

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires

Service Mixte de Contrôle Biologique

LE LAGON DE L'ATOLL DE MURUROA

- évolution spatio-temporelle des paramètres hydrologiques, physico-chimiques et planctologiques
- échanges lagon-océan
- modèle de circulation interne à travers le socle corallien

ROUGERIE Francis (1)
RICARD Michel (2)
MAZAURY Edmond (3)

Avril 1982

- (1) Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer ;
- (2) Muséum National d'Histoire Naturelle et Antenne Muséum E.P.H.E. en Polynésie ;
- (3) Service Mixte de Contrôle Biologique.

DIRECTION DES CENTRES D'EXPÉRIMENTATIONS NUCLÉAIRES

SERVICE MIXTE DE CONTRÔLE BIOLOGIQUE

LE LAGON DE L'ATOLL DE MURUROA :

- évolution spatio-temporelle des paramètres hydrologiques, physico-chimiques et planctologiques
- dynamique et échanges lagon-océan
- modèle de circulation interne à travers le socle corallien

ROUGERIE Francis (1)
RICARD Michel (2)
MAZAURY Edmond (3) (4)

- (1) - Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
B.P. 529 - PAPEETE - TAHITI -
- (2) - Museum National d'Histoire Naturelle et Antenne Museum E.P.H.E.
en Polynésie B.P. 12 - MOOREA -
- (3) - Service Mixte de Contrôle Biologique - DIRCEN B.P. N° 16, 91310
MONTLHERY
- (4) - C.E.A., I.P.S.N., L.E.S.E. - B.P. 519 - PAPEETE - TAHITI -

S O M M A I R E

	<u>PAGE</u>
I/ - <u>CARACTÉRISTIQUES HYDROCLIMATIQUES</u>	1
1°) - Météorologie de l'atoll	1
2°) - Interactions océan-atmosphère	2
II/ - <u>ANALYSE DES DONNÉES RECUEILLIES EN 1980 ET 1981</u>	8
1°) - <u>Spécificité hydrologique du lagon et variabilité :</u>	8
a/ - la couche superficielle	10
b/ - structures verticales	13
2°) - <u>Sels nutritifs et production primaire :</u>	19
a/ - échantillonnage et méthodologie	19
b/ - distribution des nutriments	20
c/ - pigments chlorophylliens	24
III/ - <u>DISTRIBUTION ET COMPOSITION DU PHYTOPLANCTON</u>	29
1°) - Remarques préliminaires	29
2°) - Distribution du phytoplancton du lagon	29
3°) - Cycles du phytoplancton	31
IV/ - <u>DYNAMIQUE DES EAUX LAGONAIRES</u>	36
1°) - <u>Le champ de courants mesurés :</u>	36
a/ - mesures réalisées dans la passe	36
b/ - mesures réalisées en A26	37
2°) - <u>Interprétation :</u>	41
a/ - distribution globale	41
b/ - composantes zonales et méridiennes	43
c/ - hodographes du courant résultant	46
3°) - Circulation interne et échanges océan - lagon	49
V/ - <u>LE SYSTEME INTERSTITIEL DU SOCLE DE L'ATOLL</u>	55
1°) - Structure du socle	55
2°) - Prélèvements dans les puits verticaux	56
3°) - Gradients verticaux dans le socle et dans l'océan	59
VI/ - <u>MODELE DE FONCTIONNEMENT GLOBAL</u>	64
1°) - Discussion	64
2°) - Fonctionnement global	65
3°) - Flux verticaux et modélisation	68
VII/ - <u>CONCLUSION</u>	74
- BIBLIOGRAPHIE	77
- ANNEXES	

RESUME

Une triple série de mesures hydrologiques et physico chimiques effectuée dans le lagon semi-ouvert de l'atoll de MURUROA, permet d'établir les grands traits de la distribution des paramètres contrôlant la production primaire dans le lagon et dans l'eau océanique autour de l'atoll. La circulation interne du lagon est caractérisée par un brassage vertical intense en début d'hiver austral (temps de résidence minimal de l'ordre de 23 jours) et par l'apparition en été d'une forte stratification thermohaline, le fond de la partie orientale du lagon étant alors occupé par une eau lagonaire dont le temps de résidence peut atteindre 92 jours.

L'examen du cycle du phytoplancton du lagon confirme la présence de deux groupes distincts : l'un constitué de cellules de grande taille apparentées au microplancton (partie centrale et orientale du lagon), l'autre comportant une plus forte densité de cellules de taille relativement plus faible au turn over rapide caractéristiques du nanoplancton (bordure ouest et zone de passe).

Les mesures directes de courant et les différents réarrangements du champ de densité conduisent à proposer un modèle de circulation, où le départ des eaux superficielles vers l'ouest (zone de passe) sous l'action des vents alizés dominants, est compensé dans la partie inférieure de la passe, par un flux océanique entrant à marée montante. Dans la partie orientale, les hodographes du courant résultant, indiquent une circulation opposée entre les couches superficielles et l'eau du fond, dont le processus de remontée vers la surface est analogue à celui d'un upwelling côtier.

Des prélèvements d'eau effectués dans les puits verticaux forés à partir de la couronne émergée de l'atoll permettent la mesure des paramètres hydrologiques de l'eau interstitielle, présente dans le socle corallien poreux de l'atoll, et révèlent l'étroite similitude entre celle-ci et l'eau océanique libre. L'étude comparée des gradients thermohalins et des teneurs en molécules nutritives (nitrates et silicates) dans le lagon, dans le socle corallien puis basaltique (à partir de 500 mètres) et dans l'océan, prouve de façon formelle la réalité d'une migration ionique à travers le socle corallien, entre l'Eau Antarctique Intermédiaire riche et l'eau du lagon épuisée en nutriments. Cet apport de sels nutritifs neufs permet le maintien du haut niveau de production primaire des eaux du lagon, et compense l'exportation permanente de biomasse vers l'océan par la passe.

EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES PARAMETRES
HYDROLOGIQUES, PHYSICO CHIMIQUES ET PLANCTOLOGIQUES

1) CARACTERISTIQUES HYDROCLIMATIQUES

Situé par 138°55' ouest et 21°50' sud dans le sud-est de l'archipel des TUAMOTU, l'atoll de MURUROA bénéficie d'un climat de type tropical humide maritime. Dans la classification du climat polynésien de CAUCHARD et INCHAUSPE (1976), la zone de MURUROA appartient à l'ensemble "PAUMOTU" caractérisé par un alizé d'est dominant, une température moyenne de l'air comprise entre 22°C et 27°C, une insolation élevée de l'ordre de 3.000 heures/an, une pluviométrie de 1,2 à 1,7 mètre/an et une faible dépendance vis à vis des dépressions tropicales d'été.

Les principales caractéristiques géomorphologiques, pédologiques et écologiques de cet atoll sont décrites dans "MURUROA", ouvrage publié en 1969 par la Dir. CEN/S.M.C.B. à partir d'extraits des cahiers du Pacifique n° 12 et 13.

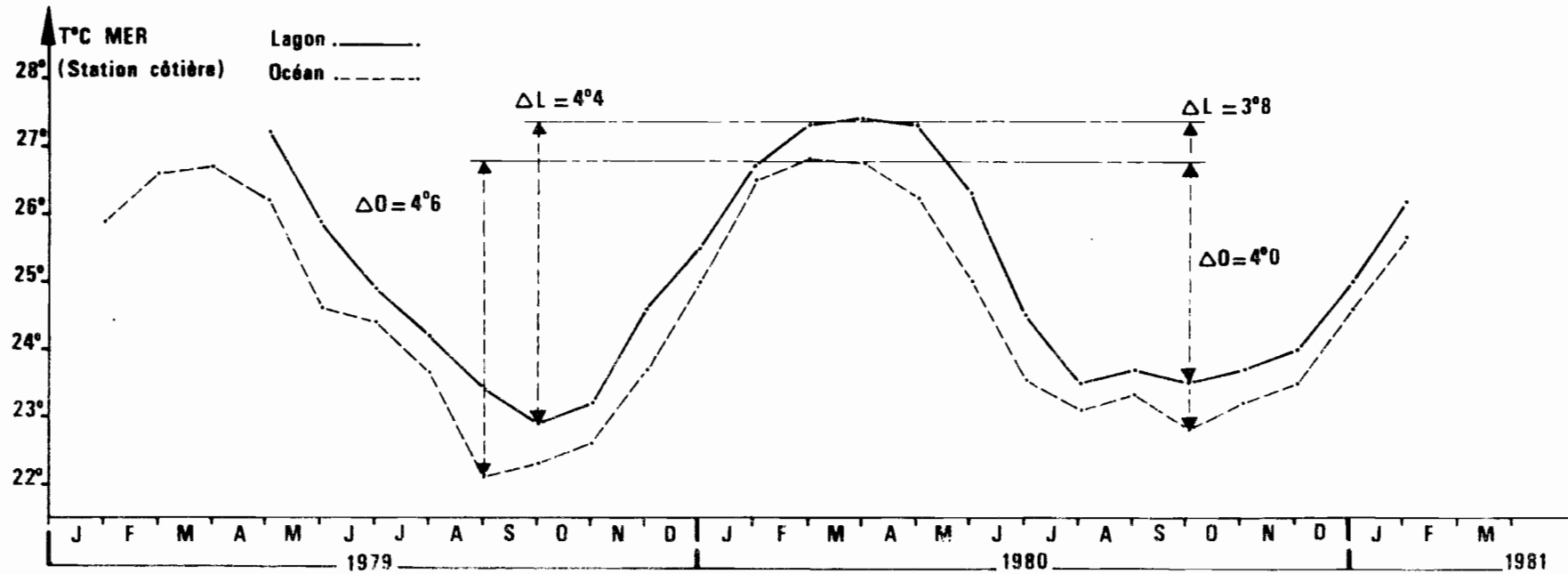
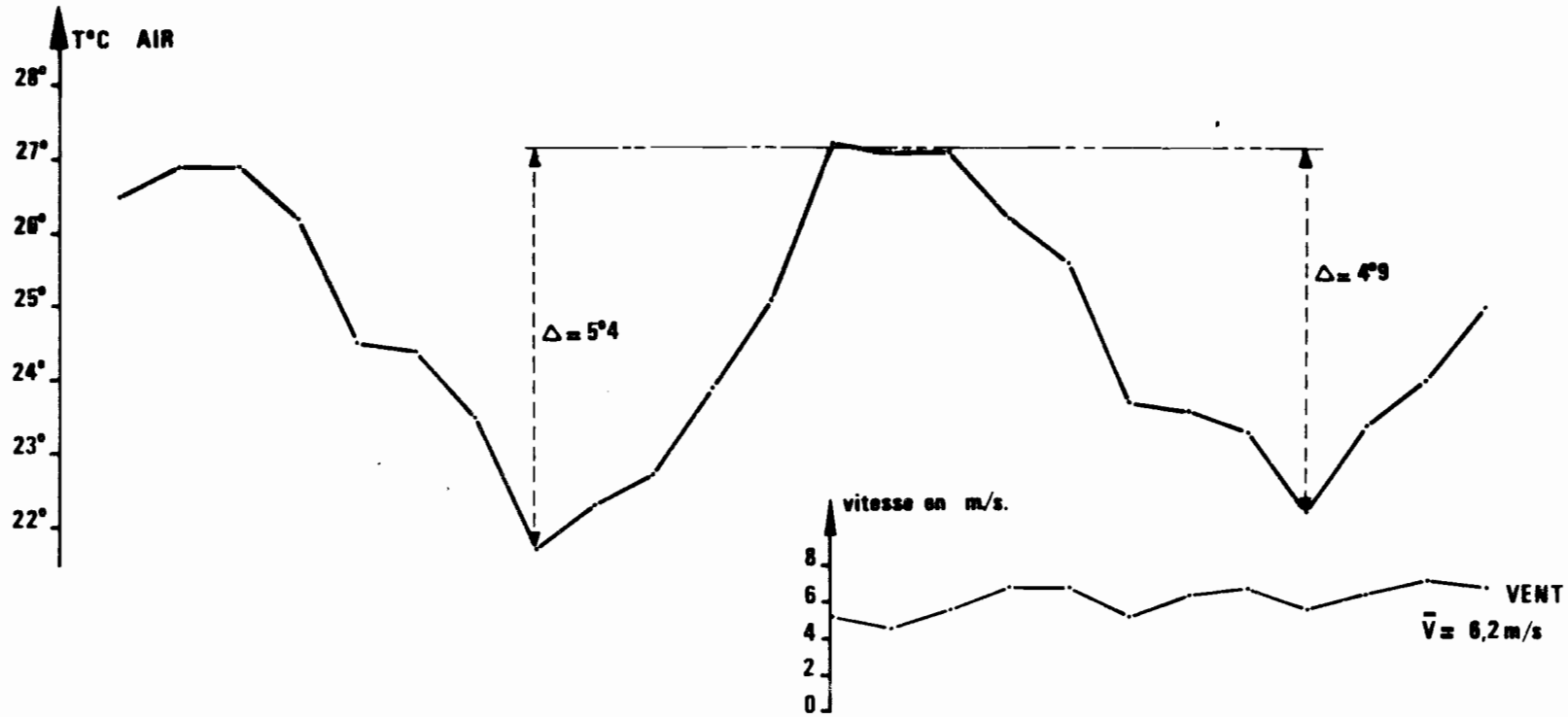
1°) Météorologie de l'atoll

