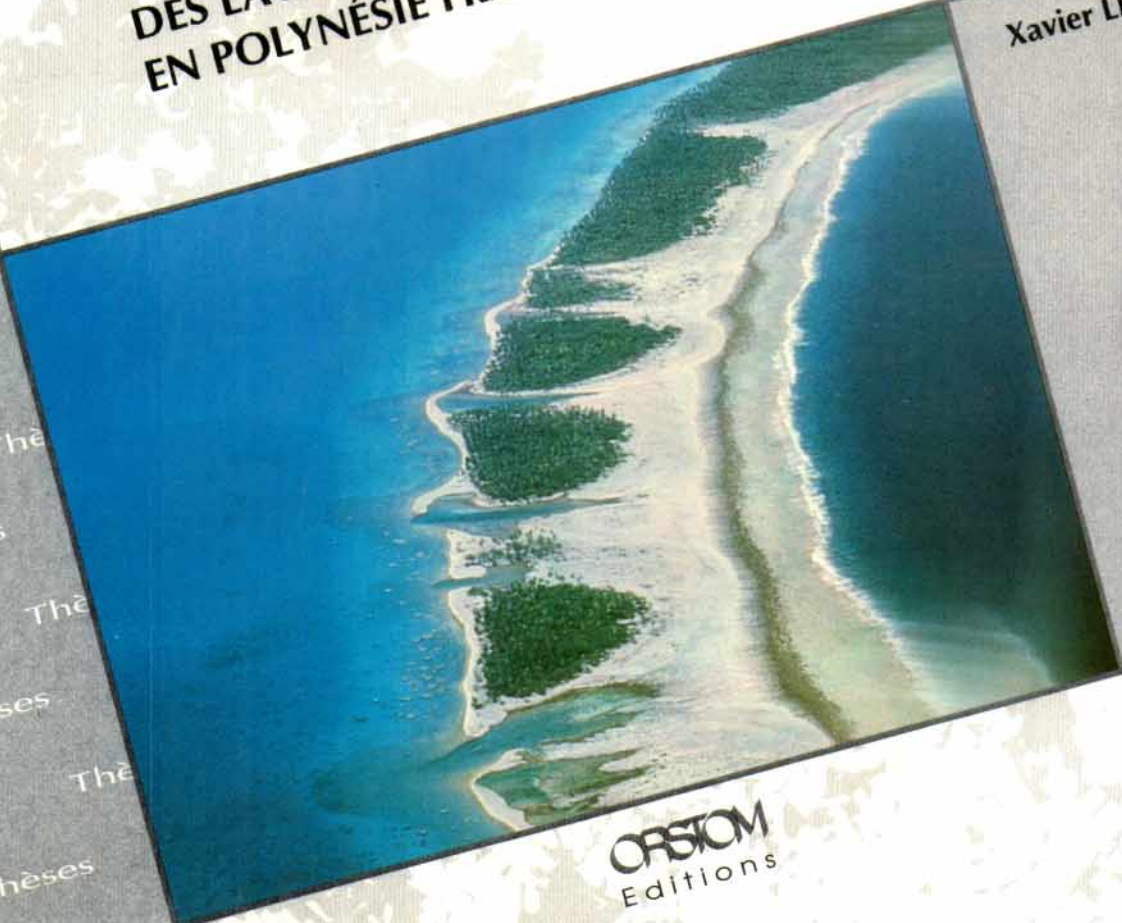




**HYDRODYNAMIQUE
DES LAGONS D'ATOLL ET D'ÎLE HAUTE
EN POLYNÉSIE FRANÇAISE**

Xavier LENHARDT



ORSTOM
Editions

Xavier LENHARDT

**HYDRODYNAMIQUE
DES LAGONS D'ATOLL ET D'ÎLE HAUTE
EN POLYNÉSIE FRANÇAISE**

Editions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection ÉTUDES et THÈSES

PARIS 1991

Cette étude a fait l'objet d'une thèse, soutenue le 5 novembre 1988,
au Museum National d'Histoire Naturelle de Paris,
pour l'obtention du grade de Docteur ès Science, mention Océanographie Physique

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

Hydrodynamique des lagons d'atoll et d'île haute en Polynésie Française

Résumé

Cette étude a pour objet la compréhension et la quantification de la circulation et des échanges d'eau entre lagon et océan, dans les configurations d'atoll (Tikehau) et d'île haute (Moorea) en Polynésie Française.

Après investigation de l'environnement physique (bathymétrique, atmosphérique et océanique), et mesure directe des débits d'échange, on a pu calculer les temps de résidence de l'eau dans les lagons au cours de l'année.

Une méthode indirecte (modèle de passe) basée sur l'observation du niveau du lagon d'atoll a été testée et utilisée sur une longue série de mesures pour calculer les débits d'échange instantanés et leurs moyennes saisonnières.

Des valeurs de débit rentrant dans le lagon par dessus le récif, sous l'effet de la pression de houle, ont été calculées pour différentes orientations de la côte, en fonction de la saison. Ces valeurs ramenées à l'unité de longueur de récif sont appelées « débits linéiques » et peuvent être extrapolées à d'autres lagons, pouvant ainsi constituer une méthode générale d'approche des temps de résidence (Fig. 41 et 44).

Lagoon hydrodynamics in the atolls and islands of French Polynesia

Abstract

The purpose of this study is a better understanding and the quantification of the water circulation inside the lagoons and of the water exchanges between lagoon and ocean, in the configurations of an atoll (Tikehau) and an island (Moorea) in French Polynesia.

Following the investigation of the physical environment (bathymetric, atmospheric and oceanic), direct measurements of the exchange flows provided values of the residence time over the year.

An indirect method (« pass model ») based on the observation of the atoll lagoon was tested over a long series of measurements to calculate instant exchange flows and seasonal values.

The waterflows over the reef, entering the lagoon because of swell, have been calculated for different shore orientations in the different seasons. These values per meter of reef (« lineic flows ») could be extrapolated to other lagoons and be a general method to calculate the residence times (Fig. 41 and 44).

AVANT-PROPOS

Je remercie M. REVAULT d'ALLONNES, mon directeur de thèse de la confiance qu'il m'a prêtée pour effectuer ce travail.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté de critiquer et de juger ce mémoire de thèse.

Je remercie M. ROUGERIE pour avoir accepté la responsabilité d'être mon directeur scientifique à l'ORSTOM.

Je remercie M. RICARD pour m'avoir ouvert les portes de l'antenne du Muséum à Moorea.

Je tiens en outre à assurer de ma sympathie :

le centre IFREMER de Tahiti pour le réel appui logistique qu'il m'a apporté, amicalement et gratuitement ;

l'équipe du programme ATOLL de l'ORSTOM, chacun de ses membres qui ont su agir, critiquer et encourager, en particulier Messieurs INTES, CHARPY, MORIZE, CREMOUX et Madame CHARPY ;

toutes ces bonnes volontés de tous les organismes, concernés ou non, qui m'ont été d'une aide précieuse et féconde.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	9
--------------------	---

Première partie

L'ENVIRONNEMENT ET LES LAGONS

1. L'environnement géographique	11
2. L'environnement atmosphérique	11
2.a - Météorologie de la zone polynésienne	11
2.b - La pression atmosphérique	14
2.c - Les vents	14
2.d - Les températures	14
2.e - Ensoleillement, rayonnement	14
2.f - Evaporation, précipitations	17
3. L'environnement océanique	17
3.a - La circulation océanique de surface	17
3.b - Hydrologie	21
3.c - La houle	21
3.d - La marée	23
3.e - Le niveau de l'océan	29
4. Les phénomènes particuliers	29
4.a - Les cyclones	29
4.b - Houles	31
4.c - Tsunami	31
5. L'environnement terrestre	32
5.a - Géomorphologie des îles	32
5.b - Moorea	32
5.c - Tikehau	35
6. L'environnement social et économique	35
6.a - La population	35
6.b - L'activité économique	36

Deuxième partie

DESCRIPTION QUANTIFIÉE DES LAGONS

1. Le lagon de Tiahura	37
1.a - Les données géométriques	37
1.b - Les échanges hydrodynamiques	38
1.c - La circulation	45
1.d - Hydrologie	46

2. Le lagon de Tikehau	49
2.a - Les données géométriques	49
2.b - Le niveau du lagon	49
- Les seiches	52
- La marée intérieure	52
- Les ensachages	53
- Les surcote et décote	55
2.c - Les échanges lagon/océan	55
- par les hoa	55
- par la passe	58
2.d - La circulation	64
2.e - La diffusion	65
2.f - Hydrologie	65
Troisième partie	
LE MODÈLE	
1. Lagon d'île haute	69
1.a - Définition et caractéristiques géométriques	69
1.b - Les échanges	69
1.c - La circulation	71
2. Lagon d'atoll	76
2.a - Définition et caractéristiques géométriques	76
2.b - Le fonctionnement de la passe	76
2.c - L'entrée d'eau par les hoa	81
2.d - La circulation	84
2.e - La diffusion	90
CONCLUSION	93
BIBLIOGRAPHIE	95
TABLE DES FIGURES	99
ANNEXE A. Système de mesure du niveau océanique	101
ANNEXE B. Système de mesure des faibles courants	107
ANNEXE C. Courantométrie : Matériel et méthodes	111
ANNEXE D. Matériel et méthodes pour la mesure et le traitement des niveaux du lagon de Tikehau	117
ANNEXE E. Les drogues acoustiques	
ANNEXE F. Calcul de la pente induite par le vent soufflant à la surface d'un lagon	131

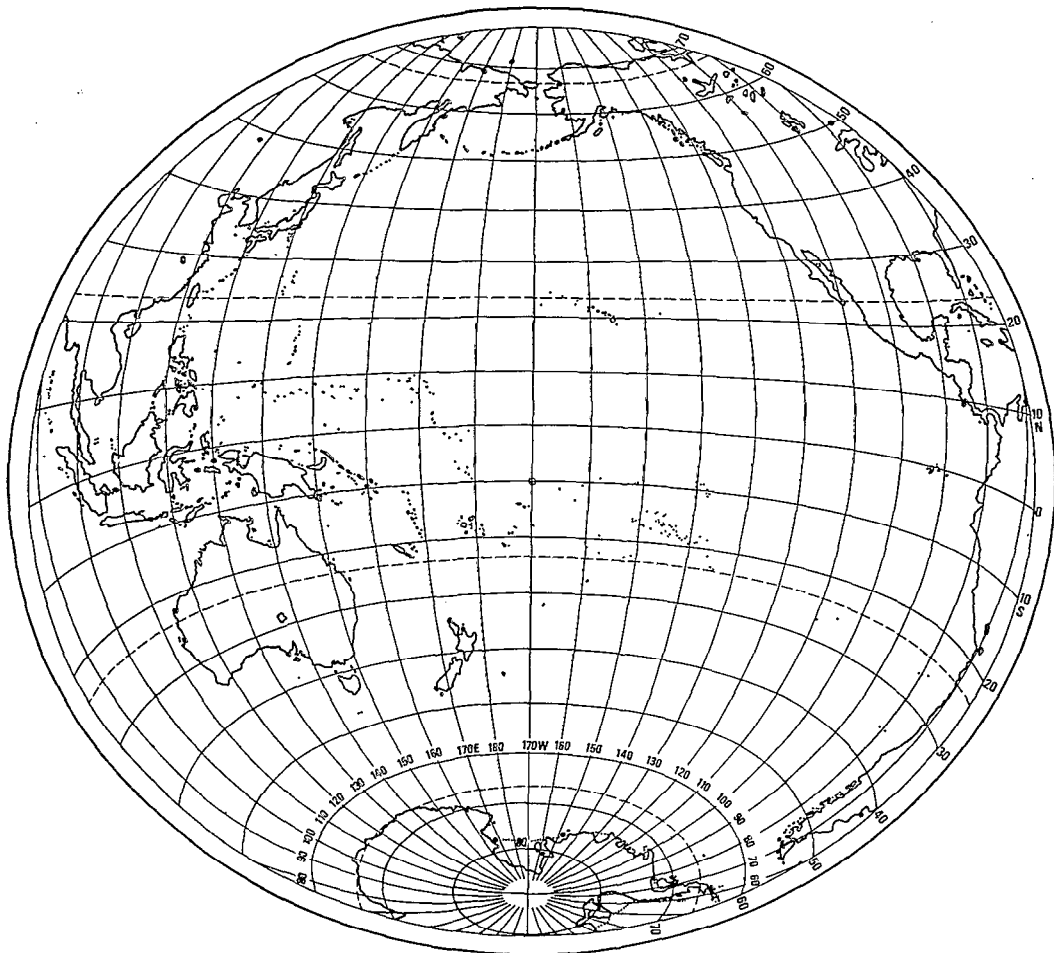
INTRODUCTION

L'étude de l'environnement physique est un préalable indispensable aux études de la biologie des systèmes récifo-lagonaire de Polynésie. L'ORSTOM et le Muséum National d'Histoire Naturelle ayant entrepris des recherches poussées sur l'écologie des lagons, la connaissance du fonctionnement hydrodynamique s'est avérée incontournable. En l'absence de toute bibliographie générale traitant de cette question les chercheurs des différentes disciplines en jeu ont commandé cette étude. Leurs demandes étaient souvent formulées en terme de vitesse, de trajectoire et de durée. Suite à un travail en commun pour élaborer un programme qui concilie les aspirations des chercheurs, les impératifs de terrain et les disponibilités en temps en hommes et en matériel, deux orientations ont été définies :

- une approche descriptive de l'hydrodynamique des lagons sur lesquels les opérations sont menées (lagon de Tiahura à Moorea et lagon de l'atoll de Tikehau).
- une approche plus théorique s'appuyant sur les résultats de l'approche expérimentale, destinée à la compléter et à l'extrapoler (Le « modèle »).

Auparavant s'imposait une compilation des données géomorphologiques, atmosphériques et océaniques de la zone afin de définir un environnement géographique commun.

Cet ouvrage sans visées fondamentales prétend seulement proposer une description quantifiée et des méthodes propres à appréhender les phénomènes hydrodynamiques : la circulation et les échanges entre lagon et océan, à Tiahura, à Tikehau et dans tout autre lagon pouvant être rapproché de nos lagons-type.



Réf. Zakład Kartografii UMCS. Lublin 1972

Echelle 1/100 000.000

ORSTOM Tahiti 08-1987

PREMIÈRE PARTIE

L'ENVIRONNEMENT ET LES LAGONS

1. L'environnement géographique

Le territoire de Polynésie Française, situé au centre de l'océan Pacifique Sud, représente une superficie de 2 500 000 km² centrée sur l'île de Tahiti (17° S 149° W). Le total des terres émergées est 4 000 km² sous forme d'atolls (Archipel des Tuamotu), d'îles hautes sans récif-barrière (Marquises et Australes) ou avec récif-barrière (Gambier, îles de la Société) (Fig. 1).

On trouve des lagons au centre des atolls et à la périphérie des îles hautes entre le récif-barrière (côté océan) et le récif frangeant (côté terre). La surface totale des lagons est 7 000 km² (GABRIE C. *et al.*, 1985).

On s'attachera à resituer tous les lagons de Polynésie dans un même environnement géographique afin de pouvoir généraliser un certain nombre d'observations effectuées sur deux lagons particuliers. Cette homogénéité géographique existe au niveau atmosphérique et océanique, et ceci du fait de la latitude de la zone considérée (zone intertropicale) de l'orientation Est-Ouest des trois archipels présentant des lagons, et surtout de la forte insularité (= 0,1 % de terres émergées) et de la taille réduite des îles.

2. L'environnement atmosphérique

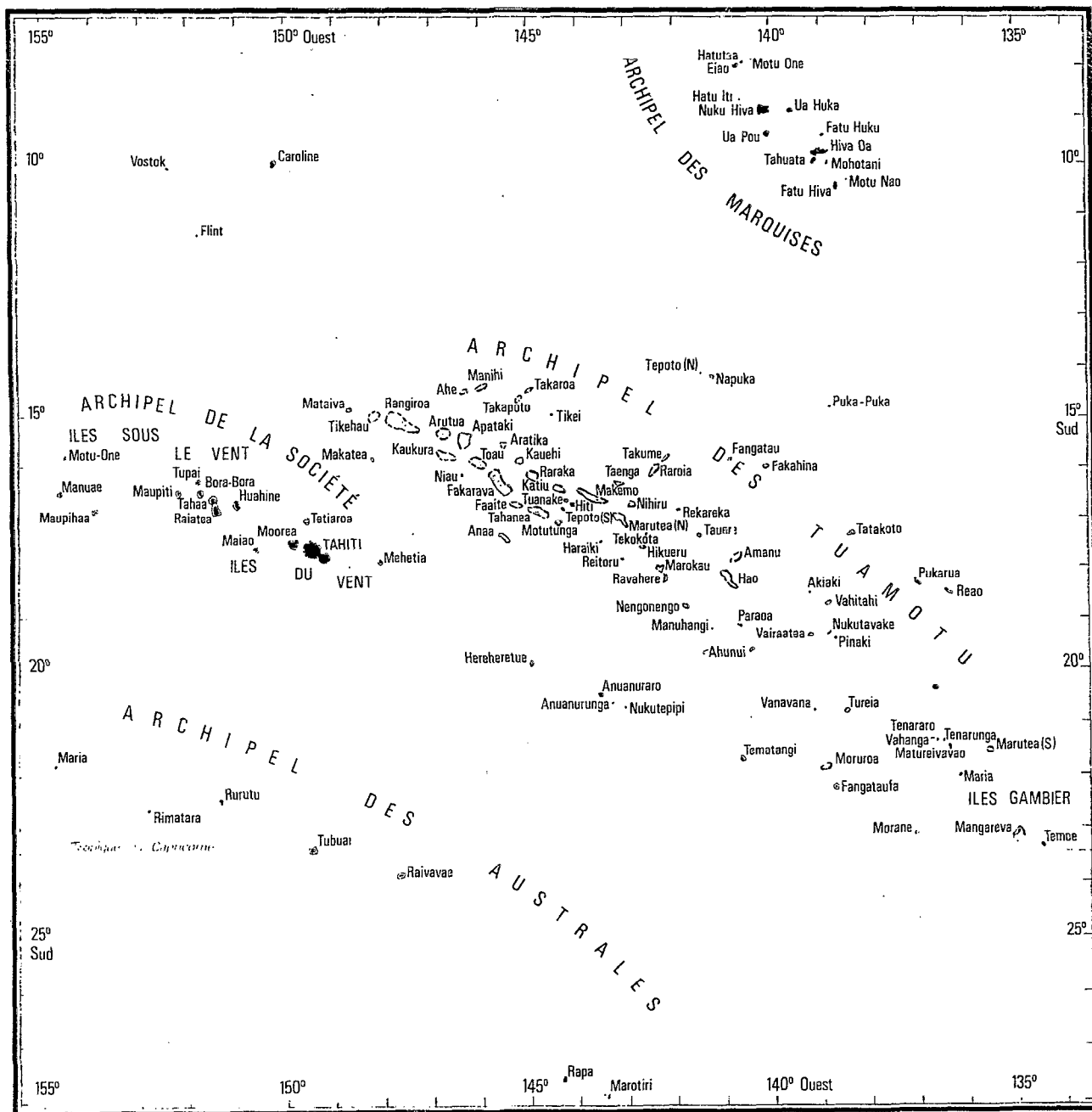
On définit l'environnement atmosphérique comme l'ensemble des données météorologiques intéressant la physique des lagons, à savoir :

- la pression atmosphérique
- Le vent
- les précipitations et l'évaporation
- la couverture nuageuse et l'ensoleillement
- et la température de l'air, dans une moindre mesure

Ce paragraphe est largement inspiré des publications de la Météorologie Nationale référencées en bibliographie.

2.a - Météorologie de la zone polynésienne

Le climat y est du type tropical humide. La météorologie de la Polynésie est commandée par deux zones de hautes pressions plus ou moins actives situées, l'une sur l'île de Pâques (27° S, 110° W), l'autre sur les îles Kermadec (30° S, 180° W), qui induisent les vents et la houle, et influent sur les autres paramètres (niveau océanique, précipitation...) (Fig. 2 et 3).



© J.C.J. ORSTOM TAHITI. 025/03-86.

Figure 1
La Polynésie Française

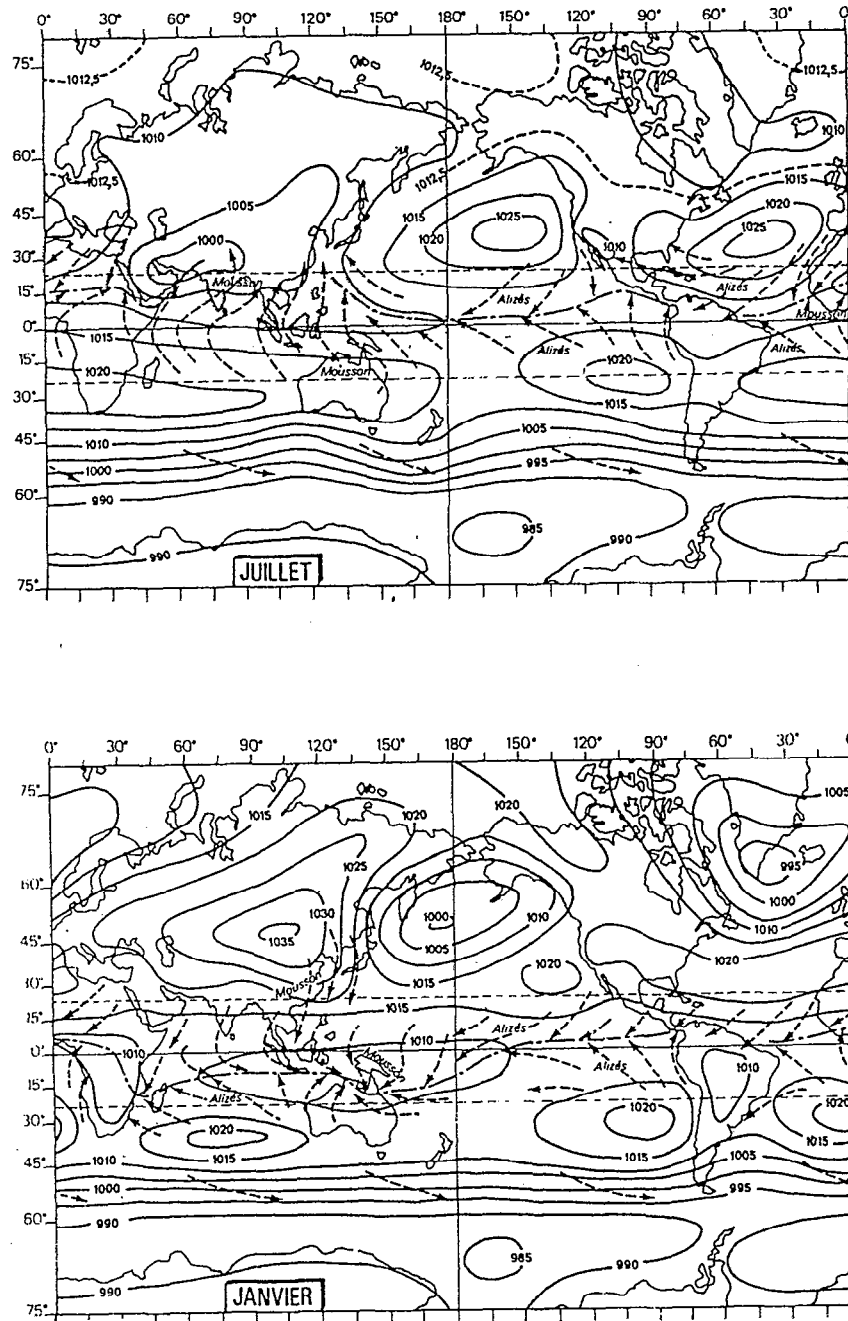


Figure 2

*Champ de pression et vents moyens
(Service de la Météorologie Nationale)*

2.b - La pression atmosphérique

La pression atmosphérique moyenne est de 1 012 hPa à Tahiti. Elle subit des variations sur différentes échelles de temps et d'espace :

- Une variation interannuelle à grande échelle sur l'océan Pacifique équatorial, décrite par l'indice d'oscillation australe (« ENSO ») (Fig. 5).
- Des dépressions tropicales ($980 \text{ hPa} \leq p \leq 1\,013 \text{ hPa}$) ou des cyclones ($p < 980 \text{ hPa}$), qui se forment entre 5° S et 15° S , et se dirigent ensuite vers les hautes latitudes.
- Des fluctuations semi-diurnes appelées « marée barométrique » (Fig. 7).

2.c - Les vents

Le champ de vent se déduit du champ de pression ; le vent tourne en effet dans le sens cyclonique autour des basses pressions et dans le sens inverse autour des hautes pressions, sous l'effet de la force de Coriolis. La Polynésie étant pratiquement située en toute saison au Nord des anticyclones subtropicaux, les alizés (vents à composante Est) y prédominent toute l'année, soufflant le plus souvent d'une direction comprise entre le NE et le SE (Fig. 3). Habituellement modérée (5 à 10 m/s), leur vitesse atteint souvent 10 à 15 m/s pendant l'hiver austral. Pendant l'hiver austral la tendance des vents est plutôt du SE (régime de Mara'amu).

Sur les atolls, les vents suivent le flux synoptique. A proximité des îles hautes, ils sont très perturbés par les effets orographiques.

On retiendra les enregistrements de vent de l'atoll de Rangiroa et de l'aéroport de Faaa (extrémité NW de l'île de Tahiti) (Fig.4 et 8) comme représentatifs des vents sur les lagons de Tikehau et Moorea.

2.d - Les températures

Cette donnée ne nous concerne pas directement, d'autant plus que les variations journalières sont faibles (4° C dans les atolls et 8° C dans les îles hautes en bordure côtière) et que les températures moyennes de l'eau sont voisines des températures moyennes de l'air.

2.e - Ensoleillement, rayonnement

Les valeurs moyennes de l'insolation totale annuelle s'élèvent à :

- 2 900 h dans les atolls des Tuamotu.
- 2 600 h dans les îles de la Société.

Ce rayonnement global est compris entre 80 et 3 000 J/cm^2 par jour (Service de la météorologie – Faaa, Rangiroa et Moruroa).

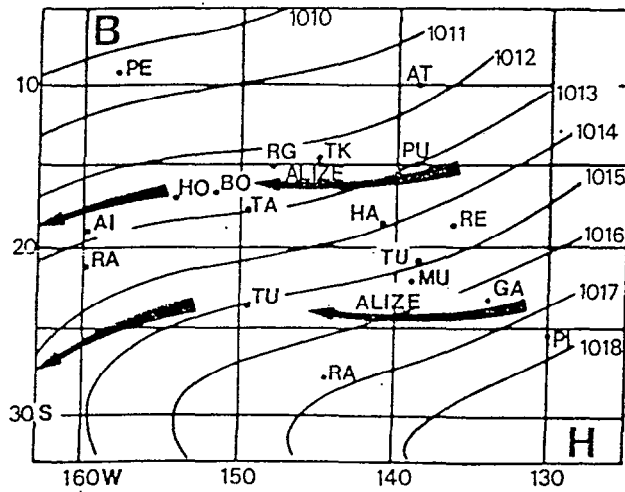


Figure 3

Vents dominants en fonction de la pression niveau mer normale annuelle (d'après S.M.N.)

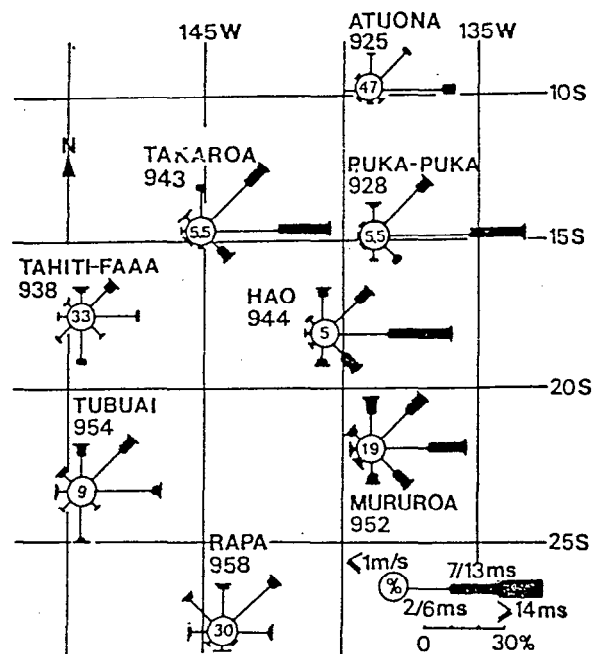


Figure 4

Répartition annuelle des vents en surface (période 1960-1975)

Ce graphique donne (en pourcentage) la fréquence annuelle de certaines directions et la répartition des vitesses selon ces directions (en pourcentage). (D'après S.N.M.)

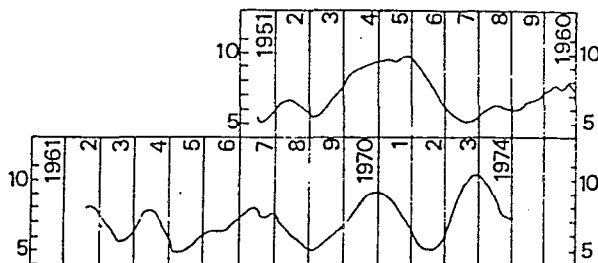


Figure 5

La « Southern oscillation ». Moyenne chevauchante sur 12 mois de la différence de pression entre Rapa (Polynésie) et Darwin (Australie) (en millibars). (D'après S.M.N.)

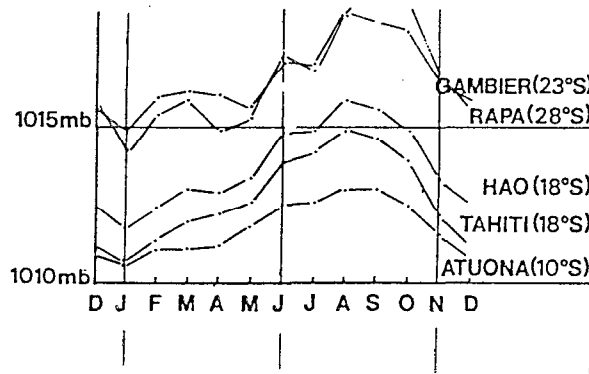


Figure 6

Pression niveau mer : moyennes mensuelles (d'après S.M.N.)

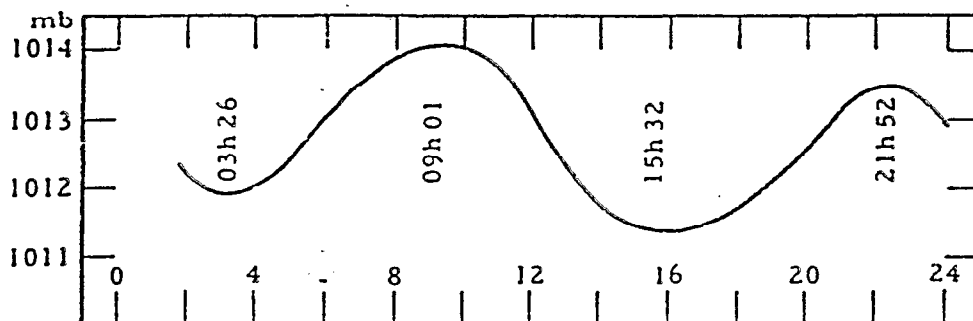


Figure 7

Marée barométrique moyenne sur l'île de Tahiti (17° 30' S) (d'après S.N.M.)

2.f - Evaporation, précipitations

Ces deux phénomènes interviennent dans les bilans d'échange d'eau, entraînent des variations de concentrations, servent de traceurs pour étudier la circulation....

Les valeurs moyennes de précipitations sont celles portées en figure 9. Des mesures journalières sont effectuées par le Service de la Météorologie Nationale.

La mesure représentative de l'évaporation à la surface d'un lagon est ce que les services météorologiques appellent « Evaporation bac classe A ». Les mesures effectuées journalièrement à Tahiti et à Moruroa sont présentées en figure 10. Le total annuel est 1,80 m à Moruroa et 1,87 à Tahiti (valeurs moyennes calculées entre 1981 et 1985). La faible variabilité spatiale de cette grandeur entre Tahiti et Moruroa nous conduit à l'extrapoler à l'ensemble de la zone soumise à un régime de vents et de nébulosité homogène.

On notera la plus grande variabilité spatiale et temporelle des précipitations :

Précipitations (totaux annuels)

Atoll	1985	Moyenne (période d'observation)
Takaroa	1 487 mm	1 610 mm (1958-1985)
Rangiroa	1 979 mm	1 746 mm (1972-1985)
Hao	1 378 mm	1 428 mm (1965-1985)
Mururoa	1 913 mm	1 464 mm (1971-1985)

3. L'environnement océanique

3.a - La circulation océanique de surface

La circulation dans les couches superficielles de l'océan est couplée à celle des basses couches de l'atmosphère. Aux cellules anticycloniques des hautes pressions tropicales qui commandent les alizés et les vents d'Ouest des latitudes tempérées, correspondent des grands ensembles de circulation océanique : Les « gyres subtropicaux » ou « gyres centraux ». Les courants équatoriaux coulent vers l'Ouest et s'incurvent vers les tropiques pour rejoindre les courants d'Ouest des zones tempérées (Fig. 11).

Hormis certaines situations exceptionnelles se produisant parfois en été austral, la Polynésie (à l'exception des îles Marquises) est baignée par le courant équatorial Sud (courant vers l'Ouest) dont la vitesse moyenne sur 200 m d'épaisseur est de l'ordre de 0,5 m/s.

	02 H	05 H	08 H	11 H	14 H	17 H	20 H	23 H	JR
Janvier	4,5	4,6	5,0	5,3	5,1	4,8	4,5	4,5	4,8
Février	4,6	4,5	5,0	5,3	5,2	4,9	4,4	4,6	4,8
Mars	4,2	4,1	4,4	4,8	4,6	4,3	4,0	4,2	4,3
Avril	4,1	4,1	4,5	4,9	4,7	4,3	4,2	4,3	4,4
Juin	5,0	5,0	5,2	5,6	5,4	5,0	4,9	5,2	5,2
Juillet	5,0	4,9	5,1	5,4	5,3	5,0	4,9	5,0	5,1
Août	5,4	5,5	5,7	6,0	5,8	5,5	5,4	5,5	5,6
Septembre	5,2	5,3	5,6	6,0	5,8	5,5	5,2	5,3	5,5
Octobre	4,8	4,8	5,3	5,6	5,4	5,0	4,8	4,8	5,1
Novembre	4,4	4,5	5,0	5,2	5,0	4,6	4,4	4,5	4,7
Décembre	4,1	4,2	4,8	5,0	4,8	4,5	4,3	4,2	4,5
Année	4,6	4,7	5,0	5,3	5,2	4,8	4,6	4,7	4,9

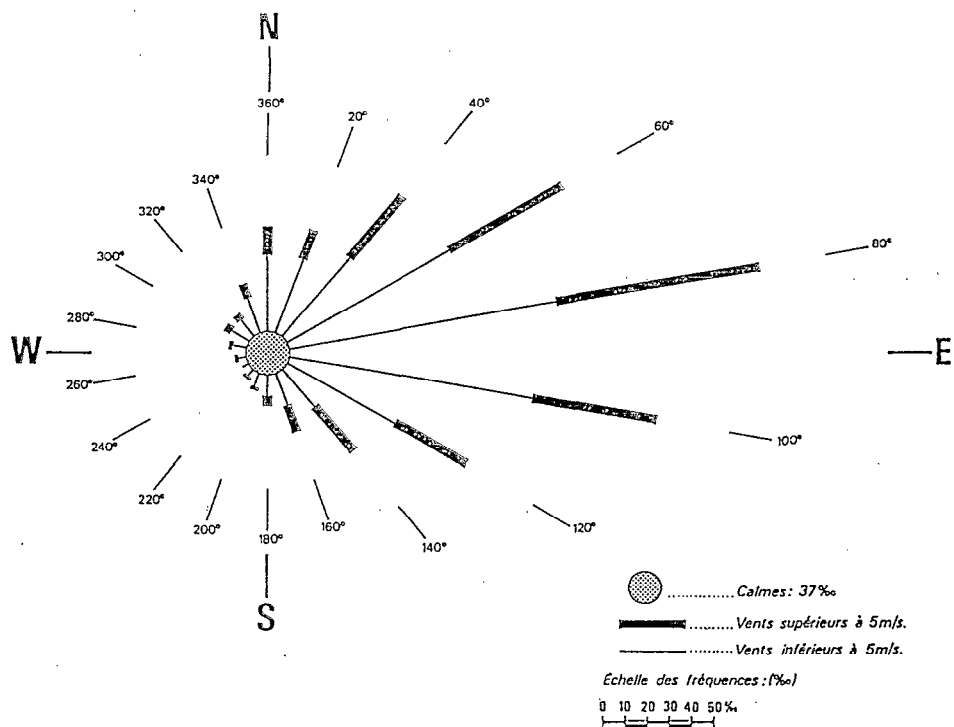
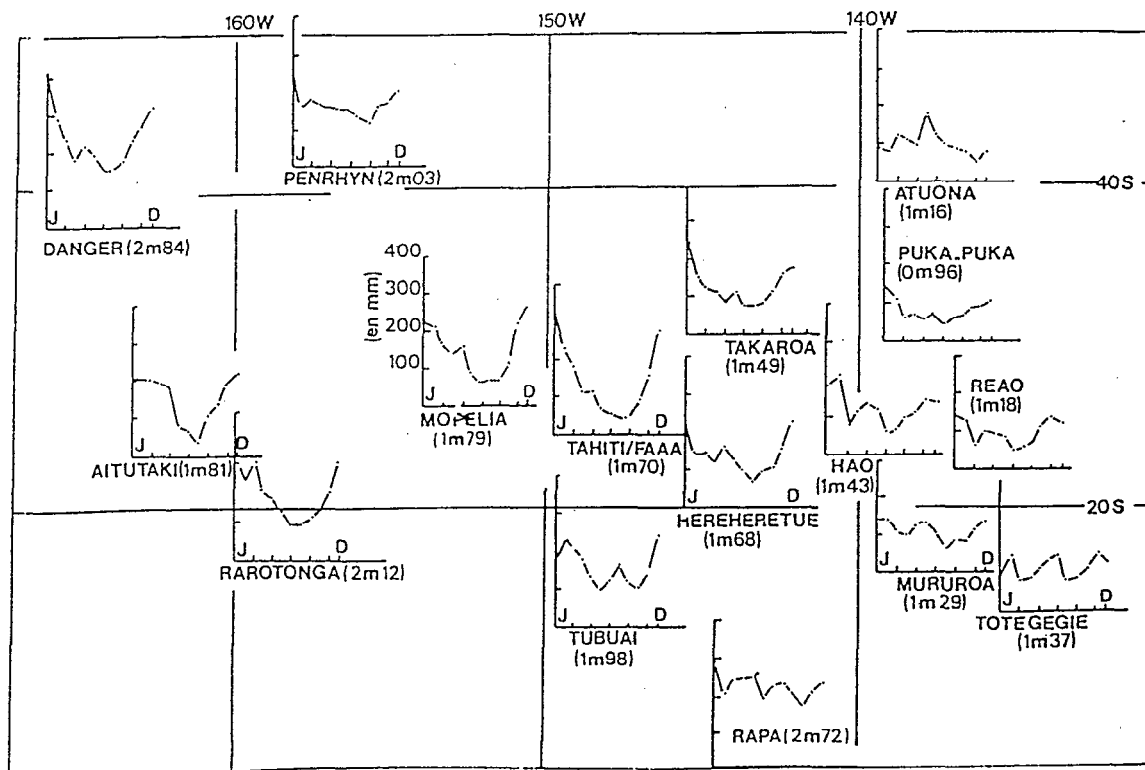


Figure 8

Vitesses trihoraires (m/s et répartition des vents à Rangiroa (période 1972-1985).
(d'après le S.M.N.)

Précipitations : répartition sur la Polynésie (entre parenthèses moyenne annuelle)
(d'après S.M.N.)



STATION	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE	PERIODE
TAHITI/FAAA	325	235	183	102	107	69	62	44	49	93	156	274	1700	58 - 75
TAKAROA	240	155	123	119	87	103	70	70	79	118	160	168	1490	52 - 75
HEREHERETUE	227	151	155	121	168	126	98	69	89	100	158	221	1681	62 - 75
PUKA_PUKA	141	107	68	73	62	75	46	57	64	84	87	98	961	66 - 75
ATUONA	91	83	117	101	94	178	112	92	86	75	55	73	1156	36 - 75
TUBUAI	195	224	220	183	140	102	126	170	125	109	143	246	1983	52 - 75
MURUROA	143	143	105	99	126	129	101	55	79	77	114	134	1293	70 - 75
TOTEPEGIE	106	158	79	86	105	131	143	76	83	115	160	125	1367	69 - 75
HAO	183	202	76	114	129	118	57	63	96	105	146	139	1427	65 - 75
REAO	142	136	73	100	99	81	55	68	77	112	126	114	1181	65 - 75
RAPA	296	201	243	244	262	198	230	231	205	179	207	226	2723	51 - 75
MOPELIA	227	213	161	139	161	85	59	71	69	113	220	269	1786	53 - 74
PENRHYN	258	160	182	163	162	152	152	133	122	167	174	205	2028	51 - 60
DANGER	412	288	234	180	217	191	153	160	174	238	268	322	2835	51 - 60
AITUTAKI	208	202	202	190	182	73	67	44	103	131	191	215	1808	51 - 60
RAROTONGA	300	205	266	197	164	124	97	97	107	124	176	261	2119	51 - 60

Figure 9

Précipitations, moyennes mensuelles et annuelles (en mm)
(d'après le S.M.N.)

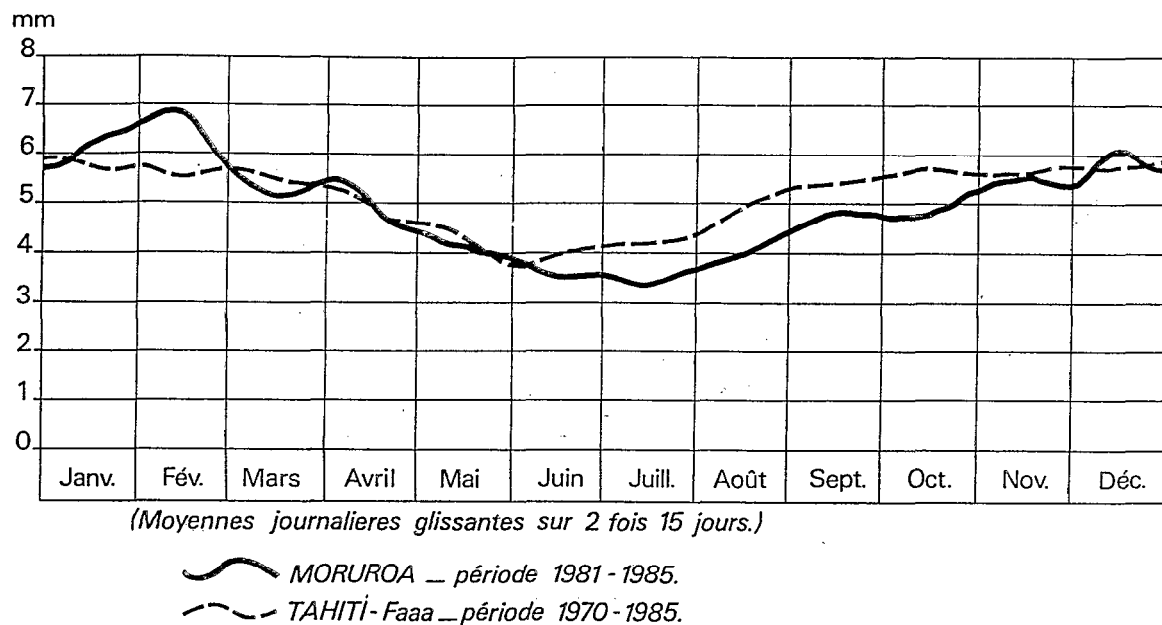


Figure 10
 Evaporation bac classe « A » (d'après S.M.N.)

Totaux moyens mensuels et annuel (en 1/10 mm)

TAHITI-FAAA	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Jour	1 292	1 184	1 260	1 075	979	834	911	1 085	1 228	1 327	1 294	1 314	13 782
Nuit	491	404	428	378	337	347	392	421	404	426	417	444	4 889
Total	1 783	1 588	1 688	1 453	1 316	1 181	1 303	1 506	1 632	1 753	1 711	1 759	18 671

MORUROA	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Jour	1 494	1 431	1 238	1 118	902	735	759	910	1 060	1 139	1 265	1 368	13 420
Nuit	435	450	386	380	367	352	334	328	389	387	366	422	4 596
Total	1 929	1 880	1 624	1 498	1 270	1 087	1 093	1 238	1 449	1 527	1 631	1 790	18 016

3.b - Hydrologie

« Les gyres sont chauds, limpides et convergents » (Blackburn 1981). Le caractère convergent de la circulation dans la couche de surface d'un gyre anticyclonique explique que les eaux qui y pénètrent à la périphérie soient piégées et dirigées vers son centre où elles s'accumulent ; du fait de leur temps de résidence, l'énergie solaire absorbée augmente leur contenu thermique tandis que la production primaire phytoplanctonique tend à épuiser totalement les sels minéraux dissous. En fin de cycle, la sédimentation de la matière organique détritique correspond à une exportation de ces sels nutritifs vers les couches profondes. La zone polynésienne, à l'exception des îles Marquises, au centre du gyre sera donc caractérisée par une couche de mélange épaisse, chaude, très claire, pratiquement dépourvue de matière particulée et isolée des couches intermédiaires froides et riches par une thermocline bien marquée (tableau 1).

Du fait du bilan évaporation-précipitation, excédentaire en évaporation, la salinité augmente, la densité aussi, créant ainsi un « couvercle » qui a tendance à s'enfoncer interdisant ainsi toute remontée d'eau intermédiaire ou profonde.

