les dégradations multiples tendent à transformer les rivières en égouts à ciel ouvert. Ce problème de l'impact des activités humaines sur les lagons n'est évoqué ici qu'en ce qui concerne les qualités des masses d'eau. Les effets sur la faune et la flore des récifs et lagons seront développés dans le volume de l'Encyclopédie consacré aux peuplements animaux et végétaux marins.

**Entre Paœa et Mahina** les données recueillies au cours de la dernière décennie indiquent une dégradation croissante de la qualité des eaux lagunaires, le facteur initial de ces déséquilibres étant constitué par les apports des rivières, véhicules principaux des pollutions.

Les comptages bactériens font également apparaître des pullulations dangereuses dans les baies les plus confinées, en conséquence directe de la surpopulation humaine de la bande côtière. Les données d'hydrologie donnent une moyenne de 28°C pour la température, 35,5 pour 1 000 pour la salinité, 9 à 12 mg/l pour la charge particulaire sestonique et 6 à 8 mg/l pour l'oxygène dissous. La biomasse phytoplanctonique évaluée par la charge en chlorophylle-a est comprise entre 0,1 et 0,5 mg/m<sup>3</sup>, le pourcentage de pigments actifs étant particulièrement bas et inférieur à 50 %. Ce mauvais état des populations est en partie redevable aux importants apports d'eau

douce polluée et aux chocs osmotiques qu'ils entraînent.

D'autres données permettent également de distinguer entre les apports telluriques à partir du socle basaltique (mercure) ou océanique (cadmium) et ceux dépendant de l'activité humaine (cuivre libéré par l'antifouling des bateaux, plomb libéré par l'essence, etc.). Ainsi les teneurs relativement élevées de mercure aux embouchures des rivières, 3 à 10 fois supérieures aux teneurs océaniques, sont probablement d'origine tellurique, par lixiviation des roches basaltiques, mais posent néanmoins un problème d'ordre toxicologique. La concentration de cet élément très toxique par certains bivalves comme le bœnitier, est à prendre en compte, de même que l'augmentation progressive des teneurs au fur et à mesure de l'élévation du niveau trophique des espèces marines.

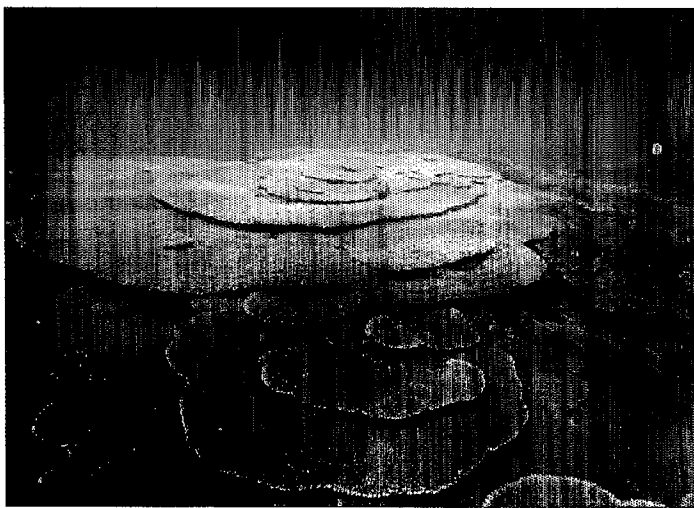
La zone portuaire, en expansion vers la passe du Taaone grâce à la protection d'une digue cimentée sur le récif-barrière a entraîné de grandes modifications topographiques et morphologiques ; la dégradation qui en résulte a un caractère irréversible et pourrait s'étendre à l'ensemble des lagons nord-ouest, en l'absence de mesures de protection et d'assainissement. En effet les travaux effectués ou en cours diminuent les apports océaniques directs et augmentent le temps de résidence d'une eau portuaire, polluée en permanence par les décharges de plusieurs rivières et l'arrivée d'effluents urbains non traités. Nous ne pouvons pour le moment percevoir qu'une partie des conséquences : augmentation de la turbidité, mort d'un fort pourcentage d'algues et de coraux, disparition de la grosse faune des platiers et odeurs déplaisantes lorsque l'alizé de nord-est ne souffle pas. Les altérations de cet écosystème étant certainement plus importantes qu'il n'y paraît, on est ainsi malheureusement amené à parler

d'un lagon en voie de dégénérescence.