Le Service de la Météorologie du C.E.P. effectue depuis 1971 le relevé des paramètres climatiques fondamentaux dont les huit observations quotidiennes sont regroupées dans un "tableau climatologique mensuel". Ces données sont par ailleurs intégrées dans les publications mensuelles et annuelles du Service de la Météorologie de la Direction du Service de l'Aviation Civile. De nombreuses publications de la Météorologie Nationale traitent du climat dans les atolls (INCHAUSPE, 1971) et aux îles Gambier (CHEVRE, 1974) archipel situé à 400 km dans le sud-est de MURUROA. Un descriptif global des conditions météorologiques régnant sur l'atoll a déjà été esquissé par ROUGERIE, GROS, BERNADAC (1980).

2°) Interactions océan - atmosphère

La comparaison de l'évolution des températures de l'air au niveau du sol, de l'eau océanique de surface et de l'eau du lagon (figure 1) en 1979 et 1980 permet de mettre en évidence les caractéristiques thermiques principales de l'hydroclimat autour de l'atoll.

Fig.1: MURUROA _ Moyennes mensuelles.



On constate que l'amplitude des variations thermiques est plus importante pour l'air que pour l'océan et que d'une année à l'autre, les minima de la période hivernale (Août - Septembre) se sont décalés d'un demi-degré sur les trois courbes ; le couplage thermique océan - atmosphère est donc très étroit, la faible surface émergée de l'atoll ayant une influence orographique négligeable. Pendant l'été austral (Janvier à Mars), l'échange thermique entre les deux milieux se fait dans le sens atmosphère - océan dont la température en surface ne dépasse pas 26°8C pour plus de 27°C dans l'air.

En hiver en revanche, la température océanique reste supérieure à 22°C : l'océan cède des calories à l'atmosphère ce qui illustre bien l'importance de son effet modérateur sur le climat. La quantité de chaleur de l'eau lagonaire est en toute saison supérieure à celle des deux autres systèmes, l'écart thermique lagon - océan étant en moyenne de 0,5°C, chiffre révélateur d'un degré notable de confinement des eaux lagonaires dans la partie orientale du lagon, où est mesurée cette température.

L'ambiance climatique conditionne également les variations à court terme de la salinité de l'eau océanique superficielle et, plus localement, de celles de l'eau lagonaire en fonction du signe du bilan évaporation - précipitations (E-P). Conformément aux indications fournies dans la synthèse hydroclimatique de l'année 1979 (ROUGERIE et al., 1980b), le terme "évaporation" utilisé est en fait "l'évapotranspiration potentielle" dont le calcul utilise 5 paramètres météorologiques fondamentaux et fournit une évaluation précise du phénomène. La figure 2 représente l'évolution mensuelle en 1979 et 1980 des termes Evaporation-Précipitations (E-P) et salinité océanique superficielle pour la zone de MURUROA. Les parties hachurées de la courbe E-P caractérisent les périodes où les précipitations sont supérieures à l'évaporation ; on note les chutes synchrones de salinité dont le niveau mensuel peut ainsi passer en un mois de 36,25 ‰ à 36,02 ‰ (Novembre 1979). Toutefois à l'échelle annuelle, il n'existe pas de corrélation simple, la salinité semble fluctuer de façon erratique bien que la charge en sel moyenne tende en définitive à se conserver puisqu'elle est de 36,16 ‰ en 1979 et de 36,20 ‰ en 1980. Le bilan E-P annuel est positif pendant les 2 années considérées puisqu'il atteint respectivement 111 mm et 162 mm/an : MURUROA est donc dans une zone où globalement les phénomènes d'évaporation l'emportent sur les précipitations, ce qui implique une augmentation nette de la salinité du système superficiel.

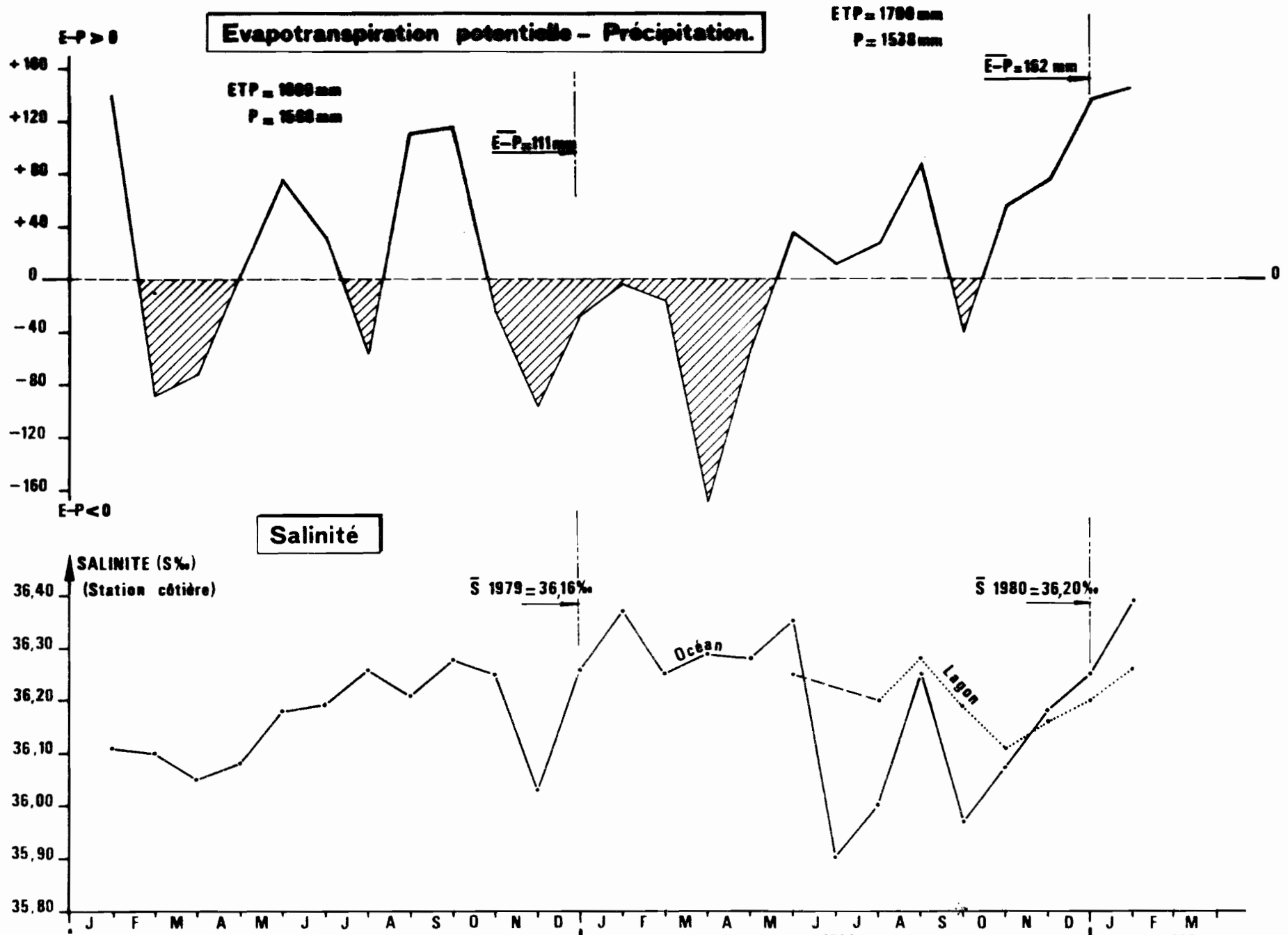
La carte donnant la distribution du bilan E - P en Polynésie en 1979 (ROUGERIE et al., op. cit.) indique que ce bilan devient brutalement négatif au sud d'une ligne passant par les GAMBIER, s'incurvant vers l'ouest nord-ouest pour traverser les TUAMOTU du centre en direction des MARQUISES : dans la zone située à l'est de cette ligne, la salinité des eaux superficielles est généralement supérieure à 36,2 ‰ et peut dépasser 36,5 ‰ dans la zone de formation du coeur de l'Eau Subtropicale Sud. Au Sud et à l'ouest de l'axe Gambier - Australes - Iles de la Société, la salinité est généralement inférieure à 36 ‰ et descend au-dessous de 35,5 ‰ entre les îles Cook et Tahiti. Une analyse équivalente réalisée pour l'année 1980 (ROUGERIE et al., 1981) confirme dans la zone de MURUROA la prépondérance de l'évaporation et le maintien d'une eau océanique de salinité comprise entre 35,9 ‰ (hiver austral) et 36,5 ‰ (été austral).

Ce schéma type de la distribution de la salinité superficielle est la résultante d'un double processus, l'un contrôlé par les échanges d'eau au niveau de l'interface océan-atmosphère, l'autre par les aléas de la circulation océanique, dont les caractéristiques dépendent des états d'équilibres géostrophiques à grande et à moyenne échelle ; d'importantes anomalies peuvent apparaître : en Septembre 1965 (croisière Brisants du N.O. CORIOLIS) la salinité autour de MURUROA était inférieure à 35,6 ‰ par suite de la présence d'eau froide et peu salée venant des latitudes plus Sud, révélant l'ampleur de la migration septentrionale de la Convergence subtropicale océanique.

Le lagon constitue par rapport à l'océan un système à faible inertie qui répond de façon plus rapide aux diverses pulsations météorologiques : sa salinité fluctue de part et d'autre de la valeur océanique superficielle suivant les particularités topographiques et bathymétriques en fonction de la dynamique des échanges lagon-océan et du bilan local évaporation - précipitations.

Des écarts importants mais passagers peuvent apparaître en certains points du lagon, illustrant le fait que les caractéristiques thermohalines d'une eau en transit lagonaire sont en perpétuel réarrangement et ne sauraient être comprises sans une connaissance détaillée de l'hydroclimat local.

Fig 2: MURUROA _ MOYENNES MENSUELLES.