Il en résulte que les caractéristiques hydrologiques de la zone, à l'exception de la température et de la salinité, sont d'une grande constance (tableau 1).

3.c - La houle

L'origine des houles qui viennent frapper les îles de la Polynésie est différente suivant la saison :

- dépressions tropicales pendant la saison chaude (été austral). Les houles associées viennent généralement de l'Ouest ou du Sud-Ouest. Elles sont assez chaotiques (courtes et peu organisées).
- dépressions d'origine polaire circulant au Sud du Tropique du Capricorne pendant la saison fraîche (hiver austral). Les houles associées proviennent encore du Sud-Ouest (communiqué du Service Météorologique en Polynésie Française).
- dépressions polaires dans le golfe de l'Alaska, pendant l'hiver boréal (tableau 2 – Houle mesurée sur côte exposée au Nord). (Source IFREMER-ETM). Ces houles de Nord sont en partie atténuées ; leur énergie s'étant dégradée à la rencontre de vents traversiers (alizés) ou de houles contraires.
- les alizés soufflant de l'Est lèvent également des houles, mais plus courtes et moins hautes ; essentiellement la mer du vent.

Toutes directions confondues, les périodes de houles les plus fréquentes sont comprises entre 6 s et 9 s.

Le Port Autonome de Papeete a effectué des mesures de houle devant la digue du port en 1981 et 1982, à l'aide d'une bouée Datawell ancrée sur un fond de 40 m. En 1983 et 1984, l'IFREMER a assuré la continuité de ces mesures.

La bouée Datawell est non directive mais ne reçoit les houles que des secteurs Ouest à Nord, du fait de son emplacement. Ce sont ces houles qui apparaissent dans le tableau 2 pour l'année 83, représentative des deux années précédentes.

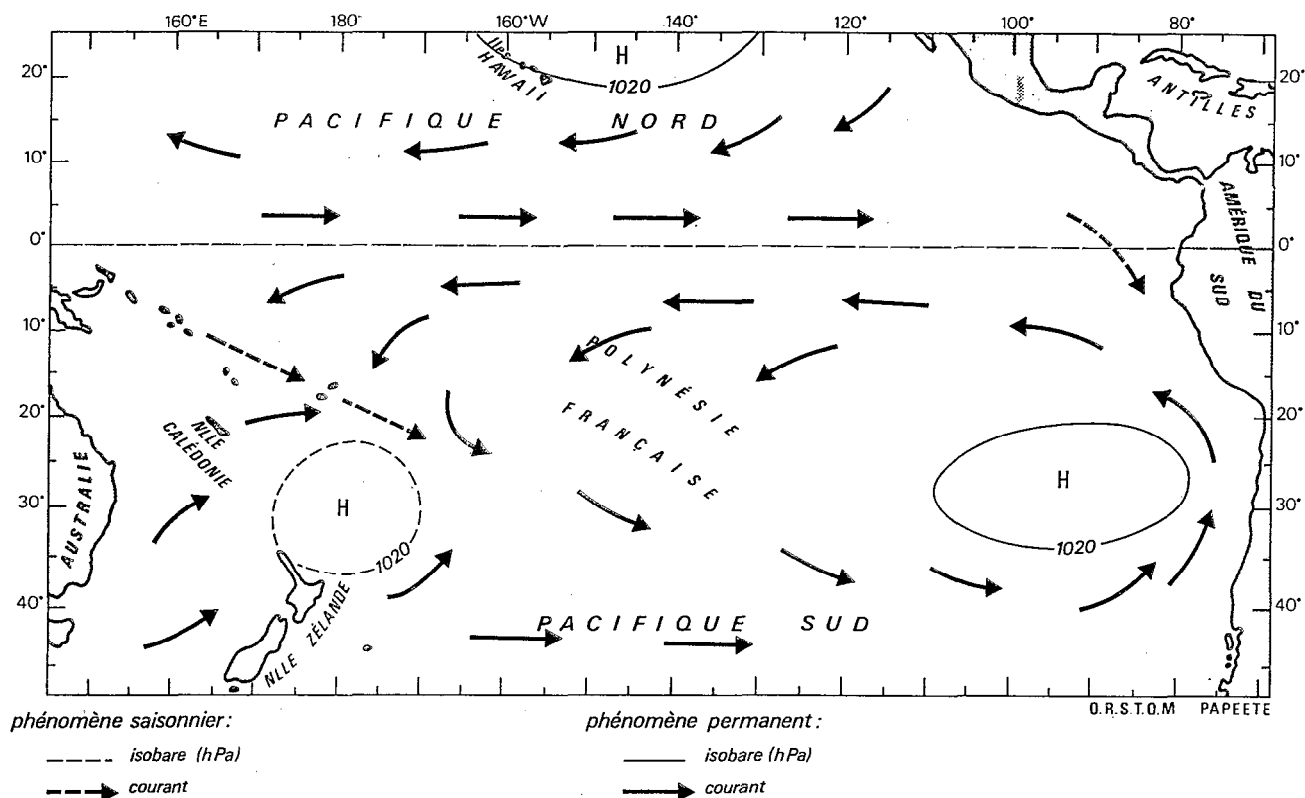


Figure 11

La circulation océanique de surface dans le Pacifique.
 (d'après R. Rougerie, communication personnelle)

Tableau 1

Caractéristiques hydrologiques moyennes de l'eau océanique de surface
 (0-100 m) dans la zone Société-Tuamotu. (Rougerie F., 1986).

	Hiver austral	Été austral
Température	25° C	30° C
Salinité	36,4 %	34,8 %
Nitrites et nitrates	0,1.10 ⁻³ mol/m ³	
Phosphates	0,25.10 ⁻³ mol/m ³	
Silice	10.10 ⁻³ mol/m ³	
Matière organique dissoute (P.O.D.)	0,5.10.10 ⁻³ mol/m ³	
Pigments chlorophylliens	10.10 ⁻⁴ g/m ³	

3.d - La marée

Dans les bassins océaniques, la marée se propage sous forme d'ondes amphidromiques qui tournent autour de points de marnage nul (points amphidromiques) situés dans la partie centrale des bassins.

A Tahiti l'amplitude de marée est inférieure à 0,18 m : amplitude de vive eau moyenne = 0,15 m. (L'amplitude est la demi-différence entre le niveau de la basse mer et le niveau de la pleine mer suivante. Les marins appellent « marnage » la différence de niveau entre pleine et basse mer). La marée y est mesurée en permanence, en baie de Matavai, par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), à l'aide d'un marégraphe à flotteur. Une analyse harmonique de la marée a été réalisée en 1974 à partir de plus de 1 200 jours d'observation. Il en ressort que 75 % de l'amplitude de la marée est contenue dans les ondes M_2 , S_2 et O_1 . (Tableau 3).

Tableau 3
Principales ondes constituant la marée à Tahiti (Source SHOM)

Désignation de l'onde	Nature de l'onde	Période	Amplitude
M_2	Lunaire moyenne	12,42 h	6,4 cm
S_2	Solaire moyenne	12,00 h	6,4 cm
O_1	Lunaire principale	25,82 h	1,4 cm
N_2	Elliptique majeure	12,66 h	1,0 cm

La superposition des ondes M_2 et S_2 , du fait de leurs amplitudes identiques, donne le phénomène de battement qu'on observe sur la figure 12.

Notons T_M période de l'onde M_2 $T_M = 12,42$ h
 T_S période de l'onde S_2 $T_S = 12,00$ h
 T_O période de l'onde O_1
 t la variable de temps
 a l'amplitude des ondes M_2 et S_2
 z la surélévation du niveau marin.

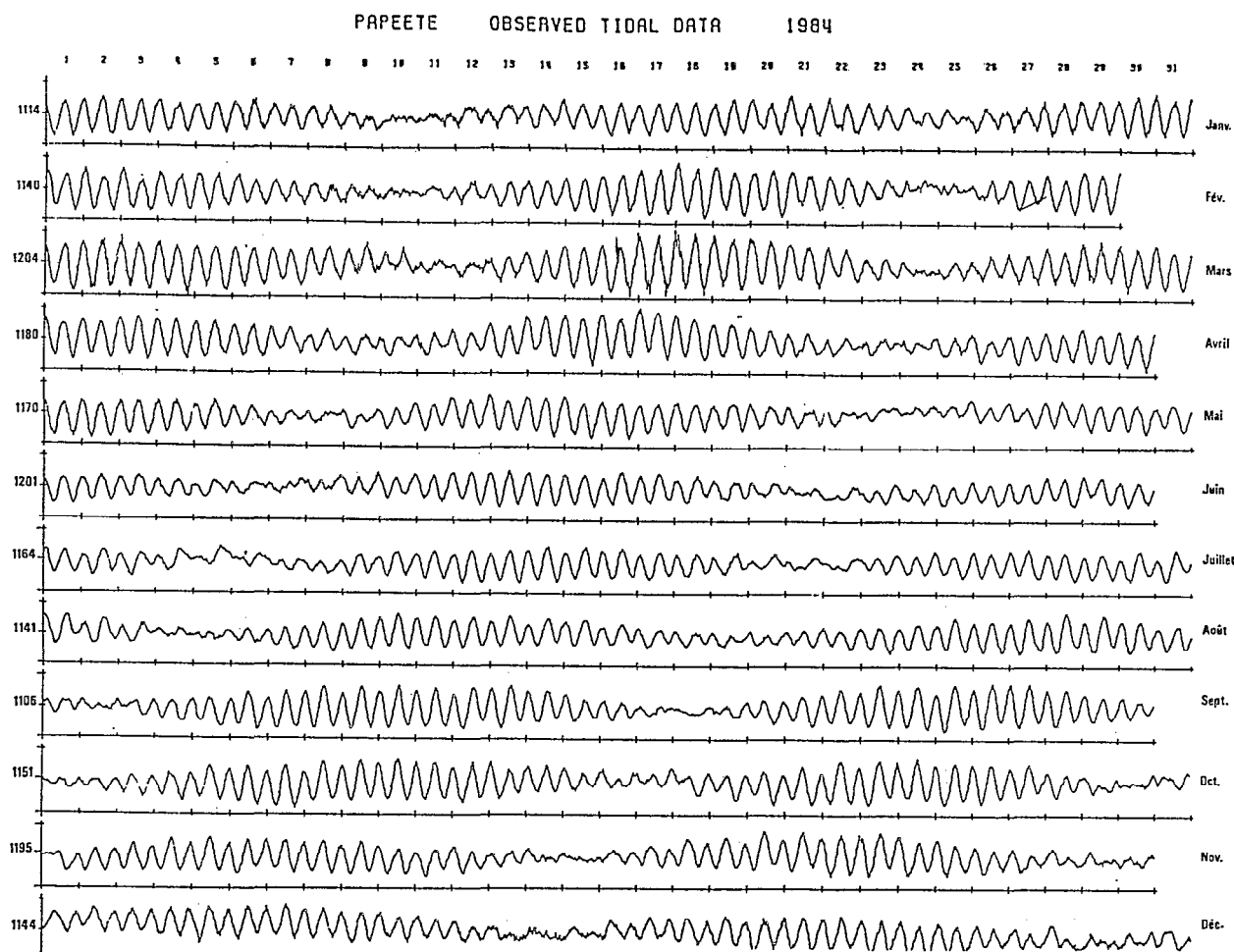


Figure 12

Marée observée à Tahiti en 1984.

Les graduations verticales représentent le niveau moyen plus ou moins 0,25 m.

(source : S.H.O.M.)

Tableau 2

Tableau de répartition des houles (nombre d'enregistrements), année 1983.
Bouée Datawell face au port de Papeete (Kessler *et al.*, 1985)

Hauteur max. en m	JANVIER	FEVRIER	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOÛT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DECEMBRE	TOTAL
0,00 à 0,50	1	-	1	20	9	57	43	102	45	4	14	-	296
0,60 à 1,00	61	2	21	107	115	96	98	73	99	131	98	83	984
1,10 à 1,50	75	75	63	41	8	2	29	6	10	19	38	58	424
1,60 à 2,00	37	70	33	8	-	-	5	-	-	1	2	17	173
2,10 à 2,50	11	14	16	2	-	-	-	-	-	-	-	9	52
2,60 à 3,00	-	3	11	-	-	-	-	-	-	-	-	3	17
3,10 à 4,00	-	3	4	-	-	-	-	-	-	-	-	3	10
4,10 à 5,00	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
5,10 à 6,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,10 à 7,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	185	168	149	178	132	155	175	181	154	155	152	173	1957

La composition des ondes M_2 et S_2 donne :

$$z = a \sin \frac{2\pi}{T_M} t + a \sin \frac{2\pi}{T_S} t$$

$$= 2a \sin \frac{2\pi}{T_1} t \cos \frac{2\pi}{T_2} t$$

$$\text{où } T_1 = 2 \frac{T_M T_S}{T_M + T_S} = 12 \text{ h } 12 \text{ min}$$

$$\text{et } T_2 = 2 \frac{T_M T_S}{T_M - T_S} = 710 \text{ h}$$

≈ 30 jours

C'est une sinusoïde de période 12 h 12 mn modulée par une sinusoïde de période 30 jours. Pendant les périodes de vive-eau, les pleines mers seront donc séparées d'environ 12 h 12 mn, et se décaleront chaque jour de 24 mn environ (Tableau 4).

Les périodes de vive-eau sont séparées de 355 h, soit 14 jours et 19 h. Elles sont en phase avec la lune.

Afin de se repérer, sur le terrain, on retiendra qu'à Tahiti les plus grandes marées hautes se produisent à midi, les jours de pleine lune ou de nouvelle lune.

L'onde O_1 , avec sa période $T_0 = 25,82$ h, est l'anomalie diurne qu'on observe bien en septembre 84 (Fig. 12) où les marées hautes de midi sont 3 cm plus « hautes » que les marées hautes de minuit.

Afin d'avoir une idée de la marée dans le reste de la zone polynésienne, on peut utiliser l'annuaire des marées calculées chaque année par le SHOM à Tahiti, Moruroa et Rikitea. On peut également s'appuyer sur les cartes produites par Luther et Wunsch (1974) (Fig. 13, 14, 15 et 16).

A Moorea, du fait de la proximité de Tahiti (20 km), on utilisera les données de marée de la baie de Matavaï.

Pour connaître la marée à Tikehau, on peut utiliser les courbes d'égale amplitude des ondes fondamentales M_2 et S_2 (Fig. 13 et 14). Elles permettent d'imaginer un retard de l'ordre d'une heure sur la marée de Tahiti et une amplitude quasi-identique. On a pu préciser le retard et l'amplitude en mesurant le niveau océanique sur la côte Sud de l'atoll, pendant quelques cycles de marée. Le niveau du lagon et le courant dans la passe donnent également des indications sur les phases de la marée.

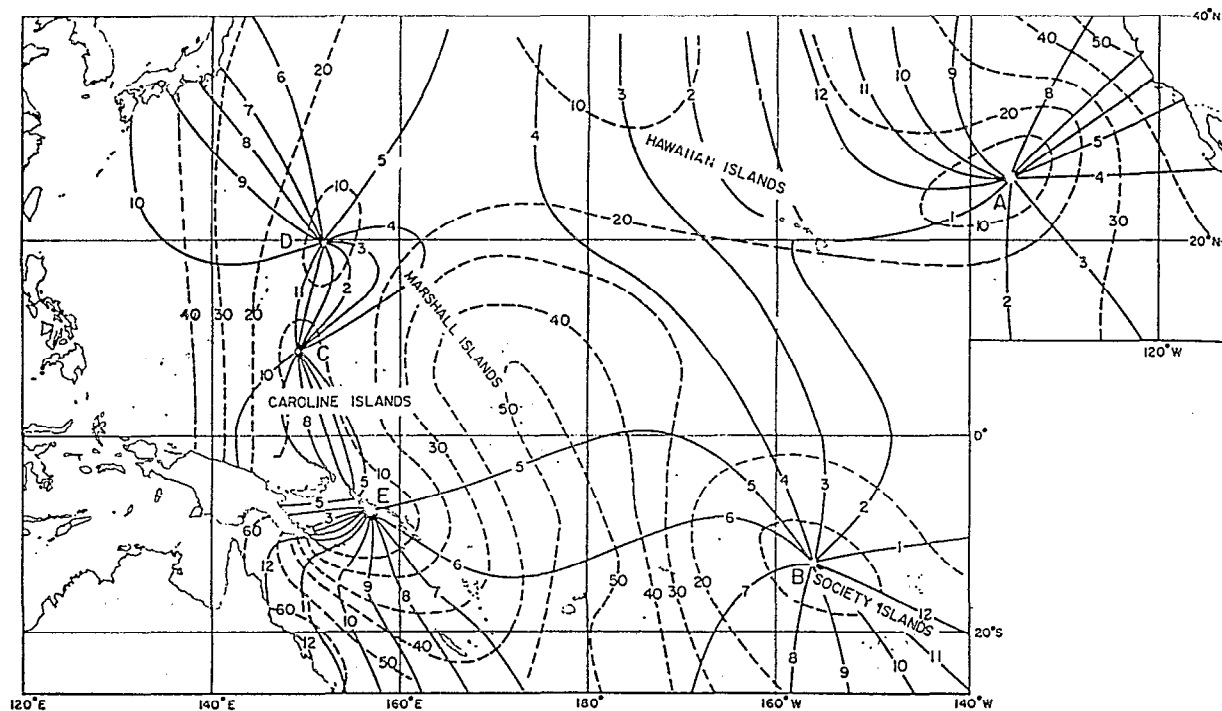


Figure 13

Onde M_2 par S. Luther et C. Wunsch (1975)

—— lignes cotidiales - - - - - lignes d'isoamplitude graduées en cm

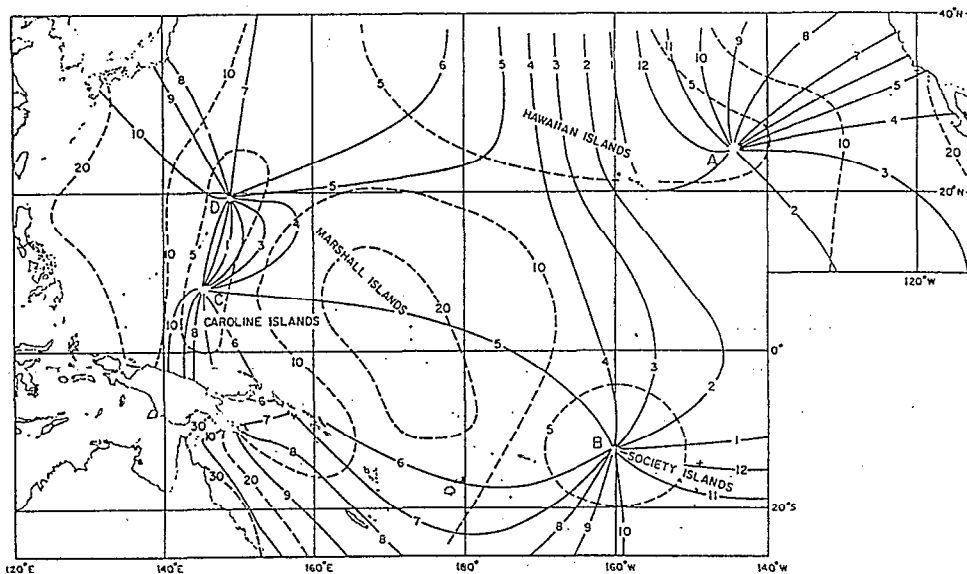


Figure 14

Onde S_2 par S. Luther et C. Wunsch (1975)

—— lignes cotidiales - - - - - lignes d'isoamplitude graduées en cm

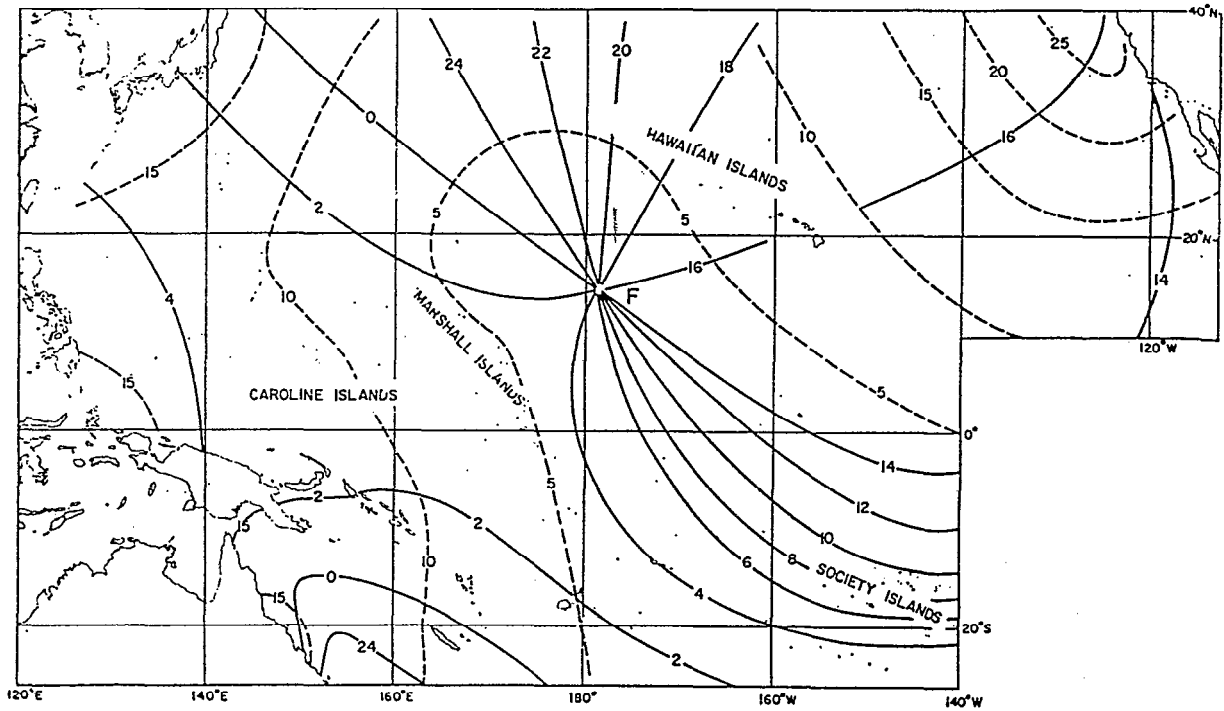


Figure 15
Onde O_1 par S. Luther et C. Wunsch (1975)

——— lignes cotidiales - - - - - lignes d'isoamplitude graduées en cm

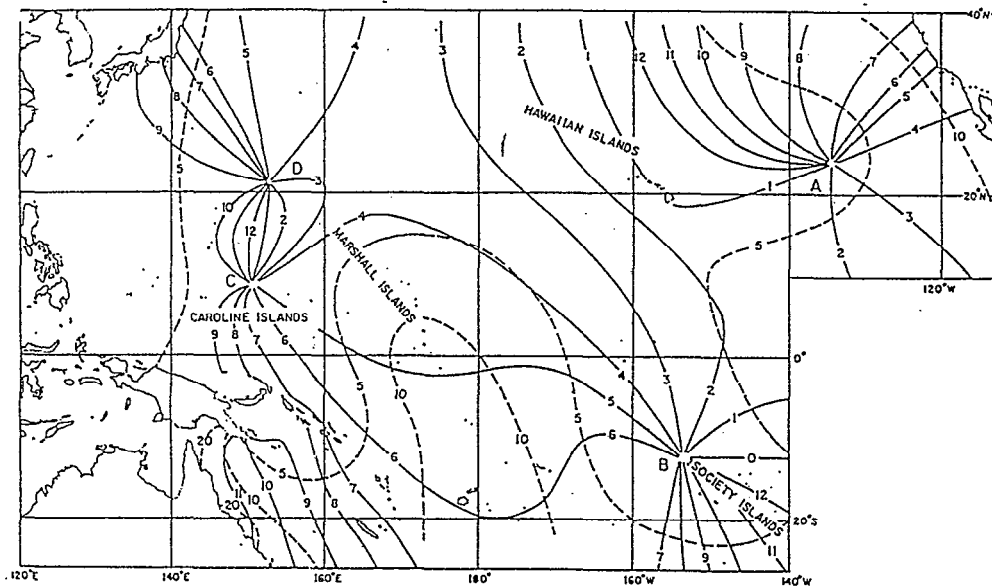


Figure 16
Onde N_2 par S. Luther et C. Wunsch (1975)

——— lignes cotidiales - - - - - lignes d'isoamplitude graduées en cm

Heures U.T. - 10 h.

HEURES ET HAUTEURS DES PLEINES ET BASSES MERS

Lat. 17°31' S
Long. 149°31' W

JANVIER 1985				FEVRIER 1985				MARS 1985			
Heures h. m.	Haut. m.	Heures h. m.	Haut. m.	Heures h. m.	Haut. m.	Heures h. m.	Haut. m.	Heures h. m.	Haut. m.	Heures h. m.	Haut. m.
1 3 51 10 32 17 13 22 55	0,2 0,3 0,2 0,3	16 3 36 10 56 16 59 22 29	0,2 0,3 0,2 0,3	1 5 40 11 52 17 53 23 53	0,2 0,4 0,2 0,3	16 5 55 12 05 17 52 23 56	0,2 0,4 0,2 0,4	1 5 37 11 50 17 46 23 37	0,2 0,3 0,2 0,3	16 5 32 11 35 17 12 23 16	0,2 0,4 0,2 0,4
2 4 39 11 07 17 29 23 19	0,2 0,4 0,2 0,3	17 4 48 11 33 17 28 23 12	0,2 0,4 0,2 0,4	2 6 04 12 08 18 03	0,2 0,4 0,2	17 6 21 12 25 18 15	0,2 0,4 0,2	2 5 45 11 49 17 41 23 45	0,2 0,4 0,2 0,4	17 5 49 11 50 17 34 23 43	0,2 0,4 0,2 0,4
3 5 16 11 36 17 46 23 41	0,2 0,4 0,2 0,3	18 5 36 12 03 17 56 23 51	0,2 0,4 0,2 0,4	3 0 11 6 29 12 27 18 17	0,4 0,2 0,4 0,2	18 0 25 6 45 12 44 18 39	0,4 0,1 0,4 0,1	3 6 00 11 58 17 47 23 59	0,2 0,4 0,2 0,4	18 6 07 12 05 17 55	0,1 0,4 0,1
4 5 49 12 02 18 02	0,2 0,4 0,2	19 6 15 12 30 18 22	0,2 0,4 0,2	4 0 32 6 52 12 46 18 35	0,4 0,2 0,4 0,2	19 0 53 7 06 13 02 19 01	0,4 0,1 0,4 0,1	4 6 17 12 11 17 59	0,2 0,4 0,2	19 0 07 6 25 12 21 18 17	0,4 0,1 0,4 0,1
5 0 03 6 20 12 26 18 20	0,4 0,2 0,4 0,2	20 0 27 6 48 12 54 18 49	0,4 0,2 0,4 0,2	5 0 55 7 16 13 06 18 57	0,4 0,1 0,4 0,1	20 1 18 7 26 13 18 19 23	0,4 0,1 0,4 0,1	5 0 17 6 37 12 26 18 16	0,4 0,1 0,4 0,1	20 0 31 6 43 12 37 18 38	0,4 0,1 0,4 0,1
6 0 27 6 50 12 51 18 41	0,4 0,2 0,4 0,2	21 1 01 7 18 13 16 19 15	0,4 0,2 0,4 0,2	6 1 21 7 41 13 27 19 20	0,4 0,1 0,4 0,1	21 1 43 7 46 13 34 19 44	0,4 0,2 0,4 0,1	6 0 39 6 57 12 44 18 37	0,4 0,1 0,4 0,1	21 0 53 6 59 12 52 18 57	0,4 0,1 0,4 0,1
7 0 54 7 20 13 15 19 04	0,4 0,2 0,4 0,2	22 1 34 7 46 13 38 19 42	0,4 0,2 0,4 0,2	7 1 49 8 06 13 50 19 48	0,4 0,2 0,4 0,1	22 2 05 8 03 13 49 20 03	0,4 0,2 0,4 0,2	7 1 02 7 18 13 03 19 00	0,4 0,1 0,4 0,1	22 1 13 7 14 13 05 19 14	0,4 0,1 0,4 0,1
8 1 24 7 52 13 42 19 31	0,4 0,2 0,4 0,2	23 2 05 8 11 13 58 20 07	0,4 0,2 0,4 0,2	8 2 18 8 31 14 12 20 16	0,4 0,2 0,4 0,1	23 2 27 8 19 14 00 20 18	0,4 0,2 0,4 0,2	8 1 27 7 39 13 24 19 25	0,4 0,1 0,4 0,1	23 1 33 7 29 13 18 19 31	0,4 0,2 0,4 0,2
9 1 58 8 23 14 07 20 00	0,4 0,2 0,4 0,2	24 2 36 8 35 14 16 20 33	0,4 0,2 0,4 0,2	9 2 50 8 56 14 36 20 49	0,4 0,2 0,4 0,2	24 2 47 8 33 14 08 20 29	0,4 0,2 0,3 0,2	9 1 53 7 59 13 45 19 53	0,4 0,2 0,4 0,1	24 1 51 7 44 13 29 19 45	0,4 0,2 0,4 0,2
10 2 35 8 58 14 35 20 34	0,4 0,2 0,3 0,2	25 3 05 8 58 14 31 20 55	0,4 0,2 0,3 0,2	10 3 21 9 19 14 57 21 23	0,4 0,2 0,3 0,2	25 3 03 8 41 14 07 20 28	0,3 0,2 0,3 0,2	10 2 18 8 18 14 06 20 21	0,4 0,2 0,4 0,1	25 2 07 7 55 13 37 19 56	0,4 0,2 0,4 0,2
11 3 16 9 34 15 04 21 13	0,4 0,2 0,3 0,2	26 3 36 9 19 14 42 21 14	0,4 0,2 0,3 0,2	11 3 56 9 37 15 12 22 07	0,3 0,2 0,3 0,2	26 3 10 8 36 13 51 20 00	0,3 0,2 0,3 0,2	11 2 43 8 34 14 25 20 51	0,4 0,2 0,4 0,2	26 2 20 8 02 13 41 19 58	0,4 0,2 0,3 0,2
12 4 04 10 17 15 37 22 03	0,4 0,2 0,3 0,2	27 4 06 9 37 14 38 21 19	0,3 0,2 0,3 0,2	12 4 37 9 17 13 45 23 59	0,3 0,3 0,3 0,2	27 2 39 7 45 13 07 18 59	0,3 0,3 0,3 0,2	12 3 04 8 38 14 35 21 21	0,3 0,2 0,3 0,2	27 2 22 7 57 13 32 19 39	0,3 0,2 0,3 0,2
13 5 05 11 28 16 30 23 23	0,3 0,3 0,3 0,2	28 4 43 9 44 13 57 20 05	0,3 0,3 0,3 0,3	13 11 21 16 53 21 52	0,3 0,3 0,3	28 12 12 18 08 23 41	0,3 0,2 0,3	13 3 11 7 59 13 37	0,3 0,3 0,3	28 1 49 7 18 13 00	0,3 0,2 0,3
14 6 58 15 31 19 46	0,3 0,3 0,3	29 12 09 18 23 23 26	0,3 0,2 0,3	14 4 45 11 28 17 06 22 47	0,2 0,3 0,2 0,3			14 6 00 11 44 16 52 22 20	0,2 0,3 0,3 0,3	29 5 56 12 04 17 40 23 11	0,2 0,3 0,2 0,3
15 1 36 9 55 16 26 21 32	0,2 0,3 0,2 0,3	30 4 27 11 30 17 53 23 26	0,3 0,3 0,2 0,3	15 5 26 11 46 17 28 23 24	0,2 0,4 0,2 0,4			15 5 22 11 27 16 54 22 49	0,2 0,3 0,2 0,3	30 5 23 11 31 17 11 23 06	0,2 0,3 0,2 0,3
		31 5 11 11 37 17 48 23 38	0,2 0,3 0,2 0,3							31 5 25 11 24 17 06 23 16	0,2 0,3 0,2 0,4

Tableau 4

Marée à Tahiti. Extrait de l'annuaire des marées
(Service Hydrographique et Océanographique de la Marine)

NL = Nouvelle Lune PL = Pleine Lune 0,2. signifie 0,25

On remarque ainsi que les marées de vive-eau à Tikehau se manifestent 3 jours avant la pleine lune et la nouvelle lune, et qu'elles ont la même amplitude que les marées de vive-eau mesurées à Tahiti, à 10 % près. Le décalage étant exactement de 72 h, la marée de Tikehau est assez précisément la marée calculée pour le sur-surlendemain à Tahiti.

3.e - Le niveau de l'océan

Le niveau océanique présente des fluctuations à long terme (hebdomadaire ou saisonnier) qui ne rentrent pas dans la catégorie des marées (n'ayant pas une cause astrale directe) :

- Les fluctuations barométriques (variations de la pression atmosphérique. Fig. 5, 6, 7 entraînent des levées d'eau à grande échelle dues au seul effet de la pression atmosphérique ; les différences de pression entre les zones de haute pression et les zones de basse pression s'équilibrent de manière hydrostatique dans l'océan. Ainsi une dépression atmosphérique de 1 hPa (= 1 mbar) entraîne une surélévation de 1 cm pour le niveau marin. Une dépression d'intensité moyenne étant de l'ordre de 10 hPa, la levée d'eau correspondante est de 10 cm.
- La pente de l'océan. Les alizés soufflant de l'Est sur le bassin Pacifique Sud accumulent de l'eau dans l'Ouest du bassin, mettant ainsi l'océan en pente. Cette pente, tout comme le niveau qui en résulte en Polynésie, est donc fonction des vents, et du champ de pression sur le Pacifique. Ces fluctuations ont atteint ± 20 cm lors du premier semestre 83 (Fig. 17).

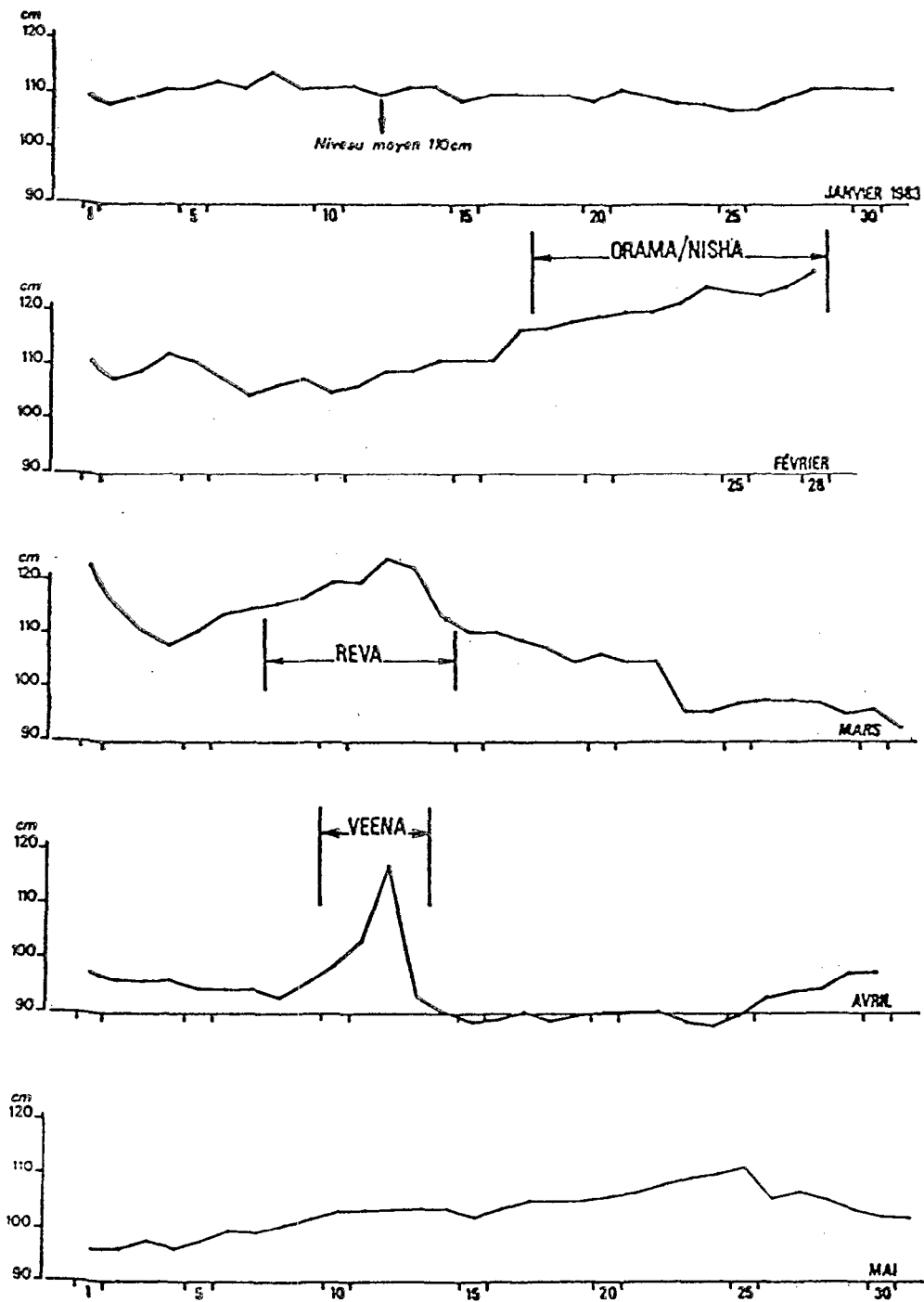
4. Les phénomènes particuliers

Il est important de citer ces phénomènes et de les quantifier, dans la mesure du possible. Cependant, de par leur nature, ils sont exceptionnels et leur fréquence d'apparition ne peut être définie.

4.a - Les cyclones

Des dépressions tropicales, d'intensité variable, se développent au voisinage du front des alizés, presque exclusivement au Sud d'une ligne Samoa-Gambier. Elles se déplacent vers le Sud-Est et évitent ainsi la zone Société-Tuamotu où seuls sont ressentis des coups de vent d'Ouest et des houles exceptionnelles.

Cependant, d'après les renseignements de la Météorologie Nationale, il est passé 17 cyclones, entre 1900 et 1986, sur la zone polynésienne. L'apparition de ces cyclones est liée à des conditions climatiques particulières et ils se regroupent au cours de certaines années (2 en 1970 et en 1978, 5 en 1982-1983). On ne peut donc pas définir, au vu de ces constatations, de période de retour significative (Cavanié A., 1983 - CNEXO/COB, non publié).



Marégraphe du port de Papeete (TAHITI).

— L'onde de marée (± 15 cm) a été filtrée.

— Date du passage des cyclones à l'est de Tahiti; entre 15° et 18° sud.

Figure 17

Fluctuations du niveau océanique pendant le premier semestre 1983 à Tahiti
(d'après Rougerie et al., 1985)

Tableau 5
 Quelques valeurs extrêmes des paramètres concernant
 les cyclones en Polynésie Française
 (d'après Communiqué IFREMER)

Paramètre	Valeur maximale mesurée ou observée (valeur minimale pour la pression)	Valeur maximale estimée possible (valeur minimale pour la pression)
Pression niveau mer au centre	950 mbar	930 – 940 mbar
Vent instantané maximal	162 km/h	200 – 220 km/h
Vent moyen maximal	145 km/h	160 – 180 km/h
Rayon de la zone des vents sup. ou égal à 100 km/h	100 km	120 – 150 km
Diamètre de l'oeil	80 km	80 – 100 km
Houles		
– hauteur caractéristique maximale H 1/3	8 – 10 m	10 – 12 m
– hauteur caractéristique maximale H 1/10	12 m	12 – 14 m
Marée de tempête	2 – 3 m	3 – 4 m

Parmi les effets des cyclones, on retiendra surtout les vitesses de vent, les hauteurs de houle et la levée d'eau. On n'oubliera pas que les cyclones surviennent lors de situations climatiques particulières, atmosphériques et océaniques, qui génèrent les cyclones mais entraînent aussi la baisse du niveau océanique, ce qui constitue un effet contradictoire et compensatoire sur la bande côtière (Rougerie F. *et al.*, 1985).

4.b - Houles

On observe parfois des houles exceptionnelles, de secteur Nord, singulières par leur grande période (= 12 s) plus que par leur hauteur (= 3 m). (Communiqué du Service Météorologique en Polynésie Française).

4.c - Tsunami

Il s'agit de raz de marée provoqués par les tremblements de terre. L'onde, de grande longueur, traverse le Pacifique à des vitesses très élevées (150 à 200 m/s). L'amplitude au large excède rarement 2 m (Cauchard et Inchauspé, 1976).

L'effet de telles ondes se fait surtout sentir sur les plateaux continentaux et au fond des baies. Ces situations ne nous concernent que peu pour le problème étudié.

5. L'environnement terrestre

La formation des îles, et leur morphologie amènent des distinctions et des remarques importantes quant au sujet qui nous intéresse.

5.a - Géomorphologie des îles

Les îles de la Polynésie sont nées de « points chauds », qui, situés sous la plaque Pacifique, ont fait surgir des chapelets de volcans qui ont dérivé vers l'Ouest avec la plaque (Scott et Rotondo, 1983). Diverses théories (Darwin, 1842. Daly, 1910) expliquent ensuite par la subsidence et l'eustatisme glaciaire la formation successive des récifs frangeants, des récifs barrières et des atolls (Cayet O.) (Fig. 21).

Ces îles étant le fait de phénomènes géologiques très localisés, elles reposent directement sur le fond de l'océan (entre 2 000 m et 3 000 m de profondeur), sans plateau continental.

Par ailleurs, la croissance du corail s'est faite de telle manière qu'elle donne toujours lieu à des « tombants » (pentes externes quasi verticales). Ainsi, pour les phénomènes physiques, hydrologiques et biologiques, ces îles sont en contact direct avec la pleine mer.

Moorea et Tikehau ont été retenus comme représentatifs respectivement des îles hautes avec récif barrière et des atolls.

5.b - Moorea

L'île de Moorea (17° 30' S, 149° 50' W), âgée de quelques 1,2 million d'années est entièrement ceinte d'une barrière de corail, récif affleurant interrompu par des passes, le plus souvent situées au droit des embouchures des rivières (Fig. 18). Le lagon est ainsi morcelé en plusieurs lagons.

Nous retiendrons comme définition d'un lagon, l'entité hydrologique ; c'est-à-dire le volume d'eau limité par la terre, le récif barrière, une passe et la ligne de partage des eaux qui sépare les eaux qui s'écoulent vers la passe considérée, des eaux qui s'écoulent vers la passe opposée (fig. 18).

Ainsi le lagon, dit de « Tiahura », situé à l'extrémité Nord-Ouest de l'île de Moorea, est constitué des eaux qui, déferlant par dessus la barrière récifale se dirigent, vers l'Est, vers la passe Taotoï. La ligne de partage des eaux entre la passe Taotoï et la passe Taota peut-être aisément repérée sur les photographies aériennes, suivant l'orientation des pâtés de corail du lagon. La disposition de ceux-ci fait effectivement apparaître des « lignes de courant » infléchies vers une passe ou vers une autre.

Les limites du lagon ne sont que des conventions basées sur un besoin de formalisation. Elles ne sont pas étanches ; le lagon reçoit de l'eau océanique par dessus le récif barrière et de l'eau de ruissellement par les rivières. Il est également sujet à l'évaporation et reçoit les précipitations. Sauf situation exceptionnelle, la passe fonctionne en vidange et éjecte ces eaux vers l'océan.