**Pour les lagons d'îles hautes** en zones d'urbanisation intensive comme ceux de Tahiti, nous devons d'insister sur les conclusions pessimistes des études effectuées : les pollutions actuelles inévitablement liées aux activités humaines nous conduisent à parler d'ores et déjà de survie problématique. C'est hélas un des aspects du lourd tribut que risque de payer l'île, en conséquence d'une poussée démographique parmi les plus fortes de la planète : 3 % en moyenne annuelle, ce qui conduit à un doublement de la population en 20 ans, (50 000 habitants à Tahiti en 1960, 100 000 en 1980, 200 000 en l'an 2000 ?...).

Les rivières ayant de plus en plus l'aspect et la fonction de véritables émissaires d'eaux polluées, leurs effluents constituent pour les lagons la menace essentielle, d'autant que de nouvelles agressions semblent inévitables, comme celles liées aux travaux d'équipement hydroélectrique (surcharge terrigène) ou à l'implantation de porcheries dans le fond des vallées (germes bactériens, pesticides, etc.). Un simple détournement d'embouchure ne peut constituer qu'un palliatif dérisoire (cas de la Nymphaea par exemple) et il faut envisager au plus tôt la seule solution préservant valablement l'avenir : le rejet direct dans l'océan. Cette solution implique un captage de la rivière à son embouchure, un tubage par buses de béton courant sur le fond du lagon en direction de la passe et une évacuation de l'effluent dans l'eau océanique extérieure à une profondeur d'au moins 50 mètres.

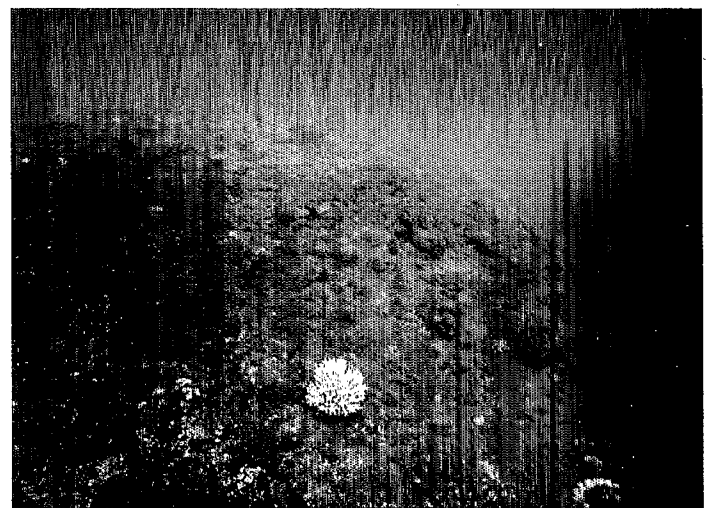
**Pour les atolls**, le risque de surpopulation et donc de pollution paraît peu probable bien que le problème de l'eau potable se pose de façon permanente, et l'équilibre écologique des lagons des Tuamotu ne semble menacé que par des cas ponctuels de surpêche ou par des épisodes cycloniques exceptionnels comme ceux de 1983.