C'est ainsi que la baisse brutale de la salinité océanique de Juin et Juillet 1980 (fig. 2), n'a que peu d'effet immédiat sur la salinité du lagon, ce qui indique que cette perturbation est essentiellement due à l'arrivée d'une eau peu salée à proximité de MURUROA. En Août et Septembre les 2 systèmes évoluent de façon synchrones mais à partir d'Octobre l'eau du lagon se ressale moins vite que l'eau océanique, celle-ci bénéficiant à la fois d'une forte évaporation (bilan E - P franchement positif) et de l'influence croissante de l'Eau Subtropicale sud très salée. On peut dans ce cas, tenter d'évaluer la part due à l'advection océanique et celle due aux conditions météorologiques locales. On obtient 0,11 %./mois pour l'augmentation de la salinité océanique et 0,05 %./mois pour l'eau du lagon, ce qui porte à 0,06 %./mois la part due à la seule advection marine. A la fin de l'année 1980, les deux processus se révèlent donc comparables dans leurs effets sur l'augmentation de la salinité de la couche superficielle, mais les séries de données sont encore trop courtes pour pouvoir prédire l'amplitude maximale de l'oscillation haline.

II) ANALYSE DES DONNEES RECUEILLIES EN 1980 ET 1981

Trois séquences complètes de données hydrologiques ont été relevées dans le lagon de MURUROA (fig. 3) en Mai 1980 (mission S.M.C.B.* , L.E.S.E.* , O.R.S.T.O.M.*), en Septembre 1980 (1) (mission S.M.C.B., M.N.H.N.*) et en Janvier 1981 (mission S.M.C.B.). Les deux premières missions ont fait l'objet d'un rapport détaillé de ROUGERIE et al (1980) et RICARD (1981), comportant l'analyse hydrologique, physico-chimique et planctologique des eaux du lagon ainsi que des données sur la circulation interne et les échanges avec l'océan. Les points de prélèvements côtiers quotidiens de la température et de la salinité dans le lagon et l'océan et les positions des stations du réseau lagonaire sont indiqués dans la fig. 4.

1°) Spécificité hydrologique du lagon et variabilité

Le tableau I présente, pour chacune des périodes de mesures intensives, la valeur moyenne obtenue à partir de la totalité des données recueillies dans le lagon (52 à 104 données selon les paramètres considérés).

TABEAU I

	Température (T°C)	Salinité (S.10 ³)	Densité (σ _t)
20 - 21 Mai 1980	26,19° C	36,23	23,92
22 au 30 Septembre 1980 (moyenne série 1 et 2)	23,74° C	36,00	24,44
21 au 23 Janvier 1981	27,10° C	36,25	23,65

Cette évolution thermo-haline globale de l'eau du lagon ne correspond pas exactement aux fluctuations enregistrées à la station côtière

-
- * - S.M.C.B. : Service Mixte de Contrôle Biologique
 - * - L.E.S.E. : Laboratoire d'Etude et de Surveillance de l'Environnement
 - * - O.R.S.T.O.M. : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
 - * - M.N.H.N. : Museum National d'Histoire Naturelle.

(1) - cette mission a recueilli 2 séries de données, codées série 1 et 2.

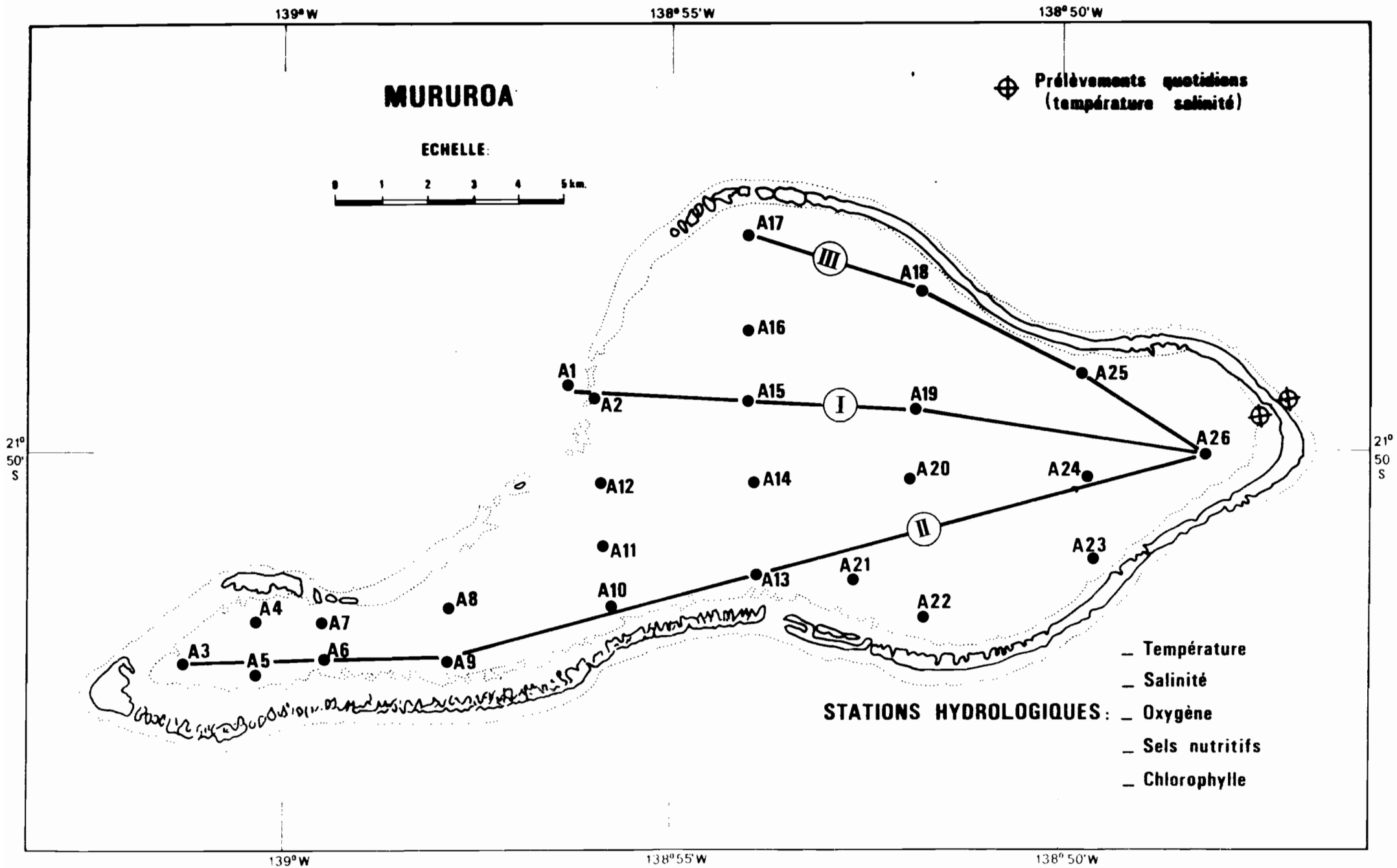


FIG. 4 : RÉSEAU ET RADIALES (I); (II); (III).

quotidienne (côté lagon), ce qui indique que la couche superficielle lagonaire n'est pas forcément homogène et/ou qu'un certain biais peut apparaître dans les mesures effectuées par petits fonds.

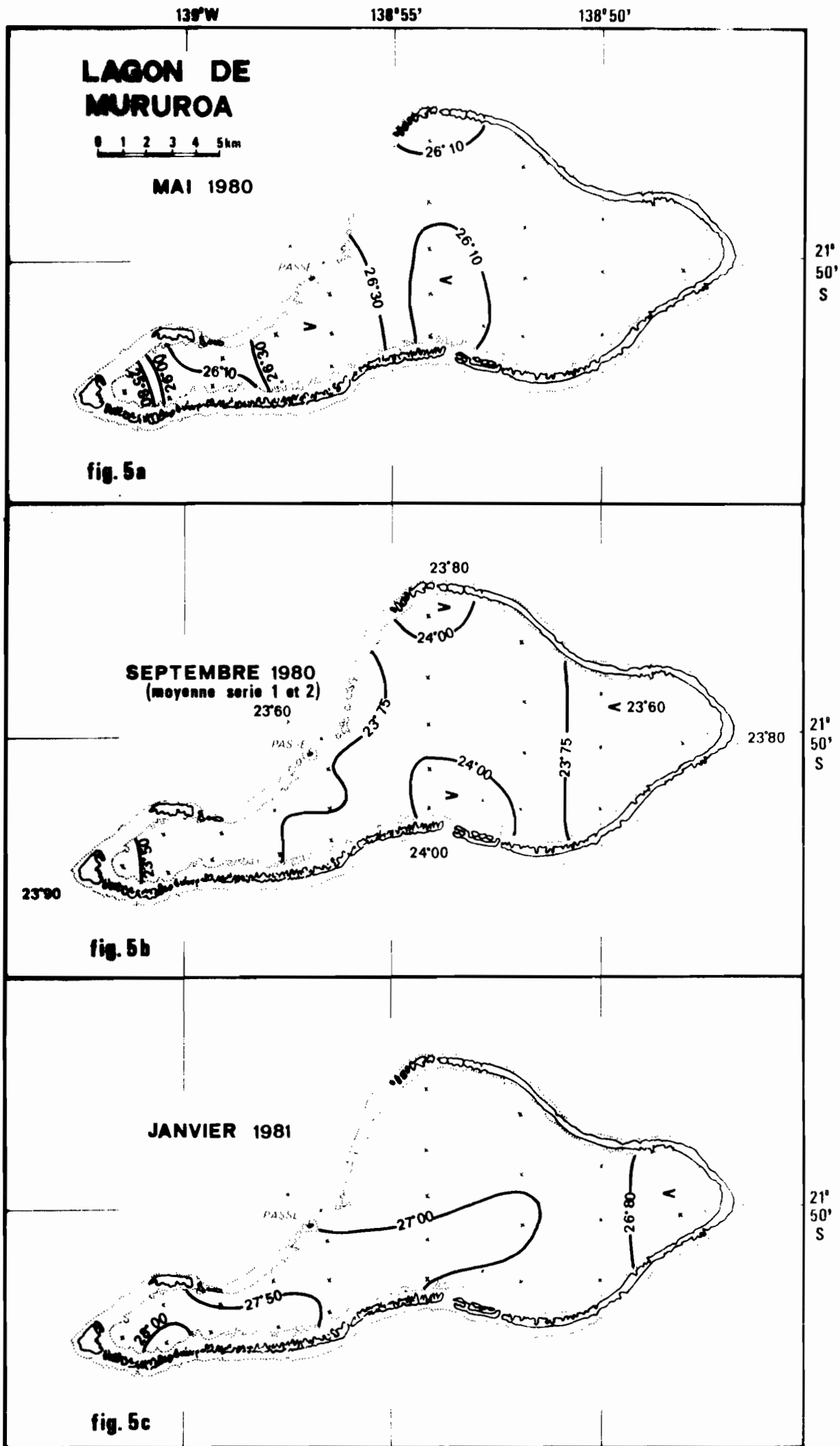
a) La couche superficielle :

La structure thermo-haline superficielle se révèle effectivement assez dissemblable au cours des trois périodes de mesures intensives (figures 5 et 6).

En Mai, le milieu lagonaire est d'une grande homogénéité par suite d'un brassage vertical consécutif au début du refroidissement hivernal. Une lentille d'eau plus froide et moins salée occupe toutefois l'extrémité de l'appendice ouest (fig. 5a et 6a) ; cette eau résulte du mélange de l'eau lagonaire superficielle et de l'eau de pluie qui, sous l'action des vents alizés à dominante est, dérive vers l'ouest du lagon : une partie est évacuée par la zone de passe, l'autre s'accumule dans l'extrémité ouest (ROUGERIE et al, 1980a).