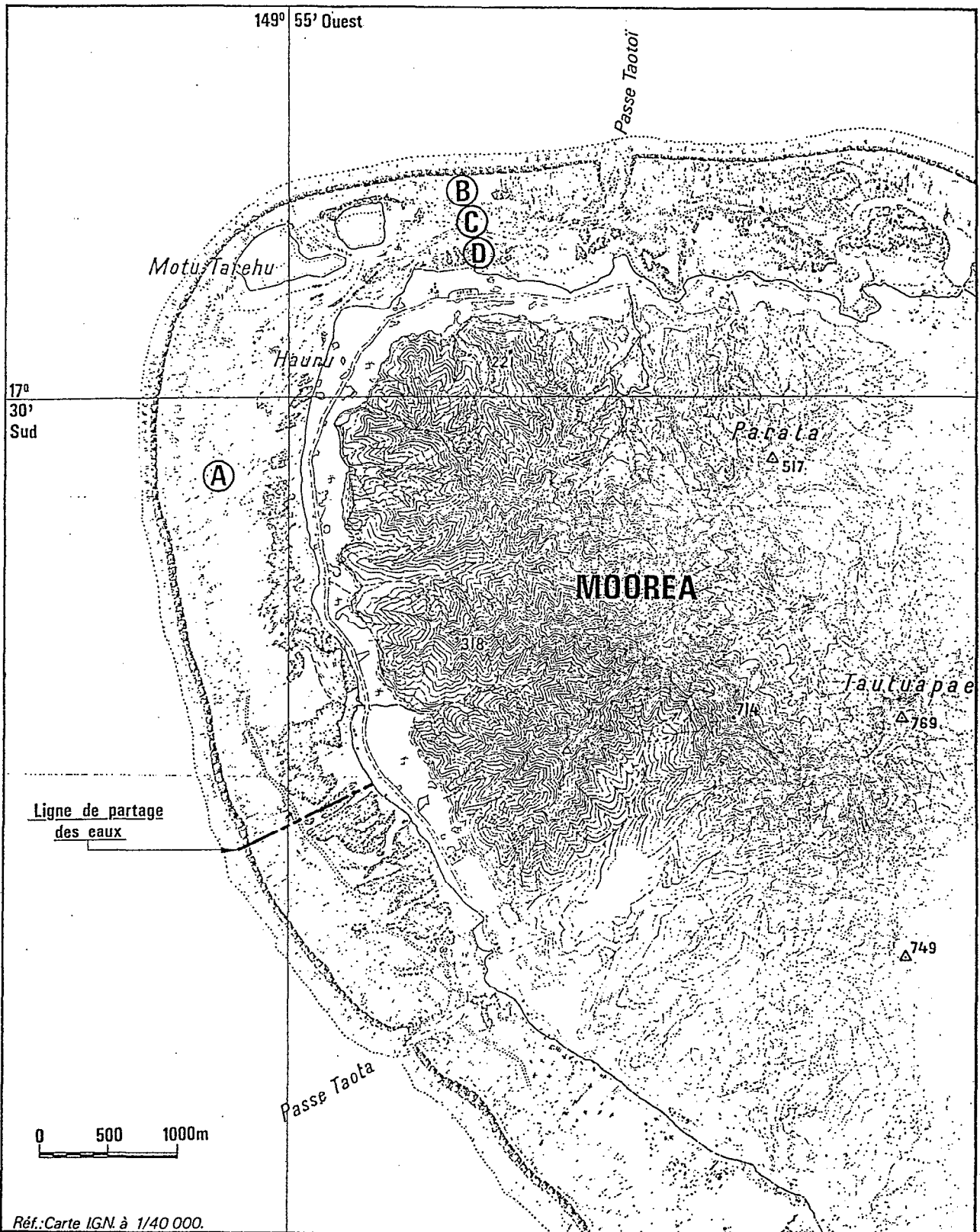


Figure 18

Le lagon de Tiahura à Moorea

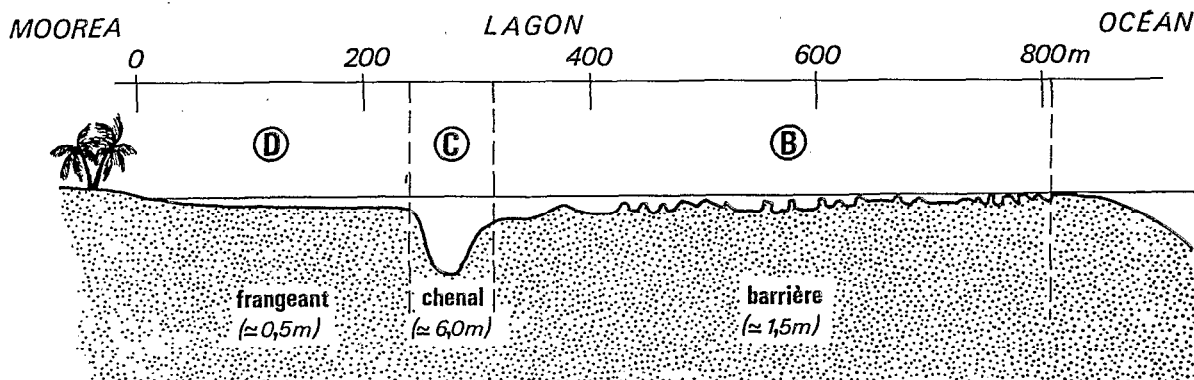


Figure 19
Lagon nord : profil topographique moyen

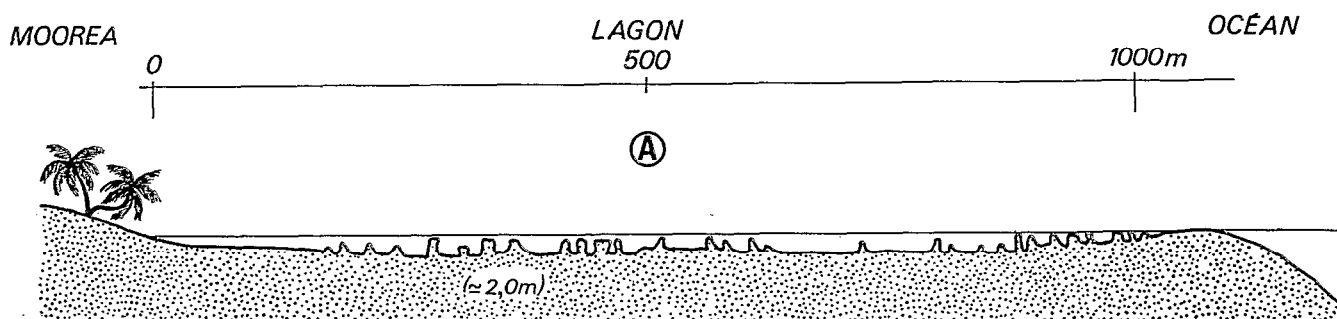


Figure 20
Lagon ouest : profil topographique moyen

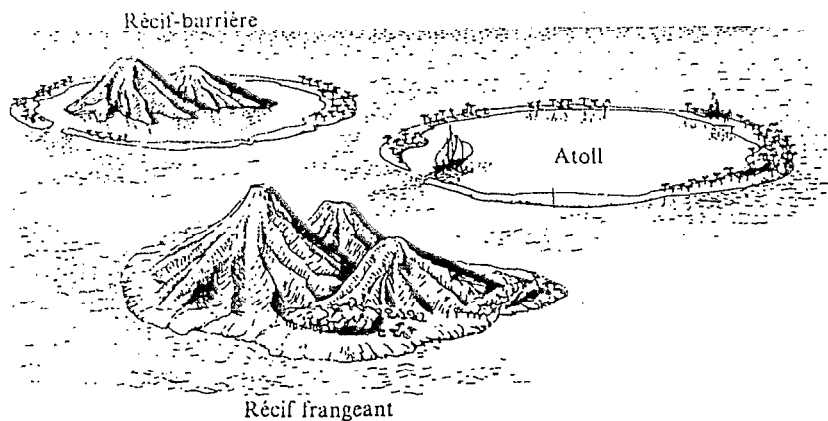


Figure 21
Différents types de récifs (d'après O. Cayet et al., 1972)

5.c - Tikehau

L'atoll de Tikehau (15° S, 148° W) est un des atolls les plus occidentaux de l'archipel des Tuamotu. Par conséquent, il est l'un des plus vieux. Cet âge supérieur n'apparaît pas dans sa morphologie externe. Sa représentativité, comme atoll-type, devra être discutée.

Ses dimensions sont moyennes (diamètre : 25 km, profondeur : 25 m) sa forme quasi-circulaire ne présente pas de particularité notable, sa passe unique et peu profonde (4 m) est située sur la côte Ouest (Fig. 28). S'il constitue un cas fréquent, il reste que les 74 autres atolls de l'archipel présentent de nombreuses particularités : cloisonnement du lagon à Mataiva, pas de passe à Takapoto, 2 passes au Nord à Rangiroa, passe profonde à Mururoa... (Battistini R. *et al.*, 1975) (Salvat B., 1985).

Dans un atoll, le problème de la définition du lagon ne se pose pas ; le lagon est la cuvette intérieure limitée par la couronne corallienne. Cette couronne émergée n'est pas continue, mais entrecoupée de chenaux peu profonds (les « hoa ») qui délimitent des îlots de corail détritique, les « motu ». Les hoa peuvent faire communiquer le lagon et l'océan, suivant les conditions météorologiques et les états de mer. Le courant y est alors presque toujours rentrant. La passe, quant à elle, est toujours fonctionnelle ; les courants y sont souvent sortants, parfois rentrants.

Les hoa et la passe sont le siège des échanges dits « horizontaux ». Il faut y ajouter l'évaporation et les précipitations, et les échanges s'effectuant à travers le substrat corallien poreux.

En effet, des études portant sur la production organique, les bilans du sel et des nitrates, la nature de l'édifice calcaire bio-construit, le champ thermique et les caractéristiques de l'eau interstitielle ont permis de mettre en évidence la réalité d'échanges verticaux entre le lagon et l'océan profond à travers le soubassement perméable de l'atoll (concept de l'« endo-upwelling géothermique ») (Rougerie F. et Wauthy B., 1986). Auparavant, R.K. Lam avait calculé la perméabilité des atolls en mesurant la « diffusion » de la marée de l'océan vers le lagon. (Lam R.-K., 1974).

Pour une description plus complète de l'atoll, on pourra se reporter à l'« Atoll de Tikehau » (Harmelin-Vivien M., 1985).

6 - L'environnement social et économique

Peuplées très inégalement, les îles de Polynésie voient cependant toutes leur population augmenter, et avec elle les sollicitations, voire les atteintes au milieu lagunaire.

6.a - La population

Afin de fixer les idées, on peut énoncer certains chiffres :

Population de la Polynésie :	170 000 habitants
Population de Tahiti :	120 000 habitants
Population de Moorea :	7 000 habitants
Population de Tikehau :	300 habitants

Les populations sont exclusivement concentrées sur le littoral (et même sur le littoral lagonaire en ce qui concerne les atolls). Ainsi il est plus parlant de présenter le nombre d'habitants rapporté à la longueur de littoral. Les chiffres sont alors :

à Tahiti (côte Nord-Ouest) :	4 000 hab/km
à Moorea (lagon de Tiahura) :	200 hab/km
à Tikehau (moyenne sur l'atoll) :	4 hab/km

Pour traduire le risque de pollution entraîné par l'urbanisation des littoraux, il faudra ensuite rapporter ces chiffres aux débits de renouvellement qu'on se propose ici de calculer.

6.b - L'activité économique

L'influence de l'activité économique sur les lagons est de nature variable selon le domaine d'activité :

- expérimentation nucléaire (risque de pollution radio-active)
- équipement hydro-électrique (apports terrigènes massifs)
- extraction de soupe de corail pour remblaiement routier (destruction directe et modification du régime d'écoulement)
- agriculture (pollution par utilisation d'engrais et de pesticides - Déjections animales).

En l'absence de toute installation de rejet au large, toutes les pollutions terrestres aboutissent tôt ou tard dans les lagons.

D'autres activités exploitent directement le lagon et ont donc intérêt à le conserver dans un état sain. On citera en particulier la pêche et la culture perlière (dans les atolls exclusivement), et également le tourisme.

La santé publique et la protection du patrimoine écologique sont des raisons supplémentaires de préserver l'environnement lagonaire.

Dans l'état actuel des équipements et devant les nécessités économiques, il faut compter avec les apports polluants. Sans pouvoir les supprimer il est cependant possible de les contrôler et de les gérer.

Le critère fondamental pour établir une réglementation efficace pourra être la concentration maximale admissible, fonction directe du temps de résidence des eaux dans le lagon considéré.

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION QUANTIFIÉE DES LAGONS

Pour les deux lagons retenus, lagon de Tiahura à Moorea et lagon de Tikehau, on s'attachera à décrire et quantifier, la géométrie, les échanges hydrodynamiques entre lagon et océan (= advection) et les mouvements fluides au sein du lagon (= circulation).

La géométrie qu'il nous importe de décrire ici est l'ensemble des données de base indispensables à la suite de l'étude. En particulier les dimensions horizontales et la bathymétrie, pour calculer des sections d'écoulement, des surfaces, des volumes et des débits.

Tableau 6

Caractéristiques géométriques du lagon de Tiahura à Moorea.

Les A, B et C renvoient à la figure 18

	ss-lagon ouest	ss-lagon nord	Lagon
Logeur de la barrière curviligne	5 400 m	2 600 m	8 000 m
rectiligne	4 300 m	2 400 m	
Surface	$4,5 \cdot 10^6 \text{ m}^2$	$1,5 \cdot 10^6 \text{ m}^2$	$6 \cdot 10^6 \text{ m}^2$
Largeur moyenne	1 050 m	800 m	1 000 m
Volume	$6,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$	$2,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$	$9,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Profondeur moyenne	2,0 m	B : 1,5 m 1,7 m C : 6,0 m D : 0,5 m	

1. Le lagon de Tiahura – description quantifiée

1.a - Les données géométriques

On pourra se reporter aux figures 18, 19 et 20. On distingue deux sous-lagons : le sous-lagon Ouest et le sous-lagon Est. Cette distinction permet de traiter séparément deux morphologies différentes et deux régimes de courant différents.

Les mesures « horizontales » (Tableau 6) proviennent de la carte IGN, édition provisoire (couverture aérienne de 1955).

Les mesures bathymétriques ont été réalisées sur le terrain à l'aide d'un sondeur acoustique recalé sur des mesures directes lues sur une perche graduée.

Ces mesures ont valeur de profondeur moyenne, par rapport au niveau moyen du lagon. Les zones nommées A, B, C et D pour la suite de l'étude ont été décrites par G. Richard et B. Salvat (1972) et par R. Galzin et J.-P. Pointier (1985).

1.b - Les échanges hydrodynamiques

Le courantographe N° 192, installé dans le chenal, juste avant la passe Taotoi, mesure toutes les demi heures la vitesse du courant (Fig. 18). Cette vitesse ponctuelle peut être reliée au débit de vidange du lagon par une loi linéaire dont le coefficient, homogène à une surface, sera baptisé « section équivalente ». Cette correspondance linéaire entre vitesse et débit est abusive, et constitue certainement la plus grande source d'incertitude pour tout ce qui suit. C'est cependant la seule possibilité qui s'offre à nous là où on ne peut pas multiplier les observations. Les sections équivalentes ont pu être vérifiées à 20 % près dans trois situations de courant sortant. (On trouvera en annexe C le détail du mouillage des courantographes et des précisions sur la procédure d'acquisition des mesures.)

Un autre courantomètre, le N° 191, est mouillé au début du chenal, à la « sortie » du lagon ouest (Fig. 24). Lui aussi nous donne des vitesses ponctuelles que l'on sait relier à des débits.

Les valeurs moyennes et extrêmes sont présentées dans le tableau 7.

Tableau 7

Caractéristiques hydrodynamiques moyennes du lagon de Tiahura (Moorea, 1987)

Longueur rectiligne barrière ouest 4 300 m – Longueur rectiligne barrière nord 2 400 m

– Section équivalente 191 : 760 m² – Section équivalente 192 : 600 m².

Mois	V191 cm/s	Q191 m ³ /s	V192 cm/s	Q192 m ³ /s	Q192-Q191 m ³ /s	qW m ² /s	qN m ² /s	T	Tw
Mars	20	150	66	400	250	0,035	0,10	6 h 30	12 h 30
Avril	20	150	80	480	330	0,035	0,14	5 h 20	12 h 30
Mai	38	290	80	480	190	0,067	0,08	5 h 20	6 h 30
Juin	36	270	58	350	80	0,063	0,03	7 h 20	7 h 00
Juillet	40	300	57	340	40	0,070	0,02	7 h 40	6 h 00

Temps moyen : 6 h 30

V191 : vitesse moyenne enregistrée par le courantographe 191.

Q191 : débit moyen estimé sur la section du courantographe 191.

qW : débit linéique de barrière sur la côte ouest (m²/s).

qN : débit linéique de barrière sur la côte nord (m²/s).

T : temps de résidence pour l'ensemble du lagon.

Tw : temps de résidence des eaux dans le sous-lagon ouest.

Toutes ces valeurs sont moyennes, calculées sur un mois.

On notera que les vitesses mesurées ont toujours été sortantes, ce qui correspond à une vidange permanente du lagon, celui-ci étant essentiellement alimenté par la houle qui déferle par dessus la barrière. Le débit des rivières (de l'ordre de 1 m²/s) est une contribution négligeable dans le processus de renouvellement des eaux du lagon.

On retiendra encore que, d'après un témoignage oral recueilli auprès d'un familier du lagon, on a vu le lagon se remplir une fois par la passe. Ce phénomène est le résultat de la conjonction d'une marée montante de vive eau et d'un état de mer particulièrement calme. Il est probable que le courant rentrant dans la passe est d'une durée très limitée et d'une éventualité assez rare.

La loi de conservation du débit appliquée à chacun des deux sous-lagons, compte tenu des approximations énoncées plus haut, nous permet d'estimer le « débit de barrière », c'est-à-dire le débit des eaux qui pénètrent dans le lagon après avoir déferlé par dessus le front récifal. La différence entre le débit mesuré à la passe (courantographe 192) et le débit mesuré entre les deux lagons (courantographe 191) représente le débit de barrière nord.

Il est intéressant de ramener ces débits de barrière aux longueurs de récif qui collectent ces flux ; on définit ainsi des débits linéiques dont les valeurs ont une signification intrinsèque. Ces débits linéiques ont été calculés sur les longueurs de récif rectilignes portées dans le tableau 6. Ils figurent dans le tableau 7.

Il est impossible de dresser un tableau analogue pour les conditions extrêmes. C'est en effet dans ces situations de fort courant que le matériel tombe en panne : rupture des axes des rotors, blocage par accumulation d'algues (Cf. Annexe C). Par ailleurs, dans les conditions extrêmes, la correspondance débit/vitesse n'est certainement plus linéaire, et la ligne de partage des eaux tracée sur la figure 18 peut se trouver fortement déplacée vers le nord. On peut cependant signaler les vitesses maximales enregistrées :

$V_{\max} 191 = 0,72 \text{ m/s}$ le 24/06/87

$V_{\max} 192 = 1,2 \text{ m/s}$ le 29/04/87

Pour toutes ces grandeurs qui quantifient les échanges entre le lagon et l'océan, on remarquera une forte variabilité journalière, principalement lors des périodes de vive eau. (Fig. 22). Le courant se trouve en phase avec la marée ; en effet, il est clair qu'à marée haute la houle déferle plus facilement par dessus la barrière, alors qu'elle peut être complètement stoppée à marée basse (Fig. 23).

Lors des périodes de forte houle, le débit peut doubler, voire tripler. Au vu du tableau 7, on remarquera encore combien, selon son orientation, une portion de récif draine un fort débit de houle ou, au contraire, apparaît comme presque étanche. Bien que les mesures n'aient pas été poursuivies sur une année complète, entre mars et juillet 87, on reconnaît deux régimes de renouvellement des eaux :

Mars-avril : forte houle du nord. Le débit linéique est trois fois plus important sur la côte exposée au nord.

Juin-juillet : la houle provient exclusivement du sud-ouest ; le rapport des débits linéiques est alors inversé (Cf. Tableau 7).

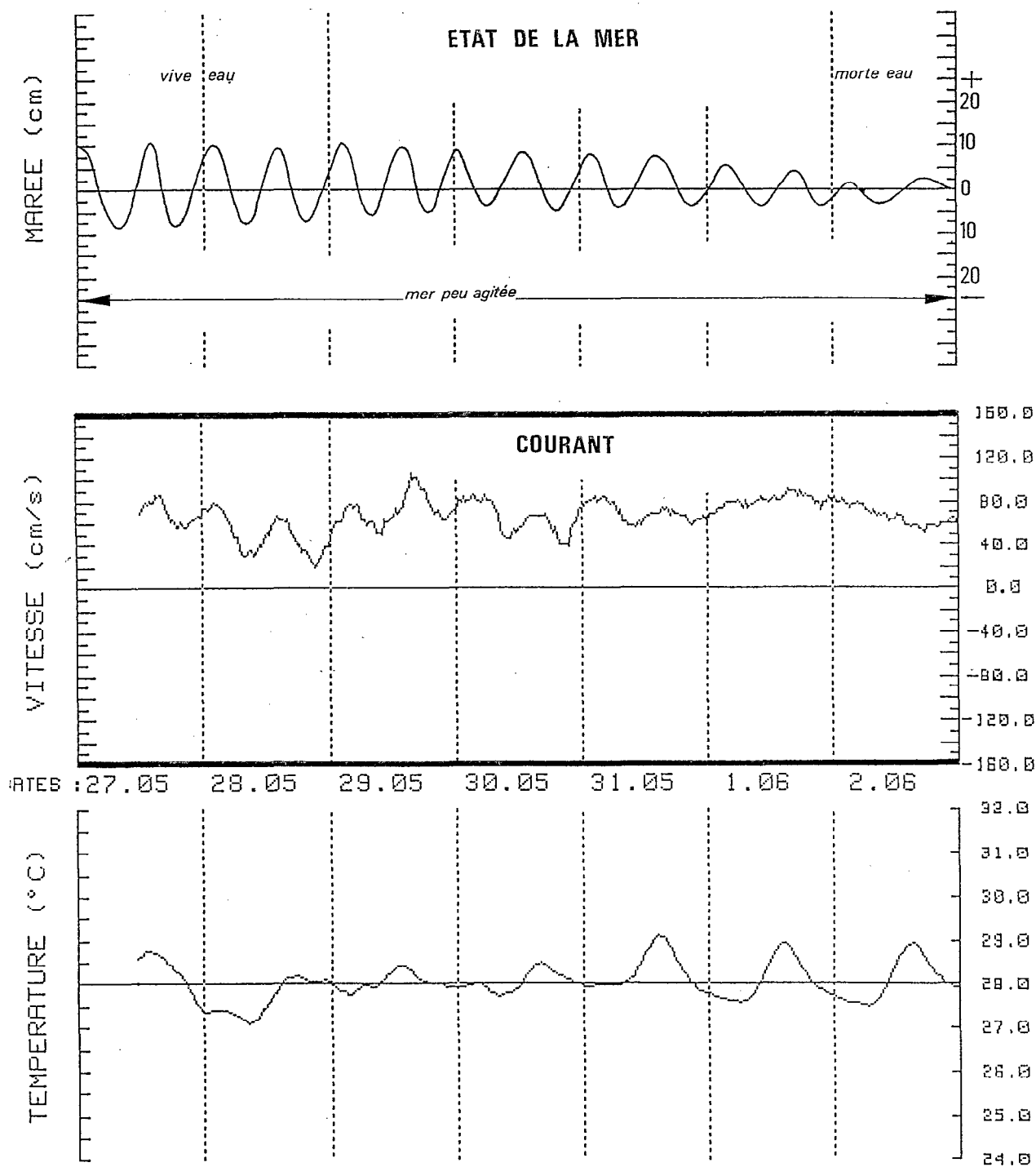


Figure 22

Courbes figurant la marée océanique, la vitesse du courant et la température de l'eau dans la passe Tactoi (Moorea : mai-juin 1987). (Les données de marée proviennent de l'annuaire édité par le SHOM. Les mesures de vitesse et de température proviennent du courantomètre 192.)

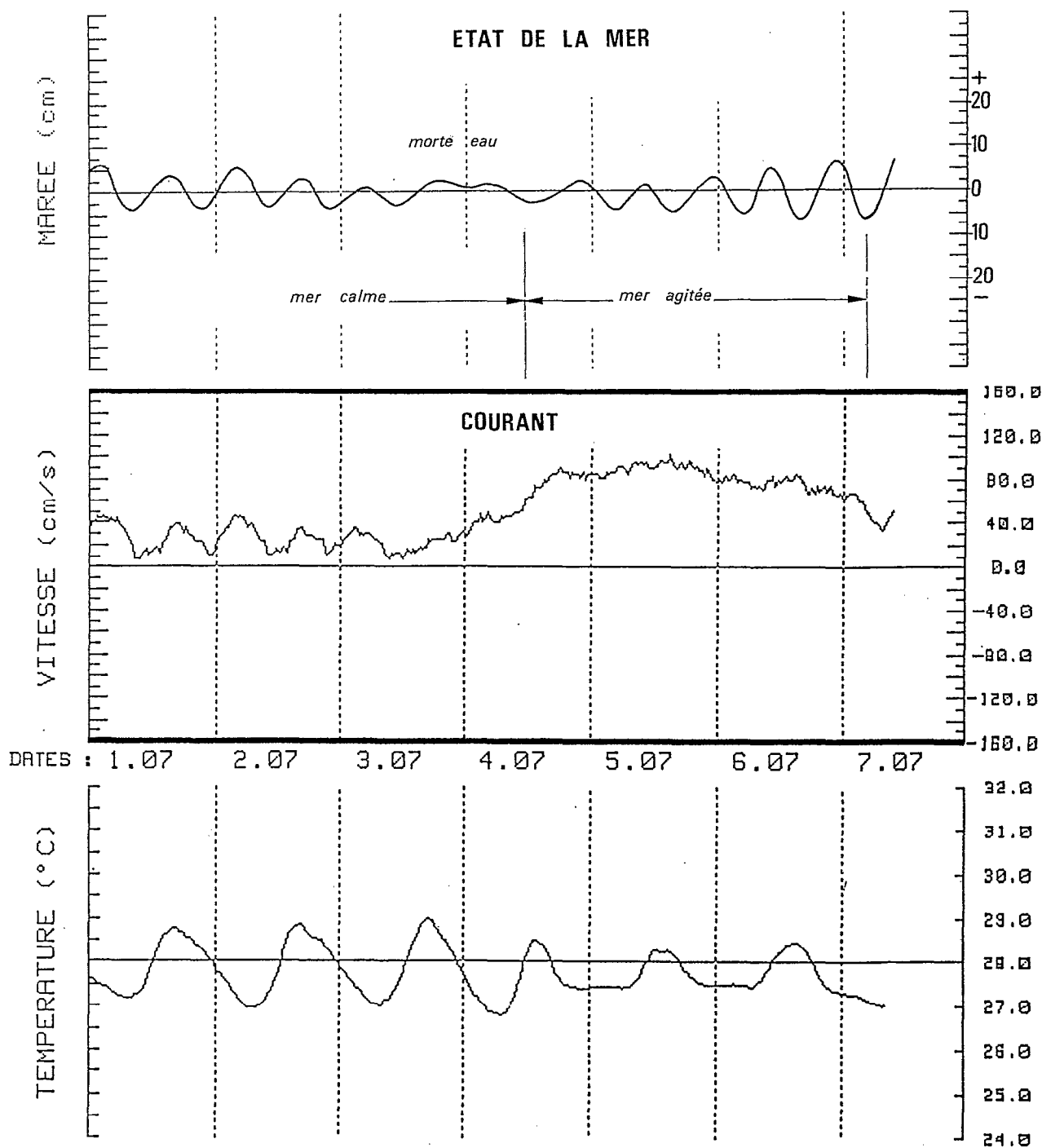


Figure 23

Courbes figurant la marée océanique, la vitesse du courant et la température de l'eau dans la passe Taotoï (Moorea : juillet 1987). (Les données de marée proviennent de l'annuaire édité par le SHOM. Les mesures de vitesse et de température proviennent du courantomètre 192.)

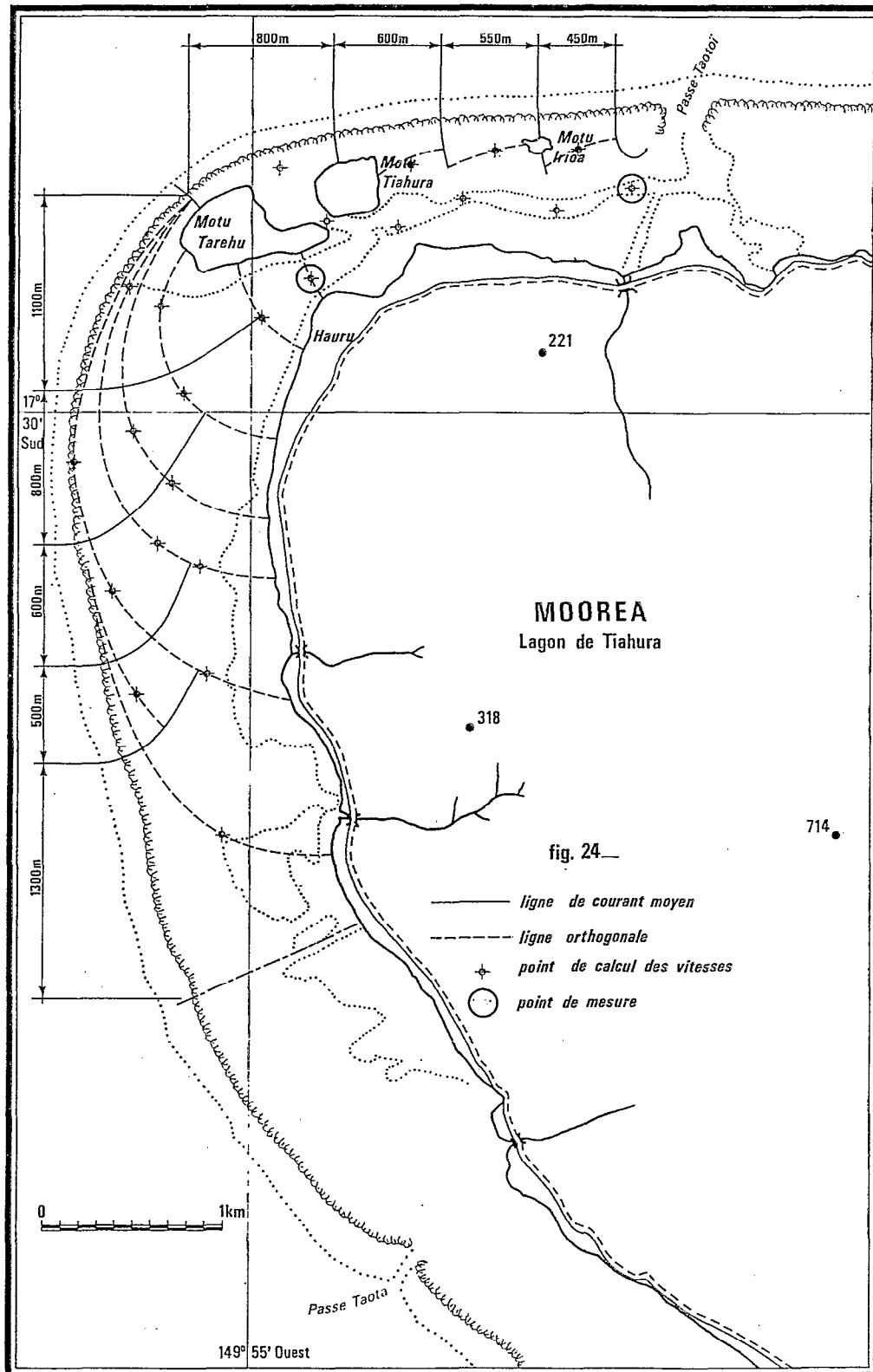


fig. 24

Figure 24

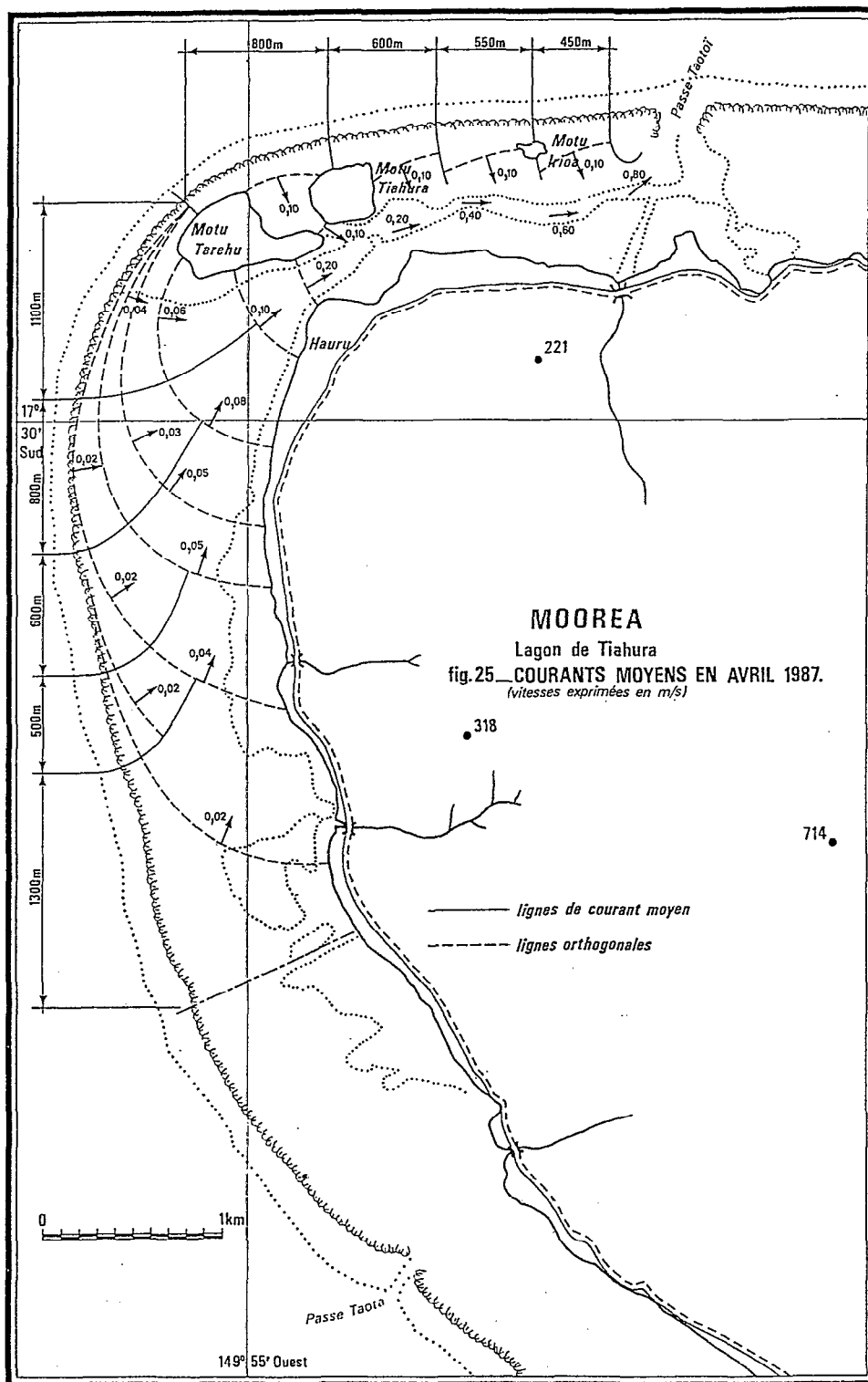


Figure 25
Courants moyens en avril 1987

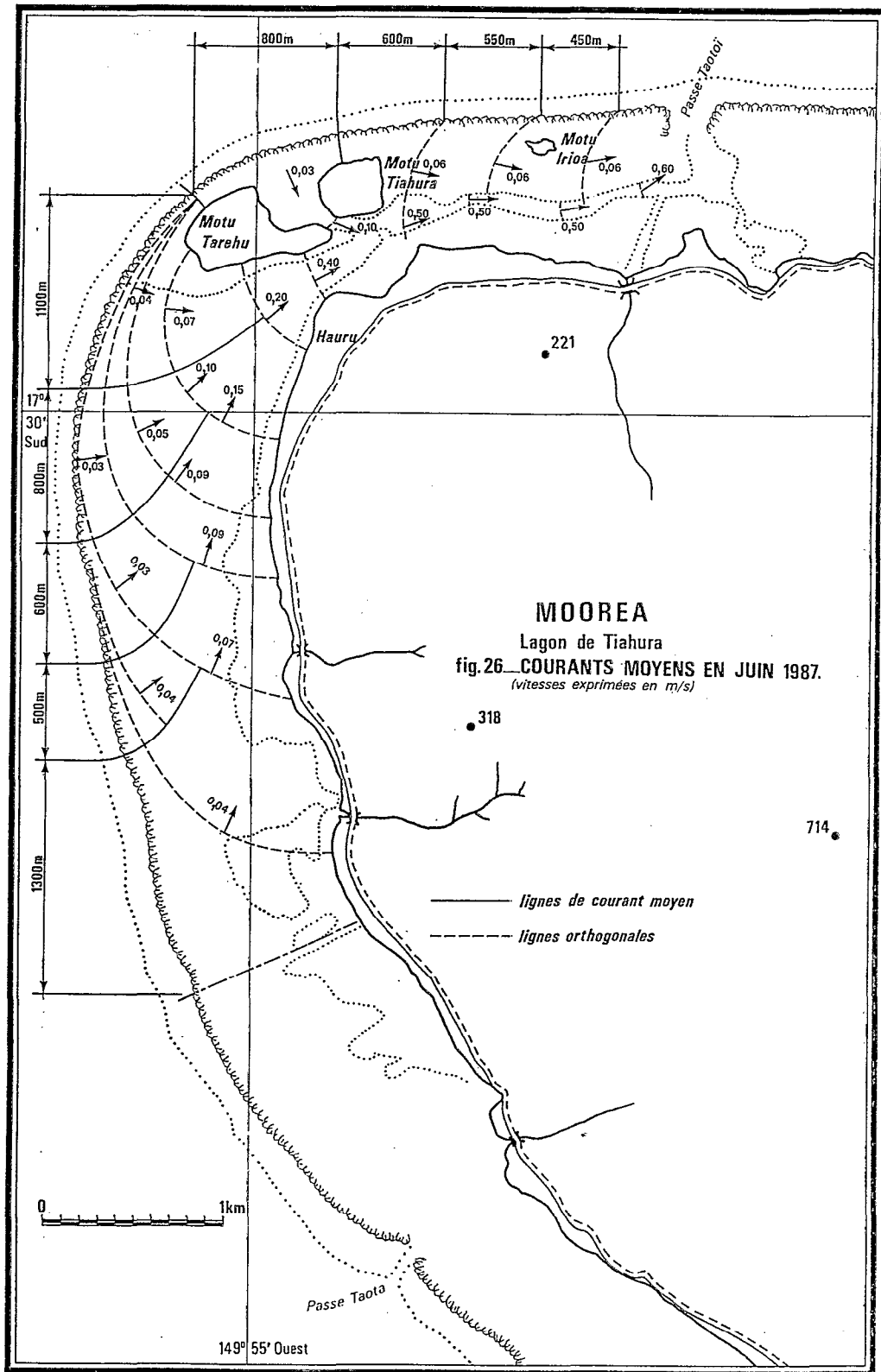


Figure 26
Courants moyens en juin 1987

Suivant que l'on se trouve dans une configuration de houle du nord ou de houle du sud ouest, on se ramènera à l'un ou l'autre de ces régimes de renouvellement. La relation entre les débits observés et les états de mer constitue à proprement parler le modèle. C'est l'objet de la troisième partie de cette étude.

Connaissant le débit traversant le lagon (Q) et le volume du lagon (V), on peut définir une échelle de temps appelée temps de résidence : $T = V/Q$. Le temps de résidence caractérise la durée moyenne séparant l'entrée d'une particule d'eau dans le lagon et son retour à l'océan. Ce rapport a été calculé chaque mois ; ses valeurs sont portées dans le tableau 7.

La moyenne calculée entre mars et juillet intègre les deux régimes décrits plus haut ainsi que la situation intermédiaire. Cette observation peut-être rapprochée du tableau de répartition des houles (Tableau 2), confirmant ainsi le rôle dominant de la houle dans le mécanisme du renouvellement. Au vu de ce même tableau, il apparaît que la période d'observation (mars à juillet 1987) est assez représentative d'une année entière. Ainsi, on pourra retenir le temps de résidence annuel moyen du lagon de Tiahura : $T = 6 \text{ h } 30$.

Le renouvellement minimum a été observé pendant les tout premiers jours de juillet 1987 ($T = 17 \text{ h}$). Lors d'une période de faibles marées et par mer calme.

Le renouvellement maximum se produit lors des marées de vive-eau quand la houle est forte ; on peut alors calculer des temps de résidence de l'ordre de 3 h 30 (le 29/04/87).

Ce même calcul appliqué au lagon ouest conduit à des temps de résidence compris entre 3 h 30 (le 24/06/87) et 40 h (Les 01, 02 et 03/07/87).

1.c - La circulation

En surface, les vitesses d'écoulement observées sont le plus souvent dans le sens du vent. Ce mouvement ne concerne en général que la couche superficielle, la masse d'eau se dirigeant de manière quasi- barotrope vers le chenal ou la passe qui draine les eaux de la zone. Cet écoulement se fait selon des lignes de courant imprimées dans la morphologie même du lagon : dans la disposition des pâtés de corail, dans l'orientation des flèches de sables et des isobathes, perpendiculairement aux rides de sédiment (« ripple marks ») et selon les traits de côte.

Le premier point en particulier permet de tracer les lignes de courant de l'écoulement moyen (Fig. 24), puis à l'aide de la bathymétrie, de calculer différentes sections d'un même tube de courant. La loi de conservation du débit fournit ainsi des valeurs de vitesse moyenne en chacune de ces sections. On a ainsi pu tracer une carte des courants dans le lagon ouest (Fig. 25 et 26). Les vitesses portées sur la carte ont pu être grossièrement vérifiées sur le terrain. (Etant donné la faiblesse des vitesses, on a dû recourir, pour pouvoir les mesurer, au suivi de drogues sur de courtes distances, de l'ordre de 3 m.)

Dans le lagon nord, la disposition quasi-anarchique des pâtés de corail ne permet pas d'utiliser la même méthode et laisse même à penser qu'il n'y a pas persistance d'un régime d'écoulement bien établi. On a en effet pu observer que le courant dans la zone B était du nord au sud (perpendiculaire à la barrière) pour une houle du nord ou de l'est,

et d'ouest en est (parallèle à la barrière et au chenal) dans le cas d'une houle de l'ouest ou du sud.

La méthode décrite plus haut ne peut pas rendre compte de l'écoulement particulier sur le récif frangeant ; l'eau y est peu profonde, le courant y est très faible et beaucoup plus fonction du vent que de la pente générale du lagon. Le renouvellement de cette zone étant fonction du vent, il est tout aussi variable que lui.

Le courant sur le frangeant ne pouvant pas être mesuré (vitesses trop faibles, grande variabilité, trop peu d'eau pour mouiller un courantographe) il devra être calculé. (Cf. III). On peut d'ores et déjà remarquer que les échelles de temps pour la convection seront du même ordre de grandeur que les échelles de temps pour la diffusion. Le vent dominant, soufflant de l'est, s'oppose au flux général de vidange du lagon vers l'est. Ainsi, il limite le renouvellement des eaux dans la zone D (récif frangeant du lagon nord). On remarquera enfin que, le vent du jour étant plus fort que le vent de la nuit (effets thermiques sur les pentes exposées au soleil) l'agitation du milieu (diffusion et convection) sera moindre pendant la nuit.

Le suivi de drogues a permis de mettre en évidence de brusques accélérations de l'écoulement dans le lagon, notamment dans le sous-lagon ouest ; avec l'arrivée d'un train de houle sur le récif, la vitesse peut doubler. Cela dure aussi longtemps que le train de houle. Ce phénomène échappe à nos courantographes qui « moyennent » les vitesses sur une période de 10 minutes.

1.d - Hydrologie

Ce sujet a été abordé par M. Ricard, A. Sournia et B. Delesalle lors d'études sur la production primaire dans le lagon de Tiahura (Sournia *et al.*, 1981) (Ricard M., 1980). Il ressort de cette dernière étude, que le lagon présente une bonne homogénéité et une grande similitude avec l'eau océanique de surface pour ce qui concerne la température, la salinité et les phosphates. Des mesures, ont été effectuées sur 48 h, dans des conditions particulières de faible renouvellement. Ces constatations valent à fortiori pendant les périodes de renouvellement rapide.

D'autres paramètres, au contraire, varient du rivage vers le large : concentration en oxygène dissous, teneurs en nitrites, nitrates et silicates.

De mars 1987 à juillet 1987, les courantographes installés dans le lagon (Fig. 18 et Annexe C) ont effectué des mesures de température, à raison d'une toutes les 30 minutes. Les enregistrements des figures 22 et 23 représentent les fluctuations de température à la sortie du chenal (courantographe N° 192).

Les moyennes mensuelles et les températures extrêmes sont présentées dans le tableau 8. Tout comme pour les temps de résidence, ces valeurs représentent la température globale du lagon, mais sont inaptes à rendre compte de la température de l'eau sur le récif frangeant. Cette dernière est sujet à des variations diurnes plus importantes ; les écarts de température dans une zone confinée peuvent atteindre 14° C entre le jour et la nuit (M. Ricard, 1980).

Lorsque le temps de résidence est court, et pour un faible apport fluvial dans le lagon, l'hydrologie du lagon sera, pour la plupart des paramètres, identique à celle du large, dans sa couche de surface. Des différences pourront cependant apparaître lors des

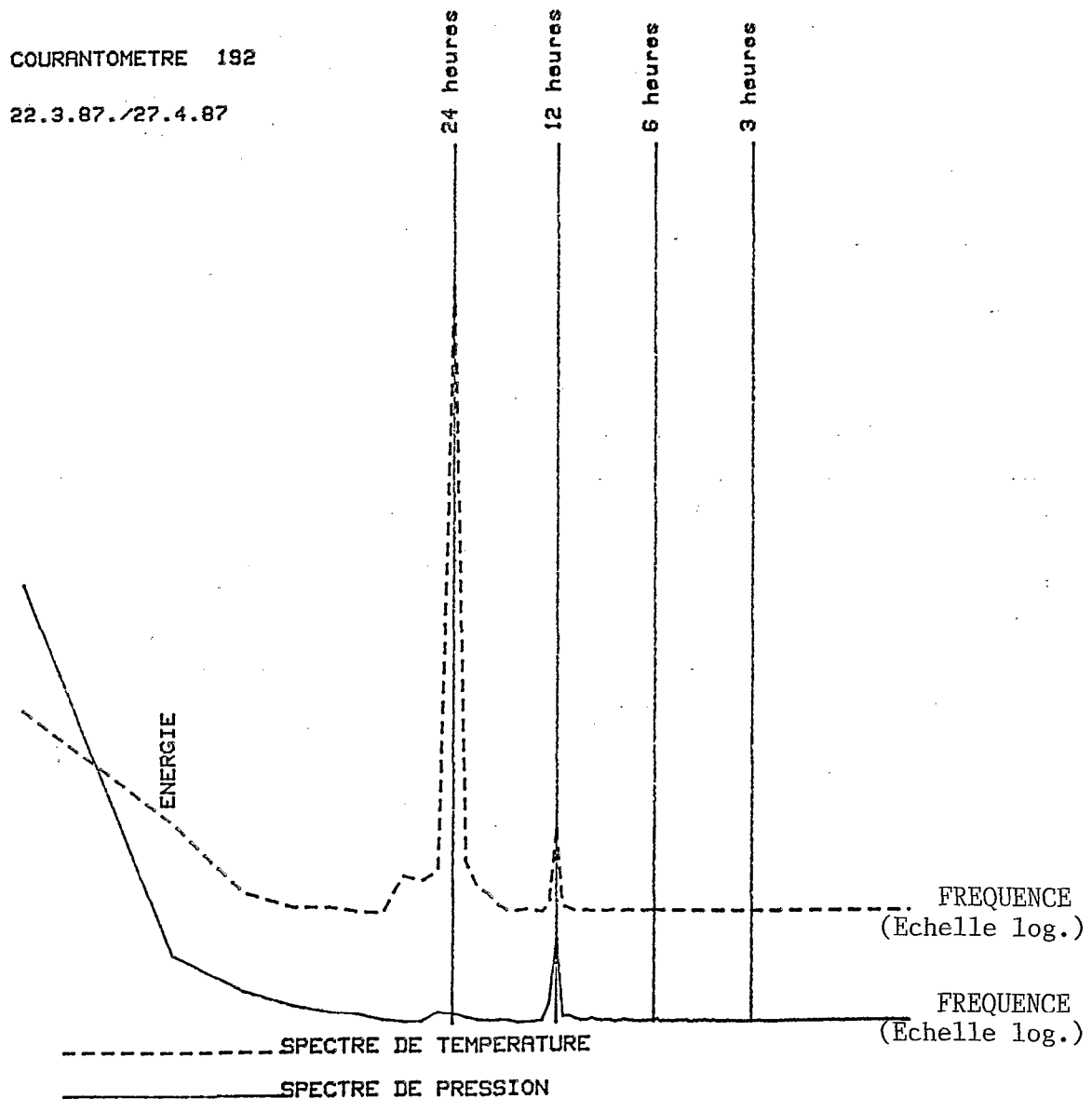
situations extrêmes (fortes pluies ou temps de résidence très long) ou dans des zones confinées.