**Les coraux constructeurs de récifs** (scléactiniaires hermatyptiques) sont en équilibre précaire avec leur environnement écologique et les conditions habituelles de lumière, de courants, d'agitation de la surface,

de densité planctonique, etc. Quand les conditions optimales sont remplies, la colonisation des fonds peut être totale, comme le montre cette colonie d'Acropora. Toutefois certains milieux peuvent être

dégradés et appauvris, soit à la suite d'une évolution naturelle (comblement, érosion, glissement d'éboulis...), soit par le fait des activités humaines. D'autres altérations du biotope sont plus difficiles à interpréter,



comme le blanchiment des coraux. Celui au centre de la photo a, pour une cause indéterminée, expulsé ses algues symbiotiques internes (les zooxanthelles) et se trouve ainsi dépigmenté.



# ENCYCLOPEDIE DE LA POLYNESIE

## les îles océaniques

Ce premier volume de l'Encyclopédie de la Polynésie a été réalisé sous la direction de

**Bernard Salvat,**

Docteur ès sciences, Muséum E.P.H.E.

avec la collaboration de : **Roger Bergès**, Ingénieur, Service de la Météorologie,

**Jean-Marc Bouzat**, Ingénieur, Service de l'Energie et des Mines, **Robert Brousse**, Docteur ès sciences, Université d'Orsay,

**Georges Cauchard**, Ingénieur, Service de la Météorologie, **Jean-Pierre Charles**, Professeur certifié, Lycée Paul Gauguin,

**Pascal Gelugne**, Docteur de 3ème cycle, Laboratoire des Travaux Publics,

**Maurice Graindorge**, **Didier Jacquet**, Ingénieur, Laboratoire des Travaux Publics,

**Rémi Jamet**, Maître ès sciences et D.E.S., O.R.S.T.O.M., **Alain Lafforgue**, Ingénieur-O.R.S.T.O.M.,

**François Merceron**, Agrégé de l'Université, Lycée Paul Gauguin,

**Christian Prudhomme**, Ingénieur, Laboratoire des Travaux Publics,

**Francis Rougerie**, Licencié et D.E.A. ès sciences, O.R.S.T.O.M., **Bernard Salvat**, Docteur ès sciences, Muséum-E.P.H.E.,

**Jacques Talandier**, Docteur de l'Université, Laboratoire de Géophysique (C.E.A.), **René Villot**, Ingénieur, Service de l'Équipement,

**Bruno Wauthy**, Ingénieur, O.R.S.T.O.M.

et la coopération des organismes et services suivants : Bureau Technique des Communes, Commissariat à l'Énergie Atomique,

Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Cnexo-I.S.T.P.M.), Lycée Paul Gauguin,

Antenne du Muséum National d'Histoire Naturelle et de l'École Pratique des Hautes Études,

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Service de l'Énergie et des Mines, Service de l'Équipement,

Service de la Météorologie ...

Conception et production : **Christian Gleizal**

Maquette et coordination de la réalisation technique : **Jean-Louis Saquet**

Assistante de production : **Catherine Krief**

Illustration : **Bernard Hugueville**

Cartographie : **Jacques Sablayrolles**

Photographies : J.-C. Bosmel, J. Bouchon, G. Boutault, R. Brousse, E. Christian,

M. Folco, P. Gelugne, B. Hermann, J.-C. Iogna, R. Jamet,

P. Laboute, C. Macherey, J.-P. Marquant, M. Moissard, G. Mottay, C. Pinson,

M. Pirazzoli, M. Ricard, C. Rives, J. Robin,

F. Rougerie, B. Salvat, J.-L. Saquet, J. Talandier

Les photographies autres que celles confiées par leurs auteurs ou leurs agences

sont publiées avec l'autorisation des sociétés ou organismes suivants :

C.E.A., C.N.R.S., IFREMer (Cnexo), I.S.T.P.M., Escadrille 12 S, O.P.A.T.T.I.,

O.R.S.T.O.M., Marama Nui, Météorologie nationale, Muséum E.P.H.E...

Notre travail a été considérablement facilité par l'importante documentation  
mise à notre disposition par Times Editions/les Editions du Pacifique et leur  
fondateur Didier Millet.



03 JUL. 1990

AM  
POL

CHRISTIAN GLEIZAL / MULTIPRESS

18.231 vol. 1