En Septembre, alors que le refroidissement global du lagon est maximal, l'appendice ouest est encore occupé par les eaux les plus froides et les moins salées du lagon (fig. 5b et 6b). Un refroidissement de même amplitude est également noté dans la partie orientale, mais associé en ce cas à une forte salinité des eaux : l'analyse de la distribution verticale (chapitre II, b) confirmera la nature différente de ces deux types d'eau. Les deux "pôles" froids opposés sont séparés par la lentille centrale du lagon, plus chaude en moyenne de $0,4^{\circ}$ C (série 1 et 2) et en équithermie avec la couche superficielle océanique. La comparaison de la distribution de la température et de la salinité océanique autour de l'atoll (9 stations) avec le tracé des isothermes et des isohalines du lagon confirme la réalité d'une entrée d'eau océanique par la partie centrale sud de l'atoll, entrée évidemment favorisée au niveau des hoa par les houles de sud - sud est, qui, en hiver austral peuvent dépasser 3 mètres d'amplitude.

En Janvier, le niveau maximum du réchauffement saisonnier est presque atteint, mais n'affecte pas avec la même intensité, la totalité de la surface du lagon : un puissant gradient thermique horizontal existe selon le grand axe du lagon (fig. 5 C), l'eau la plus chaude et la plus salée étant située dans l'appendice ouest, l'eau la plus froide à l'extrémité



139°W 138°55' 138°50'

FIG. 5: TEMPERATURE DE LA COUCHE SUPERFICIELLE. (°C)

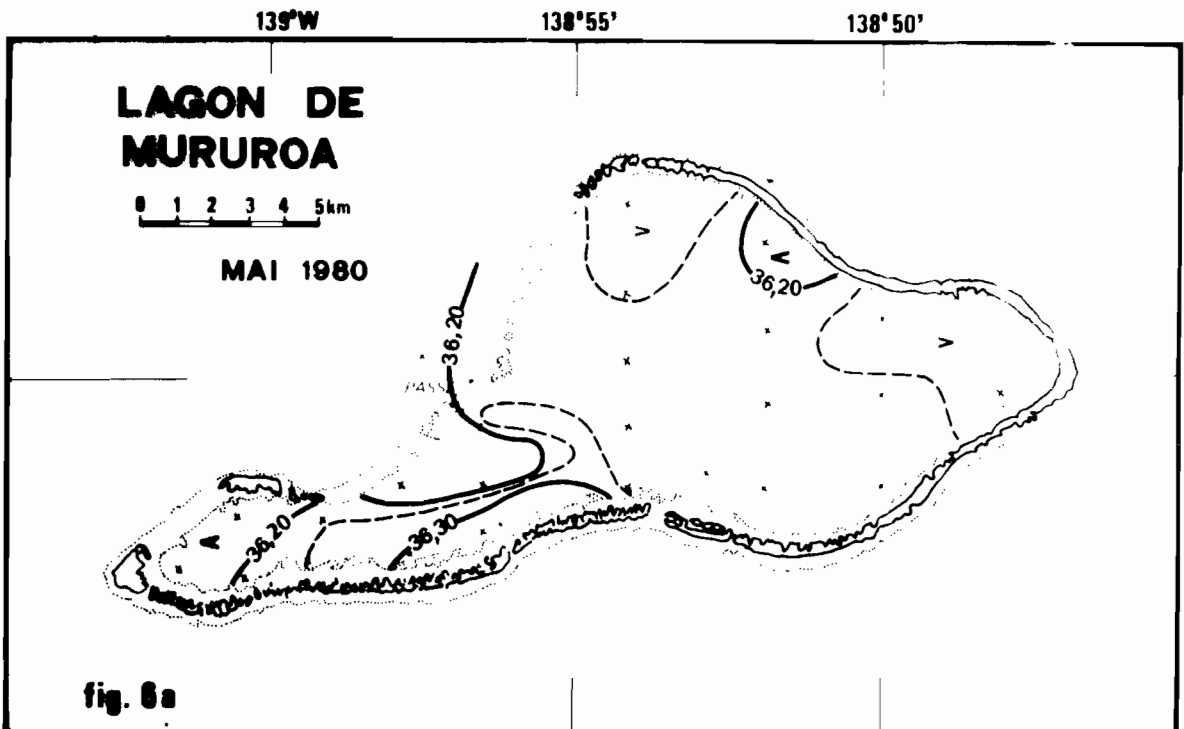


fig. 6a

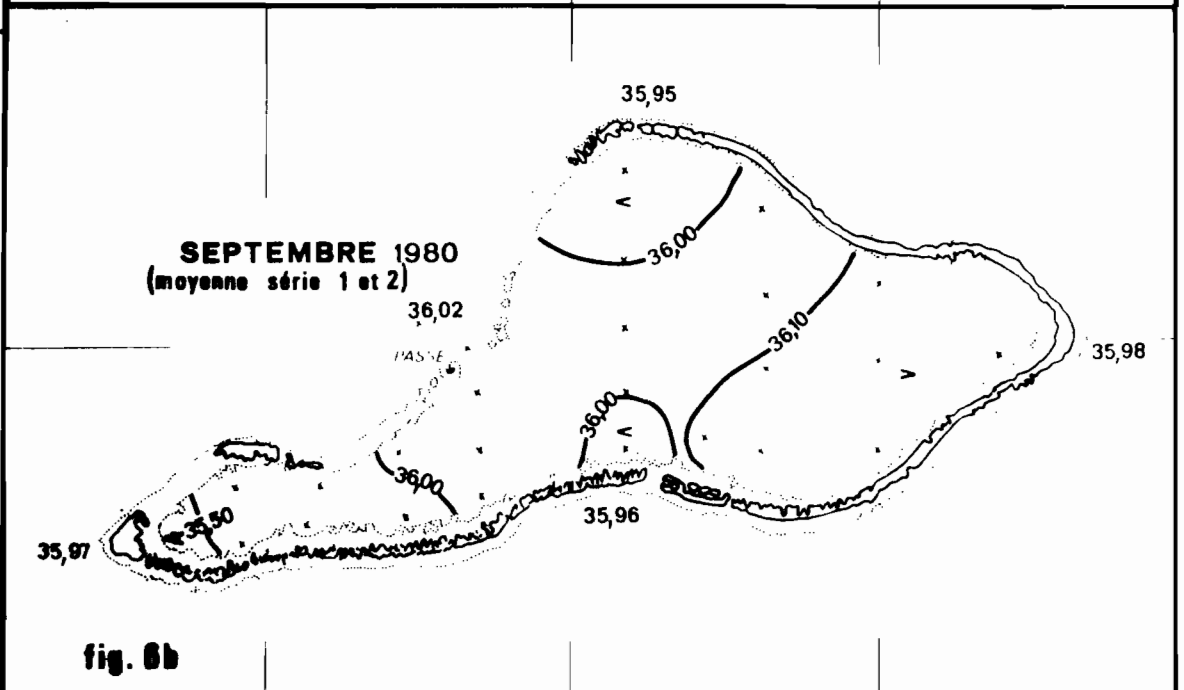


fig. 6b

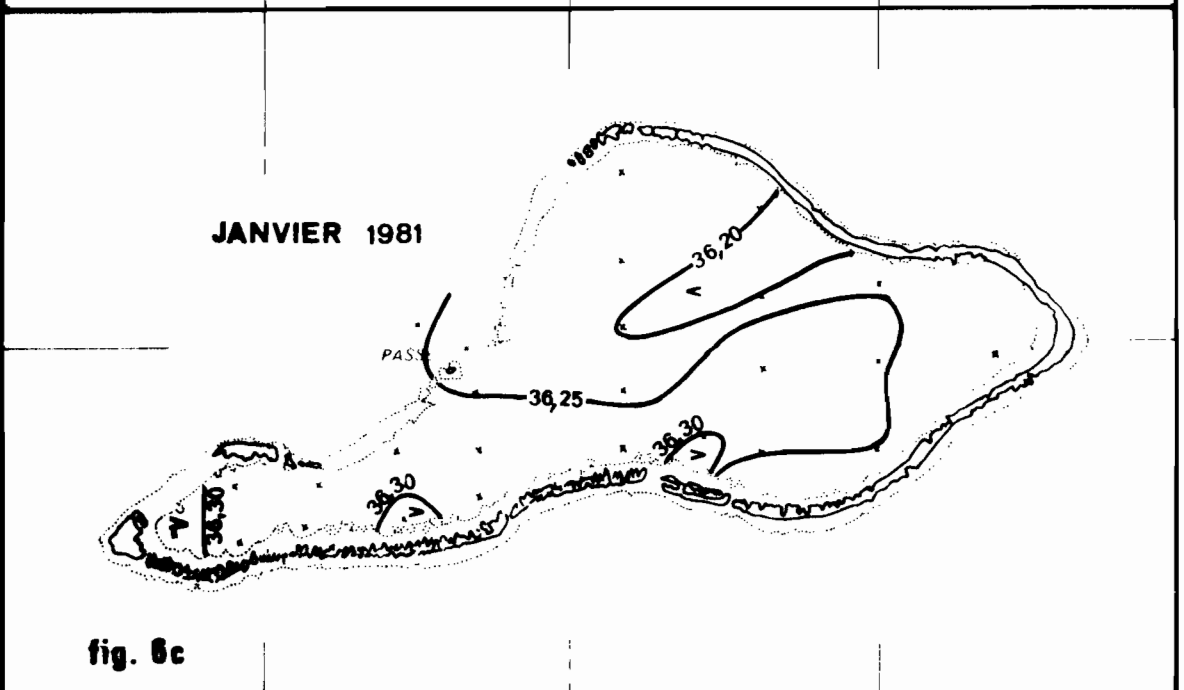


fig. 6c

139°W 138°55' 138°50'

FIG. 6: SALINITE DE LA CÔCHE SUPERFICIELLE. (S ‰)

orientale. Cette situation hydrologique est donc différente des deux précédentes, et l'interprétation de cette forte variabilité thermo-haline de la couche superficielle nécessite l'analyse détaillée de la structure verticale.

b) Structures verticales :

Les figures 7 et 8 présentent les structures verticales thermiques et halines des trois séquences successives, selon les trois axes longitudinaux I, II et III définis dans la figure 4.

En Mai, le milieu lagunaire possède une forte homogénéité en température et en salinité, les seules zones perturbées étant limitées à l'appendice ouest et à la proximité de la passe ; au niveau du seuil de celle-ci, entre 5 et 10 mètres de profondeur, il y a continuité hydrologique entre l'eau océanique et l'eau lagunaire, ainsi qu'en témoignent les tracés de l'isotherme 26, 20° C et de l'isohaline 36,25 ‰.