Par fortes pluies, le lagon reçoit des eaux de ruissellement, douces, froides et surtout très chargées en particules terrigènes. Cet apport est très localisé au niveau des embouchures des rivières, qui, de plus, se situent souvent en face des passes. Il existe également un apport plus diffus, tout au long de la côte, et qui suit les lignes de courant tout en se mélangeant. Il est de moindre importance.

Lors des périodes de grand calme, quand les temps de résidence sont maximum, l'eau séjournant plus longuement dans le lagon peut acquérir des caractéristiques hydrologiques différentes de celles de l'eau de surface océanique. Pour témoin, on peut observer le spectre de température présenté en figure 27 ; la plus grande partie des fluctuations de température est diurne, donc due au simple réchauffement par le soleil. Cependant une partie des fluctuations a une période semi diurne, alignée sur celle de la marée, dont la signification la plus probable est un apport d'eau océanique fraîche lors du flot. L'utilisation de ces spectres de température permet de quantifier la part de la marée (10 %) et la part de l'ensoleillement diurne (90 %) dans les variations de la température du lagon. On pourra comparer ces chiffres à ceux obtenus à Tikehau. (II.2.d).

Tableau 8
Statistiques de température – Lagon de Tiahura, 1987

Mois	Température minimum	Température maximum	Température moyenne
Mars	28,8° C	30,9° C	29,8° C
Avril	28,1° C	30,4° C	29,6° C
Mai	28,0° C	29,9° C	28,7° C
Juin	25,9° C	29,4° C	27,5° C
Juillet	26,8° C	29,0° C	27,8° C

**Figure 27**

Spectres de température et de pression dans le lagon de Tiahura
(pas d'échelle en ordonnées)

2. Le lagon de Tikehau

Description quantifiée.

2.a - Les données géométriques

Elles ont été calculées dans « Etude bathymétrique du lagon de l'atoll de Tikehau » (Lenhardt X., 1987). On n'en rappellera que les résultats :

- profondeur moyenne 25 m
- profondeur maximale 38 m
- surface du lagon 400.10^6 m^2
- volume moyen 10.10^9 m^3
- section de la passe 1 000 m^2
- profondeur du seuil 4 m

Les cartes et coupes bathymétriques sont présentées en fig. 28, 29 et 30.

Il est également intéressant de préciser les dimensions horizontales suivantes :

- longueur du grand axe 25 km
- longueur du petit axe 20 km

et des longueurs de côte ouverte par les hoa (fig. 28) :

- longueur de la côte Sud-Est 23 km
- longueur de la côte Sud-Ouest 11 km
- longueur de la côte Nord-Ouest 11 km

La longueur de côte ouverte par les hoa est la longueur de platier dont les eaux, drainées par ces hoa, se déversent dans le lagon. On oppose cette côte « ouverte » à la côte « étanche » telle le secteur nord ou l'îlot du village (fig. 28). On a préféré cette notion de « côte ouverte » à celle de « largeur cumulée des hoa », moins représentative des communications entre océan et lagon (II.2.c).

2.b - Le niveau du lagon

Depuis 1985, un marégraphe à flotteur, installé au bout du quai du village (fig. 28) mesure et enregistre sur papier millimétré les variations de niveau du lagon. Ces enregistrements sont discrétisés à raison d'une valeur par heure, et saisis sur fichier informatique. Ils font ensuite l'objet d'un traitement numérique : filtrage et extraction de l'onde de marée (fig. 31 et Annexe D). On a également procédé à des enregistrements plus denses pour pouvoir observer des seiches.

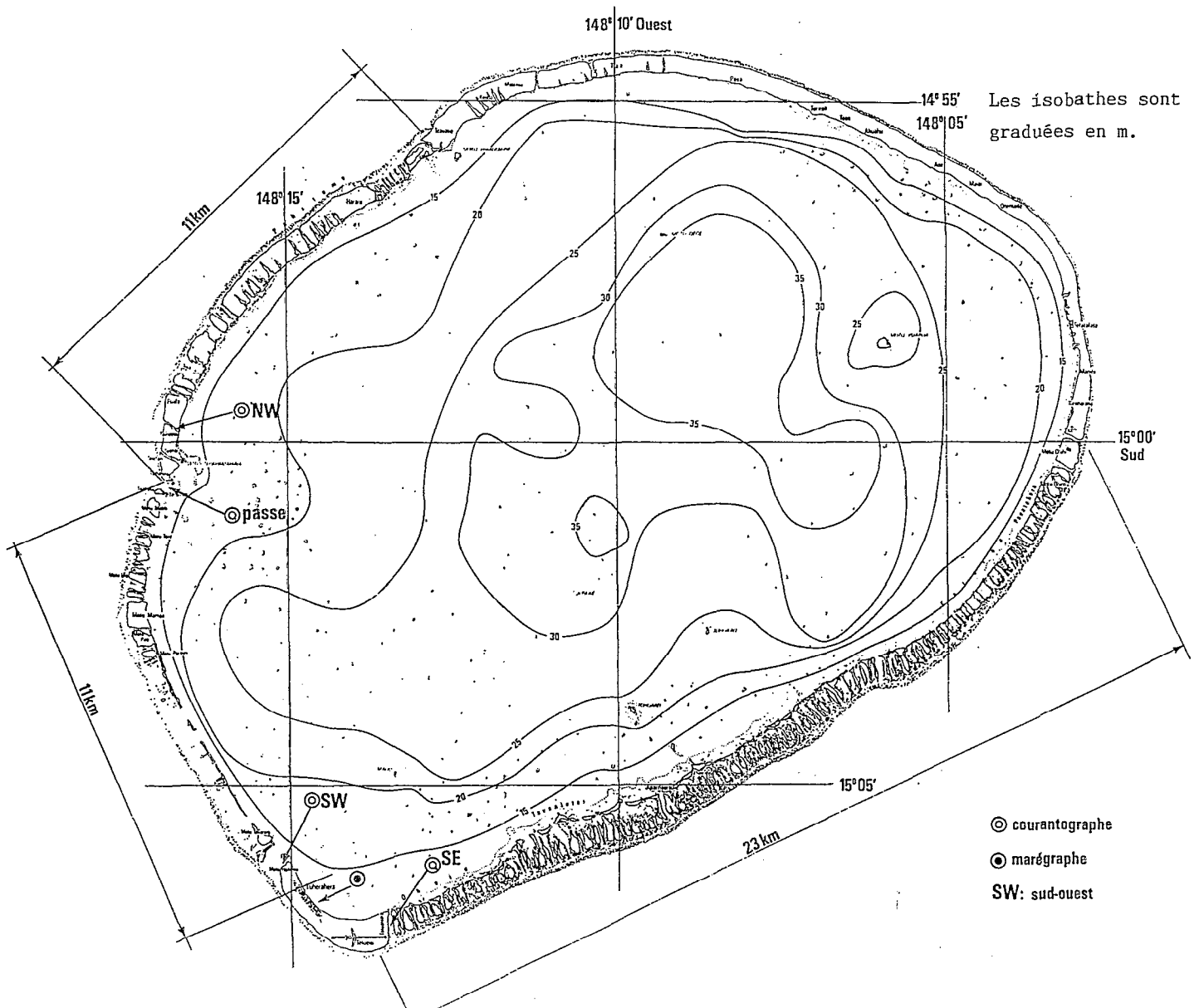


Figure 28

Données géométriques du lagon de Tikehau,
dénomination et emplacement des appareils.

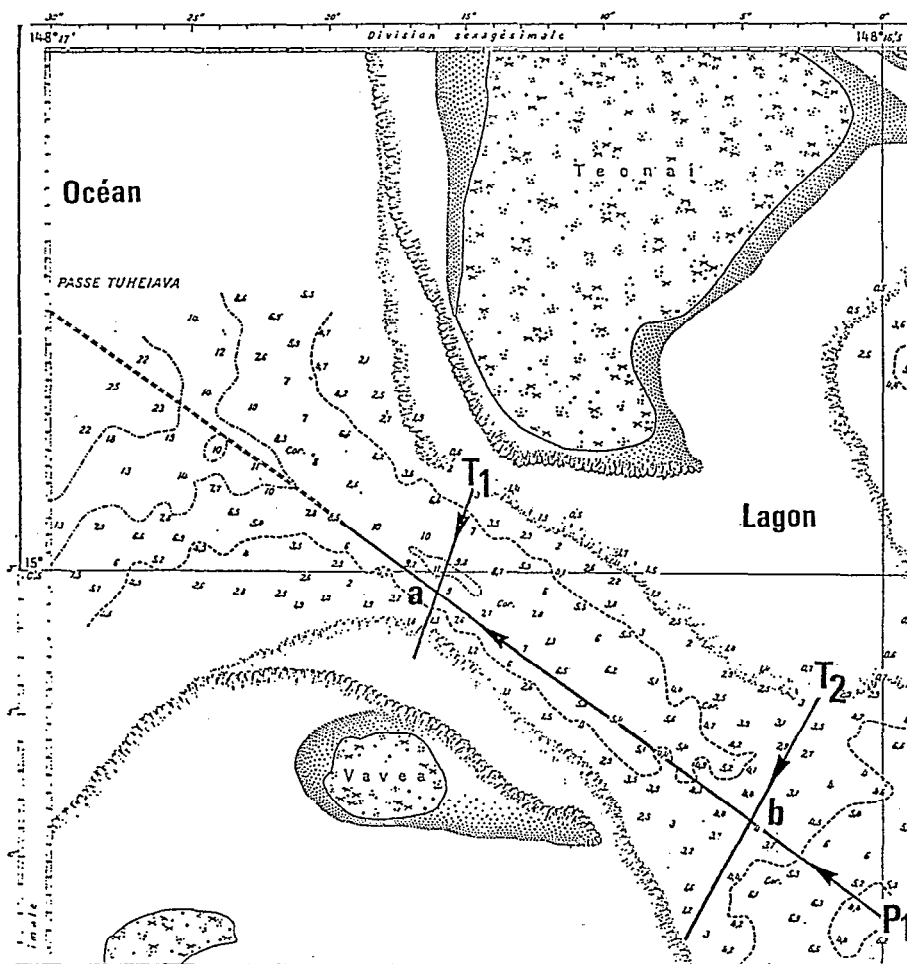


Figure 29

Bathymétrie de la passe de Tikehau

Réf.: Carte SHOM n° 6363

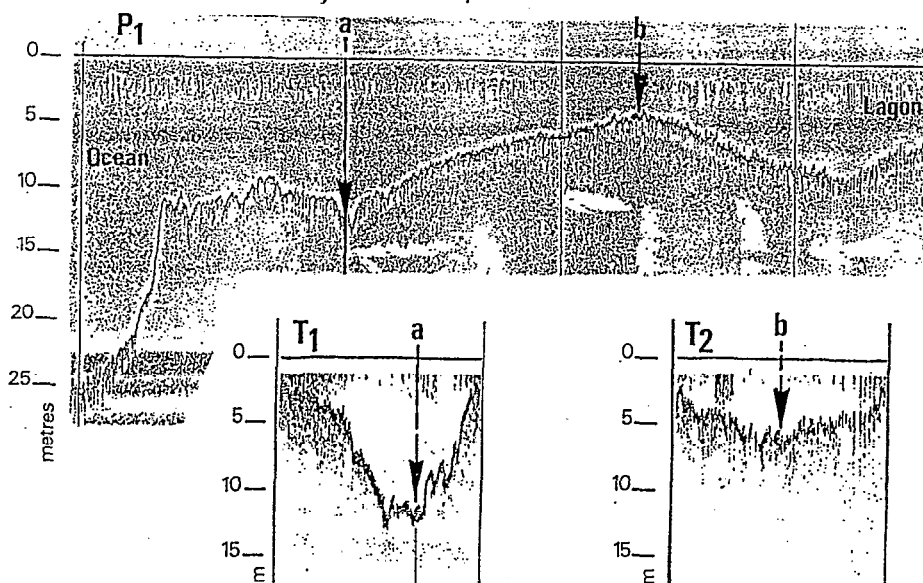


Figure 30

Ces mesures de niveau n'ont fait l'objet d'aucun calage (ou « réduction de sonde ») par rapport à un référentiel fixe et permanent. Les niveaux n'ont donc de signification qu'en valeur relative, ce qui est suffisant pour quantifier l'amplitude des différentes fluctuations : seiches, marées, et ensachages.

Pour des usages particuliers et lors de périodes de grand calme, on a pu ajuster la mesure de niveau du lagon sur le niveau océanique moyen ; dans les périodes de calme plat, le courant dans la passe est alternatif et le débit moyen calculé sur un cycle de marée est nul. On peut alors supposer que le lagon est au niveau de l'océan. Du fait de la dérive de l'appareil et de notre mauvaise connaissance des variations du niveau océanique, un tel calage demanderait à être répété chaque semaine.

Les seiches

Les oscillations les plus rapides que nous ayons pu observer ont une période bien définie égale à 50 minutes. Par analogie avec les ondes stationnaires qui se produisent dans les ports, nous les appellerons des « seiches ». (Nous vérifierons en III que leur période est la période propre du lagon). Leur amplitude maximale observée est de l'ordre de 0,5 cm. (L'amplitude est la demi-différence entre un maximum et le minimum consécutif.) Nos données de vent trop espacées ne permettent pas de mettre en évidence une brusque accélération (coup de vent bref) susceptible d'être à la base de ce phénomène. Elles se produisent indifféremment de jour ou de nuit et peuvent se prolonger sur 24 heures ou plus, avant de s'amortir sensiblement. Du fait de leur faible amplitude et des faibles vitesses qu'elles entraînent, elles ne constituent pas un mouvement significatif pour la masse d'eau. Au centre du lagon la vitesse est alternative sinusoïdale d'amplitude 0,006 m/s (Cf. III.2.d).

La marée intérieure

Quel que soit le niveau du lagon, il est toujours modulé par des fluctuations semi-diurnes, elles-mêmes modulées selon des cycles de 15 jours. Ceci constitue la réponse du lagon à la marée océanique : on l'appellera « marée intérieure ». On notera son amplitude de vive eau : 3,5 cm.

L'amplitude de morte eau ne peut pas être observée de la même manière ; elle est trop faible pour être bien mesurée. Par une extrapolation grossière, on pourra dire que la passe divise par cinq la marée océanique (notion d'impédance – Cf. Annexe A.2).

On notera encore que la marée intérieure n'est quasiment pas affectée par les ensachages du lagon (fig. 31).

La marée intérieure est déphasée par rapport à la marée océanique ; le déphasage moyen est un retard de 4 heures (4 heures en vive eau, 6 heures en morte eau). Lorsque le lagon est ensaché, ce déphasage est plus réduit (3 heures). Ceci s'explique par les deux mécanismes différents qui gouvernent les échanges :

- Lorsque le lagon est bas, le courant dans la passe est alternatif (Cf. II.2.c) et les hoas ne laissent pas passer d'eau. La marée intérieure résulte de la marée océanique transmise uniquement par la passe dans un mouvement d'oscillations forcées avec « rappel élastique » et frottement (Cf. Annexe A.2).

- Lorsque le lagon est ensaché, le courant dans la passe reste sortant (Cf. II.2.c).

Les hoa alimentent le lagon de manière périodique, en phase avec la marée océanique. La marée intérieure qui résulte de l'intégrale du débit total des échanges se trouve alors en quadrature (retard de 3 h).

Ces 2 situations sont représentées en figure 31. Les échanges sont décrits dans le paragraphe suivant.

Les ensachages

Lorsque la houle est forte, les hoa remplissent le lagon plus vite que la passe ne peut le vider. On observe alors des fortes élévations du niveau du lagon, jusqu'à 0,70 m au-dessus du niveau moyen (juillet 1987). Un tel état dure de 3 à 10 jours, aussi longtemps que persiste la mauvaise mer. Avec les restrictions énoncées plus haut, on peut calculer un niveau mensuel moyen du lagon et le comparer au niveau minimal atteint lors des périodes de grand calme du même mois. Malgré un fonctionnement intermittent de l'appareil, particulièrement pendant les périodes de mauvais temps, on a pu dresser le tableau 9.

Les ensachages mensuels moyens présentent un cycle annuel (Tableau 9) ; le niveau est minimal en été austral (décembre, janvier, février) et maximal pendant l'hiver austral (juin, juillet, août) lorsque la houle vient du sud (Cf. I.3.c).

Tableau 9
Ensachage moyen du lagon de Tikehau,
calculé par rapport au niveau minimum mensuel.

Mois	1985	1986	1987	Moyenne
Janvier		6 cm	5 cm	6 cm
Février			7 cm	7 cm
Mars	14 cm		9 cm	11 cm
Avril	20 cm		8 cm	13 cm
Mai	24 cm	9 cm	14 cm	16 cm
Juin	24 cm		15 cm	20 cm
Juillet	24 cm		20 cm	22 cm
Août		20 cm	21 cm	20 cm
Septembre	13 cm	8 cm		10 cm
Octobre	8 cm	8 cm		8 cm
Novembre		6 cm		6 cm
Décembre				

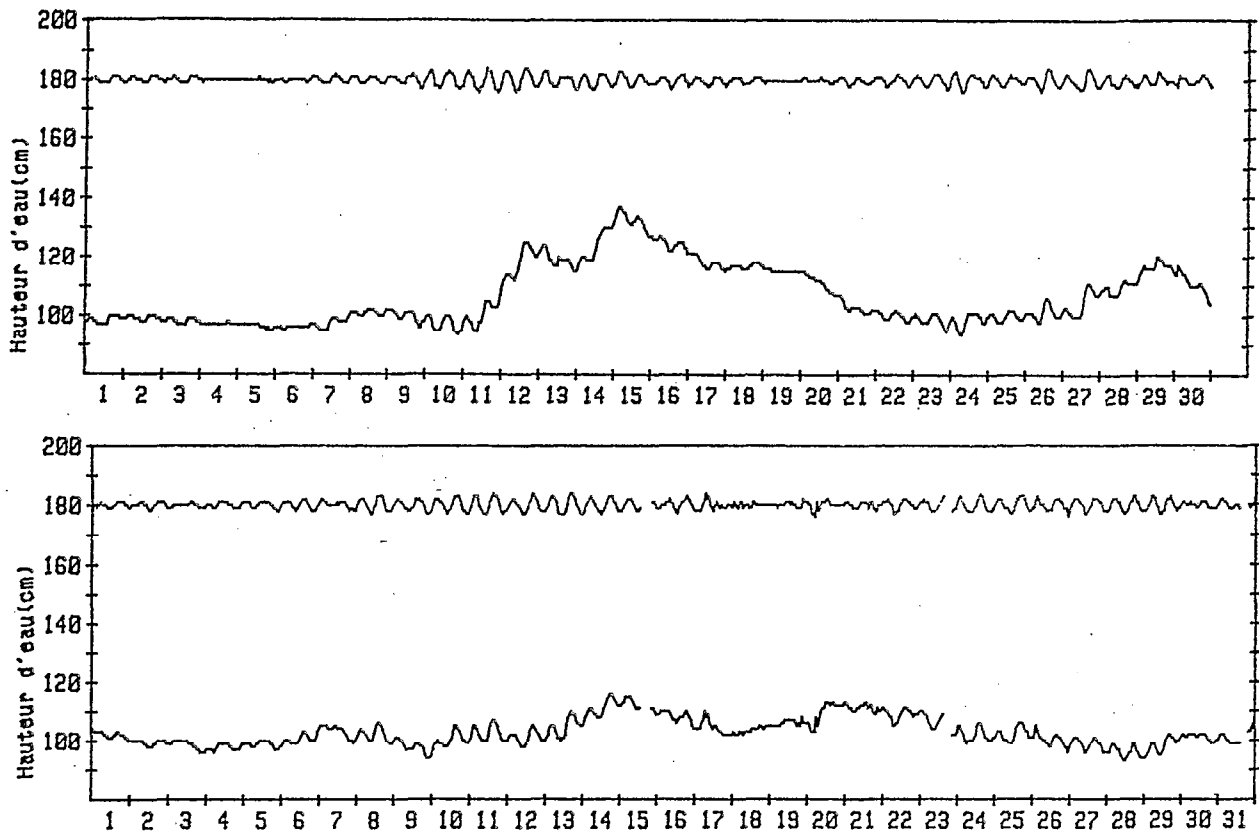
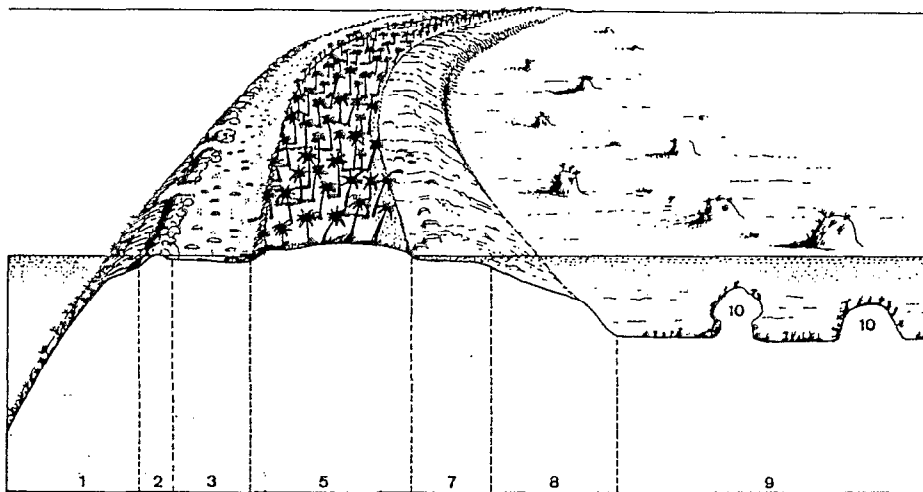


Figure 31

Niveau (courbe inférieure) et onde de marée (courbe supérieure) dans le lagon de Tikehau (septembre et octobre 1985).



1. La pente extérieure - 2. La crête à algues calcaires - 3. Le platier extérieur
 5. La terre émergée - 7. Le platier interne - 8. La pente du lagon
 9. Le fond du lagon souvent couvert d'algues - 10. Les pinacles ou pâtes coralliens

Figure 32

Coupe d'un atoll (d'après O. Cayet)

L'ensemble des mesures de niveau dans le lagon de Tikehau est consigné en Annexe D. On retiendra de ces mesures l'ensachage maximal enregistré (0,70 m en Juillet 87) et un ordre de grandeur des vitesses d'ensachage (0,4 m/jour) et de vidange (- 0,2 m/jour), faisant ainsi ressortir l'effet plus dynamique de l'entrée d'eau.

Les surcote et décote

Le vent soufflant à la surface de l'océan, d'un lac, ou d'un lagon accumule l'eau sur la rive située sous le vent, créant ainsi une élévation du niveau appelé « surcote ». Sur la rive opposée, au contraire, l'eau se retire, ce qui entraîne une baisse du niveau ou « décote ». Ce phénomène est d'autant plus marqué que le vent est fort et que le fetch (zone battue par le vent) est long (Cf. III.2.d).

Avec un seul point de mesure du niveau du lagon, il est impossible de différencier l'ensachage et la surcote. Par ailleurs, le vent crée de la houle dans le lagon, rendant ainsi l'observation plus imprécise. Il reste que, d'après la théorie, la surcote sera toujours beaucoup plus faible que l'ensachage.

H. Chevre fait état de surcote et décote dans le lagon de l'atoll de Mururoa, mais cette observation reste au niveau de l'estimation plus que de la mesure. (Chevre H., 1971). A Tikehau, on n'a pas mesuré de surcote. Mais si l'on admet que les seiches en résultent, l'amplitude maximale observée (0,5 cm) confirme la faiblesse du phénomène de surcote.

2.c - Les échanges lagon/océan

Les principaux échanges, en volume, sont horizontaux (Cf. I.5.c). Ils s'effectuent par la passe et par les hoa. On distingue 3 orientations différentes des hoa :

- Les hoa de la côte Sud-Ouest (SW)
- Les hoa de la côte Sud-Est (SE)

Cette distinction apparaît sur la figure 28. Afin de mesurer les volumes échangés par ces 4 voies, on a mouillé des courantographes dans la passe et les hoa, comme indiqué sur la figure 28. Les appareils, leur mode de mouillage et leur utilisation sont présentés en Annexe C. En place de janvier 1987 à juillet 1987, ils ont fonctionné de manière intermittente, sujet à de nombreuses pannes. A ces observations se rajoutent deux enregistrements de courant dans la passe, de décembre 1982 à février 1983, et de novembre 1985 à mars 1986.

Par les hoa

Afin d'en comprendre le fonctionnement, il est important de connaître la morphologie des hoa (Battistini R., 1975). Au contraire des passes qui sont des entailles majeures affectant entièrement et assez profondément la couronne récifale, les hoa n'entaillent que le conglomérat récifal et la partie interne de la couronne. Ils ne mettent donc pas le lagon et l'océan en communication directe mais drainent seulement vers le lagon les eaux océaniques accumulées sur le platier externe après avoir déferlé par dessus la crête algale (Fig. 32).

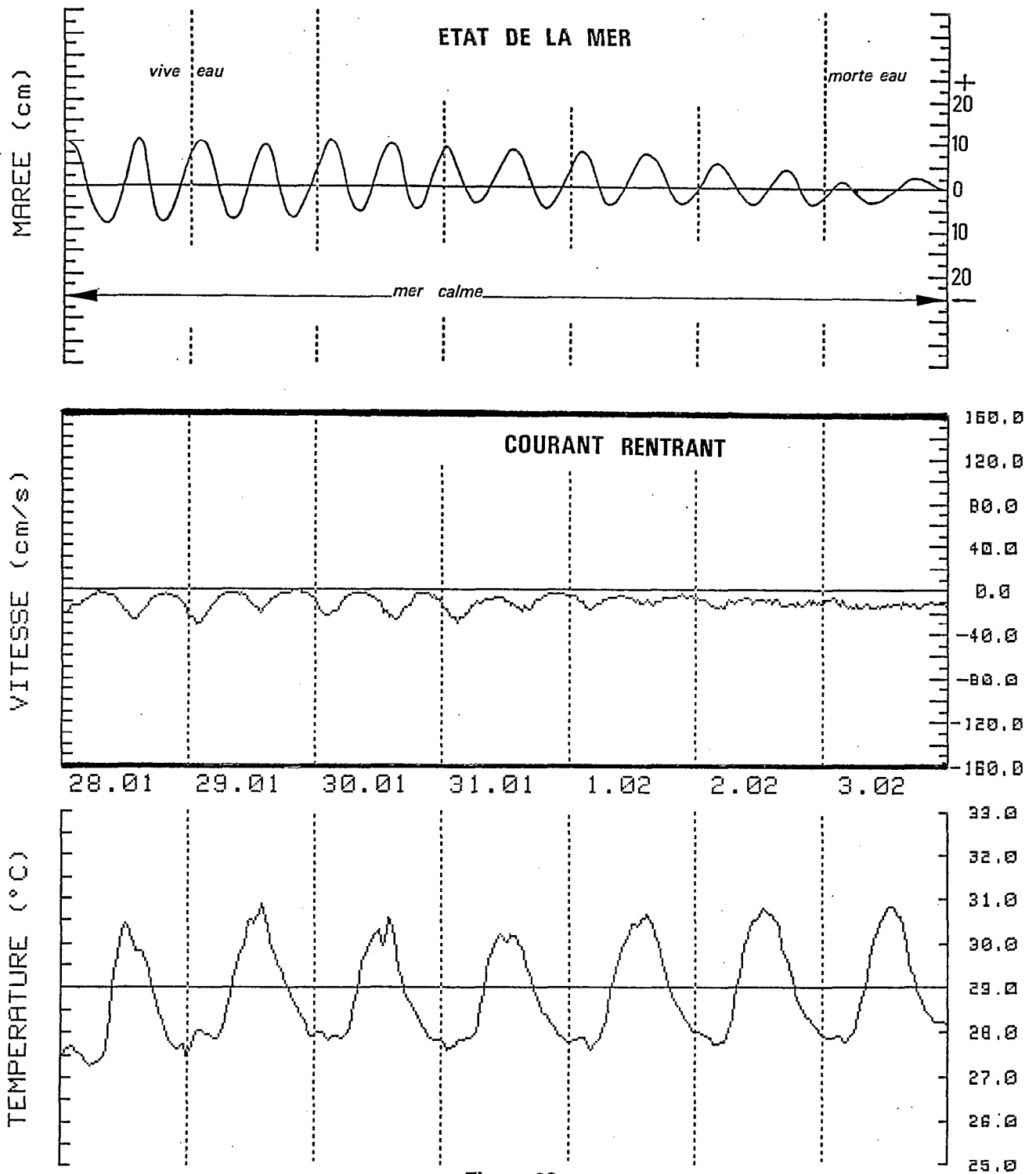
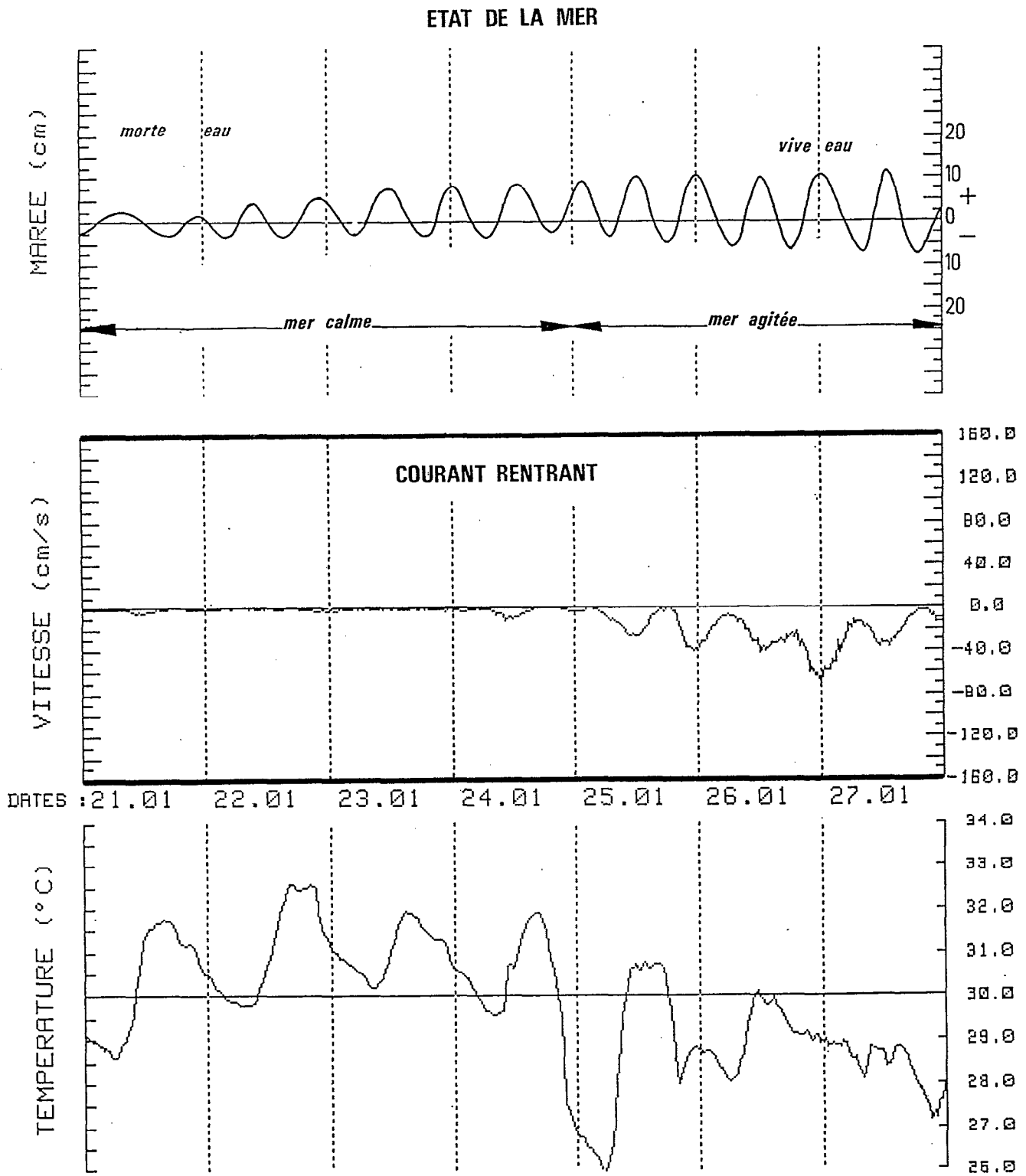


Figure 33

Courbes figurant la marée océanique, la vitesse du courant et la température de l'eau dans un hoa de la côte Nord-Ouest de Tikehau (les données de marée sont extrapolées suivant I.3.d. Les mesures de vitesse et de température proviennent du courantographe NW).



Courbes figurant la marée océanique, la vitesse du courant et la température de l'eau dans un hoa de la côte Sud-Est de Tikehau (les données de marée sont extrapolées suivant I.3.d. Les mesures de vitesse et de température proviennent du courantographe NW).

Dans les hoa, on observe un courant exclusivement rentrant, même si dans une configuration de lagon ensaché par une forte houle de Sud-Est on a pu remarquer une faible vidange par les hoa de la côte Nord-Ouest. Cette situation est exceptionnelle.

Le courant dans les hoa est discontinu et irrégulier ; dans les périodes de mer calme le courant y est quasiment nul à marée basse, et passe à marée haute d'autant plus que la marée est grande. Dans les périodes de houle le courant passe en permanence. Il est toujours modulé par la marée (Fig. 33 et 34). On remarquera comment la mesure de température reflète le courant dans les hoa ; en l'absence de courant, l'eau se trouve piégée dans le hoa et subit de très fortes variations de température au cours de la journée (couramment 6° C). En revanche, un fort courant rentrant amène toujours de l'eau océanique plus fraîche (fig. 34).

Les vitesses mesurées en chacun des 3 hoa retenus peuvent être reliées à des débits selon la méthode utilisée à Moorea (II.1.b). La vitesse maximale enregistrée est 1,2 m/s (courantographe SE, le 17 mai 1987), mais les vitesses sont en général faibles (Tableau 10). Par ailleurs la géométrie des hoa est assez simple et leur fond suffisamment régulier pour que la correspondance linéaire débit/vitesse soit acceptable.

Les sections équivalentes ont été calculées dans des conditions d'ensachage moyen. (0,20 m, le 13 mai 1987). Il n'est pas apparu nécessaire de corriger ces sections en fonction du niveau du lagon.

Les 3 hoa retenus (fig. 28) ont été choisis comme représentatifs des 3 orientations de côte ouverte. Pour chacun des hoa sélectionnés, on a pu définir sur les photographies aériennes quelle portion du platier ils drainent, et calculer ainsi les « débits de barrière » définis dans le paragraphe II.1.b.

Toutes ces valeurs, moyennées sur un mois, figurent dans le tableau 10.

L'évolution des débits QSE et QNW est comparable à l'évolution des débits de barrière calculés sur les côtes Nord et Ouest de Moorea pendant la même période ; le débit de la côte Nord-Ouest, QNW, est maximal entre janvier et avril. Il est minimal ensuite en juillet. Le débit des côtes Sud-Est et Sud-Ouest varie à l'inverse.

Le tableau des débits (Tableau 10) doit être rapproché du tableau des ensachages du lagon (Tableau 9). Il doit aussi être rapproché de ce qu'on sait de la provenance de la houle (I.3.c).

Par la passe

Les premières mesures en continu, dans la passe de Tikehau, datent de 1983. Le premier enregistrement, entre novembre 1983 et février 1984, fut réalisé à l'aide d'un courantographe AANDERAA RCM4. Il fut remplacé en janvier 87 par un courantographe SUBER SLS 11.

Toutes ces mesures effectuées dans des conditions très difficiles (courants très violents allant jusqu'à 3 m/s en surface) sont de mauvaise qualité ; les enregistrements sont interrompus par maintes ruptures du rotor et l'inclinaison du courantographe dans le courant, due à la traînée hydrodynamique, fausse la mesure des grandes vitesses. Enfin, plus l'écoulement est rapide, plus il est déformé. C'est ainsi qu'on n'enregistre pas de vitesses supérieures à 1,4 m/s alors qu'en surface on mesure parfois 3 m/s. Au-delà de 1 m/s, on devra renoncer à calculer le débit à l'aide de la vitesse.

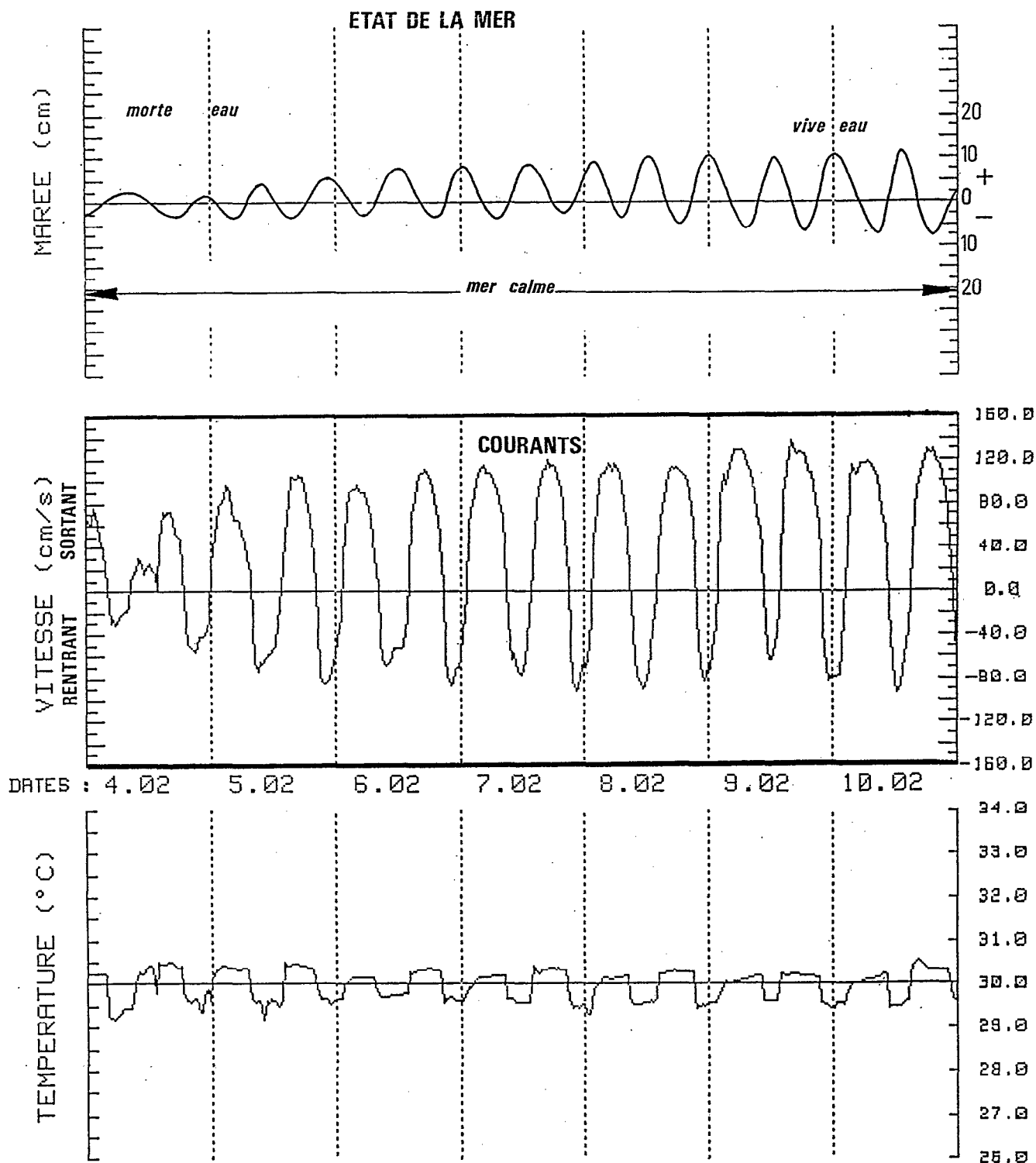


Figure 35

Courbes figurant la marée océanique, la vitesse du courant et la température de l'eau dans la passe de Tikehau (les données de marée sont extrapolées suivant I.3.d. Les mesures de vitesse et de température proviennent du « courantographe passe »).

Tableau 10
Caractéristiques hydrodynamiques moyennes du lagon de Tikehau (1987)
(première approche, voir aussi tableau 12)

Volume du lagon : 10^{10} m³

Section équivalente de la côte Sud-Est SSE = 5000 m²
Sud-Ouest SSW = 2600 m²
Nord-ouest SNW = 80 m²

Mois	Courantographe SE		Courantographe SW		Courantographe NW		Qe passe	Q	T
	VSE	QSE	VSW	QSW	VNW	QNW			
Janvier	5,5 cm/s	270 m ³ /s	2,5 cm/s	65 m ³ /s	18 cm/s	15 m ³ /s	260 m ³ /s	600 m ³ /s	230 j
Février	3	140	3	75	21	18	180	400	
Mars			4	100	17	14	150		
Avril			7,5	200	28	18	250		105 j
Mai	15	800	10,5	280	9	7	100	1200	
Juin	20	1000	6	160	13	11	70	1200	
Juillet	11	550	7,5	190	3	2	100	900	

Qe passe : débit entrant par la passe

VSE : vitesse moyenne enregistrée par le courantographe Sud-Est

QSE : débit rentrant moyen, calculé pour l'ensemble de la côte Sud-Est

Q : débit total rentrant (Q = QSE + QSW + QNW + Qe passe)

T : temps de résidence des eaux dans le lagon

N.B. D'après le principe de conservation du débit, en valeur moyenne, le débit total rentrant est égal au débit sortant par la passe.

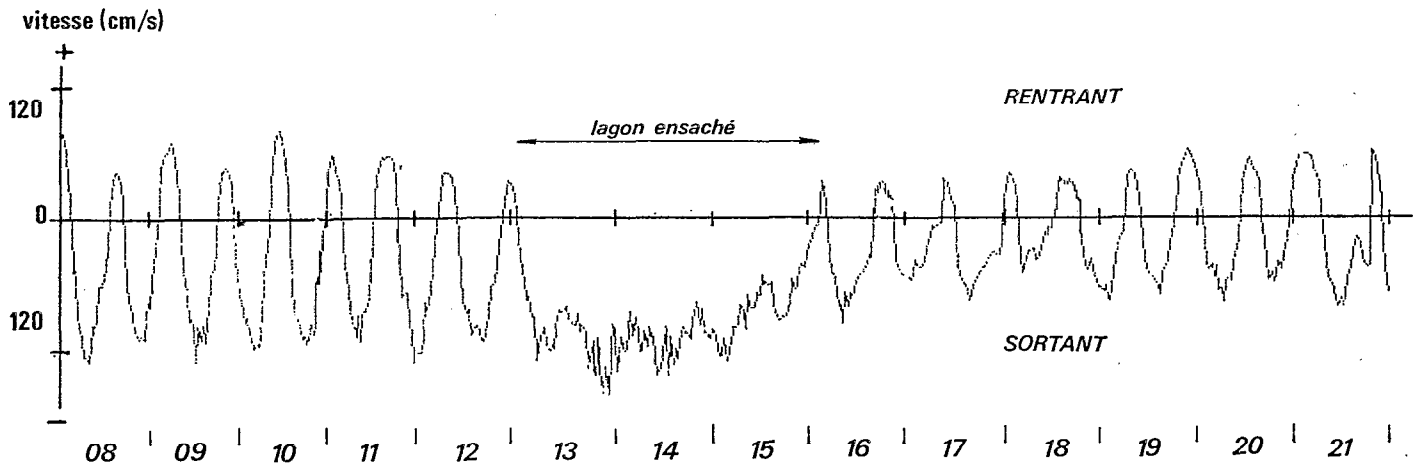


Figure 36
Courant dans la passe de Tikehau du 8 au 21 novembre 1985.
Exemple d'ensachage.

On ressort tout de même de ces enregistrements l'aspect alternatif du courant dans la passe (fig. 35). Il est en phase avec la marée océanique et modulé par celle-ci. Sa valeur moyenne sur un cycle de marée est un courant sortant qui compense le courant rentrant par les hoa.

S'il est impossible de calculer le débit de vidange du lagon à partir de nos mesures de vitesse sortante, il est cependant possible de calculer le débit rentrant car sa vitesse reste inférieure à 1 m/s. La section équivalente est estimée à 1000 m², c'est-à-dire la section réelle de la passe. Cette valeur peut être vérifiée sur un cycle de marée ; les 11 et 12 novembre 83 (Fig. 37) on vérifie que l'intégrale du débit rentrant nous donne effectivement un marnage intérieur de 3,5 cm.