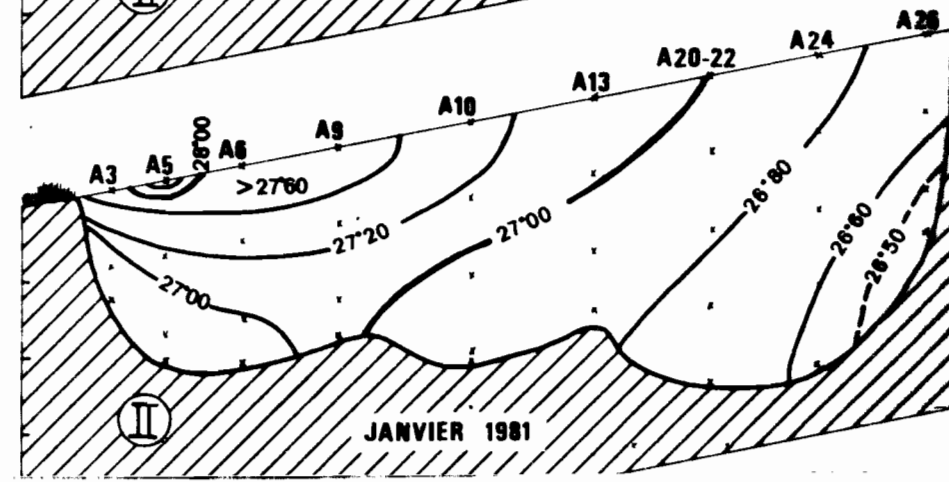
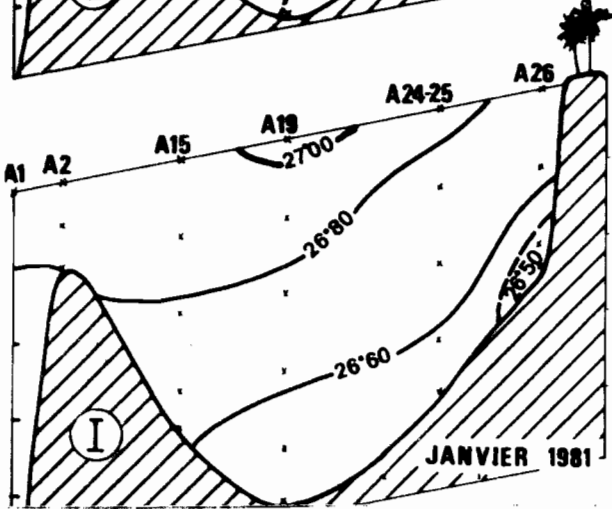
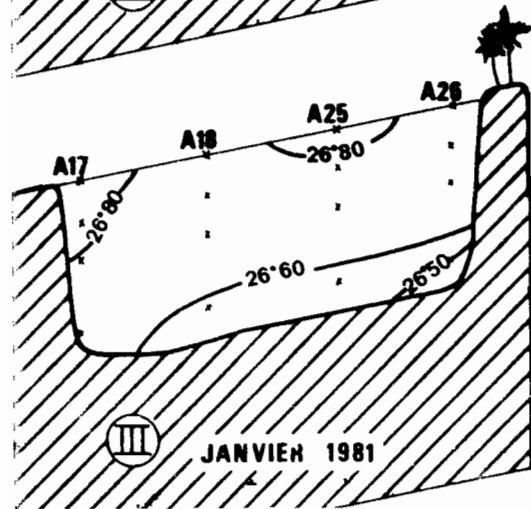
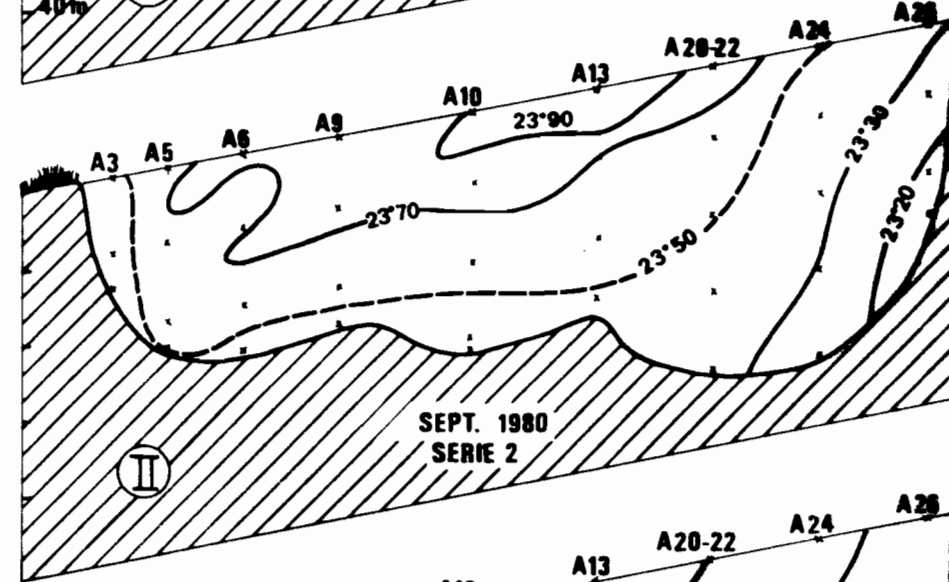
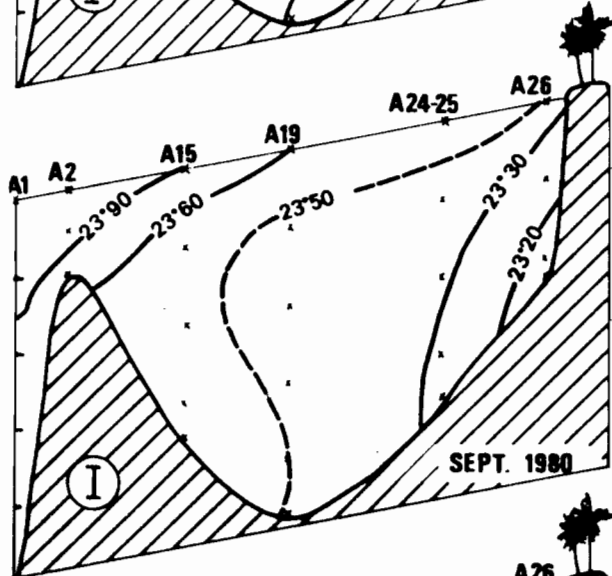
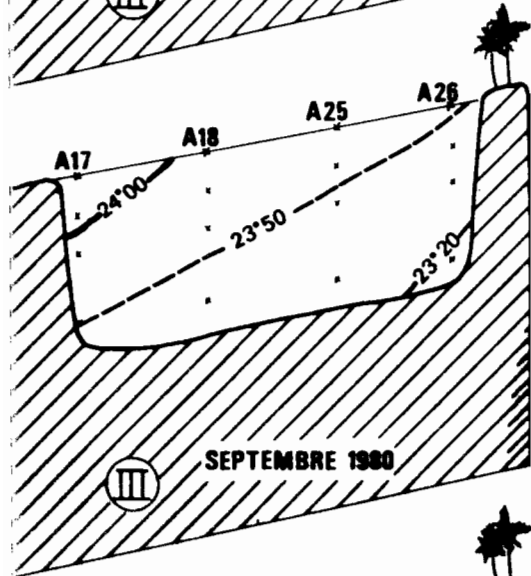
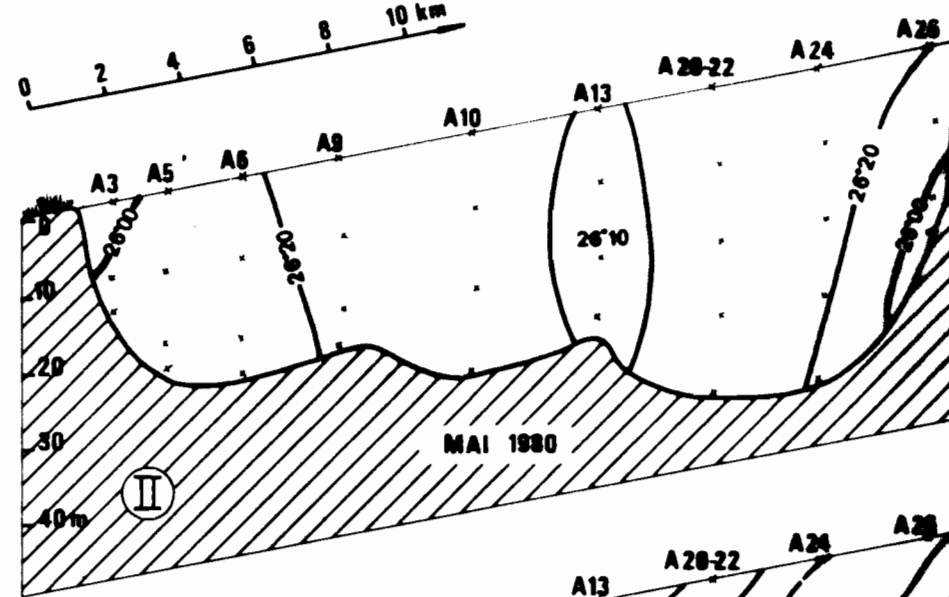
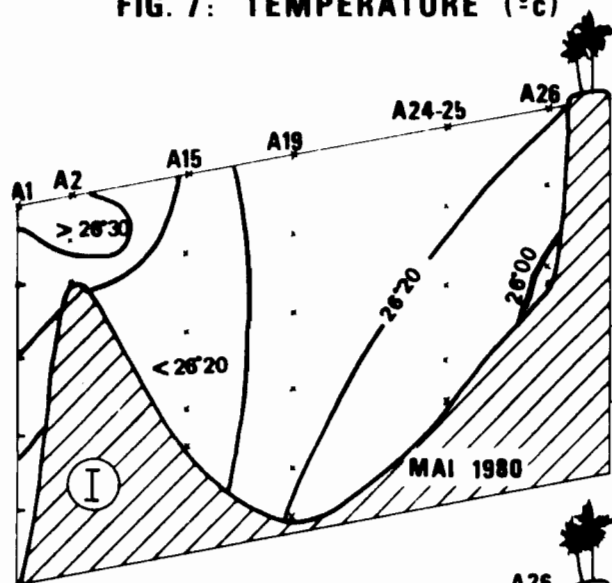
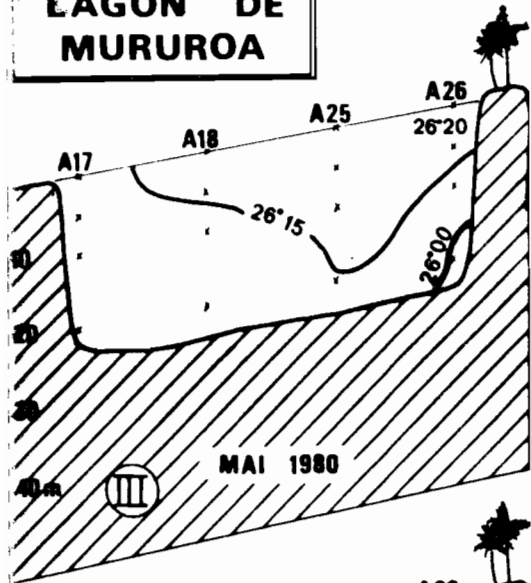
En Septembre (série 2), les eaux orientales et occidentales sont fortement stratifiées, l'écart thermique surface fond pouvant atteindre 0,5° C (station A 10). Toutefois dans la moitié est du lagon, et particulièrement selon les axes I et III, le tracé des isothermes est devenu oblique, ce basculement dans le plan vertical traduisant un refroidissement d'ensemble de l'ordre de 0,6° C entre la passe et le bord oriental .

Cette structure thermique reflète logiquement une remontée de l'eau de fond lagunaire le long de la pente interne du bord oriental, hypothèse renforcée par le fait que la salinité varie peu dans toute cette colonne d'eau. Près de la passe, la situation thermo-haline est complexe mais on retrouve comme en Mai, une entrée d'eau océanique au-dessus du seuil : la température de cette eau océanique est dans ce cas intermédiaire entre celle de la couche superficielle et celle de l'eau de fond lagunaire.

En janvier, l'oblicité des isothermes le long de l'axe est-ouest s'est maintenu alors que le réchauffement estival accentuait la stratification d'ensemble : les eaux les plus chaudes sont dans l'appendice ouest, les plus froides sur la pente interne du bord oriental. En revanche, les écarts de salinité d'une couche à l'autre, ne dépassent pas 0,1 ‰, toute la masse lagunaire s'étant ressalée depuis Septembre.

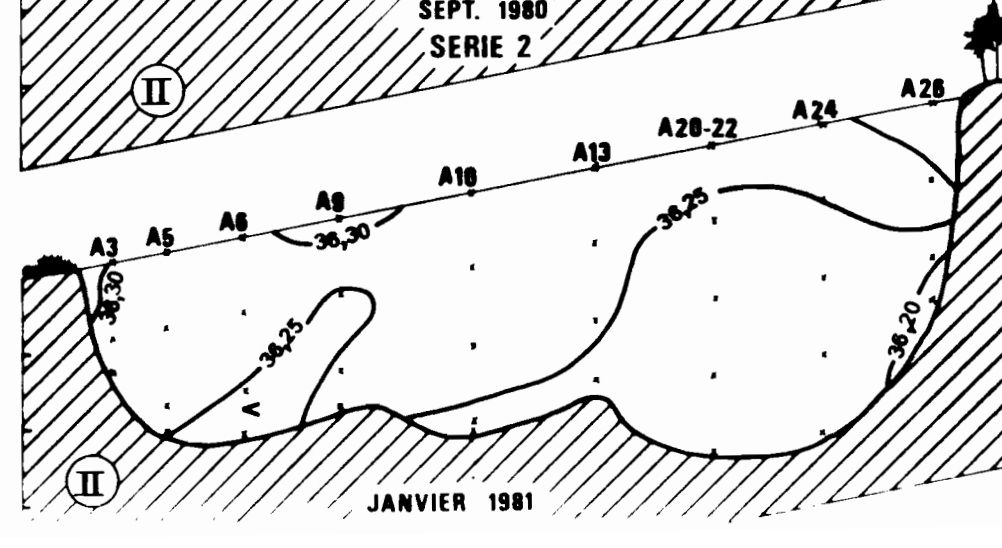
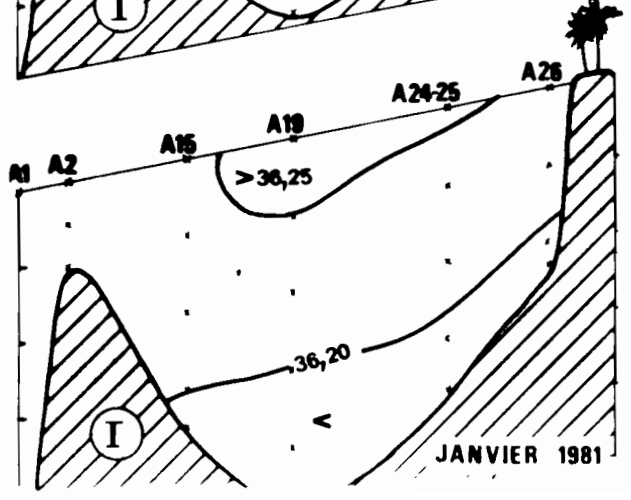
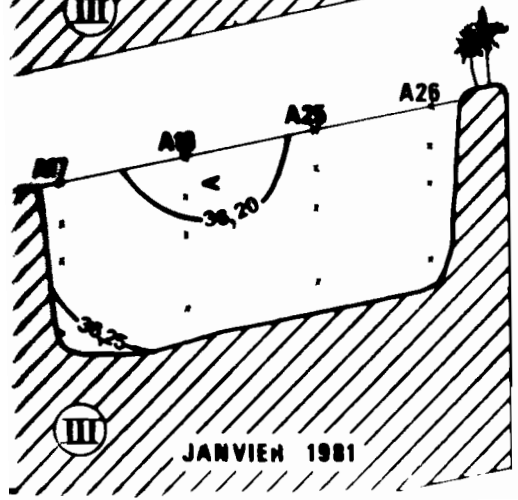
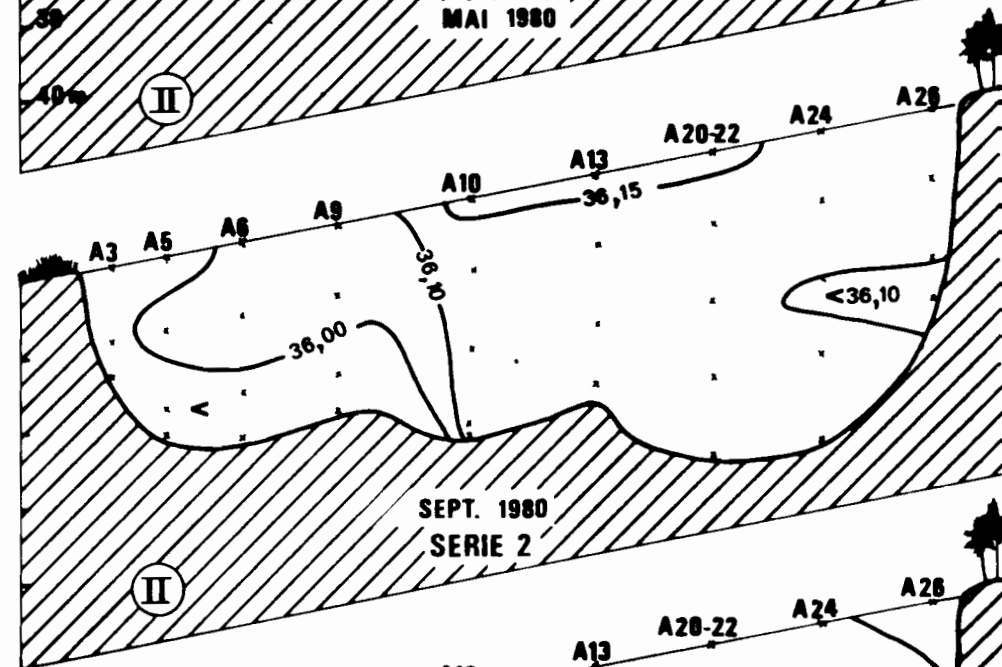
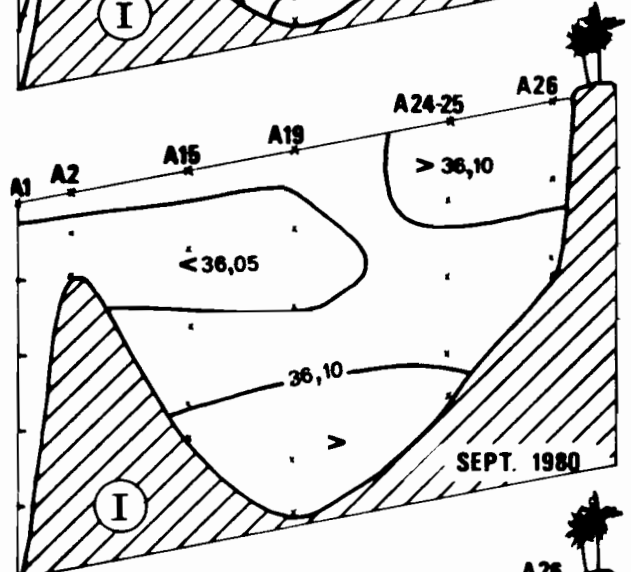
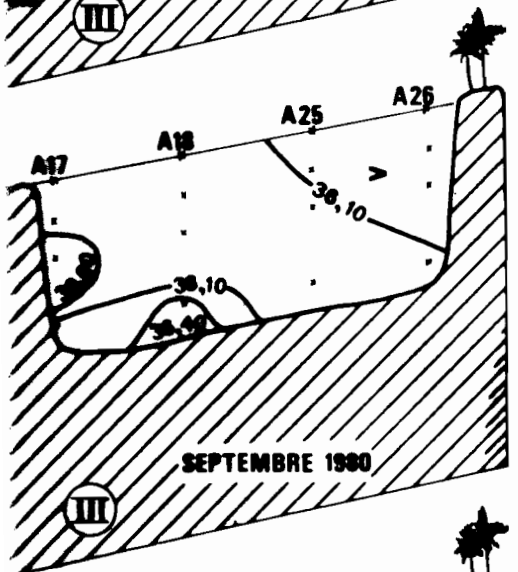
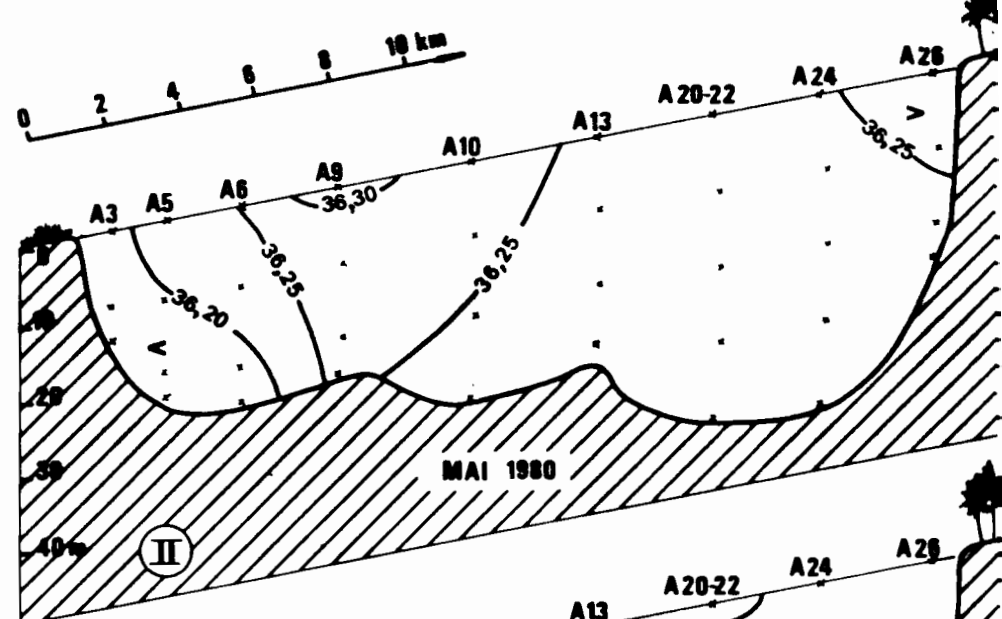
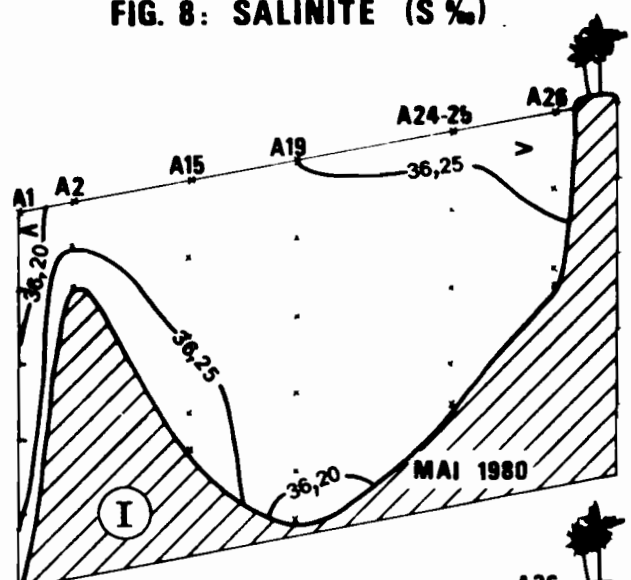
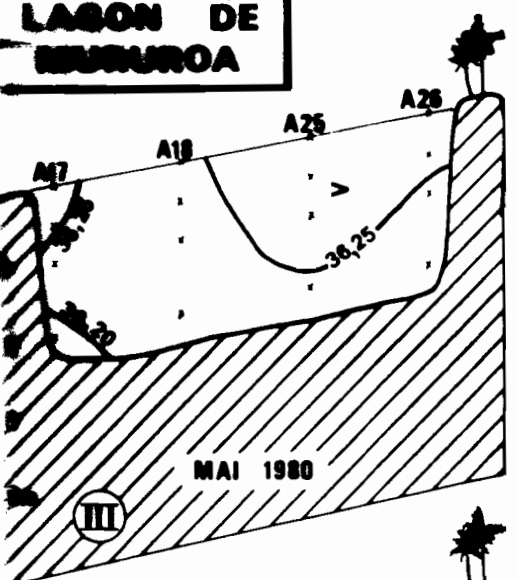
LAGON DE MURUROA