Au niveau de la passe, la question se pose de savoir si l'eau advectée lors du flot participe véritablement au renouvellement du lagon, ou bien si cette eau est aussitôt expulsée vers l'océan lors du jusant consécutif.

En fait, lors du flot, on observe dans la passe un phénomène de jet ; l'eau apportée par la marée pénètre « loin » dans le lagon. Lors du jusant c'est l'eau qui est à proximité de la passe qui va se trouver chassée vers le large. Il est important de pouvoir définir quelle part de cette eau advectée va effectivement rester dans le lagon pendant une durée significative ; on introduit donc le « taux de remplacement », X, que l'on définit comme le rapport du volume d'eau d'origine lagonaire effectivement remplacée à la fin du cycle de marée, par le volume total advecté lors du flot. Ce rapport prend également en compte la reprise par le flot de l'eau lagonaire éjectée lors du jusant précédent.

Afin d'estimer le taux de remplacement, X, on utilise la température et la salinité comme traceurs pour les eaux océanique et lagonaire. Au mois de novembre 83, on a pu mesurer des températures et des salinités bien différenciées, dans une configuration de courant alternativement rentrant et sortant dans la passe (Fig. 37) ; les fortes salinités et hautes températures caractérisent l'eau lagonaire, alors que les faibles salinités et basses températures caractérisent l'eau océanique. Les vitesses restant inférieures à 0,8 m/s, on pourra considérer l'écoulement comme quasi barotrope et ainsi admettre une correspondance linéaire entre le débit et la vitesse mesurée.

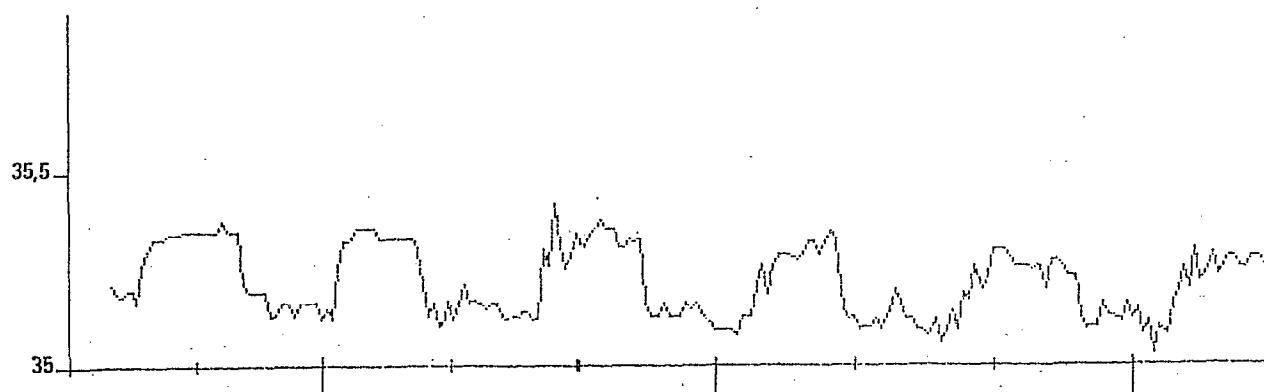
Dans chaque créneau de la courbe de température, on définit la température océanique, T_o, comme la plus basse valeur atteinte, et la température lagonaire, T_l, comme la plus haute valeur atteinte. Dans une eau à la température T on pourra alors calculer les proportions d'eau lagonaire et d'eau océanique :

Notons C_l la « concentration » d'eau lagonaire dans le mélange à la température T : C_l = (T_o - T) / (T_o - T_l). De même C_o, la concentration d'eau océanique, se calcule par C_o = (T - T_l) / (T_o - T_l).

Pour chaque cycle de marée, flot et jusant, on peut alors calculer le taux de remplacement :

$$X = \left[\int_{\text{jusant}} C_l(t) dt / \int_{\text{jusant}} v(t) dt \right] \times \left[\int_{\text{flot}} C_o(t) v(t) dt / \int_{\text{flot}} v(t) dt \right]$$

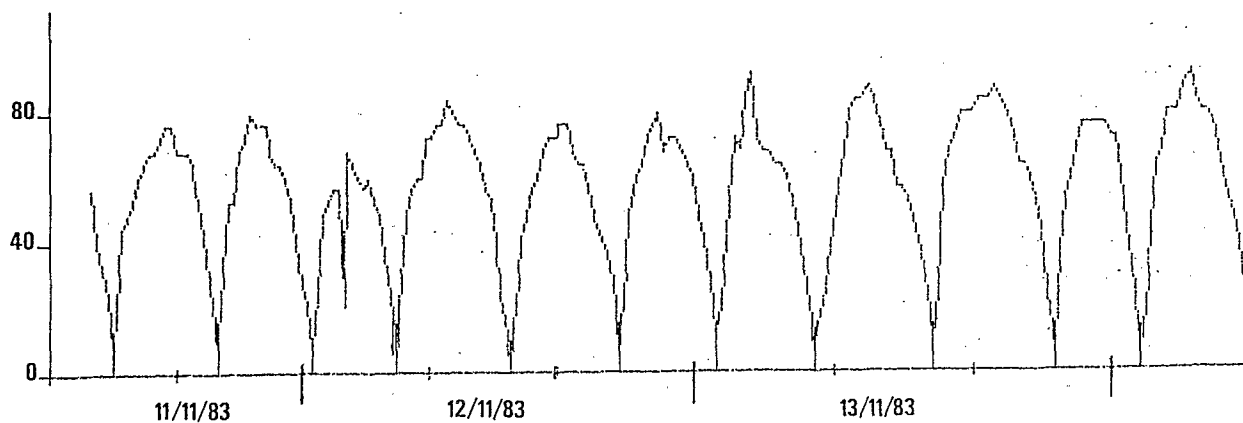
SALINITE (%)



TEMPERATURE (°C)



VITESSE (cm/s)

**Figure 37**

Salinité, température et module de la vitesse dans la passe de Tikehau
(novembre 1983)

On peut faire le même calcul avec des « concentrations » calculées à l'aide de la salinité. Les résultats, très groupés, font état d'un taux de remplacement proche de 1 ($X = 0,92$).

Cette approche du taux de remplacement est légèrement faussée par les variations diurnes de température ainsi que par les précipitations qui affectent sensiblement la salinité. La valeur obtenue ici est certainement inférieure à la valeur réelle du taux de remplacement.

Par ailleurs, cette période de grand calme, lors de laquelle les seuls échanges se font par la passe, correspond certainement au minimum du taux de remplacement. Ce dernier est maximum ($X = 1$) lorsque le lagon, ensaché, se vide en continu par la passe.

Dans la suite de l'étude des échanges, on admettra $X = 1$. L'erreur ainsi introduite reste minime face aux approximations nécessaires au calcul des débits.

L'existence d'un jet rentrant, dans l'axe de la passe, côté lagon, a été mise en évidence à l'aide de drogues acoustiques lâchées dans la passe à la renverse de courant (Cf. II.2.d). Des profils de température et de salinité ont également été réalisés par F. Rougerie en Novembre 1985 de part et d'autre de la passe, par courant rentrant et par courant sortant, mais les eaux lagunaires et océaniques ne sont pas toujours suffisamment différenciées pour que l'on puisse « visualiser » un panache.

Le débit entrant par la passe doit être ajouté au débit des hoa puisqu'il participe en totalité au renouvellement du lagon. Nos enregistrements étant trop incomplets pour calculer ce débit rentrant, on procède comme suit :

- lors des périodes où le lagon est ensaché, le courant reste sortant dans la passe. Le débit entrant est nul (Fig. 36).
- lors des périodes où le lagon est bas, le courant dans la passe est alternativement rentrant et sortant. Le débit entrant moyen calculé sur un demi cycle lunaire (Fig. 35) est $360 \text{ m}^3/\text{s}$. On arrive à un résultat plus grand et certainement plus fiable, $400 \text{ m}^3/\text{s}$, en calculant ce débit à l'aide des marnages intérieurs sommés sur 15 jours (Fig. 31). On retiendra cette valeur comme représentative du seul renouvellement par la marée. Dans le tableau 10, le débit mensuel moyen rentrant par la passe a été calculé avec cette valeur de $400 \text{ m}^3/\text{s}$ au prorata du nombre de jours où le lagon était bas.

Le tableau 10 fait apparaître deux régimes très différents dans le renouvellement des eaux :

- un régime d'été austral de renouvellement lent ($Q = 500 \text{ m}^3/\text{s}$. $T = 230$ jours) ;
- un régime d'hiver austral, de renouvellement rapide ($Q = 1\ 100 \text{ m}^3/\text{s}$. $T = 100$ jours).

Les mesures de courant ne couvrant pas une année complète, on se gardera d'en déduire des valeurs annuelles de renouvellement. Cette première approche du renouvellement du lagon de Tikehau sera complétée en III.2.b par une approche plus théorique s'appuyant sur la mesure des niveaux du lagon. Les résultats viendront corroborer ceux obtenus ici.

Les temps de résidence obtenus ici doivent être opposés au temps de résidence moyen ($T = 6 \text{ h } 30$) calculé pour le lagon de Tiahura.

Le temps de résidence est une valeur moyenne ; il ne prend toute sa signification que si le lagon est bien mélangé. Il est donc nécessaire de s'intéresser à la circulation ainsi qu'à la diffusion dans le lagon.

2.d - La circulation

Les mouvements fluides intérieurs au lagon sont trop lents pour être mesurés avec des courantomètres classiques. Les seules observations qu'on a pu effectuer sont un suivi de drogues dérivantes (Cf. Annexe E) et une tentative de mesure des faibles courants selon le dispositif présenté en Annexe B. Il faudrait répéter de façon systématique ces opérations ponctuelles, dans des configurations différentes de vent et d'ensachage, et en des points distincts.

Un jour de vent

Les drogues subsurfaces (- 4 m), lâchées dans le tiers sud du lagon le 14 février 1987 alors que le niveau était bas, ont dérivé dans le sens du vent jusqu'à venir s'échouer contre des pâtés de corail affleurants (Fig. 38). Sachant qu'elles se sont échouées, on ne peut que donner un minorum de leur vitesse moyenne, 5 cm/s, alors que le vent soufflait du Sud-Est à 4 m/s. On retrouve cependant le résultat obtenu à Moruroa où le courant de surface est grossièrement le 100^e de la vitesse du vent à 10 m. Un jour sans vent, lagon ensaché

Les mêmes drogues lâchées au même point du lagon le 14 mai 1987, dans une configuration de lagon ensaché (+ 30 cm), avec un vent très faible (1 m/s, du Nord-Est, depuis plus de 24 heures) ont dérivé dans le sens du vent à la vitesse de 1 cm/s.

A 8 m sous la surface, au-dessus d'un fond de 14 m, le dispositif décrit en Annexe B décelait un courant de l'ordre de 0,8 cm/s orienté vers la passe.

Il semble donc que le courant de surface se fasse dans le lit du vent alors que la masse d'eau se dirige des hoa vers la passe.

Notre résultat est comparable à ce que donne le calcul ; le débit moyen rentrant par les hoa du Sud-Est le 14 mai 1987 est estimé à 1 400 m³/s. Ce flux s'écoulant à travers une section verticale de 20 km de long et 14 m de profondeur donne une vitesse horizontale de 0,5 cm/s.

Ce calcul peut être répété en différents points du lagon, par différentes profondeurs. On ne saurait cependant l'appliquer à un point du Nord du lagon ; une condition reste de se situer entre les hoa de la côte Sud-Est et la passe. Dans cette zone, sur un fond moyen de 25 m, la vitesse estimée est de l'ordre de 0,3 cm/s, dirigée vers la passe.

A proximité de la passe

Le 17 février 1987, alors que le lagon n'est pas ensaché et que le vent est faible (vent tournant à dominante Nord-Ouest de 2 m/s), nos drogues acoustiques (Cf. Annexe E) ont été lâchées dans la passe à la renverse de jusant et suivies durant 3,5 heures, de 14 h 20 à 17 h 50. La marée était une marée moyenne de marnage 10 cm. Le marnage intérieur a été mesuré à 1,5 cm.

Le trajet des drogues est présenté en Fig. 38. Il met en évidence le phénomène de jet évoqué dans le calcul du coefficient de remplacement (Cf. II.2.c).

L'incursion totale, supérieure à 2 600 m est à comparer à la dimension du volume d'eau qui sera éjecté lors du jusant ; un rapide calcul détermine un demi disque, intérieur au lagon, de rayon = 700 m (Fig. 38).

Pour l'étude de la circulation, l'observation est très limitée. Cette remarque vaut d'autant plus pour l'étude de la diffusion. L'approche théorique peut répondre en partie à ces questions (Cf. III.2.d).

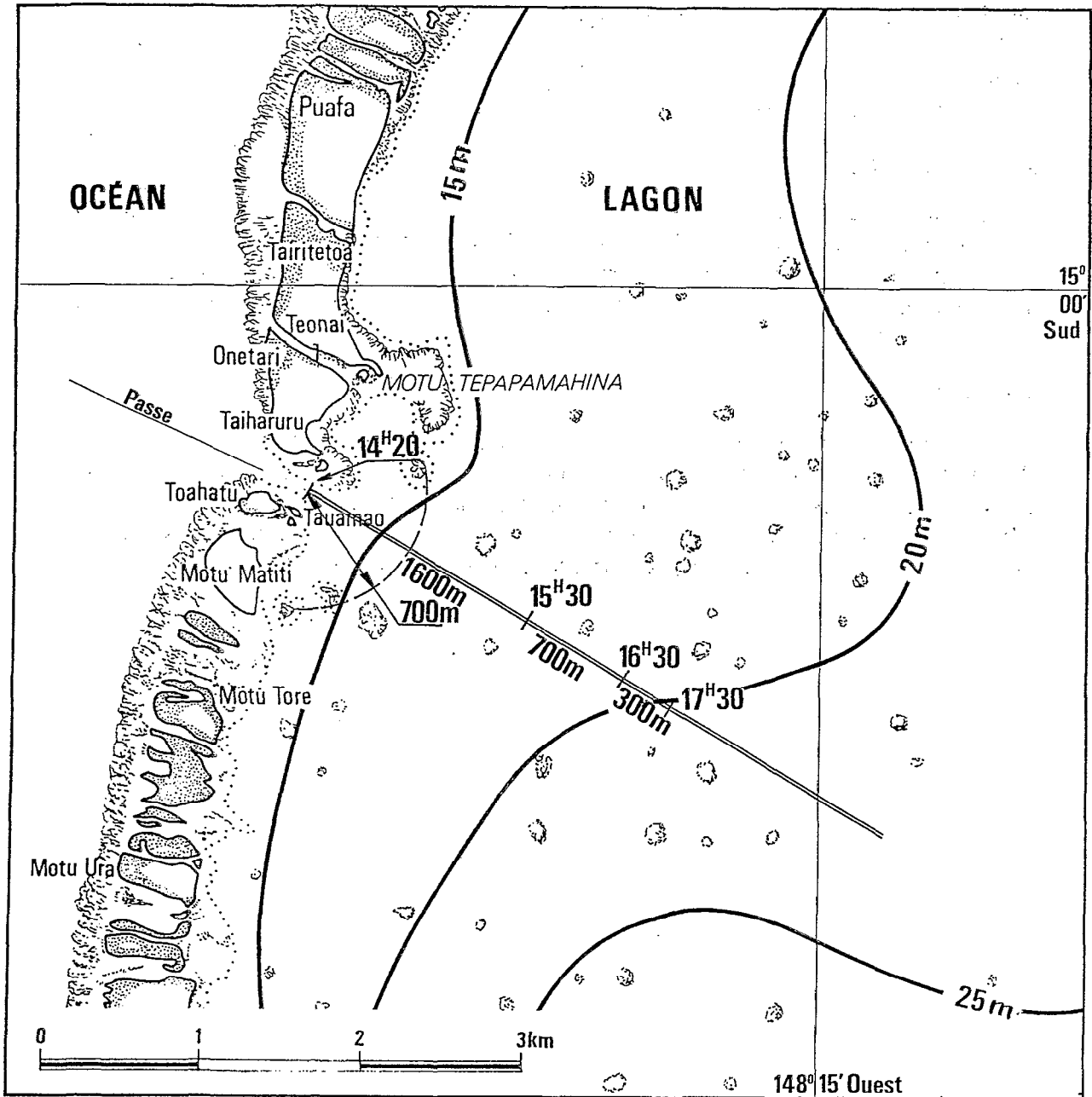
2.e - La diffusion

Etant donné la faiblesse des vitesses de circulation dans le lagon, la diffusion joue un rôle important dans le transport des substances dissoutes et de la température.

Elle n'a pas fait l'objet de mesures directes mais elle apparaît dans les profils verticaux de température et de salinité. Une présentation théorique du phénomène est proposée en III.2.e.

2.f - Hydrologie

De nombreux paramètres sont suivis et analysés par L. Charpy (Publication en cours. Parmi toutes les substances dissoutes, beaucoup ne sont pas conservatives, elles sont consommées par les organismes vivants tels le plancton, les algues et les coraux. Pour l'étude des échanges hydrodynamiques, de la circulation et de la diffusion, la salinité et la température sont des traceurs pratiques, tout au cours de l'année (Fig. 40).



- Limite de l'eau qui sera éjectée lors du jusant.
- Isobathe
- Trajet des drogues

Figure 38

Incursion de marée visualisée par un suivi de drogues acoustiques.
(Tikehau le 17 février 1987)

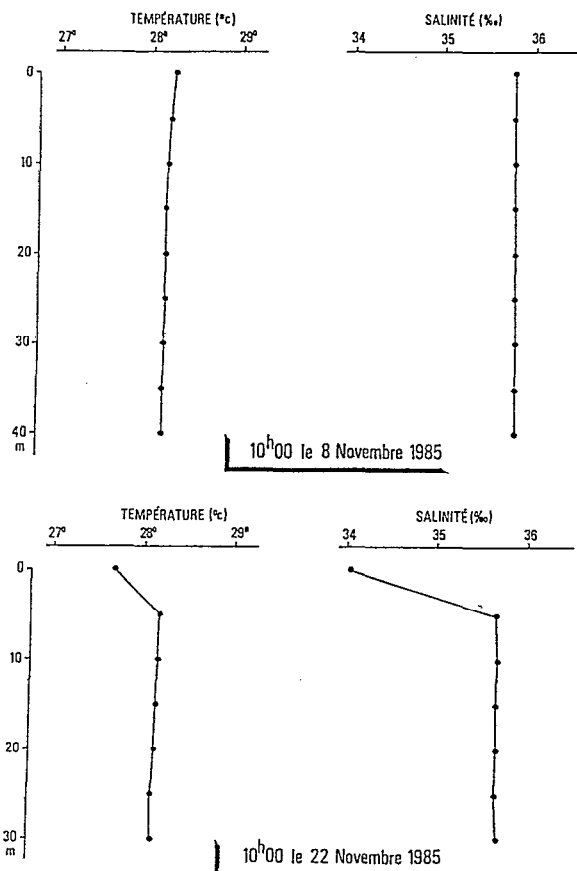


Figure 39

Profils de température et de salinité dans le lagon de Tikehau

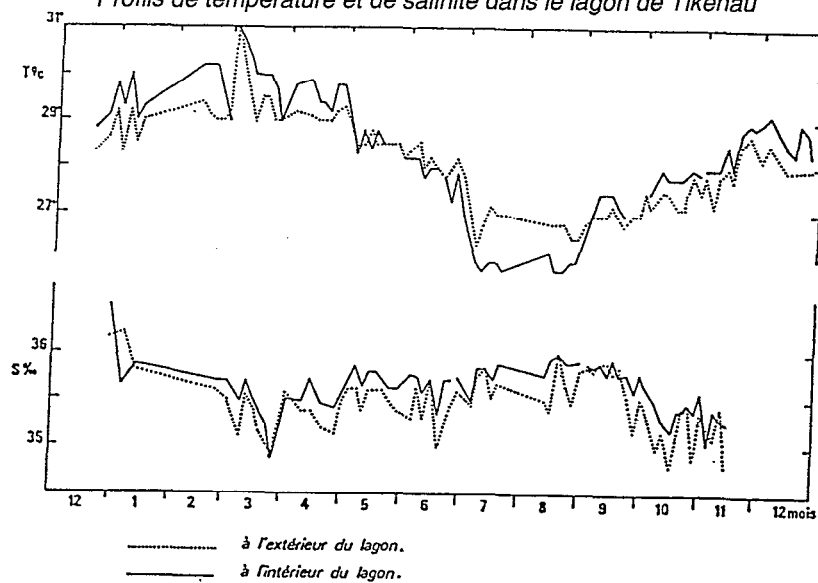


Figure 40

Evolution de la température (T) et de la salinité (S) à l'intérieur du lagon et à l'extérieur du lagon en 1984 et 1985 (Charpy, 1985)

TROISIÈME PARTIE

LE MODÈLE

Le propos de cette troisième partie est de prolonger dans le temps et dans l'espace les résultats obtenus par la seule observation. La connaissance des mécanismes de base des différents processus, les lois de la mécanique des fluides en particulier, et leur adaptation à notre milieu nous permettent de simuler le réel au-delà de l'observation. C'est ce que nous appellerons « le modèle ».

L'approche expérimentale du II ne donne des résultats que pour les lagons de Tiahura et de Tikehau. Nous essayerons ici de généraliser une partie de ces résultats à des lagons quelconques, d'île haute ou d'atoll. Par une approche théorique, nous tenterons également de quantifier certains phénomènes qu'il est difficile de mesurer.

1. Lagon d'île haute

L'île haute quelconque considérée se situe dans le même environnement océanique et atmosphérique que l'île type étudiée en II.1, Moorea.

1.a - Définition et caractéristiques géométriques

Le lagon reste compris dans le sens défini au II.1.a ; c'est l'entité hydrodynamique limitée par la terre, le front récifal, une passe et une ligne de partage des eaux éventuellement. Ce découpage est aisé à effectuer à l'aide de photographies aériennes.

Une fois défini, on le caractérise par son volume, sa bathymétrie et la longueur et l'orientation des différents segments de barrière qui le délimitent.

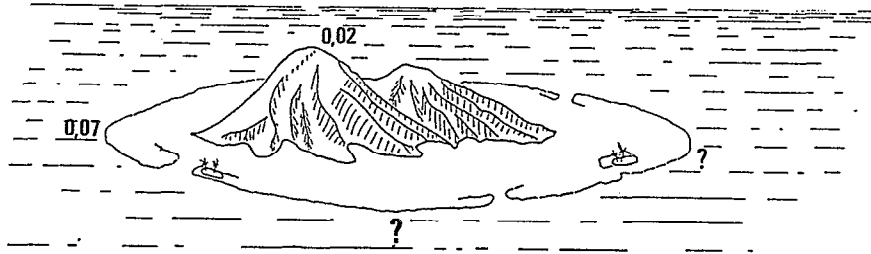
Sauf situation particulière on négligera les rivières qui se jettent dans le lagon.

1.b - Les échanges

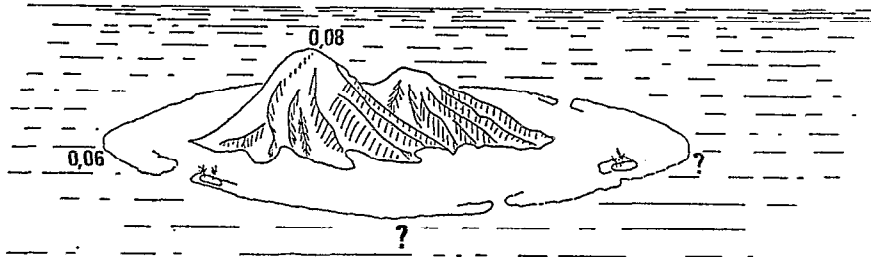
Le problème des échanges entre le lagon et l'océan sera traité en terme de temps de résidence ou débit de renouvellement. Ces notions sont définies au II.1.b. Pour les lagons d'île haute, le schéma général des échanges reste le suivant ; la houle déferlant par dessus le front récifal alimente le lagon en eau océanique de surface qui est ensuite évacuée par la passe. Ce phénomène est modulée par la marée et toutes les fluctuations qui affectent le niveau océanique, mais il est essentiellement fonction de la hauteur et de la direction de la houle.

La houle étant un paramètre difficile à mesurer, autant en amplitude qu'en direction, il serait difficile et inadéquat de relier le renouvellement à la hauteur de la houle venant frapper chaque portion de récif. Une solution plus simple et plus pratique est la généralisation des débits linéiques de barrière définis en II.1.b.

(a) HIVER AUSTRAL (Juillet)



(b) SAISON INTERMÉDIAIRE (Mai ou Octobre)



(c) ETE AUSTRAL (Janvier)

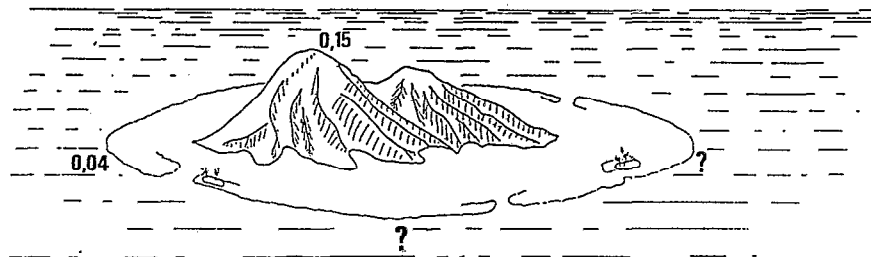


Figure 41

Débits linéiques (m^2/s) des barrières Nord et Ouest (moyennes mensuelles) d'une île haute.

On distingue 3 situations caractéristiques correspondant à l'hiver austral (houle du Sud) l'été austral (houle du Nord) et les saisons intermédiaires. Pour chacune de ces 3 situations, on retient le débit linéique de barrière obtenu à Tiahura (Cf. Tableau 7). Il est évident qu'une telle extrapolation n'a valeur que d'ordre de grandeur (Fig. 41). Elle repose en particulier sur l'hypothèse suivante ; que la période d'observation (mars à juillet 1987) soit représentative d'une année moyenne.

Il nous est impossible de proposer une valeur du débit linéique de barrière pour une côte exposée à l'Est ou au Sud. A partir du débit de renouvellement, Q , on peut calculer le temps de résidence, T , défini par $T = V/Q$. (où V est le volume du lagon).

1.c - La circulation

On doit distinguer la circulation sur le récif barrière, dans le chenal et sur le récif frangeant. Dans chacun de ces 3 milieux (Fig. 19 et 20) les mouvements de l'eau sont le fait de mécanismes différents.

Sur le récif barrière l'écoulement est le prolongement du déferlement des vagues sur le front récifal. Cette eau océanique arrive dans le lagon par à-coups avec une forte énergie cinétique, puis c'est sous l'effet de la dénivellation de part et d'autre du récif barrière qu'elle s'écoule ensuite vers le chenal (Fig. 25). Cet écoulement est perpendiculaire au front récifal.

Dans une situation telle que celle observée à Tiahura en juin 1987 (Fig. 26), l'écoulement sur la barrière peut se trouver parallèle au front récifal. Il a la même direction que l'écoulement du chenal.

Le chenal draine des eaux provenant du récif barrière, jusqu'à l'océan, par la passe. C'est un écoulement semblable à celui des cours d'eau (torrentiel ou fluvial).

Connaissant les débits linéiques des différents segments de côte, on peut dresser une carte des courants par application de la loi de conservation du débit sur la largeur totale du lagon, ou sur la section des tubes de courants (cf. II.1.c). Pour mener à bien ce calcul, il est nécessaire de connaître la bathymétrie du lagon. Les vitesses ainsi obtenues sont des valeurs moyennes sur les sections. Elles peuvent être sensiblement différentes des vitesses ponctuelles.

Sur le récif frangeant, trop peu profond, l'écoulement est autant le fait de la tension de vent que le résultat d'une dénivellation. Afin de fixer les ordres de grandeur, on peut quantifier ces deux phénomènes que l'on illustrera par l'étude de l'écoulement sur le frangeant de Tiahura.

Écoulement sous l'effet de la dénivellation

Pour un écoulement d'eau en régime turbulent rugueux, la formule de Chezy calcule la vitesse selon $V = C \sqrt{R_H i}$, R_H étant le rayon hydraulique (rapport de la section mouillée au périmètre mouillé) et i la pente de la surface (Lencastre A.). "C", appelé coefficient de Chezy, est un coefficient expérimental. Sa valeur couramment admise pour un lit de cailloux est $C_1 = 20 \text{ m}^{1/2} \text{ s}^{-1}$. C'est la valeur qu'on retiendra pour le corail du récif frangeant. A titre indicatif, on peut citer la valeur du coefficient de Chezy mesuré sur le platier de Tikehau, dans la partie haute d'un hoa : sur de la dalle (grès de

plage) parsemée de corail détrique on a mesuré $C = 17 \text{ m}^{1/2} \text{ s}^{-1}$. Dans le chenal, sur un fond sableux, le coefficient de Chezy est $C_2 = 60 \text{ m}^{1/2} \text{ s}^{-1}$.

Le rayon hydraulique du chenal de Tiahura, calculé sur une section rectangulaire de largeur 60 m et profondeur 7 m, est $R_{H1} = 6 \text{ m}$. Sur le récif frangeant, le rayon hydraulique est égal à la profondeur, estimée à 0,2 m (moyenne sur un cycle de marée). Cette valeur de la profondeur est inférieure à la valeur proposée en II.1.a, qui tenait compte du volume d'eau total présent sur le récif frangeant et entre les pâtés de corail. Dans l'étude de l'écoulement, on ne tient compte que de l'eau « libre ».

Sous une même dénivellation $i = 3.10^{-5}$, les vitesses respectives dans le chenal et sur le récif frangeant, calculées à l'aide de la relation de Chezy, sont :

$$V_{\text{chenal}} = 0,80 \text{ m/s (valeur moyenne observée en avril et mai 1987. Cf. II.1.b.)}$$

$$V_{\text{frangeant}} = 0,05 \text{ m/s}$$

La loi dite de Manning Strickler calcule la vitesse de manière légèrement différente :

$$V = K_S R_H^{2/3} i^{1/2}.$$

K_S est appelé coefficient de Strickler. Dans notre cas, cette loi n'apporte rien à la relation de Chezy, le problème restant l'ajustement du coefficient.

Écoulement dû à la tension de vent

En eau profonde sur un substrat rugueux tel le récif frangeant, la diffusion turbulente est suffisante pour homogénéiser la température et la salinité et pour transmettre la quantité de mouvement à l'ensemble de la masse d'eau. Ainsi quand le vent souffle à la surface de cette eau, il l'entraîne dans un mouvement quasi barotrope, c'est-à-dire qu'elle se déplace « en bloc ». Sa vitesse de déplacement peut alors être calculée en écrivant l'équilibre de la tension de vent et du frottement sur le fond donné par la loi de Chezy :

$$\text{Tension de vent } T_v = \rho_{\text{air}} C_D w^2 \text{ où :}$$

ρ_{air} : masse volumique de l'air $\rho_{\text{air}} = 1,29 \text{ kg/m}^3$

w : vitesse du vent à 10 m au-dessus de l'eau

C_D : coefficient de traînée. Ce terme est fonction de l'état de la surface libre, donc de la vitesse du vent, de la durée pendant laquelle il a soufflé, de la hauteur et de la cambrure de la houle... La bibliographie à ce sujet est assez riche pour la pleine mer et les estuaires (Wilson 1960, Runday 1973, Hasse 1968, Smith, Keulegan, Van Dorn ou Clayton). Dans une brève revue bibliographique Salomon (1979) retient les valeurs suivantes :

$$C_D = 1,5.10^{-3} \text{ pour des vents faibles (} w < 15 \text{ m/s)}$$

$$C_D = 2,4.10^{-3} \text{ pour des vents forts (} w > 25 \text{ m/s)}$$

La valeur retenue par les physiciens travaillant à Moruroa est $C_D = 2,6.10^{-3}$ (Hunt, 1954).

En l'absence de toute bibliographie spécialisée et sans que l'on ait pu réaliser de mesure directe sur le terrain, on utilisera cette dernière valeur.

Frottement sur le fond, par unité de masse, d'après Chezy :

$$F_f = \frac{g}{C^2 R_H} V^2$$

avec les mêmes notations que précédemment. Par unité de surface on obtient la tension de fond :

$$T_f = \frac{g}{C^2 R_H} \rho h V^2$$

où ρ : masse volumique de l'eau ($\rho = 10^3 \text{ kg/m}^3$)
 h : épaisseur de la couche d'eau libre

Sur le récif frangeant $R_H = h$. Alors $T_f = \frac{g \rho}{C^2} V^2$

En régime uniforme $T_v = T_f$, d'où

$$V = C \sqrt{\frac{\rho_{\text{air}} C_D}{\rho g} w}$$

A Tiahura $V = 0,012 w$. Ainsi pour $w = 3 \text{ m/s}$ (valeur moyenne du vent, cf. Tableau 11) $V = 0,036 \text{ m/s}$.

Cette vitesse est tout à fait comparable à la vitesse calculée précédemment sous l'effet de la dénivellation.

Ces deux résultats demanderaient à être confirmés par des mesures de niveau en amont et en aval du récif frangeant, par des mesures de vent, ainsi que par des mesures fines de faibles courants.

Le vent et la dénivellation agissent rarement séparément ; il faut donc composer les deux effets. D'après le Tableau 11, et dans la mesure où les observations de Faaa sont valables pour Tiahura, le vent le plus fréquent est un vent de 3 m/s soufflant de 40°, c'est-à-dire contre le courant de vidange du lagon. Les deux effets se compensent donc et il est difficile de déterminer le sens et la vitesse de l'écoulement moyen.

Mais on remarquera que ces phénomènes présentent des fluctuations :

- l'écoulement mû par la dénivellation lagon/océan de part et d'autre du récif est modulé par la marée (Fig. 22 et 23). Celle-ci est semi diurne (cf. I.3.d) et en vive eau la marée est haute à midi et à minuit. Lorsque la marée est basse, le corail du récif frangeant affleure ; l'eau se trouve piégée entre les pâtés de corail ;

- le vent présente des variations diurnes importantes (cf. Tableau 11). Il est maximum vers midi et minimum vers minuit.

Tableau 11

Statistiques de vent à Tahiti-Faa (Service de la météorologie nationale)

Vent au sol (direction en degrés, vitesse en m/s)

Tahiti-Faa – Période 1958-1985

	2 H	5 H	8 H	11 H	14 H	17 H	20 H	23 H	JR	D.R	V.R	E.M.	E.Z	C.R	STB
Janv.	2,4	2,5	2,8	4,5	4,5	4,0	2,8	2,5	3,3	37	1,8	2,9	2,3	0,4	56,5
Fév.	2,3	2,4	2,6	4,4	4,6	4,0	2,7	2,5	3,2	42	1,7	3,0	2,2	0,4	53,9
Mars	1,9	1,9	2,0	3,9	4,1	3,5	2,1	2,0	2,7	52	1,2	2,5	2,2	0,4	43,2
Avril	1,8	1,8	1,9	3,7	3,9	3,3	1,8	1,7	2,5	55	1,0	2,4	1,9	0,4	39,2
Mai	1,9	1,9	2,0	3,7	4,0	3,3	1,9	1,8	2,6	58	0,8	2,6	1,9	0,5	32,9
Juin	2,1	2,1	2,0	3,6	4,1	3,3	2,2	2,0	2,7	89	0,5	2,9	1,9	0,4	18,1
Juil.	2,3	2,3	2,2	3,9	4,3	3,7	2,4	2,3	2,9	86	0,7	3,0	2,2	0,5	23,6
Août	2,3	2,2	2,2	4,2	4,6	4,0	2,6	2,3	3,1	82	0,8	3,1	2,4	0,6	25,2
Sept.	1,9	1,9	2,3	4,2	4,5	3,9	2,3	1,9	2,9	67	0,8	2,9	2,2	0,6	28,8
Oct.	2,0	2,0	2,6	4,3	4,5	3,9	2,5	2,1	3,0	51	1,1	3,0	2,2	0,6	35,9
Nov.	2,1	2,1	2,8	4,4	4,6	3,9	2,6	2,2	3,1	47	1,4	2,9	2,3	0,5	44,7
Déc.	2,3	2,4	2,9	4,5	4,5	4,1	2,7	2,5	3,3	40	1,7	3,0	2,2	0,4	51,1
Ann.	2,1	2,1	2,4	4,1	4,4	3,8	2,4	2,2	2,9	53	1,1	2,9	2,2	0,5	36,9

Fréquences (1/1000) des directions

	020	040	060	080	100	120	140	160	180	200	220	240	260	280	300	320	340	360	V = 0
Janv.	118	169	131	076	046	019	014	024	035	039	037	029	015	014	011	021	022	053	120
Fév.	108	142	120	090	053	034	019	030	040	039	036	025	014	010	012	015	016	053	135
Mars	068	107	116	093	064	043	023	029	044	043	035	026	017	015	011	018	024	043	171
Avril	078	102	109	086	072	033	024	032	051	049	039	029	014	010	014	012	021	042	174
Mai	071	114	101	086	064	035	023	036	062	058	048	029	016	013	014	015	018	035	155
Juin	062	079	086	071	062	037	032	046	075	075	050	027	018	014	015	015	024	038	164
Juil.	056	094	104	083	070	037	031	044	076	082	053	032	015	015	014	015	016	027	128
Août	050	112	116	088	058	026	030	045	078	079	053	034	023	015	016	016	015	021	117
Sept.	066	127	101	079	054	023	026	034	065	078	049	032	021	017	015	014	014	027	149
Oct.	093	133	109	077	051	024	017	036	060	058	053	030	021	019	022	016	015	031	126
Nov.	104	140	117	079	050	026	021	028	056	050	045	027	020	018	015	020	022	039	114
Déc.	119	159	120	078	047	025	014	030	050	044	035	023	015	015	015	021	026	049	107
Ann.	082	123	111	082	058	030	023	035	058	058	044	029	017	015	015	016	019	038	138

Fréquences (1/1000) cumulées des vitesses par direction

	020	040	060	080	100	120	140	160	180	200	220	240	260	280	300	320	340	360	TOT
16	000	000	-	-	-	-	-	-	000	-	000	000	-	-	-	-	-	-	000
15	000	000	000	-	-	-	-	000	000	-	000	000	-	-	-	-	-	000	000
14	000	000	000	-	-	-	-	000	000	000	000	000	-	-	-	000	000	000	001
13	000	000	000	000	-	-	-	000	000	000	000	000	-	-	-	000	000	000	001
12	001	001	000	000	-	000	-	000	000	000	000	000	-	-	-	000	000	000	003
11	002	002	001	000	-	000	-	000	000	000	000	000	-	-	-	000	000	001	006
10	004	004	002	000	000	000	-	000	001	001	001	000	000	000	000	000	000	001	014
09	007	009	004	001	000	000	000	000	002	002	001	000	000	000	000	000	001	003	029
08	013	018	008	001	000	000	000	001	003	003	002	000	000	000	000	001	001	005	057
07	021	029	015	003	000	000	000	001	006	006	003	001	000	000	001	001	002	008	096
06	031	043	024	005	001	000	000	002	009	010	005	001	000	000	001	002	003	011	149
05	042	058	034	008	002	000	001	004	014	015	008	003	001	001	002	003	005	018	216
04	054	074	047	015	003	001	001	007	020	023	014	006	003	003	004	005	008	021	309
03	067	094	065	027	009	003	004	012	031	037	027	014	008	007	007	009	012	028	461
02	078	115	095	060	037	018	014	025	048	052	040	024	015	012	012	014	018	036	714
01	083	124	111	083	058	031	023	035	058	059	045	029	018	015	015	017	020	038	861

Ainsi il faut distinguer les différentes configurations qui se succèdent en 24 heures :

- à minuit, le vent est minimum et la marée est haute ; l'écoulement sur le récif frangeant est dans le sens de la vidange du lagon ;
- à midi, même si la marée est haute, le vent souffle à l'encontre du courant de vidange et s'oppose ainsi au renouvellement ;
- aux heures intermédiaires, à marée basse, le corail découvre souvent et le récif n'est alors plus balayé.

En plus des périodes de gros temps quand la houle et le vent sont suffisamment forts pour induire courant et agitation sur le récif frangeant, la nuit est un moment favorable au renouvellement, particulièrement les nuits de pleine lune et de nouvelle lune (vive eau). On peut alors calculer un renouvellement sous l'effet de la dénivellation :

- V : vitesse de l'écoulement sur le récif frangeant
H : profondeur moyenne du récif frangeant
L : longueur du récif
T : temps de résidence de l'eau du récif frangeant

$$T = \frac{H L}{h V}$$

La situation moyenne sur le récif frangeant de Tiahura ($V = 0,05$ m/s $H = 0,5$ m, $h = 0,2$ m et $L = 1000$ m) donne $T = 14$ h.

La marée étant semi diurne, le renouvellement des eaux du frangeant de Tiahura ne sera pas effectif sur un seul cycle de marée, le temps de résidence sera donc de l'ordre de 1 jour.

2. Lagon d'atoll

L'atoll quelconque considéré se situe dans le même environnement océanique et atmosphérique que l'atoll type étudié en II.2, Tikehau. L'ensemble de sa morphologie doit pouvoir se rapporter à celle de Tikehau.

2.a - Définition et caractéristiques géométriques

Le lagon est défini par ses dimensions horizontales et verticales : grand axe et petit axe pour les lagons de forme rectangulaire ou elliptique, bathymétrie (profondeur moyenne et isobathes).

On distinguera « passe » et « hoa » suivant les définitions de Battistini *et al.*, (in *Elements de terminologie récifale*, cf. II.2.d). Les différents paramètres caractéristiques de la géométrie du lagon sont repérés comme suit :

- Longueur du grand axe L
- Longueur du petit axe l
- Profondeur moyenne P
- Surface du lagon S
- Volume moyen $V = S \times P$

2.b - Le fonctionnement de la passe

Hors situation exceptionnelle, la totalité des exportations d'eau lagonaire se fait par la passe. Le débit de la passe reflète donc à lui seul le renouvellement global du lagon.

On a vu que la mesure directe des vitesses était impuissante à rendre compte des débits (cf. II.2.c). Les hydrologues, pour déterminer les débits des cours d'eau, ont recours à des stations de jaugeage ; les mesures de débits à partir des vitesses ne peuvent être que ponctuelles. Les seules mesures continues qu'ils puissent effectuer sont des mesures de niveau qu'ils relient aux débits par une courbe dite « courbe de tarage » ou par une relation simple du type « Chezy » (cf. III.1.c).

La mesure de niveau dans le lagon est certainement la mesure la plus aisée à réaliser (cf. Annexe D). La mesure du niveau océanique est plus difficile à obtenir, mais elle est moins importante dans la mesure où la marée peut être calculée (Annuaire du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). On estime le niveau océanique moyen comme le niveau du lagon les jours de mer calme, en l'absence d'ensachage.

Ne disposant pas du matériel adéquat pour effectuer des mesures de débit dans la passe, nous avons renoncé à la courbe de tarage pour retenir l'idée de la loi de Chezy.

La validité de cette loi pour décrire le fonctionnement de la passe doit être prouvée, et son coefficient doit être ajusté. Pour ce faire on a eu recours à un modèle numérique

de calcul des niveaux du lagon en fonction des débits dans les hoa et de la marée océanique. Par la comparaison des niveaux calculés et des niveaux mesurés, on peut préciser les valeurs de C (coefficient de Chezy), de S_{SE} (section équivalente des hoa du Sud-Est) et de S_{SW} (section équivalente des hoa du Sud-Ouest).

Notons :

- e la longueur de la passe sur laquelle se produit la perte de charge. A Tikehau, par courant sortant, elle est facilement repérable sur le terrain, entre le seuil et le tombant.
- s la section de la passe
- z le niveau océanique (exclusivement constitué de la marée)
- ζ le niveau du lagon repéré par rapport au même référentiel
- C le coefficient de CHEZY de la passe
- R_H son rayon hydraulique moyen (périmètre mouillé/section)
- V vitesse moyenne sur la section mouillée
- t variable de temps

Si la passe présente des sections, des rugosités ou des rayons hydrauliques très différents, il faudra la décrire par plusieurs tronçons homogènes.

Selon les conventions précédentes (Cf. Tableau 10) on note :

- Q_{passe} : débit dans la passe
- Q_{SE} : débit dans les hoa du Sud-Est
- Q_{SW} : débit dans les hoa du Sud-Ouest
- S_{SE} : section équivalente des hoa du Sud-Est
- S_{SW} : section équivalente des hoa du Sud-Ouest
- V_{SE} : vitesse mesurée par le courantographe Sud-Est
- V_{SW} : vitesse mesurée par le courantographe Sud-Est

Les débits, comptés algébriquement, sont conventionnellement positifs dans le sens rentrant et négatifs dans le sens sortant. Les niveaux océanique et lagonaire sont comptés positivement vers le haut.

On néglige l'apport d'eau par les hoa du Nord-Ouest.

Le calcul sur ordinateur permettant cette souplesse, les relations débit/vitesse dans les hoa ont été améliorées par l'introduction d'un facteur de correction de la section d'écoulement. Ainsi :

$$Q_{SE} = V_{SE} S_{SE} (1 + a \zeta)$$

“a” est un coefficient « de forme » qui rend compte de l'augmentation de la section équivalente lorsque le lagon est ensaché. Il est homogène à l'inverse d'une longueur et sera précisé par l'ajustement du modèle à la réalité.