FIG. 7: TEMPERATURE (°C)



LAGON DE ENURUROA

FIG. 8: SALINITE (S ‰)



L'étude du champ de densité (fig. 9) confirme les grands traits de l'analyse thermo-haline précédente ; en Mai, de légers gradients de densité sont localisés sur les pentes internes et à proximité de la passe. En Septembre, l'eau la plus lourde ($\sigma_t \geq 24,70$) occupe le fond du lagon et la pente du bord oriental. Une petite lentille d'eau de plus forte densité est également présente à l'extrémité de la partie ouest. En Janvier, la stratification s'est accrue et deux types d'eau bien distincts sont présents dans le lagon, une eau superficielle légère en zone ouest et une eau lagonaire plus dense, sur le fond et la pente interne de la partie orientale. Le mécanisme responsable de la remontée d'eau de fond lagonaire décelé en Septembre s'est donc maintenu au cours du dernier trimestre, avec pour conséquence évidente, l'apparition du spectaculaire gradient thermique superficiel entre les extrémités ouest et est (fig. 5 C).

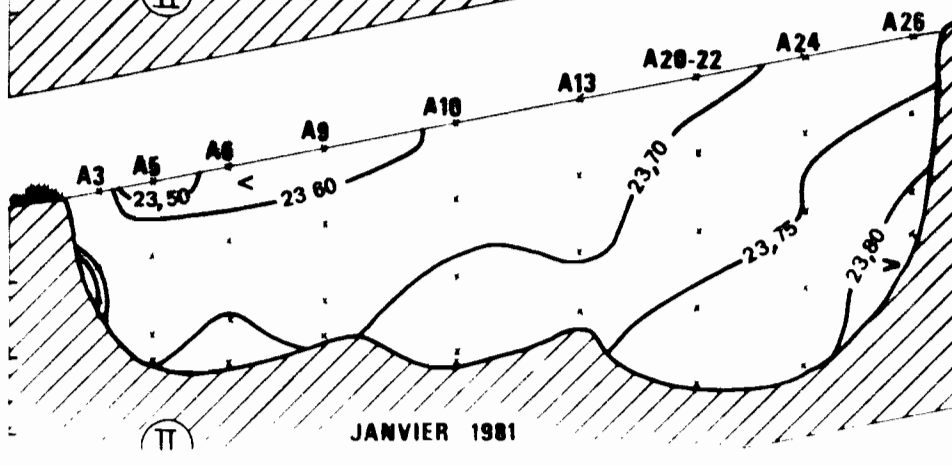
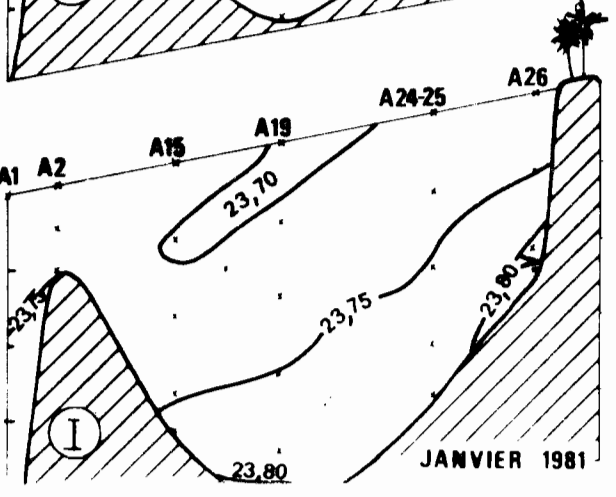
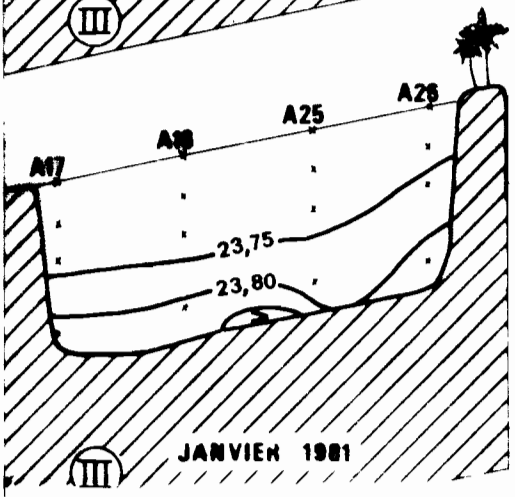
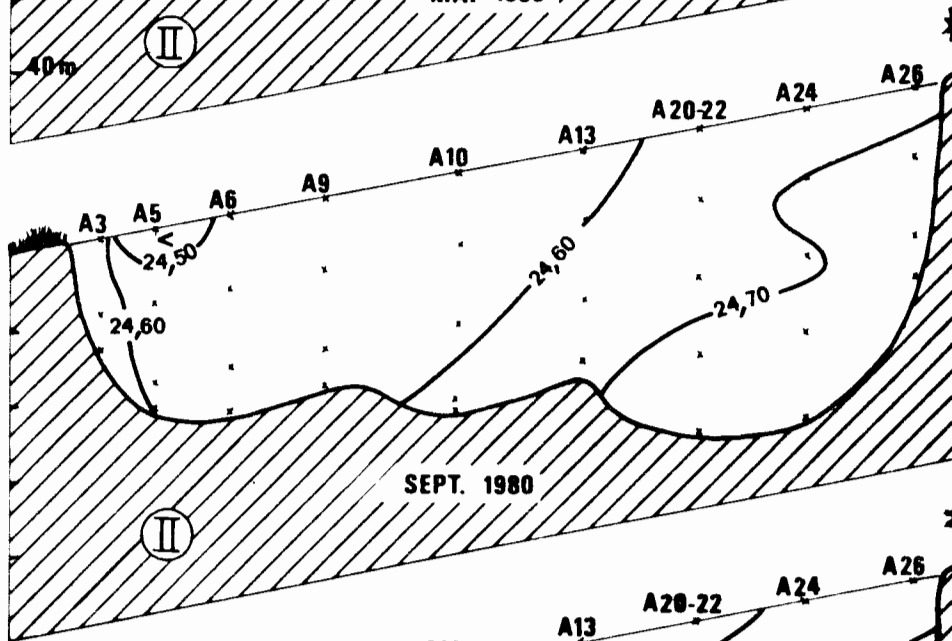
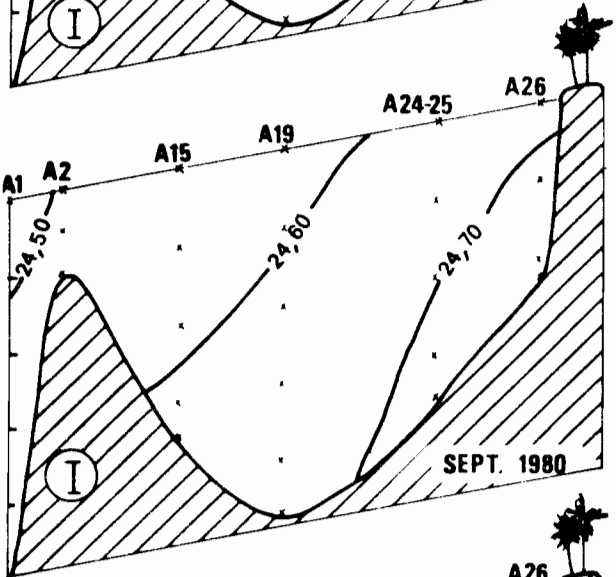
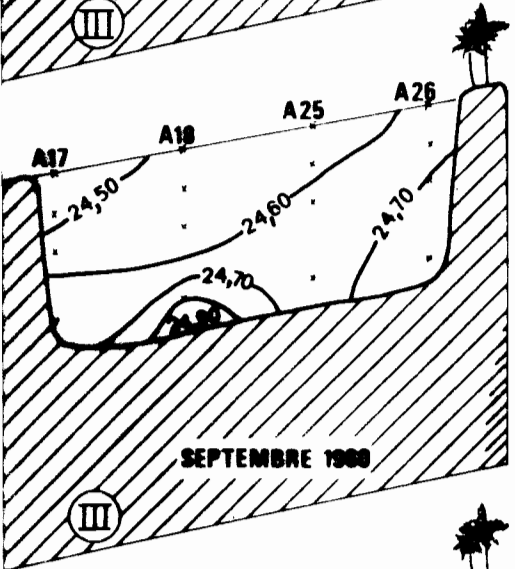
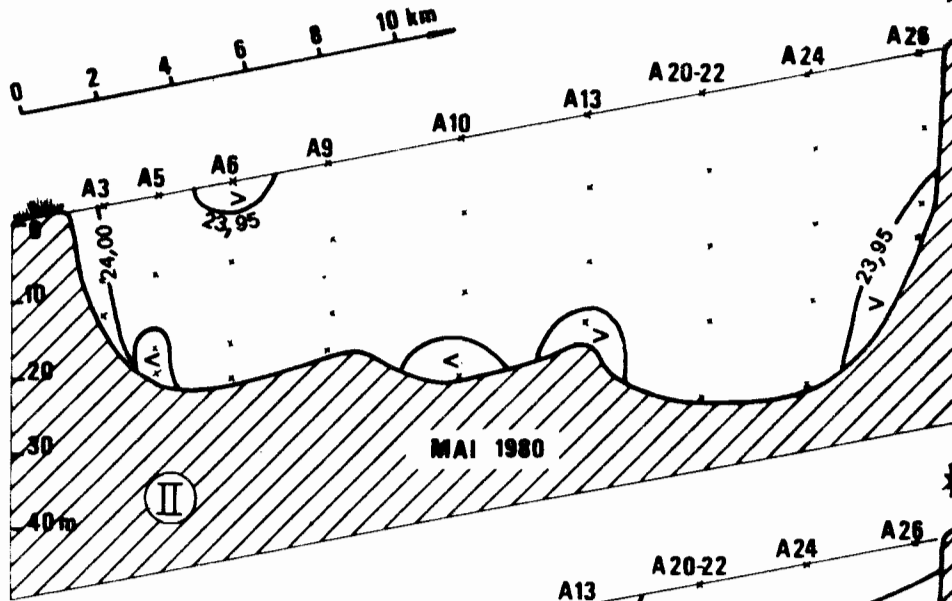
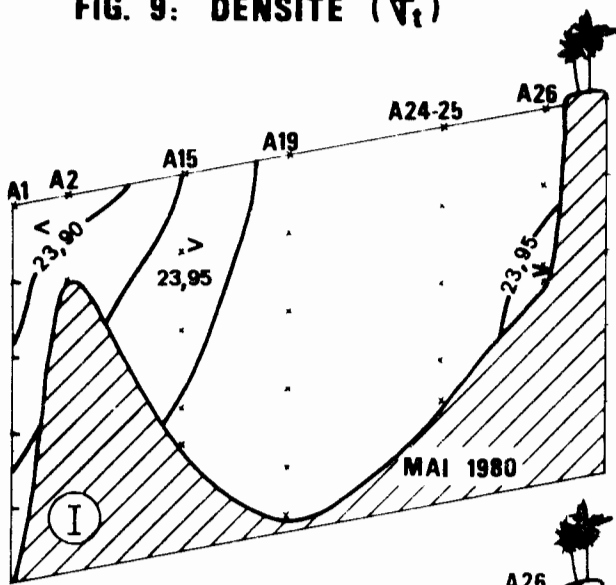
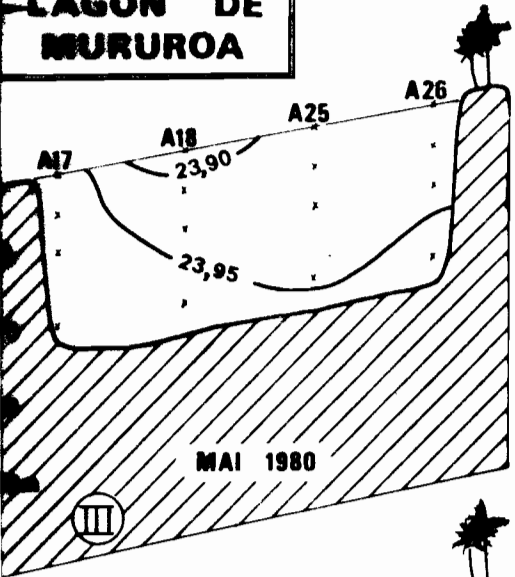
Si l'on compare la distribution de la salinité en surface et au fond en prenant la moyenne des 3 séquences et leurs valeurs extrêmes (fig. 10), on constate que sur la radiale I, la salinité dans la partie ouest est significativement plus faible en surface qu'au fond ; c'est aussi la zone où les fluctuations halines sont les plus importantes ; dans les parties centrales sud et orientales, l'écart surface-fond est en revanche très faible et même inversé, l'eau de surface de la bordure orientale étant légèrement plus salée que l'eau subsuperficielle.