JUN 1987

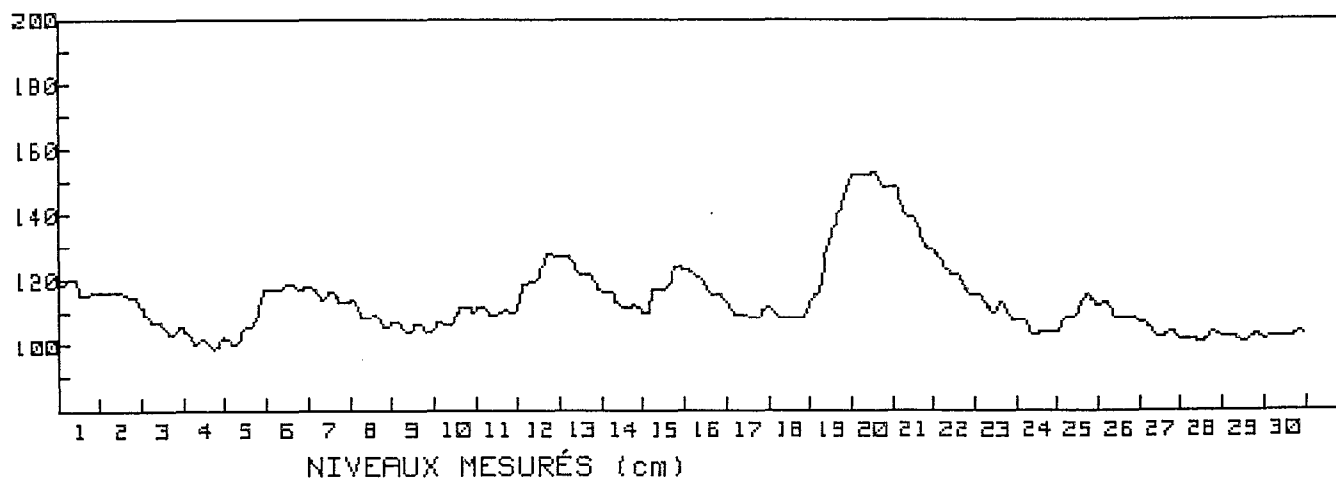
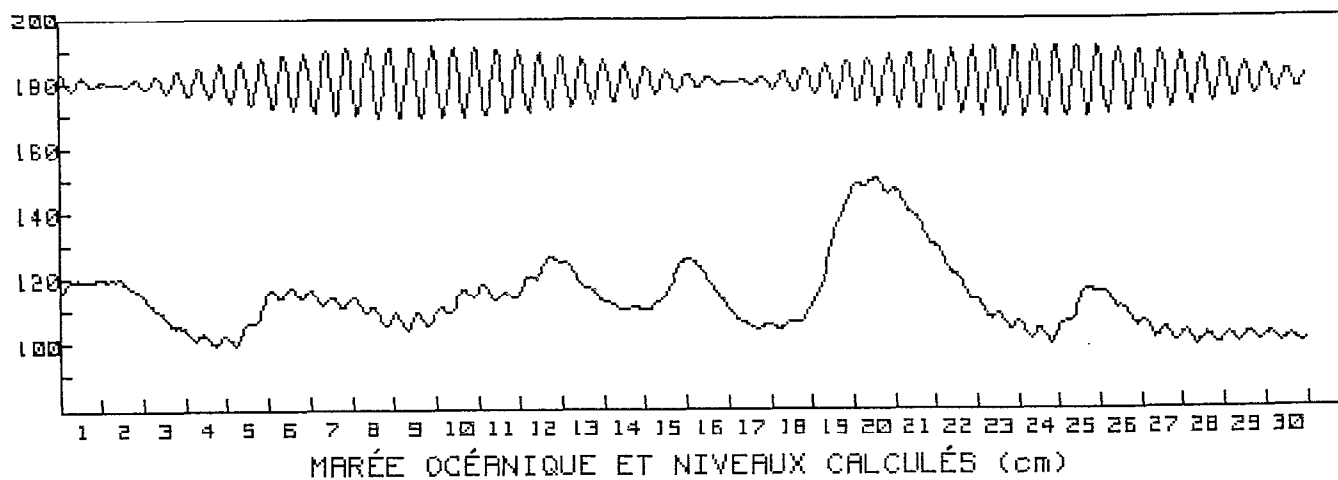
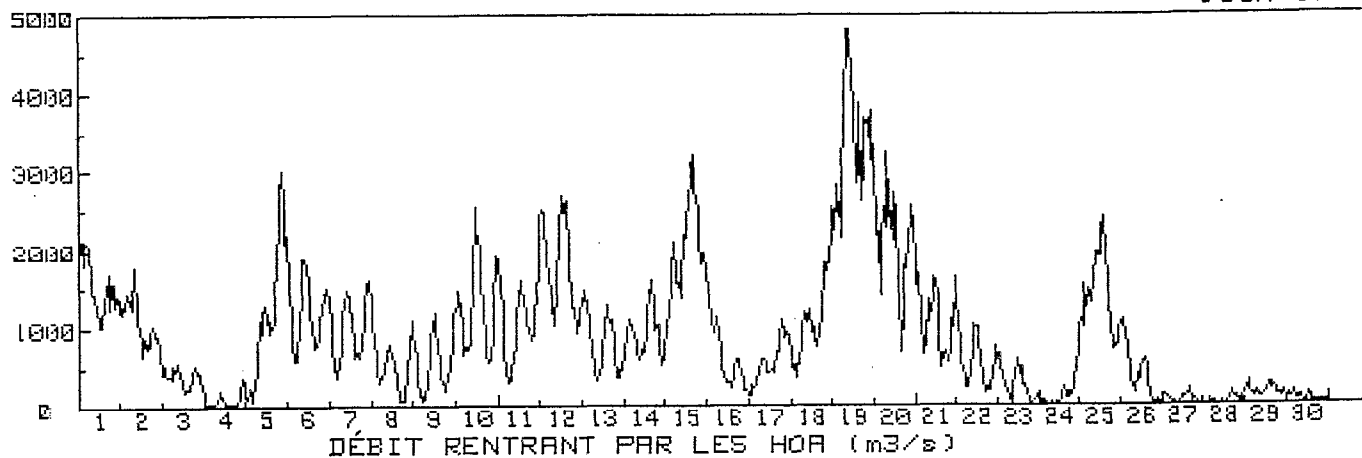


Figure 42

Résultats du modèle numérique de calcul des niveau,
appliqué au lagon de Tikehau, mois de juin 1987.

Les relations qui décrivent ces échanges sont les suivantes :

$$\begin{aligned} Q_{\text{passe}} &= \varepsilon s C \sqrt{\frac{R_H}{e} |\zeta - z|} & \varepsilon = +1 \text{ ou } -1 \text{ suivant le signe de } (z - \zeta) \\ Q_{\text{SE}} &= S_{\text{SE}} V_{\text{SE}} (1 + a \zeta) \\ Q_{\text{SW}} &= S_{\text{SW}} V_{\text{SW}} (1 + a \zeta) \end{aligned}$$

Et la relation de conservation s'écrit :

$$S \frac{d\zeta}{dt} = Q_{\text{SE}} + Q_{\text{SW}} + Q_{\text{passe}}$$

Sous forme discrète elle s'écrit :

$$\frac{S}{\Delta t} (\zeta_{n+1} - \zeta_n) = Q_{\text{SE}} + Q_{\text{SW}} + \varepsilon s C \sqrt{\frac{R_H}{2e} |\zeta_{n+1} + \zeta_n - 2z|}$$

Elle résout comme une équation du second degré, avec une condition de signe qui élimine une des deux racines.

On a fait tourner ce modèle avec les courants mesurés dans les hoa du Sud-Est et du Sud-Ouest pendant le mois de juin 1987. La marée océanique a été calculée comme la somme des deux ondes M_2 et S_2 (cf. I.3.d) et calée sur les observations de courant dans la passe (Fig. 42).

Le choix du mois de juin 1987 a été motivé par la qualité et la concomitance des mesures de vitesse et de niveau. De plus ce mois présente des configurations variées : lagon ensaché ou bas, houle du Sud-Ouest le 13 et houle du Sud-Est le 16.

Par itérations on a cherché à minimiser la somme du carré des écarts en faisant varier S_{SE} , S_{SW} , a et C .

Les valeurs ainsi obtenues sont les suivantes :

$$\begin{aligned} S_{\text{SE}} &= 3300 \text{ m}^2 \\ S_{\text{SW}} &= 2200 \text{ m}^2 \\ a &= 1 \text{ m}^{-1} \\ C &= 37 \text{ m}^{1/2} \text{ s}^{-1} \end{aligned}$$

Cette valeur de S_{SW} , corrigée du facteur de forme pour un ensachage de 0,20 m, corrobore exactement la valeur estimée au paragraphe II.2.c. En revanche la nouvelle valeur calculée de S_{SE} s'avère sensiblement inférieure à ce qu'on avait estimé précédemment avec le même ensachage de 0,20 m : 4 000 m² au lieu de 5 000 m². Cette valeur avait été estimée avec l'hypothèse d'une répartition régulière des hoa fonctionnels sur l'ensemble de la côte Sud-Est. Le résultat du modèle numérique infirme donc cette

hypothèse et oblige à reconsidérer les débits de renouvellement calculés en II.2.c (cf. Tableau 10).

Ces nouvelles estimations des débits entrants seraient probablement plus précises que les premières. Mais elles resteraient liées à la mesure des vitesses dans les hoas, à des relations débit/vitesse complexes et à la mesure du niveau du lagon. Cette procédure serait donc très lourde.

En revanche, si l'on s'intéresse au débit sortant, la procédure se simplifie puisque la seule exportation d'eau se fait par la passe ; le débit dans la passe, entrant ou sortant, se calcule à l'aide de la loi de Chezy dont le coefficient est maintenant bien connu, $C = 37 \text{ m}^{1/2} \text{ s}^{-1}$. Et alors la seule connaissance du niveau du lagon par rapport au niveau

océanique suffit à estimer le débit de renouvellement : $Q = \varepsilon s C \sqrt{\frac{R_H}{e} |\xi - z|}$. A

Tikehau $Q = k \sqrt{|\xi - z|}$ avec $k = \pm 3\,000 \text{ m}^{5/2} \text{ s}^{-1}$. Cette mesure de niveau s'avère donc être une donnée de base essentielle.

A titre d'exemple, on a calculé les vitesses dans la passe pour le mois de juin 1987 (Fig. 43). Elles sont comparables aux vitesses mesurées (Fig. 35 et 36).

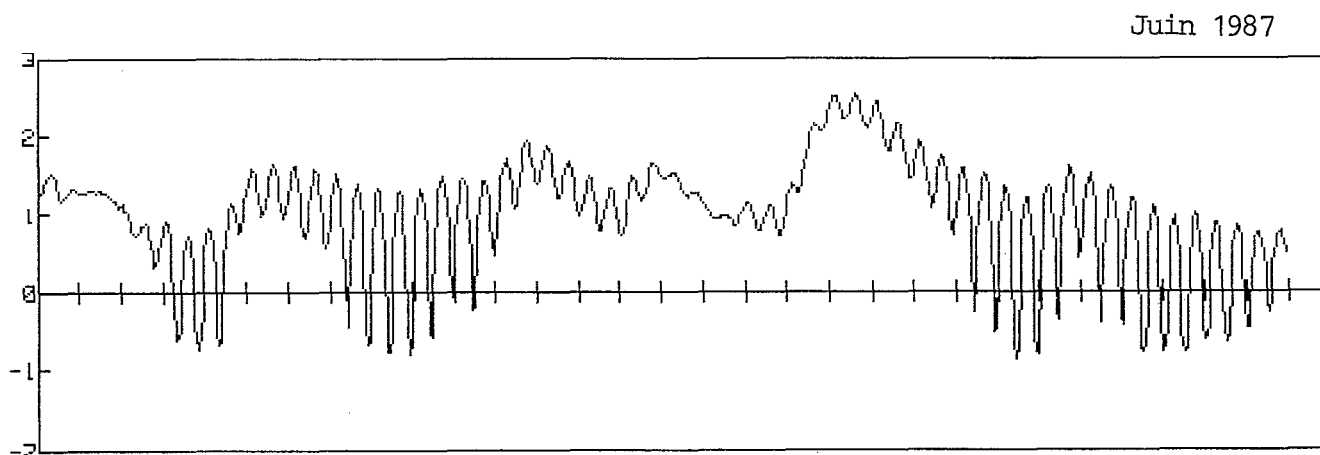


Figure 43

Vitesses dans la passe de Tikehau, calculées à partir des niveaux observés et de la marée reconstituée (cf. Fig. 42) (en m/s)

On a ensuite recalculé les débits sortant par la passe, pour chaque mois, lorsque les mesures étaient assez complètes pour cela. Les résultats ainsi obtenus sont portés dans le tableau 12. Ils doivent être comparés aux débits mesurés présentés dans le tableau 10.

Tableau 12

Débits de renouvellement et temps de résidence calculés à partir des niveaux mesurés

Mois	1985	1986	1987	Moyenne	T
Janvier		400 m ³ /s	450 m ³ /s	400 m ³ /s	230 j
Février			400 m ³ /s	400 m ³ /s	
Mars	500 m ³ /s		700 m ³ /s	600 m ³ /s	125 j
Avril	700 m ³ /s		500 m ³ /s	600 m ³ /s	
Mai	800 m ³ /s	600 m ³ /s	1 000 m ³ /s	800 m ³ /s	
Juin	1 000 m ³ /s		900 m ³ /s	900 m ³ /s	
Juillet	1 000 m ³ /s		1 000 m ³ /s	1 000 m ³ /s	
Août		1 000 m ³ /s	1 000 m ³ /s	1 000 m ³ /s	
Septembre	900 m ³ /s	600 m ³ /s		700 m ³ /s	
octobre	700 m ³ /s	700 m ³ /s		700 m ³ /s	
Novembre		500 m ³ /s		500 m ³ /s	
Décembre					

Moyenne annuelle : 700 m³/s T = 170 jours

Les débits obtenus par ces deux approches différentes évoluent dans le même sens, même si les premiers apparaissent surévalués du fait de l'estimation grossière des sections équivalentes. Les résultats du tableau 12 sont certainement plus proches de la réalité que ceux du tableau 10. On retiendra cependant de la première méthode la simplicité d'obtention des débits de renouvellement à partir des débits linéiques sur un atoll quelconque. (Cf. II.2.c).

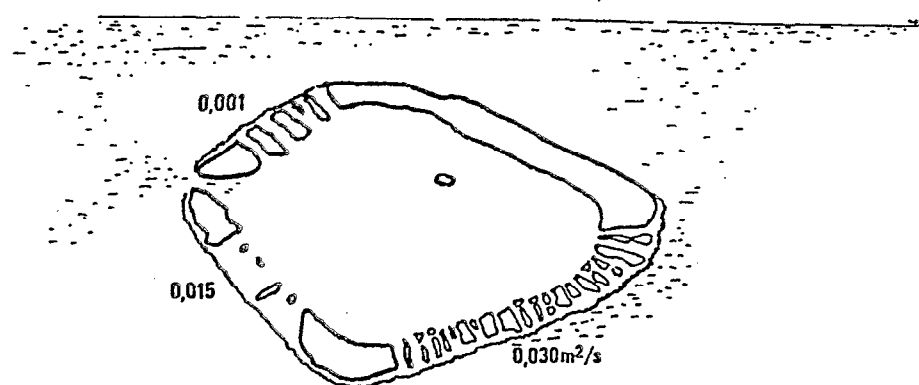
2.c - L'entrée d'eau par les hoa

Comme dans le cas d'un lagon d'île haute, on peut définir, suivant la saison et l'orientation, le débit moyen que laisse passer un mètre de barrière.

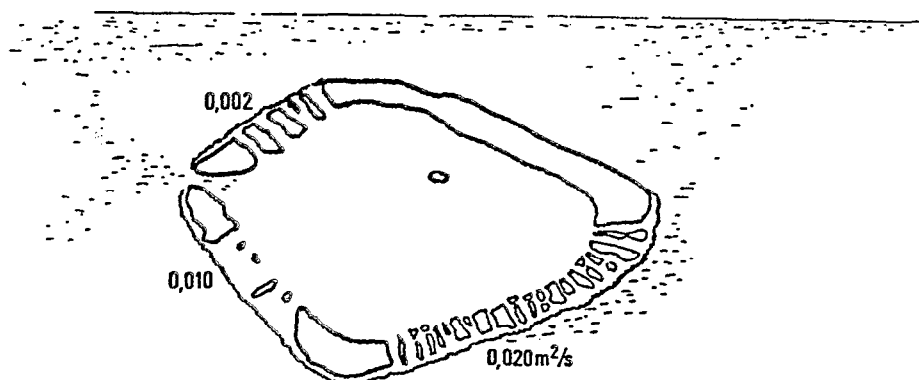
Au vu du tableau des ensachages (Tableau 9), il apparaît que l'année 87 pendant laquelle les mesures de débit ont été effectuées est représentative des deux années précédentes. Les mesures réalisées ont donc valeur de moyenne.

Les orientations des « côtes ouvertes » de Tikehau sont Nord-Ouest (NW), Sud-Ouest (SW) ou Sud-Est (SE). La « côte étanche » (« le secteur ») est exposée au Nord. On retrouve ces mêmes orientations sur la plupart des atolls des Tuamotu. La notion de « côte ouverte » et de « côte étanche » est celle définie au II.2.a ; une « côte ouverte » est entaillée par des hoa. Une « côte étanche » est dépourvue de hoa. Cette « étanchéité » n'exclut pas la présence d'une ou plusieurs passes. Cette dénomination peut sembler abusive, mais sous l'effet de la houle, seule une côte à hoa fait rentrer de l'eau dans le lagon. Une passe ne fait rentrer de l'eau que sous l'effet de la marée.

(a) HIVER AUSTRAL (Juillet)



(b) SAISON INTERMÉDIAIRE (Avril ou Octobre)



(c) ÉTÉ AUSTRAL (Janvier)

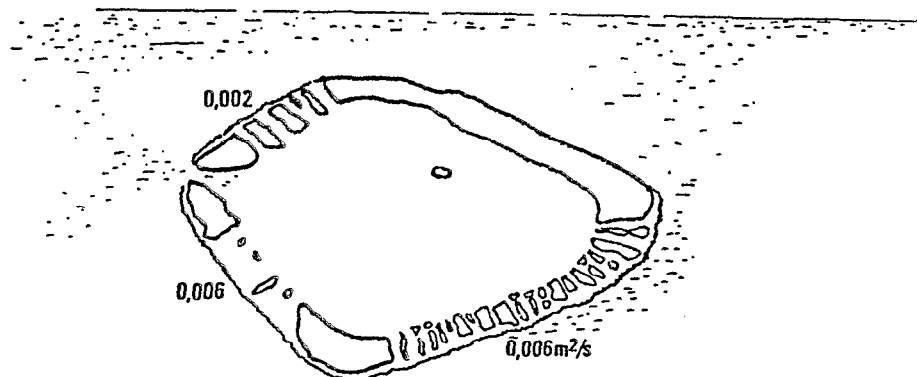


Figure 44

Débits linéiques (m^2/s) rentrant par les côtes NW, SW, SE d'un atoll avec passe en fonction de la saison.

Les débits linéiques sont présentés en figure 44. Etablis à partir des débits du tableau 12 et des vitesses du tableau 10, ces débits linéiques peuvent être généralisés à tout autre atoll avec passe, soumis au même régime de houle et de marée. Un dernier point, important pour étendre ces résultats à un autre atoll, est que l'altitude du platier externe soit identique. Cette condition semble être vérifiée dans la plupart des cas, aucun auteur ne faisant état de différences. Dans les régions de forts marnages (Tuamotu du Sud-Est), les tendances saisonnières doivent être semblables, mais les débits peuvent être sensiblement différents.

Dans un atoll fermé, les résultats obtenus à Tikehau s'appliquent encore certainement jusqu'à un certain niveau d'ensachage capable de limiter l'entrée d'eau par les hoas. Dans les trois années d'enregistrement de niveau à Tikehau, on n'observe pas de « saturation » dans le remplissage du lagon, même lorsque l'ensachage atteint 0,7 m ; le niveau monte régulièrement puis le lagon commence à se vider aussitôt que la houle disparaît (août 1987 – Annexe C).

En l'absence de passe (par ex. atoll de Takapoto) la vidange du lagon se fait à travers la couronne corallienne (Rougerie F., 1979). La seule mesure possible du débit de renouvellement est donc au niveau de ce qui rentre par les hoas. Ceci n'exclut pas la possibilité de définir une loi de diffusion à travers la couronne corallienne, de la même manière que pour la passe de Tikehau.

Dans l'utilisation des débits linéiques, on prendra un soin particulier à définir la longueur de la côte ouverte par les hoas. Il existe en effet des hoas non fonctionnels qui ne laissent passer de l'eau que dans les conditions extrêmes. Ils sont repérables sur les photographies aériennes.

On remarquera, par comparaison des Fig. 41 et 44, que les débits linéiques de barrière pour les îles hautes sont environ 5 fois plus forts que ceux obtenus dans les atolls.

On ne peut clore ce chapitre sans faire mention de la méthode utilisée pour dater les eaux du lagon de l'atoll fermé de Takapoto. (Badie Ch. *in* Ricard M., 1976). Le lagon étant fermé, son renouvellement très lent permet à l'eau du lagon d'acquérir des caractéristiques hydrologiques très différenciées. Les deux paramètres utilisés ont été la salinité et la concentration en césium 137. S'appuyant sur la nature conservative de ces substances dissoutes, et estimant l'évaporation et les précipitations, Badie propose des temps de résidence de 4 à 5 ans. Ce calcul est directement lié au déficit évaporation-précipitations, qu'il est très difficile d'appréhender. C'est la principale limitation de cette méthode.

Sous réserve que la morphologie de la couronne émergée soit proche de celle de Tikehau (en particulier le platier externe), et s'il ne se produit pas d'ensachages suffisamment forts pour limiter le remplissage du lagon, les débits linéiques calculés pour Tikehau peuvent s'appliquer à Takapoto. Pour un volume de lagon égal à 20.10^8 m^3 (Ricard, 1976) on estime le temps de résidence moyen à 6 mois, soit 10 fois moins que le temps de résidence annoncé. La généralisation de cette méthode devra donc se faire avec beaucoup de précautions, et elle devra être contrôlée par des observations particulières sur le terrain.

2.d - La circulation

On appelle « circulation » les mouvements fluides intérieurs au lagon, en opposition à « l'advection » qui représente les apports d'eau extérieure, et de manière plus générale les échanges entre le lagon et l'océan.

La circulation est mue par trois phénomènes différents : la marée, la houle et le vent.

La marée : Présentée en I.3.d et mesurée en Annexe A, elle produit à proximité des passes des mouvements périodiques : jet lors du flot et vidange quasi barotrope lors du jusant. Ces deux effets ont été observés en II.2.d. Ils ne concernent que la zone du lagon proche de la passe et ne se produisent que lorsque le lagon est bas. La marée ne produit véritablement d'effet que dans les atolls munis d'une passe quoique d'après Lam (1974), elle diffuse à travers la couronne corallienne. Elle influe également au niveau des hoa où elle module l'advection.

A Tikehau, la marée est réduite, mais elle est beaucoup plus importante dans l'Est des Tuamotu. L'approche empirique ne peut être extrapolée. Quant à l'approche théorique, elle demanderait d'avoir recours à un modèle numérique, qui est l'affaire de spécialistes. Il reste que la circulation induite par la marée sera, dans la plupart des cas, bien inférieure aux effets du vent ou de la houle du large.

La houle du large : Elle induit un mouvement général, des hoa vers la passe. Dans tous les cas ce mouvement sera très lent et, sauf accident bathymétrique, on peut imaginer qu'il sera partout barotrope. Le calcul du II.2.d (calcul de la vitesse moyenne à travers une section du lagon) pourra être répété dans tout autre atoll muni d'une ou plusieurs passes.

Le vent : Il est présenté en I.2.c. Dans un lagon fermé, l'écoulement dû au vent est grossièrement constitué d'un entraînement de l'eau en surface et d'un retour en profondeur (Fig. 45).

Si sa géométrie le permet (grand axe de l'atoll parallèle au vent) on peut le décrire comme un milieu unidimensionnel infini avec débit moyen nul et pas de force de Coriolis.

La relation de la dynamique s'écrit alors :

$$K \frac{d^2u}{dz^2} = \frac{F}{\rho H}$$

- avec
- F : tension de vent en surface
 - K : coefficient de viscosité turbulente verticale
 - u : vitesse suivant l'axe horizontal
 - z : coordonnée verticale
 - ρ : masse volumique de l'eau
 - H : épaisseur de la couche d'eau

$$\text{Elle s'intègre en : } u = \frac{FH}{2\rho K} \left(\frac{z}{H} \right)^2 + B \frac{z}{H} + C$$

Les coefficients B et C sont déterminés par les conditions de vitesse nulle au fond et de débit moyen nul. On obtient ainsi le profil de vitesse suivant :

$$u = \frac{1}{6} \frac{F}{\rho} \frac{H}{K} \left[1 + 4 \frac{z}{H} + 3 \left(\frac{z}{H} \right)^2 \right]$$

C'est un profil parabolique ; il est représenté en figure 46.

La tension de vent en surface s'exprime par $F = \rho_{\text{air}} C_D w^2$ (cf. III.1.c) avec :

- ρ_{air} : masse volumique de l'air
- C_D : coefficient de traînée
- w : vitesse du vent à 10 m au-dessus de l'eau

Numériquement :

- $\rho_{\text{air}} = 1,29 \text{ kg/m}^3$
- $C_D = 2,6 \cdot 10^{-3}$ (cf. III.1.C)
- $w = 5 \text{ m/s}$ (cf. Fig. 8)
- $F = 0,085 \text{ N/m}^2$ dans les conditions moyennes de vent

A Tikehau, la profondeur moyenne est de 25 m et le coefficient de viscosité turbulente verticale, assimilé au coefficient de diffusion turbulente verticale est $2,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. (Munk *et al.*, 1949, Grahan *et al.*, 1981). On en déduit les vitesses de surface ($z = 0$) et de retour ($z = -\frac{2}{3} H$) :

$$u_{\text{surface}} = 0,014 \text{ m/s}$$

$$u_{\text{retour}} = 0,005 \text{ m/s}$$

Un tel profil de courant a été observé dans l'atoll de Takapoto (Rougerie F., 1979). Munk *et al.*, (1949) développent dans le cas de l'atoll de Bikini un calcul grossier destiné en fait à la mesure indirecte du coefficient de diffusion turbulente assimilé au coefficient de viscosité turbulente K. Ils admettent assez arbitrairement une répartition linéaire des vitesses entre la surface et le fond : $u = u_0 (1 + 2 z/H)$. Ils arrivent ainsi à $u = \frac{FH}{2\rho K} \left[1 + 2 \frac{z}{H} \right]$ soit une vitesse de surface $u_0 = 0,04 \text{ m/s}$ sous un vent de 5 m/s.

Les théories ci-dessus sont très simplifiées et approximatives mais conduisent l'une et l'autre à des vitesses induites de l'ordre du pourcentage de celle du vent. C'est ce qu'on a vérifié grossièrement à Tikehau (cf. II.2.d) : $w = 4 \text{ m/s}$ et $u_0 = 0,05 \text{ m/s}$.

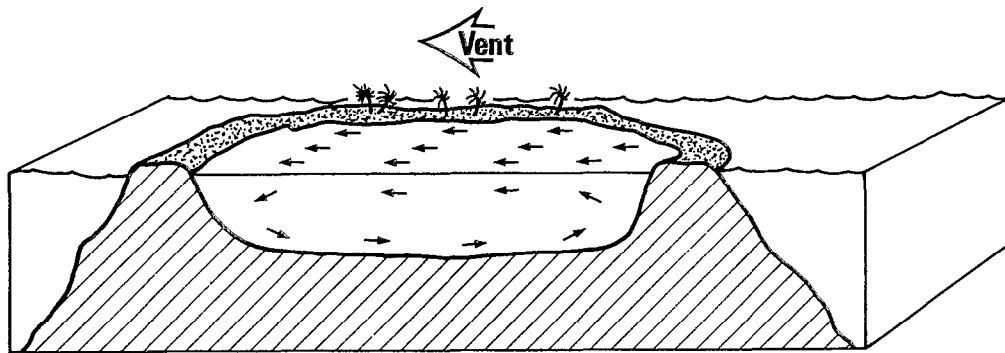


Figure 45
Schéma de la circulation lagonaire due au vent.

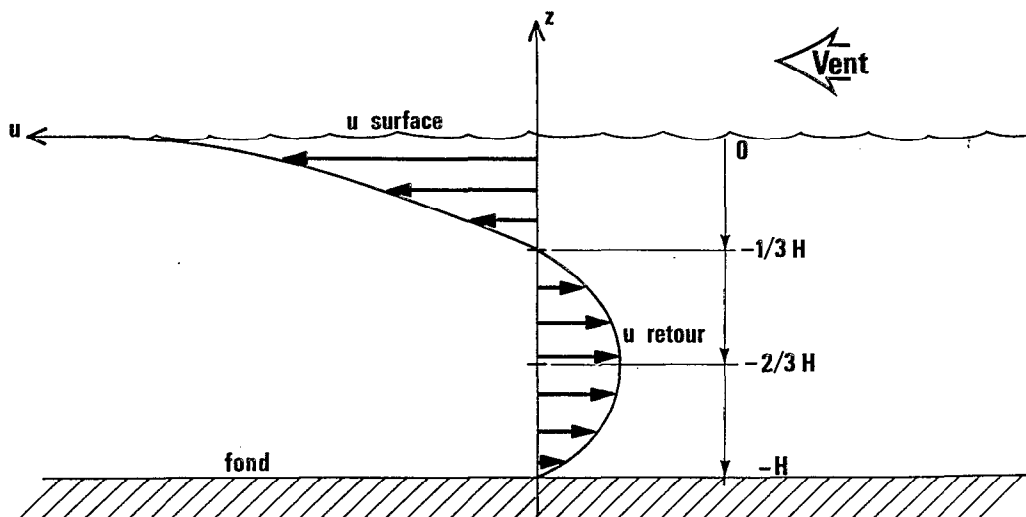


Figure 46
Profil des vitesses induites par le vent dans un lagon d'atoll.
(Résultat du calcul analytique.)

En fait un atoll n'est ni un canal ni une enceinte fermée et la circulation ne pourra être étudiée correctement que par un modèle numérique à plusieurs couches ou tridimensionnel. Un tel calcul dépasse le cadre de cette étude.

La théorie d'Ekman ne s'applique pas à notre problème, et ceci pour différentes raisons :

- les atolls se situent toujours dans les basses latitudes, là où la force de Coriolis est la plus faible ;
- les dimensions horizontales sont trop restreintes pour qu'il puisse s'y établir une véritable circulation ;
- la profondeur des atolls est trop faible devant la « profondeur d'Ekman », $\sqrt{2K/f}$ (K : coefficient de viscosité turbulente ; $f = 2 \Omega \sin \psi$: facteur de Coriolis : vitesse de rotation de la terre ; ψ : latitude du point considéré).

On trouve des atolls jusque par 22° S, là où f vaut $5,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Pour $K = 2,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, la profondeur d'Ekman est $D = 900 \text{ m}$. Sachant qu'elle représente la profondeur à laquelle le courant fait un angle de 45° avec le courant de surface, on comprend qu'aucune dérive d'Ekman ne viendra modifier la circulation dans un lagon.

Mouvements transitoires induits par le vent. Surcote et décote.

Un vent régulier entretient une circulation comme celle décrite précédemment. Ce faisant il met le lagon en pente. Cette pente peut se calculer de manière analytique par intégration verticale des équations du mouvement en eau peu profonde (cf. Annexe F) :

$$i = \frac{F}{\rho g H}$$

(Les notations sont les mêmes que précédemment.)

On peut illustrer cette formule par le calcul de la pente de la surface à Tikehau ; pour un vent de 20 m/s soufflant selon le grand axe de l'atoll ($L = 25 \text{ km}$), la pente est de $5,4 \cdot 10^{-6}$. La différence de niveau entre les deux rives opposées est de 13 cm . Cette surcote, assez exceptionnelle, est faible devant l'ensachage qu'entraînerait indirectement un tel vent. Pour une passe située sous le vent du lagon, la surcote favorise la vidange du lagon, mais en moyenne le vent est un facteur négligeable du renouvellement.

L'arrêt du vent pourra ensuite mettre le bassin en oscillations libres d'amplitude « $i \cdot L$ » et de période T , correspondant à l'aller et retour de la surélévation d'un bord à l'autre, soit $T = 2 \frac{L}{c}$ (c : célérité de l'onde). En eau peu profonde par rapport à la longueur d'onde (c'est notre cas) $c = \sqrt{g H}$. A Tikehau $C = 16 \text{ m/s}$, d'où $T = 53 \text{ minutes}$ selon le grand axe et $T = 42 \text{ minutes}$ selon le petit axe. Par analogie avec ce qu'on observe dans les ports, on appelle « seiches » ces oscillations du lagon.

On pourrait imaginer d'autres formes d'oscillations, circulaires ou elliptiques suivant la forme du bassin (A.T. Ippen) mais il n'y a pas de processus physique ordinaire pour les susciter.

Par contre, on observe effectivement des oscillations du lagon de Tikehau suivant la période calculée et avec des amplitudes faibles de l'ordre du cm (cf. II.2.b).

Ces oscillations engendrent des courants alternatifs de même période. On peut décrire l'onde stationnaire comme dérivant d'un potentiel Φ , somme du potentiel incident Φ_1 et du potentiel réfléchi Φ_2 :

$$\Phi_1 = \frac{-g h T}{4 \pi} \frac{\operatorname{ch} 2\pi \frac{z+h}{\lambda}}{\operatorname{ch} 2\pi \frac{H}{\lambda}} \sin 2\pi \left[\frac{t}{T} - \frac{x}{\lambda} \right]$$

$$\Phi_2 = \frac{-g h T}{4 \pi} \frac{\operatorname{ch} 2\pi \frac{z+h}{\lambda}}{\operatorname{ch} 2\pi \frac{H}{\lambda}} \sin 2\pi \left[\frac{t}{T} + \frac{x}{\lambda} \right]$$

$$\Rightarrow \Phi = \frac{-g h T}{4 \pi} \frac{\operatorname{ch} 2\pi \frac{z+h}{\lambda}}{\operatorname{ch} 2\pi \frac{H}{\lambda}} \sin 2\pi \frac{t}{T} \cos 2\pi \frac{x}{\lambda}$$

$$u = - \frac{\partial \Phi}{\partial x}$$

$$= \frac{g h t}{\lambda} \frac{\operatorname{ch} 2\pi \frac{z+h}{\lambda}}{\operatorname{ch} 2\pi \frac{H}{\lambda}} \sin 2\pi \frac{t}{T} \sin 2\pi \frac{x}{\lambda}$$

où h est l'amplitude de l'oscillation et λ la longueur de l'onde stationnaire, soit $\lambda = 2 L$ pour le premier ordre d'oscillation (N.B. Amplitude = 1/2 hauteur).

La vitesse de l'eau entraînée dans le mouvement de l'onde est donc sinusoïdale en fonction du temps et de l'abscisse. Elle atteint son amplitude maximale au centre du bassin :

$$u_{\max} = h \sqrt{\frac{g}{H}} \frac{1}{\operatorname{ch} \frac{\pi H}{L}}$$

Etant donné la faible profondeur d'un lagon devant ses dimensions horizontales ($H \ll L$), on peut écrire $u_{\max} = h \sqrt{g/H}$. Pour $h = 0,01$ m (amplitude des seiches observées à Tikehau) et $H = 25$ m on obtient $u_{\max} = 0,6$ cm/s.

Après un coup de vent on peut donc s'attendre à observer un balancement de la masse d'eau avec des vitesses de l'ordre du cm/s. Cette vitesse peut paraître faible en regard des vitesses du régime permanent étudié plus haut. Cependant il faut remarquer que le régime permanent demandera un vent constant sur une longue période alors que le régime d'oscillations s'établira plus rapidement et pourra être amplifié par un vent irrégulier soufflant par à-coups (phénomène de résonance).

Effet de la bathymétrie sur la circulation induite par le vent

Selon ce qui apparaît sur la figure 45, la côte sous le vent du lagon est le lieu où l'eau de surface s'accumule puis s'enfonce dans le mouvement de retour. Au contraire la côte au vent du lagon fait remonter les eaux du fond. Ce phénomène s'observe en particulier sur les coupes de température et de salinité. (Rougerie F., 1979).

Dans l'expression de la pente de la surface sous l'effet du vent on remarque qu'elle est inversement proportionnelle à la profondeur d'eau. Les surcotes et décotes seront donc plus importantes dans une zone peu profonde que dans une zone profonde. Il en résulte ainsi des mouvements tournants (cf. Fig. 47) (Groen P., 1967).

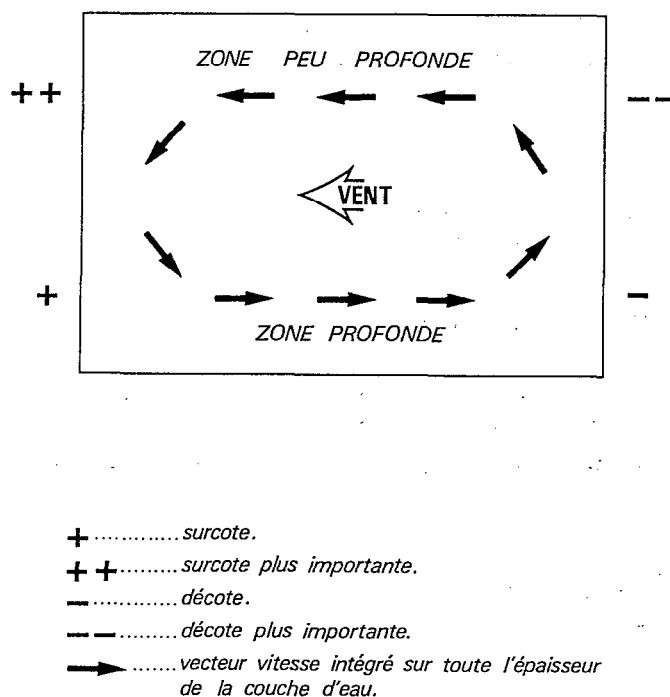


Figure 47

Circulation horizontale générée par le vent dans un milieu de profondeur inégale.

Action conjuguée des éléments

Etant donné les faibles vitesses qui caractérisent les écoulements induits par le vent et la houle du large, les termes quadratiques, principalement les termes de frottement sur le fond apparaissent comme négligeables. Ainsi nos équations sont quasiment linéaires (Cf. Annexe F) et les différentes solutions peuvent s'additionner.

Les trois moteurs de la circulation dans le lagon ont donc des effets qui se superposent sans interférer. On peut alors additionner les vitesses induites par le vent, les seiches et la houle du large.

2.e. La diffusion

Aux phénomènes de circulation qui déplacent les masses d'eau se superpose la diffusion qui tend à disperser au sein des masses d'eau les substances dissoutes et les particules en suspension. Cette diffusion est turbulente ; elle n'est pas seulement le fait de l'agitation des molécules mais également des microtourbillons qui agitent le milieu.

Elle est décrite par l'équation dite « de la diffusion » :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial c}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y \frac{\partial c}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial c}{\partial z} \right]$$

avec C : concentration

K_x, K_y et K_z : Les coefficients de diffusion turbulente
 x, y, z : les 3 variables d'espace
 t : la variable de temps

Elle s'intègre en :

$$c = \frac{M}{\sqrt{4\pi K_x t} \sqrt{4\pi K_y t} \sqrt{4\pi K_z t}} e^{-\left[\frac{x^2}{4K_x t} + \frac{y^2}{4K_y t} + \frac{z^2}{4K_z t} \right]}$$

où M représente la masse totale dissoute

On peut illustrer cette équation en traitant le cas où, à l'instant $t = 0$, à l'origine du repère, une masse M de matière passe en solution.

Dans un premier temps, on peut approcher le problème sous une seule dimension. L'équation devient :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{M}{\sqrt{4\pi K_x t}} e^{-\left[\frac{x^2}{4K_x t} \right]}$$

On définit une abscisse telle que le rectangle de base $(-x, +x)$, ayant pour hauteur la valeur à l'origine de la courbe en cloche, présente la même aire que la courbe, M :

$$2x \frac{M}{\sqrt{4\pi K_x t}} = M$$

d'où $x = \sqrt{\pi K_x t}$

On peut répéter ce calcul avec 2 et 3 dimensions. Ces trois cas rentrent dans la formule générale :

$$r = \sqrt{\alpha K t} \quad \text{où } \alpha \text{ est de l'ordre de } 4 \text{ et } K = (K_x K_y K_z)^{\frac{1}{3}}$$

Le 22 novembre 1985, après une forte pluie sur le lagon (Fig. 39), le profil de salinité fait apparaître une couche d'eau dessalée ($S = 34$ pour 1 000) sur une eau homogène ($S = 35,7$ pour 1 000). En admettant que cette eau dessalée soit limitée à la profondeur -2 m, on peut calculer le temps au bout duquel ce front de salinité aura atteint le fond du lagon, -25 m. On effectue ce calcul à l'aide de la première formule, puisque le phénomène se développe sur la seule verticale : $t = z^2/\pi K_z$. Le coefficient de diffusion turbulente estimé pour Bikini est $K_z = 2,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (Munk *et al.*, 1949). Il est représentatif d'un lagon largement ouvert à la houle et agité. A l'opposé, dans un lagon très calme, le coefficient de diffusion est proche du coefficient de diffusion moléculaire ($= 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$). B. Henderson, travaillant sur la diffusion thermique dans les lacs a testé différentes expressions du coefficient de diffusion turbulente pour la température. Dans un lac soumis à un vent de 5 m/s, les valeurs obtenues sont comprises entre $2 \cdot 10^{-2}$ et $2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. (B. Henderson, Sellers, 1984). On en tire des valeurs de t comprises entre 3 heures et 10 jours. La grande dispersion de ces valeurs témoigne de la difficulté d'appréhender ce phénomène.

Quoi qu'il en soit, ces périodes courtes excluent toute stratification durable, ainsi qu'on l'a toujours observé (cf. Fig. 39). K_x et K_y , les coefficients de diffusion turbulente horizontaux mesurés à Bikini sont $16 \text{ m}^2/\text{s}$ (Munk *et al.*, 1949). Mais ils sont entachés de nombreuses irrégularités :

K_x et K_y peuvent différer sensiblement l'un de l'autre, varient avec z et même avec l'échelle horizontale du phénomène (J. Joseph et M. Sendner, 1958).

K_z varie lui aussi avec z .

Ces variations sont liées à l'origine de la diffusion : turbulence proprement dite, turbulence due à la houle, houle elle-même.

CONCLUSION

A l'issue de cette étude, on est en mesure de décrire les échanges hydrodynamiques et la circulation des lagons de Tiahura (Nord-Ouest de Moorea) et de Tikehau (atoll des Tuamotu).

Suite à une analyse des différentes composantes de l'environnement météorologique et océanique (vent, houle, marée...) et après formalisation des problèmes d'échange et de circulation (le « modèle »), on peut étendre nos résultats à d'autres situations climatiques et à d'autres configurations de lagons.

On peut ainsi quantifier les variations saisonnières et l'influence de l'orientation des segments de côte. On peut également comparer les lagons d'atoll et d'île haute. Ces résultats apparaissent dans les tableaux 7, 10 et 12 ; ils font état de temps de résidence très différenciés qu'il est intéressant de rapprocher.

Lagon de Tiahura :

temps de résidence moyen $T = 6 \text{ h } 30$

Lagon de Tikehau :

temps de résidence moyen $T = 170 \text{ j}$

(hiver austral $T = 100 \text{ j}$ – été austral $T = 230 \text{ j}$)

Etablis à partir des lagons de Tiahura et de Tikehau considérés comme des lagons types on a défini des débits linéiques moyens. Ceux-ci représentent le débit moyen que laisse rentrer un mètre de récif barrière, ou un mètre de platier, exposé à la houle du large. Ces débits linéiques, sont environ cinq fois plus grands pour un lagon d'île haute que pour un lagon d'atoll. Les valeurs sont présentées en figures 41 et 44. Elles peuvent être appliquées à toute île et à tout atoll, de même morphologie, soumis au même régime de houle et de marée. Bien que l'on doive émettre des réserves à ce sujet, il est probable que ces débits peuvent aussi s'appliquer à un atoll fermé.

Cette première approche, directement tirée de la description des deux lagons type permet de calculer les débits de renouvellement d'un lagon dont on aurait repéré la topographie sur des photos aériennes (ligne de partage des eaux, longueurs de barrière ou longueurs de platier ouvert sur des hoa fonctionnels...).

L'utilisation de cette méthode est limitée par la représentativité des lagons de Tiahura et de Tikehau ; elle ne pourra s'appliquer qu'à des lagons soumis au même environnement océanique et atmosphérique, et de morphologie proche de celle des lagons type. Pour les îles hautes, elle ne peut rendre compte que des lagons orientés au Nord et à l'Ouest puisqu'on n'a pas encore estimé les débits linéiques des barrières Sud et Est.

En second lieu, pour confirmer les débits estimés à travers les hoa d'un atoll avec passe, on pourra calculer en continu le débit d'exportation à partir de la mesure des niveaux du lagon. La loi de vidange établie pour la passe de Tikehau (III.2.b) pourra

être appliquée à toute autre passe d'atoll dont on déterminera la longueur, la section et le rayon hydraulique.

Le débit d'exportation d'un lagon est un paramètre indispensable pour l'étude des bilans énergétiques (bilan de l'azote et du phosphore, par exemple). Par ailleurs, pour la gestion de l'environnement, il doit être comparé au débit des polluants incidents ; la dilution des polluants se faisant dans le rapport de ces débits.

Le coefficient de Chezy de la passe de Tikehau, $C = 40 \text{ m}^{1/2} \cdot \text{s}^{-1}$, caractérise la rugosité du lit d'écoulement. Il est une caractéristique intrinsèque du substrat ; il variera peu d'une passe à une autre. L'utilisation de cette seconde méthode sera beaucoup plus générale que la première. Elle pourra constituer un préalable à toute étude sur le lagon d'un atoll avec passe.

Le temps de résidence, calculé comme le rapport du volume lagonaire au débit d'exportation, devient un paramètre facilement accessible qui représente l'échelle de temps hydrologique du lagon. Cette échelle de temps devra être comparée aux durées caractéristiques des différents processus physiques, chimiques et biologiques dont le lagon est le siège.

A titre d'exemple, on peut comparer la durée du stade larvaire d'un mollusque au temps de résidence de l'eau du lagon. Suivant qu'il sera supérieur ou inférieur, une larve pourra se fixer dans le lagon ou au contraire sera éjectée. Ces considérations peuvent s'appliquer à toutes les espèces et à tous les lagons, de sorte qu'on pourrait étudier la corrélation entre richesse spécifique et temps de résidence. Pour des espèces représentant une grande valeur économique, telle la nacre, la connaissance des variations saisonnières du temps de résidence pourrait être la base de la gestion des pontes.

Les conclusions de cette étude sont limitées à des ordres de grandeur et à une méthode de mesure qu'on pourra mettre en oeuvre dans un atoll ouvert dont on voudrait suivre le renouvellement. Dans le cas d'un lagon d'île haute, on devra se contenter des débits linéiques ou de la mesure directe des débits exportés. Dans le cas d'un lagon fermé, la validité des résultats reste à démontrer. On pourra pour cela se rapporter à des méthodes indirectes qui utilisent des traceurs tels le sel ou le césium.

L'étude de la circulation et de la diffusion, ici très limitée, ne pourra être réalisée qu'à l'aide d'un modèle numérique tridimensionnel s'appuyant sur de nouvelles mesures, fines et concomitantes. C'est avec ces moyens que cette étude devra être poursuivie.

Quant aux présents résultats, s'ils servent les disciplines qui les ont réclamés, ils peuvent encore être étendus et susciter d'autres questions et d'autres développements pour servir l'environnement et l'économie des lagons de Polynésie.

BIBLIOGRAPHIE

- BATTISTINI (R.), BOURROUILH (F.), CHEVALIER (J.P.), COUDRAY (J.), DENIZOT (M.), FAURE (G.), FISHER (J.C.), GUILCHER (A.), HARMELIN-VIVIEN (M.), JAUBERT (J.), LABOREL (J.), MASSE (J.P.), MAUGE (L.A.), MONTAGGIONI (L.), PEYROT-CLAUSADE (M.), PICHON (M.), PLANTE (R.), PLAZIAT (J.C.), PLESSIS (Y.B.), RICHARD (G.), SALVAT (B.), THOMASSIN (B.A.), VASSEUR (P.) ET WEYDERT (P.), 1975. – « Eléments de terminologie récifale indo-pacifique », *Thetys*, 7 (1) : 1-111.
- BONNEFILLE (R.), 1980. – *Cours d'hydraulique maritime*. Masson, 170 p.
- BONNEFILLE (R.), 1981. – *Problèmes d'hydraulique générale*. Eyrolles, 190 p.
- CAUCHARD (G.) et INCHAUSPE (J.), 1976. – « Le climat de la Polynésie » *La météorologie* Numéro Spécial « Météorologie Tropicale », VI^e série n° 6.
- CAYET (O.) et BABLET (J.P.), 1972. – « Morphologie et origine des atolls », in *Le monde vivant des atolls*. Publ. soc. océanistes 28 : 1, 7.
- CHARPY (L.), 1985. – « Distribution et composition de la matière organique particulaire du lagon de Tikehau », *5e Congrès International sur les Récifs Coralliens*. Tahiti 1985, Vol. 3 : 353-358.
- CHEVRE (H.), 1971. – « Relation entre la situation météorologique et le niveau des lagons dans l'archipel des Tuamotu », *Cah. océanogr.*, 23 (7) : 603-610.
- CSANADY. – *Circulation in the coastal ocean*, D. Reidel publishing company, 275 p.
- DARWIN (C.), 1842. – *The structure and distribution of coral reefs*. Appleton century crofts, New York.
- GABRIE (C.) et SALVAT (B.), 1985. – « Généralités sur les îles de la Polynésie Française et leurs récifs coralliens », *5e Congrès International sur les Récifs Coralliens*, Tahiti.
- GALZIN (R.) et POINTIER (J.P.), 1985. – « Moorea island, Society Archipelago » *5th International Coral Reef Congress*, Tahiti, Vol. 1 : 73-102.
- GRAHAM (D.S.), DANIELS (J.P.), HILL (J.) et DAY (J.W.), 1981. – « A preliminary model of the circulation of laguna de Terminos », *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol.*, Univ. Nal. Auton. Mexico, 8 (1) : 51-62 (1981).
- GROEN (P.), 1967. – « Physical hydrology of coastal lagoons. Lagunas costeras », *un simposio. UNAM-UNESCO*, 1967. Mexico, D.F. : 275-280.
- GUTELLE (P.), 1979. – *Architecture du voilier. Tome 1 – Théorie*. Editions maritimes, p. 49.

- HARMELIN-VIVIEN (M.), 1985. – « Tikehau atoll, Tuamotu archipelago », *5th International Coral Reef Congress*, Tahiti, Vol. 1 : 211-268.
- HAUTESERRE (A. d'), 1960. – « Les perturbations atmosphériques et le climat de la Polynésie Française », *Monographie de la Météorologie Nationale*, n° 18.
- HENDERSON-SELLERS (B.), 1984. – « Development and application of "U.S.E.D." : a hydroclimate lake stratification model », *Ecological Modeling*, 21 (1983/1984) 233-246.
- HUNT, 1954. – Thèse, Université de Grenoble.
- INCHAUSPE (J.), 1971. – *Variation diurne des précipitations sur les atolls de la Polynésie Française*.
- KESSLER (M.) et MONBET (Y.), 1985. – « Résultats des études de site », in *Etudes réalisées en vue de la construction d'un pilote de démonstration d'une centrale ETM à Tahiti*, Vol. 1 bis, 338 p.
- LAM (R.K.), 1974. – « Atoll permeability calculated from tidal diffusion », *Journal of Geophysical Research*, Vol. 79, n° 21 : 3073-3081.
- LENCASTRE – *Manuel d'hydraulique générale*. Eyrolles, 411 p.
- LENHARDT (X.), 1987. – « Etude bathymétrique du lagon de l'atoll de Tikehau », *Notes et Documents ORSTOM*, Tahiti, Vol. 35 : 53-70.
- MUNK, EWING ET REVELLE, 1949. – « Diffusion in Bikini lagoon », *Transactions American Geophysical Union*. February 1949, pp. 59-66.
- REVEL (F.), 19 . – « Marée et courants dans les atolls polynésiens », *Cah. océanogr.*, pp. 593-601.
- RICARD (M.), 1980. – « Diminution de la production primaire du lagon de Tiahura sous l'influence de la pollution liée à l'exploitation de sables coralliens », *Cah. Indopacif.*, 2, 1, 73-90.
- RICARD (M.), BADIE (CH.), RENON (J.-P.), SIMEON (C.), SOURNIA (A.), 1978. – « Données sur l'hydrologie, la production primaire et le zooplancton du lagon de l'atoll fermé de Takapoto », *Rapport CEA-R-4918*.
- RICHARD (G.) et SALVAT (B.), 1972. – « Ecologie quantitative du lagon de Tiahura », *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 275.
- ROUGERIE (F.), 1979. – « Caractéristiques du milieu liquide lagonaire de l'atoll de Takapoto-Tuamotu », *Journal de la société des océanistes* 62, Tome XXXV, mars 1979, pp. 35-45.
- ROUGERIE (F.), MAREC (L.) et WAUTHY (B.), 1985. – « Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine polynésienne en 1982 et 1983 », *ORSTOM Tahiti, Notes et Documents*, n° 27.

- ROUGERIE (F.) et WAUTHY (B.), 1986. – « Le concept d'endo-upwelling dans le fonctionnement des atolls oasis », *Oceanologica Acta*. Vol. 9, n° 2 : 133-147.
- SALOMON (J.C.), 1979. – « Etude de l'estuaire de la Seine ». Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale.
- SALVAT (B.), 1985. – « Une classification intégrée (géomorphologique et économique) des atolls de Polynésie Française », *Fifth International Coral Reef Congress*, Tahiti, 1985, Vol. 2.
- SCOTT (G.A.J.) ET ROTONDO (G.M.), 1983. – « A model to explain the differences between Pacific Plate island-atoll types », *Coral Reefs*, 1 : 139-150.
- SOURNIA (A.) ET RICARD (M.), 1976. – « Données sur l'hydrologie et la productivité du lagon d'un atoll fermé (Takapoto – Îles Tuamotu) », *Vie milieu*, Vol. XXVI, fasc. 2, sér., B, pp. 243-279.
- SOURNIA (A.), DELESALLE (B.), RICARD (M.), 1981. – « Premiers bilans de production organique et de calcification d'un récif barrière de Polynésie Française », *Oceanol. Acta*, 4 (4) : 423-431.
- WAUTHY (B.), 1984. – *L'environnement océanique physique dans la zone d'action de la C.P.S.*, Publication ORSTOM.

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 – La Polynésie française.
- Fig. 2 – Champ de pression et vent moyen (Service de la Météorologie nationale).
- Fig. 3 – Vents dominants (SMN).
- Fig. 4 – Répartition annuelle des vents (SMN).
- Fig. 5 – L'oscillation australe (SMN).
- Fig. 6 – Pression niveau mer (SMN).
- Fig. 7 – Marée barométrique moyenne (SMN).
- Fig. 8 – Répartition des vents à Rangiroa (SMN).
- Fig. 9 – Précipitations, moyennes mensuelles et annuelles (SMN).
- Fig. 10 – Evaporation bac classe "A" (SMN).
- Fig. 11 – La circulation océanique de surface dans le Pacifique (Commission du Pacifique Sud).
- Fig. 12 – Marée observée à Tahiti en 1984 (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine).
- Fig. 13, 14, 16 – Ondes de marée. Lignes cotidales et lignes d'isoamplitude.
- Fig. 17 – Fluctuations du niveau océanique pendant le premier semestre 1983.
- Fig. 18 – Le lagon de Tiahura à Moorea.
- Fig. 19 – Lagon Nord : profil topographique moyen.
- Fig. 20 – Lagon Ouest : profil topographique moyen.
- Fig. 21 – Différents types de récifs.
- Fig. 22 et 23 – Courbes figurant la marée océanique, la vitesse du courant et la température de l'eau dans la passe Taotoï à Moorea.
- Fig. 24 – Lignes de courants de l'écoulement moyen.
- Fig. 25 – Carte des courants dans le lagon de Tiahura en avril 1987.
- Fig. 26 – Carte des courants dans le lagon de Tiahura en juin 1987.
- Fig. 27 – Spectres de température et de pression dans le lagon de Tiahura.
- Fig. 28 – Données géométriques du lagon de Tikehau, dénomination et emplacement des appareils.
- Fig. 29 – Bathymétrie de la passe de Tikehau.
- Fig. 30 – Coupes bathymétriques de la passe.

- Fig. 31 – Niveau et onde de marée dans le lagon de Tikehau en septembre, octobre et novembre 1986.
- Fig. 32 – Coupe d'un atoll (d'après O.Cayet).
- Fig. 33 – Courbes de marée, courant, température dans un hoa de la côte Nord-Ouest de Tikehau.
- Fig. 34 – Courbes de marée, courant, température dans un hoa de la côte Sud-Est de Tikehau.
- Fig. 35 – Courbes de marée, courant, température dans la passe de Tikehau.
- Fig. 36 – Courant dans la passe de Tikehau.
- Fig. 37 – Salinité température et vitesse dans la passe de Tikehau.
- Fig. 38 – Incursion de marée visualisée par un suivi de drogues.
- Fig. 39 – Profils de température et de salinité dans le lagon de l'atoll de Tikehau (d'après R. Rougerie).
- Fig. 40 – Evolution de la température et de la salinité à Tikehau (d'après Charpy L.).
- Fig. 41 – Débits linéiques de barrière d'une île haute.
- Fig. 42 – Résultat du modèle numérique de calcul des niveaux du lagon de Tikehau.
- Fig. 43 – Vitesses calculées dans la passe de Tikehau.
- Fig. 44 – Débits linéiques dans les atolls.
- Fig. 45 – Schéma de la circulation lagonaire due au vent.
- Fig. 46 – Profil des vitesses induites par le vent.
- Fig. 47 – Circulation horizontale générée par le vent dans un milieu de profondeur inégale.

ANNEXE A

SYSTÈME DE MESURE DU NIVEAU OCÉANIQUE

Devant la nécessité de mesurer la marée océanique à Tikehau, en l'absence de matériel adéquat, et compte tenu de l'environnement très agressif (pente externe très raide, pas de zone abritée) on a dû développer ce système de mesure de niveau après filtration de la houle dans un tube fin.

Afin de valider les mesures réalisées et de définir les limites d'utilisation de ce système, on s'intéressera à la description théorique du principe.

1. Description

Le problème était de mesurer la marée océanique à Tikehau. La forme totalement convexe de la côte, éliminait tout espoir de trouver une zone abritée où l'on aurait pu installer un marégraphe à flotteur (limnigraphe). On aurait pu utiliser des manomètres enregistreurs immergés ou des systèmes acoustiques fixés au fond ; se posait alors l'obstacle du coût et des risques encourus par le matériel. Restait encore la question du filtrage de la mesure instantanée de niveau ; on attendait effectivement un marnage semi-diurne de l'ordre de 0,20 m, dans un milieu agité par des houles de l'ordre de 2 m de hauteur et 6 à 9 s de période.

On choisit donc de mesurer directement un niveau d'eau. La zone de déferlement étant trop agitée, il nous fallait une mesure de niveau au « large », transmis à la côte par un long tuyau dont l'extrémité pouvait être fixée sur une échelle de lecture (fig. A2, A3). En choisissant un tuyau très fin on pouvait aussi filtrer le signal par freinage hydrodynamique et frottement visqueux.

On installa donc un tuyau de PVC médical souple de 1 m de longueur et $3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2$ de section intérieure (\varnothing intérieur : 1 mm), avec une extrémité libre et l'autre extrémité raccordée à un tuyau de polyuréthane, plus raide, de 50 m de longueur et 10^{-5} m^2 de section intérieure (\varnothing intérieur : 2 mm). Le tuyau courait au fond d'un sillon, ancré sur les excroissances de corail, jusque sur un fond de 6 m à la limite du tombant. L'extrémité libre du tuyau de polyuréthane était fixée sur un pieu battu dans le corail du platier.

Dans des conditions moyennes de houle (estimée à 1,5 m), on voyait le dioptré osciller de $\pm 1 \text{ cm}$ autour de son niveau moyen, permettant ainsi une mesure avec une précision tout à fait acceptable. La limitation venait de la difficulté pour l'opérateur de se maintenir dans les vagues, plutôt que des oscillations du dioptré dans le tube. Par ailleurs on retiendra que les oscillations du dioptré ont l'avantage de nous assurer que le tuyau n'est pas bouché.

Une procédure de mesure sur 3 minutes, répétée toutes les heures, nous a permis de tracer les courbes de marée présentées en fig. A1.

2. Description du principe théorique

Le système décrit plus haut s'apparente aux vases communicants.

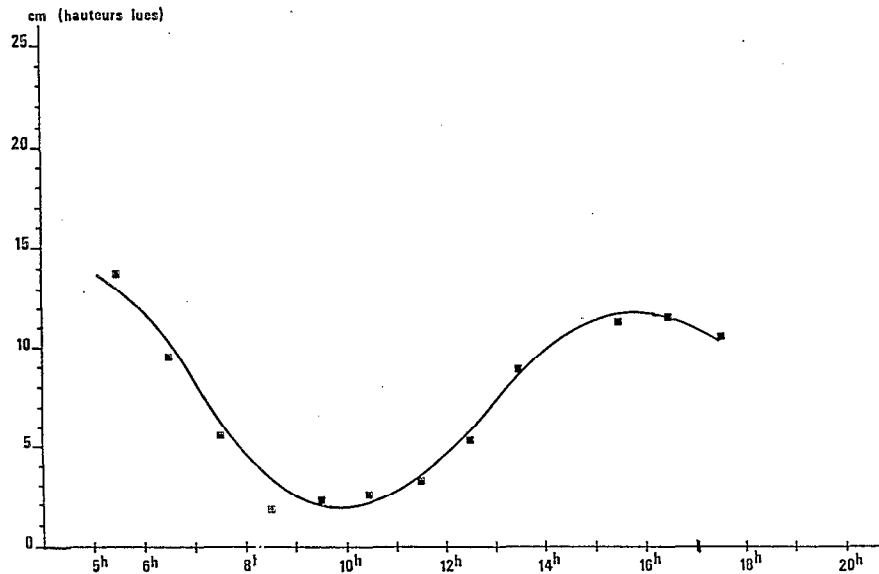


Figure A1

Exemple de mesure du niveau océanique dans une houle de 1,5 m

- Notons z niveau de l'océan
 z' niveau du diopre
 L longueur du tube fin ($L = 1$ m)
 s section du tube fin ($s = 3.10^{-6}$ m²)
 V vitesse dans le tube fin
 L' longueur du tuyau ($L' = 50$ m)
 S' section du tuyau ($s' = 80.10^{-6}$ m²)
 V' vitesse dans le tuyau
 ρ masse volumique de l'eau ($= 10^3$ kg/m³)
 ν viscosité cinématique ($= 10^{-6}$ m²/s)
 t variable de temps

On retient comme frottement visqueux, l'expression de la perte de charge par unité de longueur, dite de Poiseuille :

$$i = \frac{32}{g} \frac{\nu V}{D^2} \quad \text{où } D : \text{diamètre du conduit}$$

$$\text{Equation de continuité : } S'.V' = s.V \quad \text{avec } V' = \frac{dz'}{dt}$$

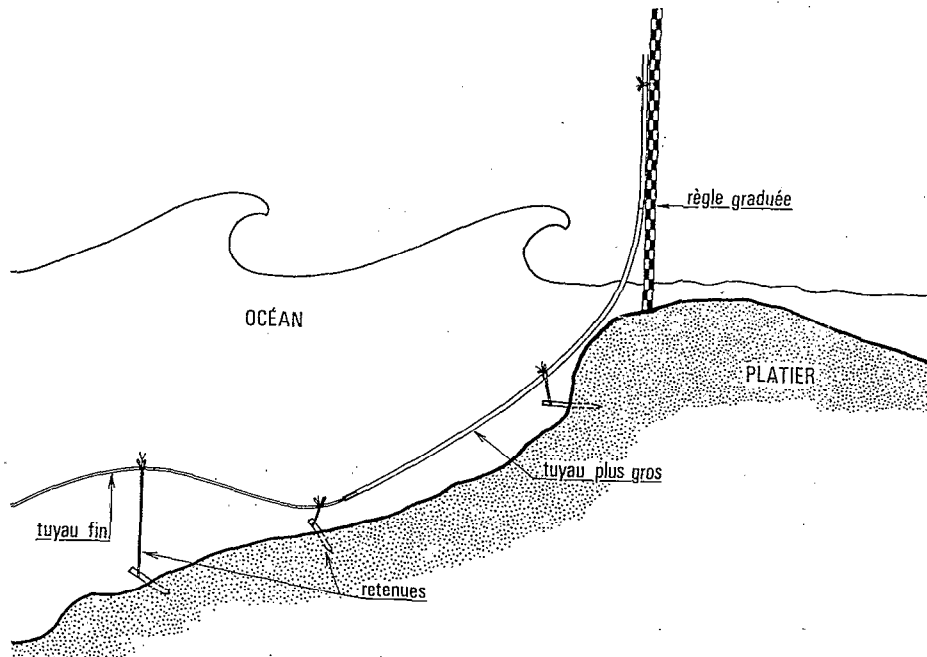


Figure A2

Description du dispositif pour la mesure du niveau océanique

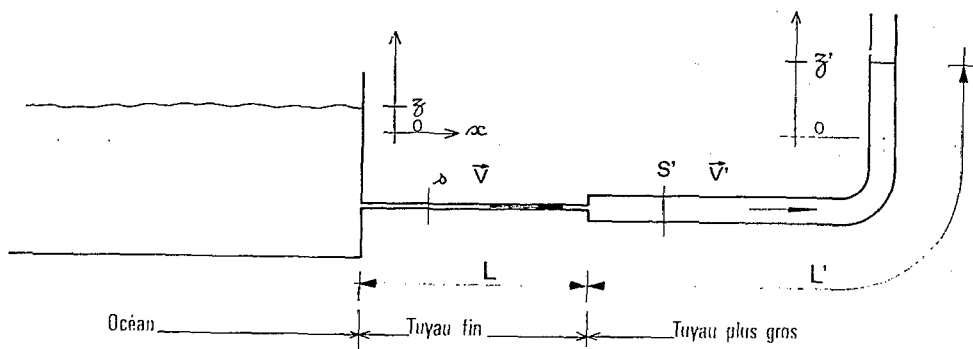


Figure A2

Schéma du principe

Relation de la dynamique :

côté océan : $p = \rho g z + Cte$

tube fin : $\rho \frac{dV}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial x} - \rho \frac{8\pi v V}{s}$

tuyau : $\rho \frac{dv'}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z'} - \rho g - \rho \frac{8\pi v V'}{S'}$

$$\Rightarrow \rho \frac{S'}{s} \frac{d^2 z'}{dt^2} L = -\rho \frac{d^2 z'}{dt^2} L' - \rho g z' - \rho \frac{8\pi v V'}{S'} L' + \rho g z - \rho \frac{8\pi v V}{s} L$$

$$\Rightarrow \left[\frac{S'}{s} L + L' \right] \frac{d^2 z'}{dt^2} + 8\pi v \left[\frac{L'}{S'} + L \frac{S'}{s^2} \right] \frac{dz'}{dt} + g(z' - z) = 0$$

Dans une houle sinusoïdale $z = Z \sin \omega t$ de période $T = 9 \text{ s}$ ($\omega = 0,7 \text{ s}^{-1}$) le mouvement du dioptré dans le tuyau sera lui aussi sinusoïdal de la forme :

$$z' = Z' \sin(\omega t - \phi).$$

avec : $\text{tg } \phi = \frac{8\pi v}{g} \left[\frac{L'}{S'} + L \frac{S'}{s^2} \right] \omega \frac{1}{1 - \frac{1}{g} \left[\frac{S'}{s} L + L' \right] \omega^2}$

$$\Rightarrow \phi = 83^\circ \text{ presque en quadrature}$$

$$\begin{aligned} \text{et } z' &= \frac{1}{\left\{ 1 - \frac{1}{g} \left[\frac{S'}{s} L + L' \right] \omega^2 \right\}^2 + \left\{ \frac{8\pi v}{g} \left[\frac{L'}{S'} + L \frac{S'}{s^2} \right] \omega \right\}^2} \\ &\approx \frac{1}{\frac{8\pi v}{g} \left[\frac{L'}{S'} + L \frac{S'}{s^2} \right] \omega} Z \end{aligned}$$

Par analogie électrique, on peut appeler « impédance » ce rapport des amplitudes :

$$I = \frac{Z'}{Z}$$

$$I \approx \frac{1}{\frac{8\pi v}{g} \left[\frac{L'}{S'} + L \frac{S'}{s^2} \right] \omega}$$

Dans notre cas, le calcul donne $I = 0,04$, ce qui signifie que notre dispositif divise par 25 les amplitudes de la houle. Ce résultat est conforme à ce qu'on observe dans la réalité.

On retiendra surtout de ce calcul, l'expression de l'impédance, I . Pour une lecture plus précise, il nous faudra une bonne stabilité du dioptré, donc une impédance petite.

Pour minimiser l'impédance du système, on devra jouer sur L et s , c'est-à-dire sur la finesse et la longueur du tube fin.

Conclusion

Ce matériel présente des avantages certains de simplicité et d'économie. De plus, il peut facilement être adapté aux conditions particulières du milieu (adaptation de l'impédance). Il impose cependant à l'opérateur de se « mouiller », parfois dans des conditions de mer difficiles, et ceci, à toute heure où une mesure est souhaitée. Il restera donc d'un usage ponctuel et restreint.

ANNEXE B

SYSTÈME DE MESURE DES FAIBLES COURANTS

Mesurer les courants inférieurs à 1 cm/s est toujours un problème. Cette vitesse est inférieure au seuil de démarrage des courantomètres à l'hélice ou à rotor de Savonius (environ 5 cm/s).

Le suivi de drogues dérivantes n'est réellement efficace que pour la couche de surface. De plus il se pose un problème de repérage, les déplacements devant être relevés par rapport à un repère terrestre.

Les courantomètres à électrodes ont un seuil de démarrage très faible, largement inférieur au cm/s, mais ils ne donnent pas la direction et sont difficilement utilisables en pleine eau car doivent être fixes par rapport au fond pour mesurer effectivement la vitesse du courant et non les déplacements du bateau au mouillage.

Le système décrit ici a été élaboré sous la pression des nécessités, pour mesurer les courants dans le lagon de Tikehau, à différentes profondeurs, sur des fonds compris entre 15 et 40 m.

1. Description du système

Le principe de la mesure consiste en la comparaison de la poussée d'Archimède et de la traînée hydrodynamique s'appliquant sur un corps immergé. Pour des vitesses faibles, la traînée sera faible et devra être comparée à une poussée d'Archimède faible.

Pour optimiser traînée et flottabilité, on a choisi une plaque d'une matière plastique légèrement moins dense que l'eau qu'on a lestée au plus juste pour lui conserver une flottabilité à peine positive, en l'occurrence $1,5 \cdot 10^{-3}$ kgf.

La plaque carrée de 25 cm de côté, se tenant verticale, perpendiculaire au flux, est soumise à une traînée hydrodynamique parallèle au courant.

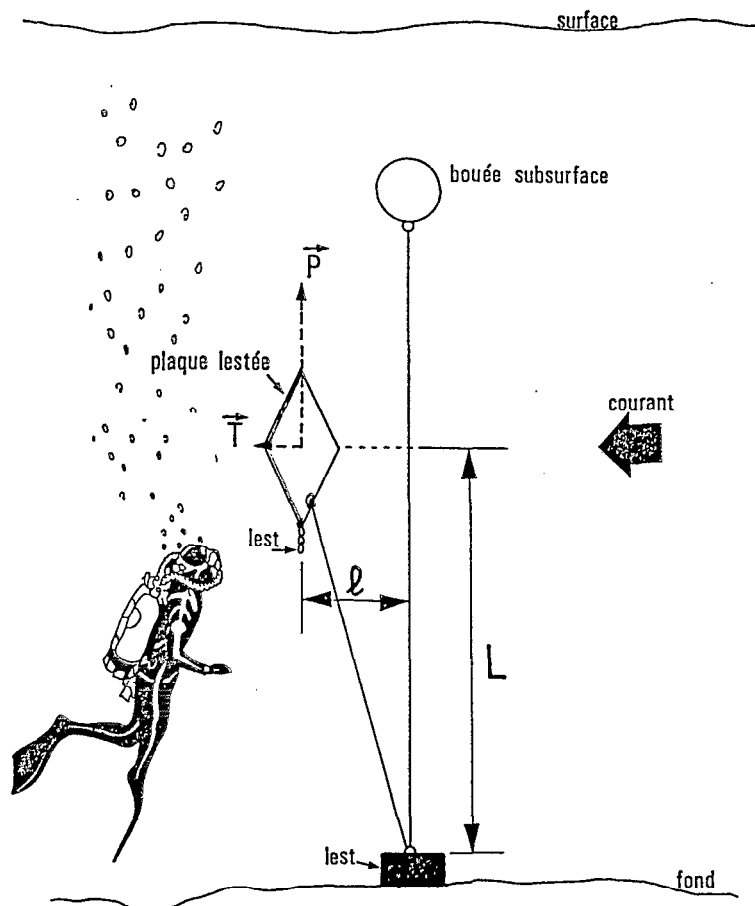
Cette plaque est retenue au fond par un fil de nylon dont on relève l'inclinaison par rapport à la verticale (fig. B1).

On peut ensuite relier cet angle à la vitesse du courant, sa direction étant bien sûr donnée par la direction de la dérive de la plaque qu'on peut viser au compas de relevement.

Formulation théorique

Après un temps de réponse qui dépend en grande partie de la vitesse du courant, la plaque se trouve en équilibre sous l'effet de sa flottabilité (\vec{P} = Poussée d'Archimède - Poids), de la traînée (\vec{T}) et de la tension du fil (\vec{F}).

$$\vec{P} + \vec{T} + \vec{F} = \vec{O}$$

**Figure B1**

Description et schéma de principe du dispositif de mesure du courant

Par des considérations géométriques simples (fig. B1) on arrive à :

$$\frac{T}{P} = \frac{l}{L}$$

$$\text{Avec } T = 1/2 \rho C_x S V^2$$

où ρ : masse volumique de l'eau (10^3 kg/m^3)

C_x : coefficient de traînée d'une surface plane dans un écoulement laminaire $C_x = 1,15$ (P. Gutelle, 1979)

S : surface de la plaque ($0,062 \text{ m}^2$)

V : vitesse du courant

P : flottabilité $15 \cdot 10^{-3} \text{ N}$

L et l : d'après fig.

$$V = \sqrt{\frac{2 P}{\rho C_x S} \frac{l}{L}}$$

Numériquement, avec le matériel décrit plus haut, pour $L = 6 \text{ m}$ et $l = 1 \text{ m}$ on déduit $V = 8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$.

Mise en oeuvre du système

Elle impose que les opérateurs plongent. On limite ainsi l'utilisation de ce système à des fonds supérieurs à 40 m.

Une fois le dispositif en place, il faut régler les différentes longueurs de fil pour que la plaque se trouve à la profondeur désirée et pour que la bouée subsurface ne perturbe pas la mesure. On remarquera que la précision de la mesure dépend de la longueur de fil L , qu'on devra choisir maximale. On ne peut donc pas espérer mesurer des courants près du fond ou dans des couches d'eau trop peu épaisses.

On devra ensuite laisser le système prendre sa position d'équilibre. Pour ce faire, les opérateurs devront s'écarter au maximum pour ne pas induire des courants parasites de par leurs mouvements ou simplement leurs bulles. Ce dernier point est probablement le plus limitant quand il s'agit de courants très faibles ; les bulles recrachées par un plongeur entraînent en effet une convection importante qui fausse les observations.

La distance l devra donc être estimée, plutôt que mesurée véritablement. Ceci s'ajoute encore à l'incertitude et impose une nouvelle contrainte, la clarté de l'eau, qui doit permettre d'estimer une distance entre corde et plaque à quelques 4 m du dispositif.

Dans un lagon d'atoll, à l'exclusion de sa périphérie, les conditions sont toujours favorables à l'utilisation d'un tel système.

Conclusion

Ce principe de mesure du courant répond aux impératifs qui se posaient à nous ; on peut espérer mesurer ainsi des courants jusqu'à 0,5 cm/s. La précision de ces mesures restera très mauvaise. On peut cependant compter sur des ordres de grandeur intéressants.

Comme toujours pour ce genre de matériel, il présente les avantages de sa simplicité (coût, réalisation, entretien) et les inconvénients de sa mise en oeuvre (réglages, plongeurs...).

ANNEXE C

COURANTOMÉTRIE – MATÉRIEL ET MÉTHODES

On se penchera successivement sur les différents types de courantomètres utilisés, sur la manière dont on les a mouillés, sur les procédures d'utilisation, sur les modes de calcul et sur les fonctions annexes.

1. Les courantomètres

Le courantographe SUBER SLS 11 (fig. C1). Il enregistre une valeur moyenne de la vitesse et de la direction du courant après intégration vectorielle sur une durée de 10 minutes (système VACM). Son capteur de vitesse est un rotor de Savonius de faible inertie monté sur des paliers en carbure de tungstène afin de minimiser le seuil de démarrage de l'appareil. Une girouette repérée par rapport à un compas magnétique interne donne la direction du courant. Le courantographe permet des mesures de vitesse de 0,05 à 3,2 m/s. Les séquences de mesures de 10 minutes peuvent être effectuées toutes les 10 minutes, 30 minutes ou 60 minutes. Elles sont déclenchées par une horloge à quartz, traitées électroniquement, puis stockées dans des mémoires vives.

Le courantographe ANDERAA RCM 4

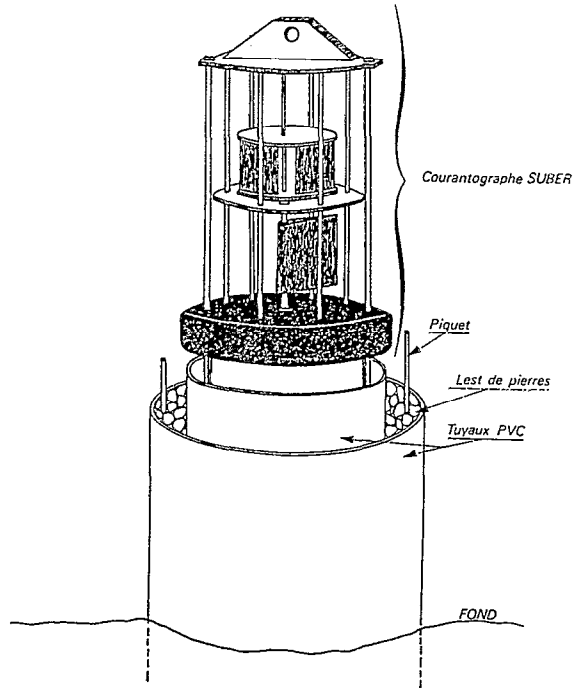
Il est aussi équipé d'un rotor de Savonius, mais cette fois la girouette est remplacée par une dérive solidaire de l'appareil qui oriente l'ensemble dans le courant. La vitesse est moyennée algébriquement et le relèvement de la direction est instantané. L'horloge interne déclenche des séquences d'acquisition réglables de 0,5 à 180 minutes. L'information est stockée sur bande magnétique.

le courantomètre Toho-Dentan

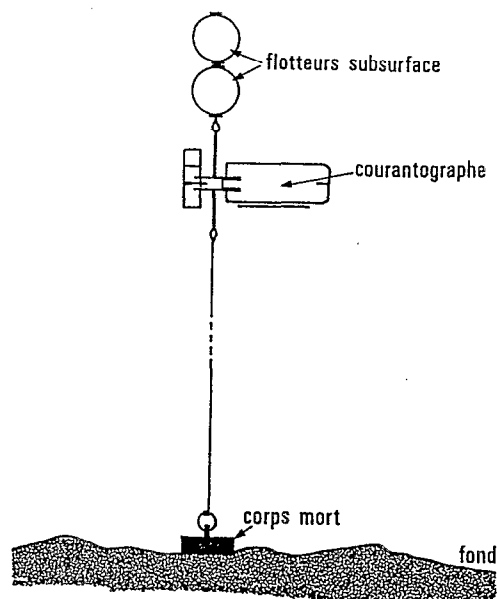
Courantomètre à hélice de conception ancienne, il donne une valeur instantanée de vitesse (entre 0,10 et 3 m/s) et direction directement lisible. Il est particulièrement adapté à une utilisation en profileur de courant jusqu'à 40 m. Il ne stocke pas l'information.

2. Modes de mouillage

Dans la passe de Tikehau, sur un fond de 14 m, on a installé un mouillage avec corps mort et bouée subsurface, permettant de maintenir dans le courant, à 10 m de profondeur, un courantographe AANDERAA RCM 4 ou un courantographe SUBER SLS 11.

**Figure C1**

Mode de mouillage du courantographe SUBER

**Figure C2**

Mode de mouillage du courantographe AANDERAA

On a choisi de disposer le courantographe à 10 m sous la surface plutôt qu'à mi-profondeur. Il est ainsi dans un courant moins rapide mais cependant représentatif du flux total.

Alors que les courantographes AANDERAA se stabilisent à l'horizontale dans le courant, du fait de leur empennage et d'une rotule, les courantographes SUBER font partie intégrante de la ligne, entre le corps mort et la bouée ; ils s'inclinent donc avec la ligne de mouillage sous l'effet de la traînée hydrodynamique que le courant exerce sur la bouée. Pour avoir une bonne mesure de vitesse, il est important que l'appareil reste bien vertical ; on a donc dû optimiser le volume de flottabilité subsurface pour avoir une poussée d'Archimède maximum et une traînée minimum. C'est pourquoi on a retenu une grosse bouée sphérique unique. Ainsi l'inclinaison de l'appareil n'atteint pas les 20° au-delà desquels le mécanisme se bloque.

Dans les hoa de Tikehau et dans le lagon de Tiahura, la faible profondeur (de 0,5 à 3 m d'eau) nous a conduit à développer un mode de mouillage mieux adapté (fig. C1).

Le courantographe est maintenu dans un « puits » constitué de deux buses de PVC concentriques. Le dispositif est ancré dans le sol par des pieux métalliques battus entre les 2 buses. Seuls le rotor et la girouette émergent. L'avantage de ce dispositif est d'abord la simplicité pour le mouillage et le relevage des courantographes ; ils sont seulement posés au fond des puits et assurés par une corde qui les retiendrait si l'ensemble devait être arraché par un courant trop fort. Par ailleurs, le problème de l'inclinaison de l'appareil ne se pose plus ; le courantographe reste debout. Les buses de PVC ne sont indispensables que dans le cas où la faible profondeur d'eau imposait de creuser le sol ; elles retiennent alors le terrain et évitent le comblement de la souille. Dans certains cas, la présence des buses crée des accélérations locales de l'écoulement, qui peuvent affouiller et déstabiliser le dispositif. On pourra alors s'en passer et ne garder que les pieux, l'intérêt des buses n'étant que de rigidifier le faisceau de pieux et d'éviter les salissures sur le corps des appareils.

Ce mode de mouillage a été utilisé dans la passe du lagon de Tiahura. On citera, parmi ses avantages, le coût et la simplicité d'intervention. Les inconvénients sont la difficulté d'installation (en particulier battre les pieux d'ancrage) et les algues arrachées par les forts courants qui, dérivant au-dessus du fond viennent coincer le rotor et la girouette.

3. Les modes d'utilisation

Les courantographes ont fonctionné à la cadence de 1 mesure toutes les 30 minutes. Les mesures de vitesse sont alors le résultat d'une moyenne vectorielle calculée sur 10 minutes.

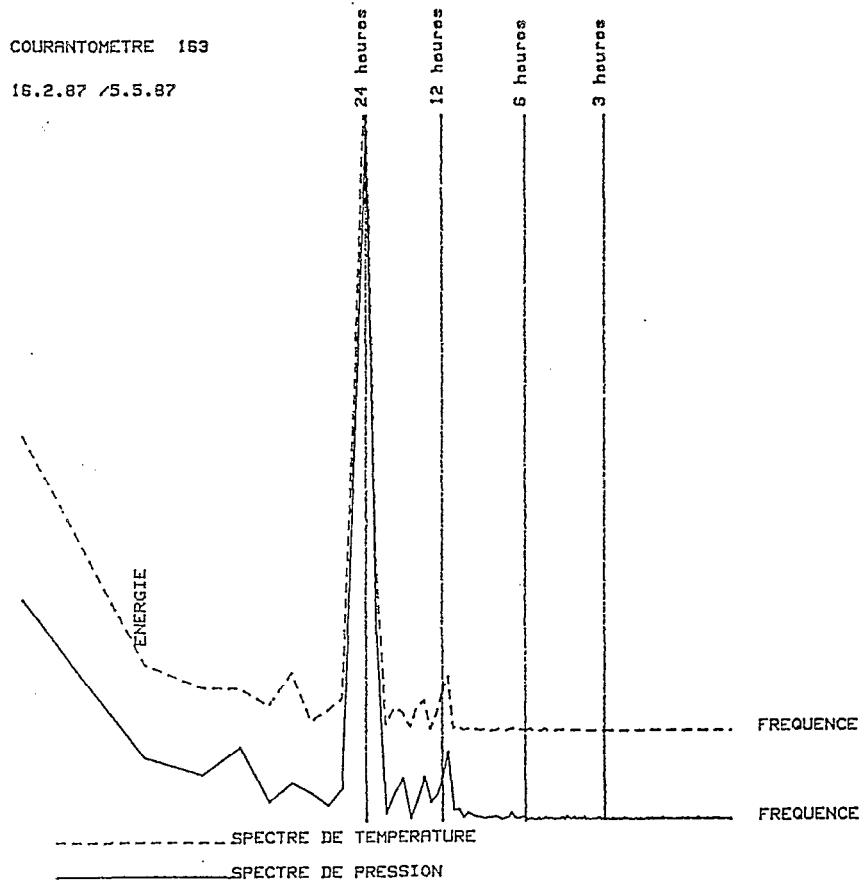
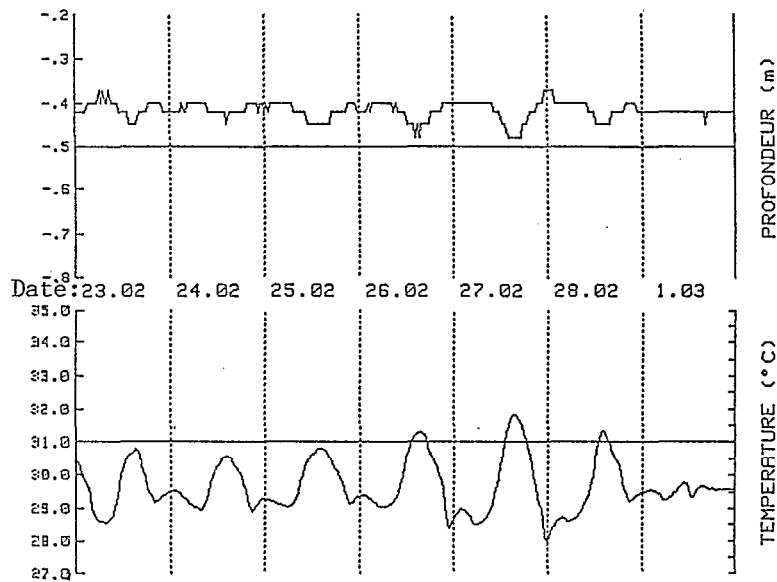


Figure C3

Mise en évidence de la dérive du capteur de pression sous l'effet de la température ; le niveau réel est en fait soumis à des oscillations de marée semi-diurne, d'amplitude 2 cm, qui échappent totalement au capteur.

4. Le traitement des données

Les mesures brutes, sorties des appareils, sont corrigées de la déclinaison magnétique (13°). Par contre, on n'a pas tenu compte des coefficients de correction de vitesse ; certains rotors ont été étalonnés en bassin d'essai, et les corrections proposées sont toujours inférieures à 2 %. Tous les enregistrements ont fait l'objet de « renumérotations » pour combler les trous laissés par des mesures mal acquises. Aucune dérive de l'horloge n'a jamais été remarquée ; on peut donc garantir les dates et heures de chacune des mesures.

Les mesures sont présentées sous forme de graphiques (courants instantanés par planches hebdomadaires). Le premier enregistrement AANDERAA est présenté sous sa forme originale.

Les diagrammes de dispersion sont constitués des extrémités des vecteurs vitesse à chaque instant.

5. Les fonctions annexes

Le courantographe AANDERAA RCM 4 S, utilisé en 1983 et 1984 dans la passe de Tikehau, était équipé d'un capteur de température et d'un capteur de salinité. Les courantographes SUBER sont, quant à eux, munis d'un capteur de température et d'un capteur de pression.

Les capteurs de température sont des thermocouples dont la précision est d'environ $0,1^\circ$ C. Leur pouvoir de résolution est de l'ordre de $0,01^\circ$ C.

Le capteur de salinité présente une dérive trop forte pour qu'on puisse en retenir les valeurs absolues. En valeurs relatives, ses indications permettent de reconnaître avec certitude l'eau lagonaire et l'eau océanique.

Les capteurs de pression qui équipent les courantographes SUBER SLS 11 ne donnent que des indications grossières qui permettent seulement de vérifier la profondeur d'immersion des appareils. La précision et le pouvoir de résolution (environ 3,5 cm) ne permettent pas de les utiliser comme des marégraphes. Les enregistrements de pression présentaient cependant des fluctuations qui ont permis de tracer des spectres de pression dans lesquels la marée apparaît clairement (fig. C3). Mais dans les hoas de Tikehau où les variations journalières de température atteignaient jusqu'à 5° C, les capteurs de pression se sont avérés beaucoup plus sensibles aux variations de température qu'aux variations de pression (fig. C3).

ANNEXE D

MATÉRIEL ET MÉTHODES POUR LA MESURE ET LE TRAITEMENT DES NIVEAUX DU LAGON DE TIKEHAU

Sont présentés ici : le marégraphe, le traitement effectué sur les niveaux du lagon et les résultats obtenus.

1. Le matériel

Le marégraphe à flotteur installé à Tikehau, est un limnigraphe (appareil pour la mesure et l'enregistrement du niveau des eaux stagnates) de la marque A.OTT (Fig. D1). Les déplacements verticaux du flotteur sont transmis par un câble et un jeu de poulies à un stylet qui les trace sur une feuille de papier millimétré enroulée sur un cylindre. Un mouvement d'horlogerie fait tourner le cylindre à vitesse constante : 1 tour en 8 jours ou 1 tour en 24 h. Afin d'éliminer les hautes fréquences (houle), le flotteur et son contre-poids évoluent dans une buse de fibrociment verticale, percée de petits trous en sa base.

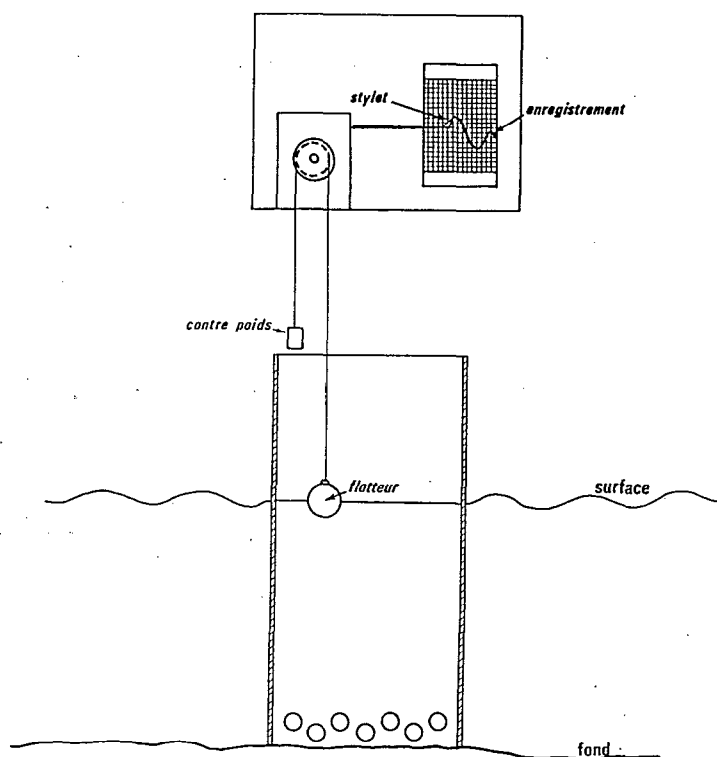


Figure D1

Description du limnigraphe

Cet appareil de conception simple et purement mécanique a une précision de 1 cm en niveau et de 5 minutes en temps. Mais le papier devant être relevé chaque semaine, et l'appareil étant soumis à un environnement « remuant », en particulier aux jeux des enfants, l'enregistrement est souvent interrompu et décalé. Le problème du recalage s'est posé tout au long des trois années de fonctionnement. Le piratage s'est posé tout au long des trois années de fonctionnement. Le piratage de certaines pièces telles le contrepoids, et le mauvais entretien sur site ont rajouté des aberrations dues aux réparations de fortune : câble déformé ou trop long, contre-poids trop peu dense.

Certaines aberrations évidentes ont pu être corrigées, mais une interprétation trop poussée des points singuliers et des discontinuités aurait constitué une nouvelle source d'erreur. En fin de compte, les mesures présentées ici sont le fruit d'un matériel rudement manipulé et d'un recalage discret motivé par le bon sens et l'intuition.

Les courantographes SUBER mouillés dans le hoa et dans la passe de Tikehau sont équipés de capteurs de pression. Ils fournissent des mesures de pression digitalisées, avec une résolution suffisante pour suivre l'évolution du niveau du lagon. Mais ces capteurs sont très sensibles à la température et présentent des dérives beaucoup plus importantes que les variations réelles du niveau (cf. Annexe C.5). Connaissant la courbe de réponse des capteurs de pression à la température, et en tenant compte de la pression atmosphérique, les courantographes pourraient fournir des indications complémentaires.

2. Le dépouillement et le traitement des données

Les enregistrements graphiques sont lus à raison d'une mesure par heure. Les valeurs ainsi obtenues sont ensuite saisies manuellement sur ordinateur.

Pour toutes les raisons expliquées plus haut, on n'a pas pu caler ces mesures sur un niveau de référence fixe. Par ailleurs, il faut noter que l'intérêt réside surtout dans une mesure de dénivellation entre le lagon et l'océan, ce qui nécessiterait une mesure continue du niveau océanique et un calage fin par rapport à un repère terrestre. Le niveau moyen du lagon a cependant pu être calculé mois par mois et rapporté au minimum mensuel enregistré ; c'est ce qu'on appelle l'« ensachage moyen du lagon » présenté dans le tableau 9.

La marée océanique en Polynésie est semi-diurne, à faible inégalité diurne (cf. I.3.d). Il apparaît alors intéressant d'extraire la composante semi-diurne de l'enregistrement des niveaux du lagon.

Après la discrétisation de l'enregistrement, le niveau du lagon se présente sous la forme d'une « suite » (au sens mathématique du terme) : h_n ($n \in \mathbb{N}$). L'intervalle de temps séparant deux termes consécutifs est 1 heure. On définit alors la marée intérieure comme la suite m_n ($n \in \mathbb{N}$).

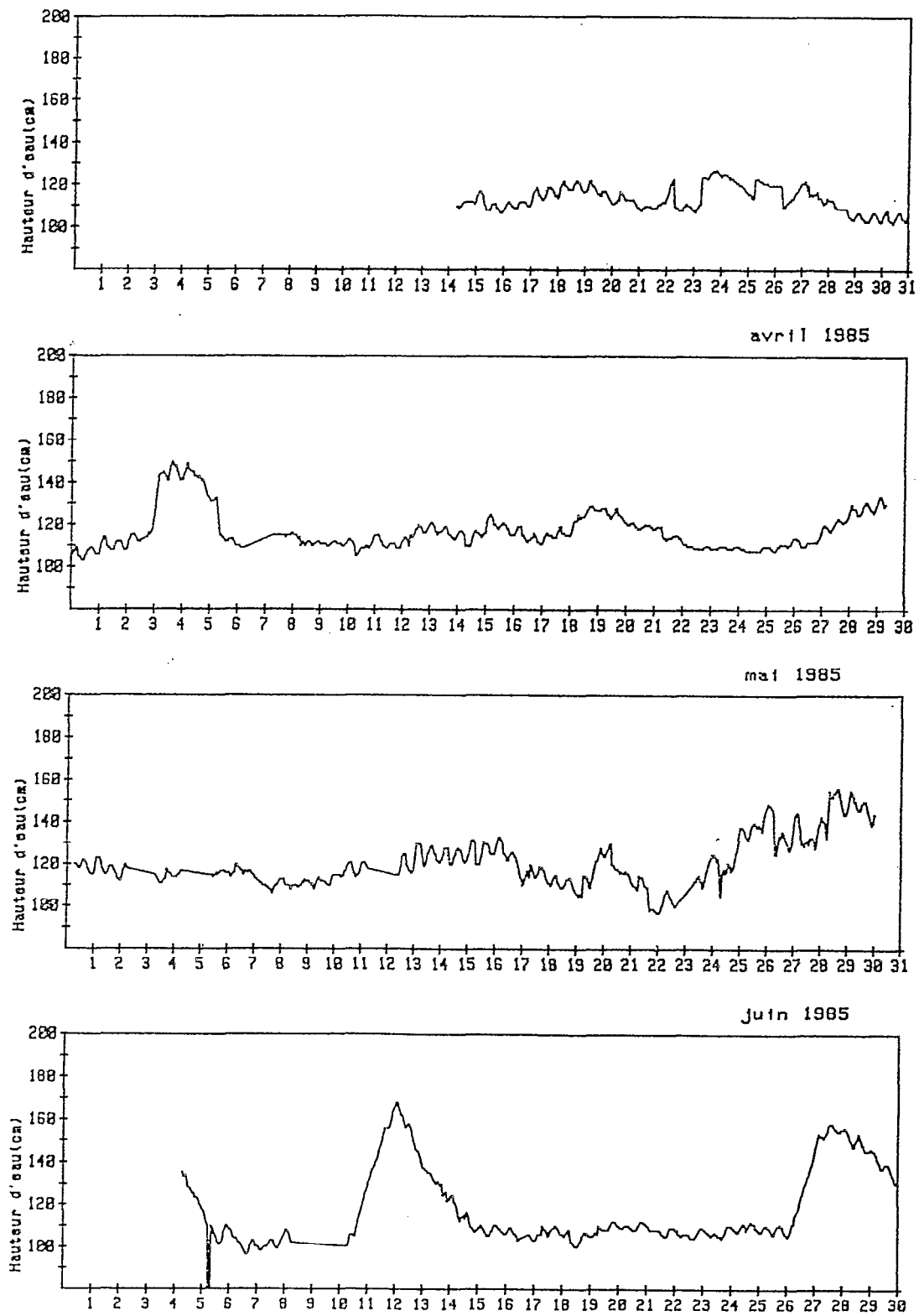
$$m_n = h_n - \frac{1}{13} \sum_{k=n-6}^{n+6} h_k$$

Les résultats

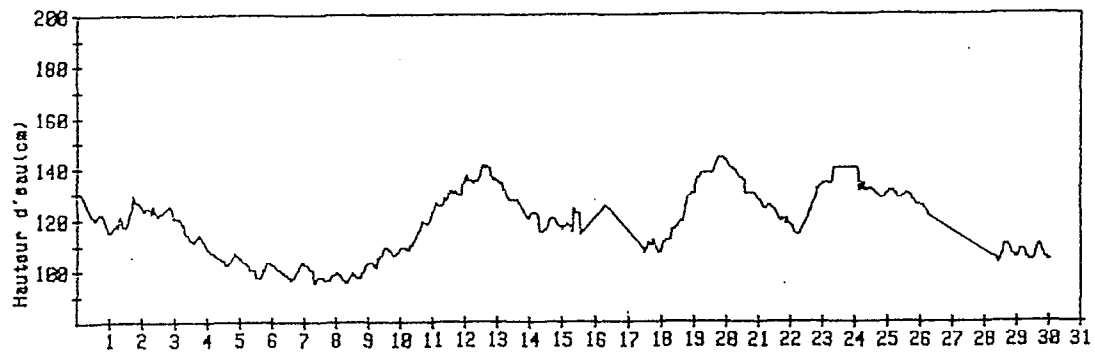
Les courbes de « niveau et onde de marée dans le lagon de Tikehau » (Fig. D2 et suivantes) sont tracées avec les valeurs h_n et m_n .

Les marnages intérieurs de vive-eau calculés sur les m_n sont de 7 cm.

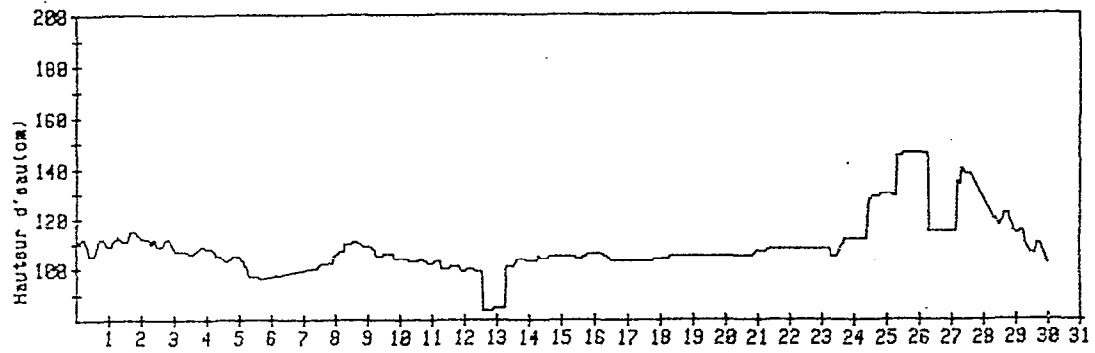
L'ensemble des résultats est présenté dans le paragraphe II.2.b et interprété dans le chapitre III.

**Figure D2**

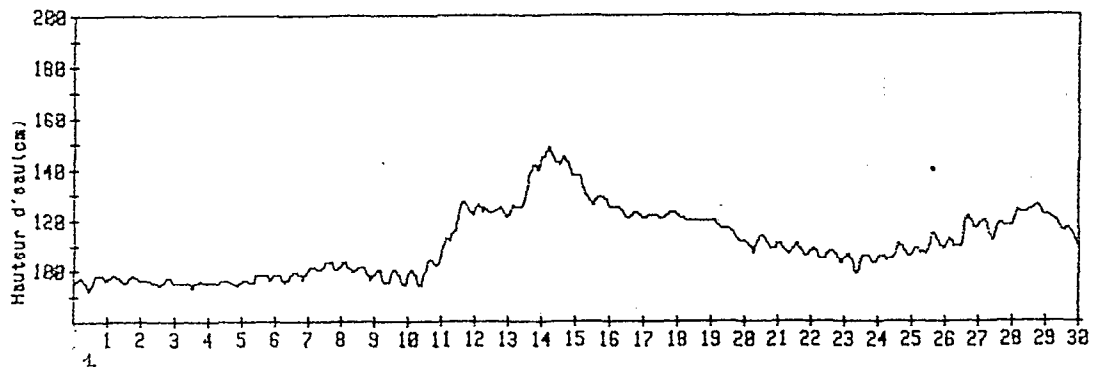
Evolution du niveau du lagon de Tikehau au quai en mars 1985.



août 1985



septembre 1985



octobre 1985

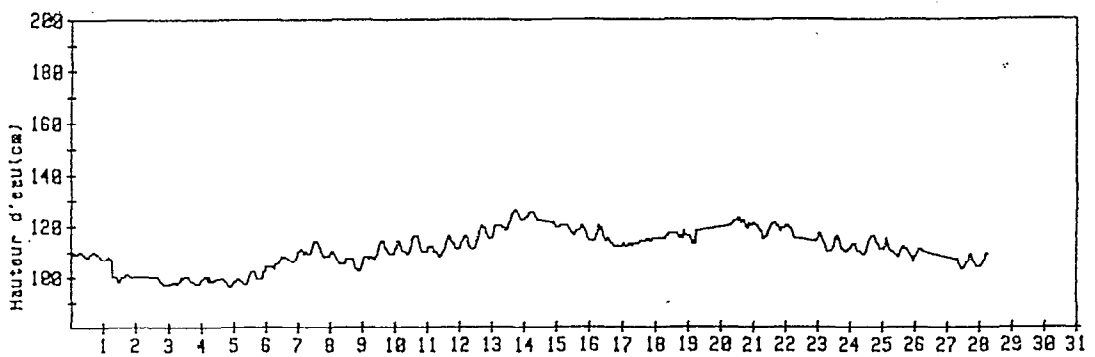
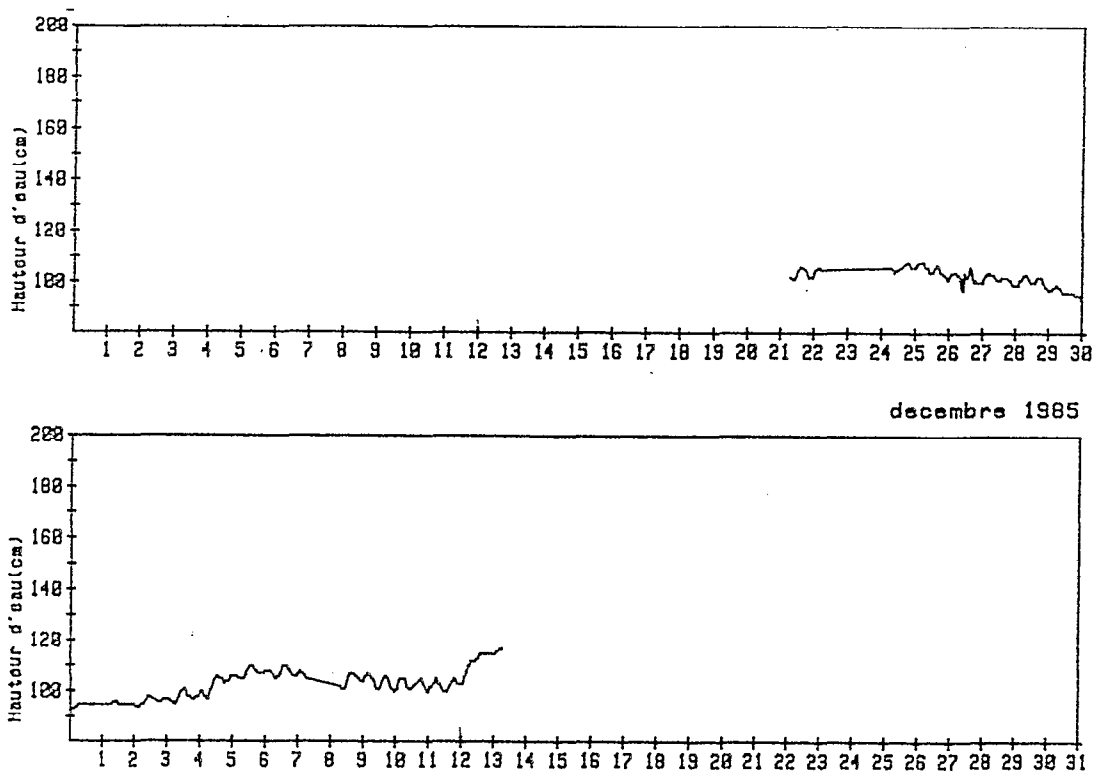
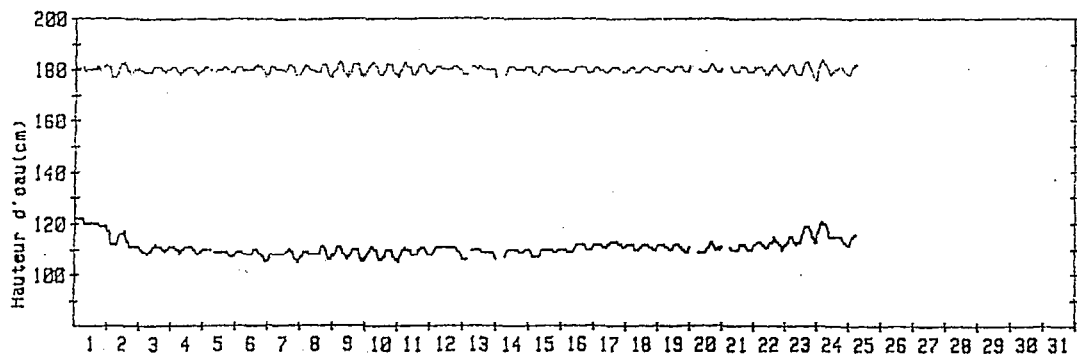


Figure D3

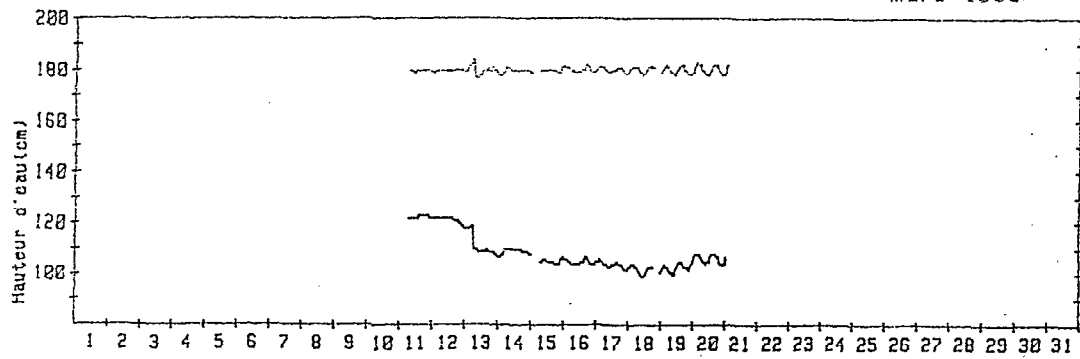
Evolution du niveau du lagon de Tikehau au quai en juillet 1985.

**Figure D4**

Evolution du niveau du lagon de Tikehau au quai en novembre 1985



mars 1986.



avril 1986

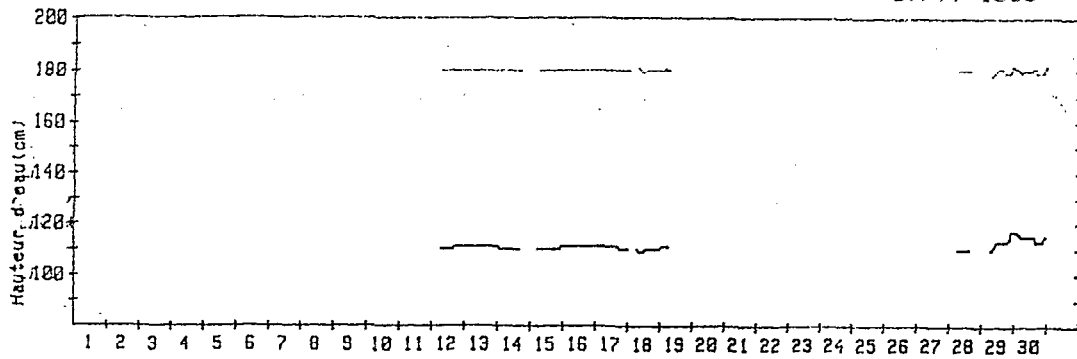
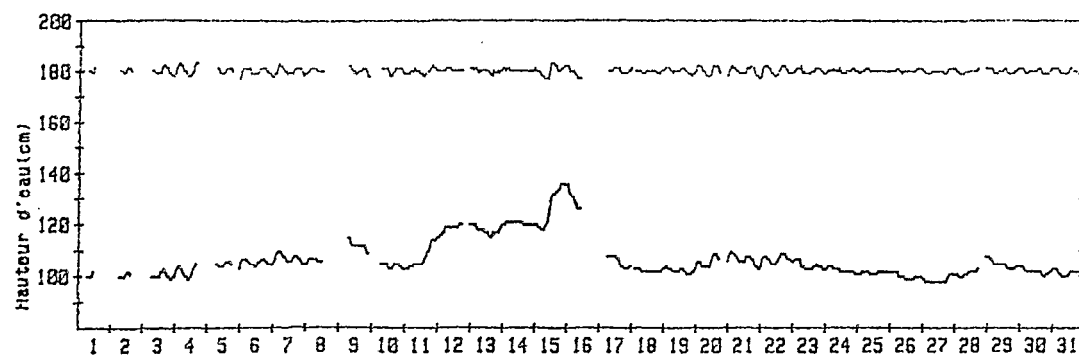
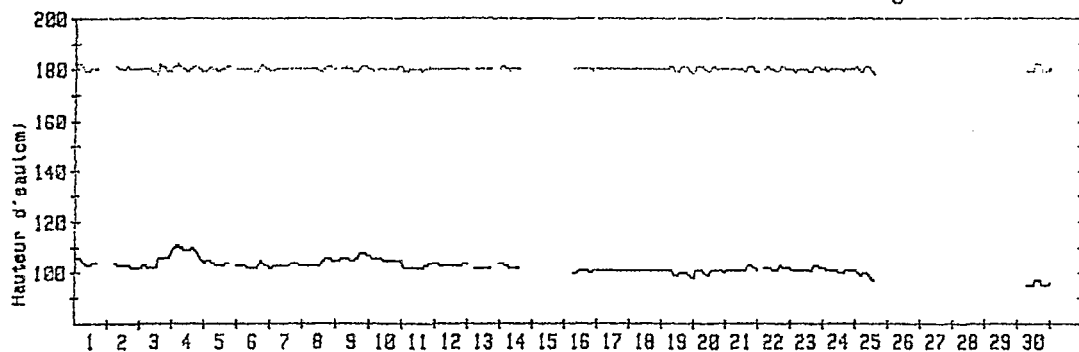


Figure D5

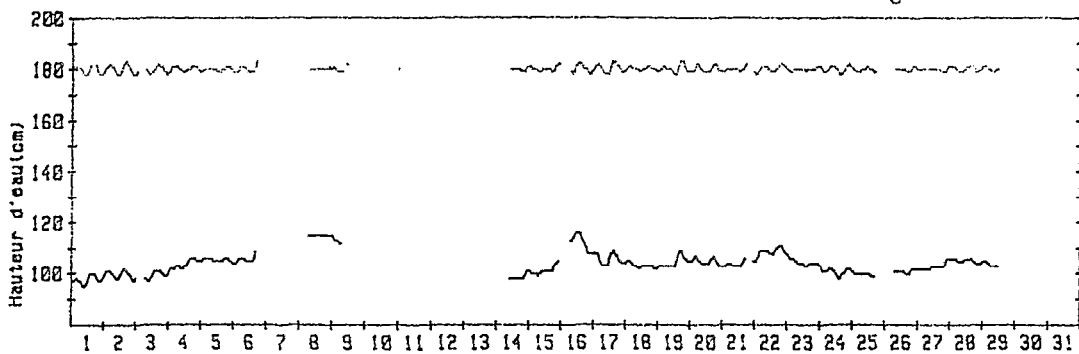
Niveau et onde de marée dans le lagon de Tikehau en janvier 1986



Juin 1986



Juillet 1986



août 1986

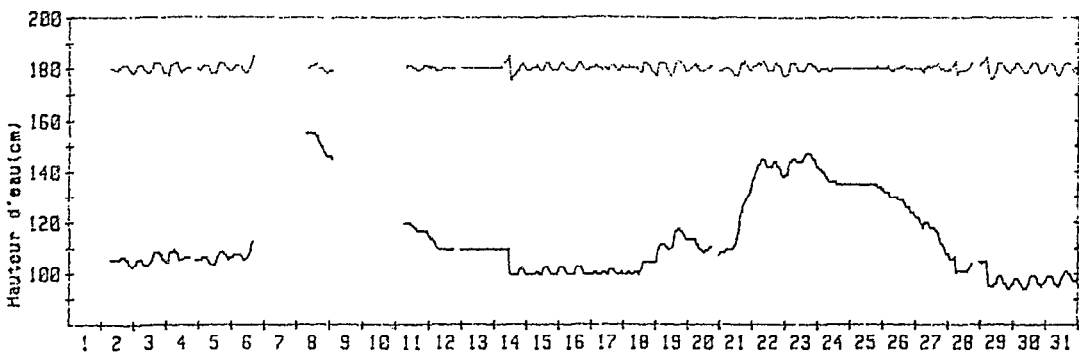
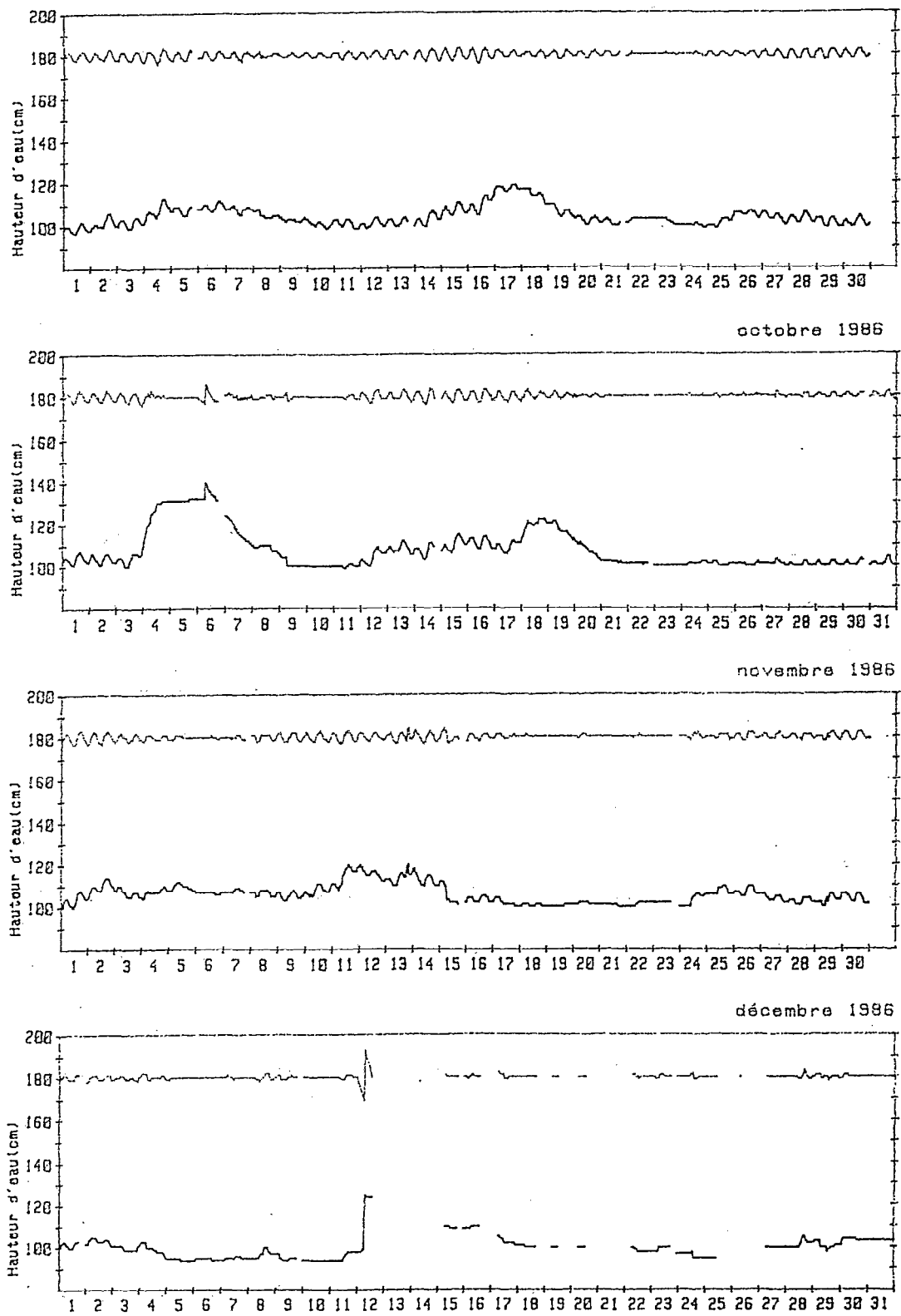


Figure D6

Niveau et onde de marée dans le lagon de Tikehau en mai 1986

**Figure D7**

Niveau et onde de marée dans le lagon de Tikehau en septembre 1986

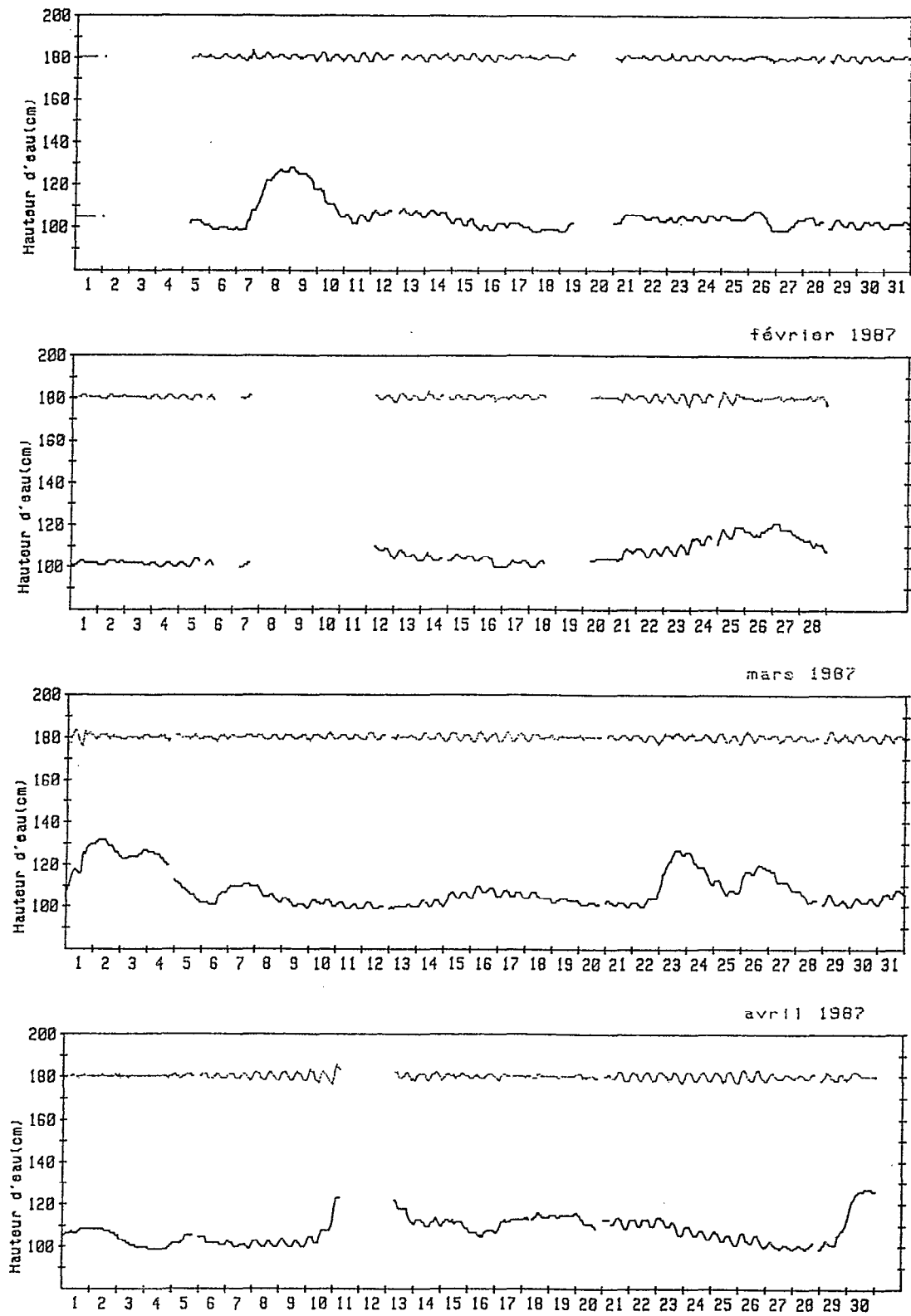
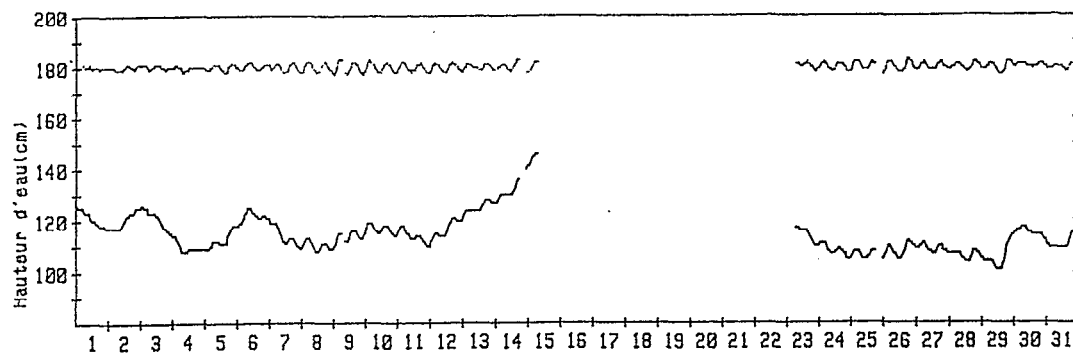
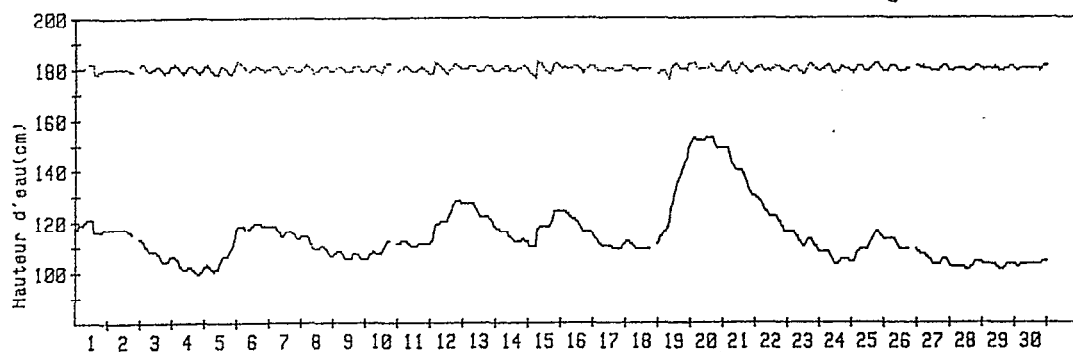


Figure D8

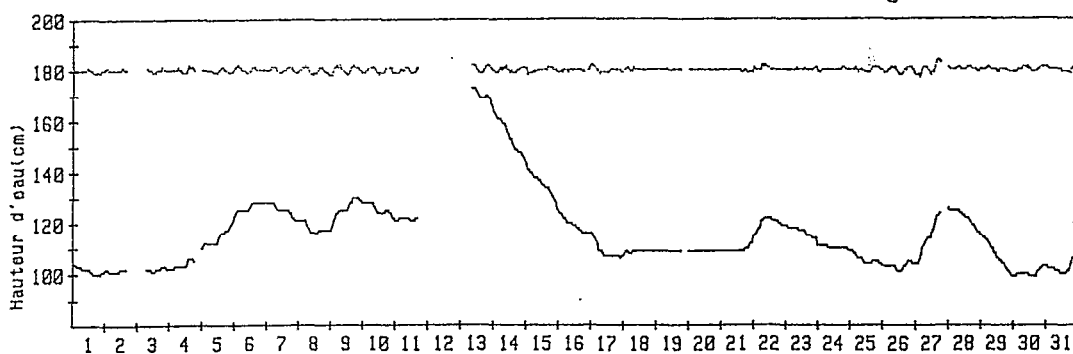
Niveau et onde de marée dans le lagon de Tikehau en janvier 1987



juin 1987



juillet 1987



août 1987

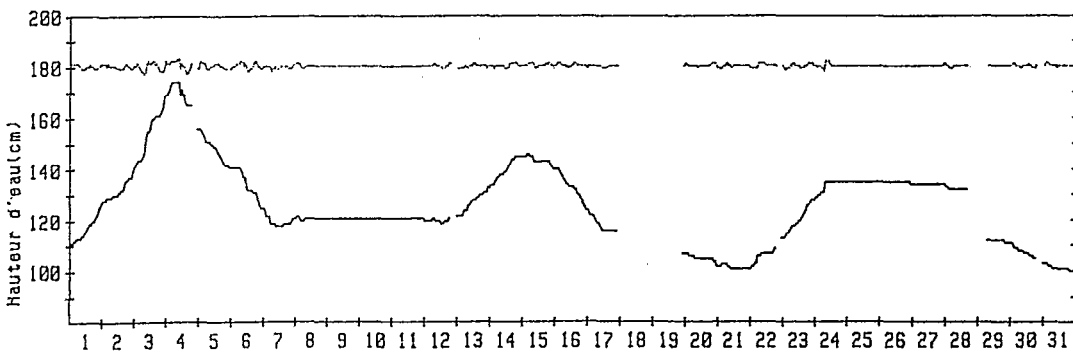


Figure D9

Niveau et onde de marée dans le lagon de Tikehau en mai 1987

ANNEXE E

LES DROGUES ACOUSTIQUES

La société SUBER qui fabrique du matériel de mesure pour l'océanographie vend des « largueurs-transpondeurs profonds ». Ces appareils, baptisés LAM-TRS, possèdent deux fonctions : une fonction de largage, une fonction de dialogue ; utilisés dans cette dernière fonction, ils peuvent être un appoint intéressant dans les opérations de suivi de drogues.

1. Description de l'appareil

Le largueur-transpondeur se présente sous la forme d'un cylindre métallique (diamètre 0,15 m – longueur 1,2 m, poids 35 kg). Il possède à son extrémité supérieure un œillet pouvant recevoir une manille. A sa base il possède un « croc largable », actionné par un moteur électrique. Il est ainsi capable de retenir un lest et de s'en dégager s'il en reçoit l'ordre (Fig. E1).

L'ordre de largage lui est transmis de la surface sous forme de signaux acoustiques. Lui-même peut émettre des signaux suivant une fréquence qui lui est propre.

2. Fonctionnement

Mode largage – A tout moment, le largueur-transpondeur est prêt à recevoir un ordre de largage codé sur sa fréquence propre de réception, émis par la valise de télécommande. L'opération dure 1 minute. Son exécution est signalée par un message émis par le largueur.

Mode transpondeur – Il est également possible de « dialoguer » avec le largueur-transpondeur ; en mode transpondeur, l'appareil répond aux impulsions acoustiques émises par la valise. Cette dernière mesure le temps qui sépare l'émission de son impulsion et la réception de la réponse du largueur. Elle calcule ainsi la distance à laquelle se trouve le largueur connaissant la vitesse de propagation du son dans l'eau et le temps de réponse du largueur.

C'est dans ce dernier mode de fonctionnement que ce matériel a été utilisé pour suivre et retrouver des drogues dérivantes.

3. Utilisation en drogues acoustiques (cf. II.2.d et Fig. 38)

Suspendus sous des drogues dérivantes, les largueurs utilisés en transpondeurs permettent une localisation précise des drogues. La drogue est repérée par l'intersection de deux arcs de cercles dont les rayons sont les distances indiquées par la valise de télécommande.

On peut ainsi suivre des drogues sans qu'il soit nécessaire d'utiliser des drapeaux ou autres réflecteurs radars qui ont une traînée non négligeable dans le vent de surface. Si on disposait de deux valises de télécommande, un tel suivi de drogues pourrait se faire sans se déplacer. Mais en l'absence d'une seconde valise, le repérage doit se faire du bateau lui-même repéré par des amers visés au compas de relèvement.

Chaque drogue était constituée de deux bouées rigides d'une flottabilité totale de 40 l supportant un largueur et une « voile » carrée de 3 m² à 4 m sous la surface.

Une limitation à ce genre d'opération et la faible portée des signaux acoustiques (environ 1 500 m en mode transpondeur). Par ailleurs leur propagation est fortement perturbée par la présence des pâtés de corail. Ainsi, si le repérage est parfois difficile à effectuer, ce système facilite la recherche de la drogue. Il est particulièrement pratique pour des opérations de longue durée, dans des milieux où les courants sont faibles, ou dans des opérations de courte durée car il permet d'effectuer un repérage fin (± 1 m) et fréquent.

On notera que c'est du matériel cher, lourd, et conçu pour travailler en mode largueur, à grande profondeur (jusqu'à - 6 000 m) plutôt qu'en transpondeur pour repérer des drogues, dans 20 m d'eau.

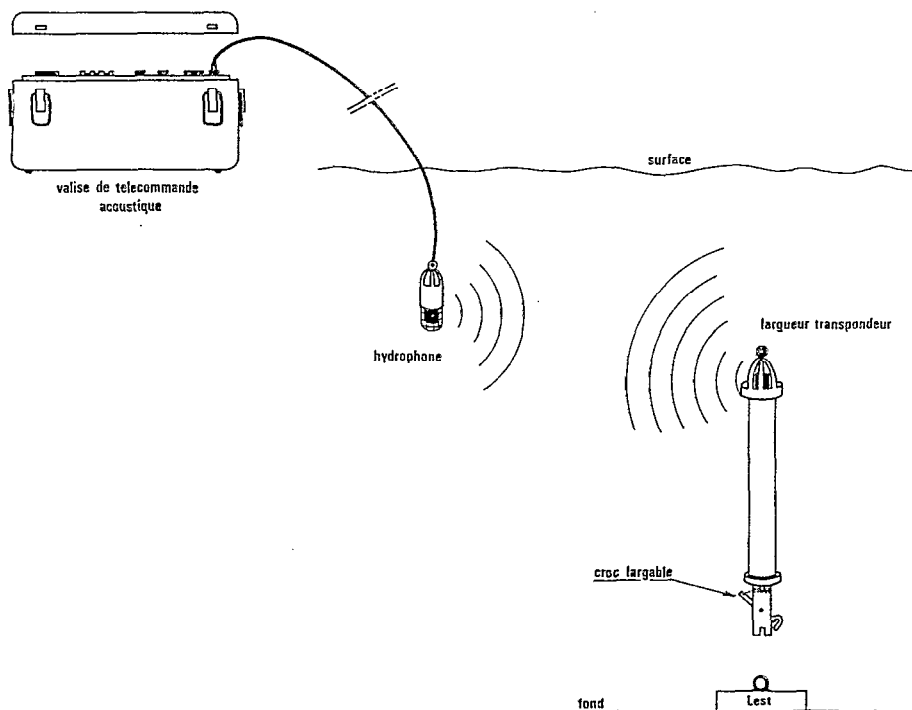


Figure E1

ANNEXE F

CALCUL DE LA PENTE INDUITE PAR LE VENT SOUFFLANT À LA SURFACE DU LAGON

On note (x, y, z) : les 3 coordonnées de l'espace (Fig. 46) ;

(u, v) : les composantes horizontales de la vitesse $\left[u = \frac{dx}{dt}, v = \frac{dy}{dt} \right]$;

$\zeta(x, y)$: le niveau de la surface au point de coordonnées (x, y) ;

K : le coefficient de viscosité turbulente selon la verticale ;

g : l'accélération de la pesanteur ;

H : l'épaisseur de la couche d'eau ;

ρ : la masse volumique de l'eau ;

F : la tension de vent en surface (ramenée à l'unité de surface)
(cf. III.1.c et III.2.d) ;

Les équations linéarisées de la dynamique en eau profonde, s'écrivent :

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left[K \frac{\partial u}{\partial z} \right]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left[K \frac{\partial v}{\partial z} \right] \quad (\text{cf. Csanady})$$

Après intégration sur l'épaisseur de la couche d'eau, ces équations donnent :

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -g H \frac{\partial \zeta}{\partial x} + F_x - B_x \quad (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + fU = -g H \frac{\partial \zeta}{\partial y} + F_y - B_y \quad (2)$$

$$\text{Avec } U = \int_0^{-H} u \, dz \quad \text{et} \quad V = \int_0^{-H} v \, dz$$

Notons : (B_x, B_y) : contraintes au fond

(F_x, F_y) : contraintes en surface

Pour un vent soufflant selon l'axe des x : $F_y = 0$ et $F_x = F/\rho$, B_x et B_y peuvent être négligés devant les tensions de vent.

L'équation de continuité s'écrit directement :

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (3)$$

On peut faire l'hypothèse d'un état stationnaire, qui s'exprime par $U = V = 0$.

Nos équations ainsi simplifiées deviennent :

$$0 = -g H \frac{\partial z}{\partial x}$$

$$0 = -g H \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{F}{\rho}$$

$$0 = -\frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

Elles décrivent un état stationnaire où la surface est inclinée avec une pente :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{F}{\rho g H}$$

Ce résultat se retrouve en écrivant l'équilibre d'une colonne d'eau de section élémentaire soumise à la tension de vent et au gradient de pression hydrostatique.

$$F dx = \rho g (H + d\zeta) - \rho g H$$

$$\Rightarrow \frac{d\zeta}{dx} = \frac{F}{\rho g H}$$

ORSTOM Editeur
Dépôt légal : juin 1991
Micro-édition Impression
ORSTOM BONDY

ORSIOM

Editions

ISSN : 0767-2888

ISBN : 2-7099-1042-X

Editions de l'ORSTOM

72, route d'Aulnay 93143 BONDY Cedex

*Photo de couverture :
Vue aérienne d'une côte à Hoa, archipel des Tuamotu*

Cliché P. Laboute