Le long de la radiale II, l'écart thermique surface-fond n'est important que dans la partie centrale du lagon (station A 15) et du même ordre de grandeur ($0,5^\circ \text{C}$) que dans la partie nord, décrite par la radiale III.

C'est donc dans la partie orientale que l'eau lagonaire est la plus homogène et possède la plus grande spécificité par rapport à l'eau océanique dont elle est issue ; le léger excédent de salinité en surface résulte manifestement de la conjonction d'une circulation interne bien définie, qui sera étudiée au chapitre IV (dynamique des eaux lagonaires), et du bilan positif/évaporation - précipitation enregistré en 1980 et 1981 sur l'atoll.

LAGON DE MURUROA

FIG. 9: DENSITE (σ_t)



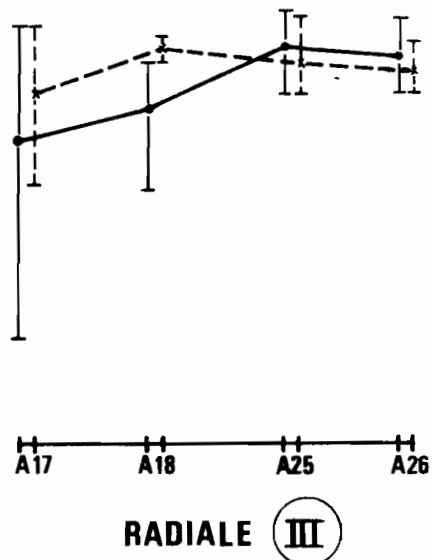
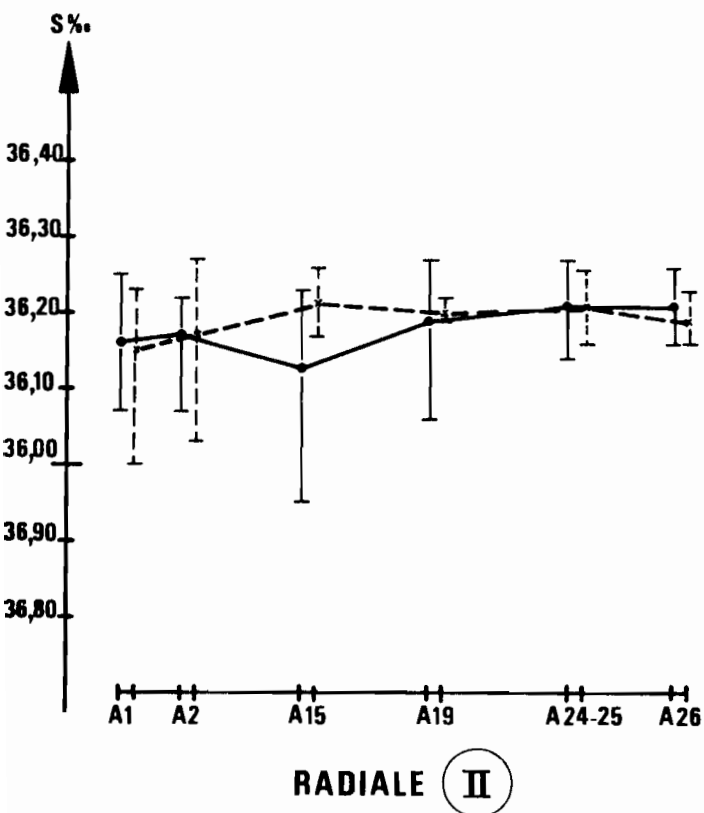
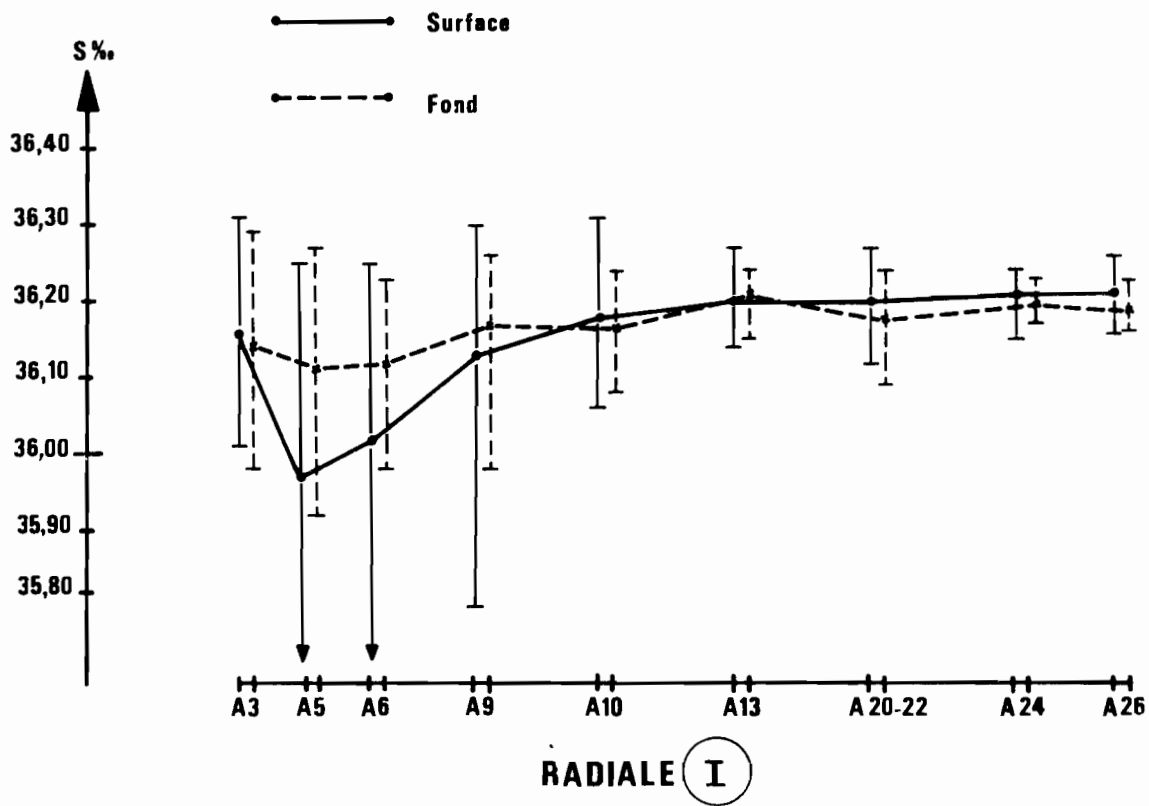


Fig.10: SALINITE : Moyenne des 3 situations et valeurs extrêmes.

2°) Sels nutritifs et production primaire :a/ - Echantillonnage et méthodologie

Les prélèvements d'eau de mer destinés aux analyses des sels nutritifs dissous, de l'oxygène dissous et de la chlorophylle a ont été effectués à chaque niveau à l'aide de bouteilles hydrologiques NISKIN de 1,7 l.

Une double prise en flacon plastique de 50 ml était alors portée à congélation dans les heures suivantes. Les analyses étaient ensuite effectuées au L.E.S.E. à TAHITI sur une chaîne automatique Technicon, avec un délai ne dépassant pas 1 mois et selon les méthodologies classiques suivant Strickland et adaptées au Technicon.

Malgré les précautions prises, quelques ruptures de la chaîne de froid ont pu se produire, entraînant la fusion partielle ou totale des échantillons congelés. Dans ces conditions opératoires peu favorables, on pouvait s'attendre à ce que les molécules les plus stables comme les silicates fournissent les résultats les plus cohérents, et les molécules les plus labiles (phosphates et nitrites) des résultats plus dispersés.

En fait, un contrôle de la triple série de données montre que la dispersion la plus importante porte sur les silicates, mesurés entre 1 mmole/m³ et 35 mmole/m³ de Si - Si O₃, des valeurs très différentes pouvant apparaître sur de faibles écarts de profondeur (5 mètres). Toutefois l'interprétation hydrologique proposée à partir de la première série de données, (ROUGERIE et al, 1980) fait intervenir la réserve en silice de la nappe phréatique et rend plausible une distribution hétérogène des silicates à l'intérieur du lagon.

Les nitrates dissous paraissent offrir le plus de garantie, à la fois par les écarts modérés des valeurs extrêmes (entre 0,10 et 0,40 mmole/m³ de N - N O₃) et par la cohésion d'ensemble des valeurs superficielles océaniques autour de l'atoll : 0,18 ± 0,05 mmole/m³ en Septembre.

Les nitrites sont présents dans le lagon à l'état de traces, la concentration moyenne n'atteignant pas 0,10 mmole/m³ en N - N O₂. Les quelques valeurs supérieures à 0,30 mmole/m³ sont donc sujettes à caution et ces données ne seront pas interprétées.

Les molécules phosphatées ont été également dosées mais les conditions de stockage ne permettent pas de considérer ces résultats comme totalement fiables. Toutefois les valeurs de la couche océanique superficielle ($P O_4 - P = 0,46 \text{ mmole/m}^3$) mesurées en Septembre sont normales pour cette zone tropicale.

De plus, tout en restant prudent sur la signification de ces données en valeur absolue, on peut les utiliser de façon relative dans la comparaison des 2 systèmes océan et lagon.

Le pH a été mesuré in situ avec un pH mètre Seibold avec une précision de $\pm 0,005$ unité pH. L'oxygène dissous a été mesuré in situ avec une sonde à oxygène Ysi, avec une précision de $\pm 0,05 \text{ ml/l}$.

Les concentrations en chlorophylle a ont été déterminées après filtration sur filtres Whattman GF/C, extraction acétonique puis fluorimétrie dans les heures suivant le prélèvement avec une précision estimée de $\pm 0,02 \text{ mg/m}^3$.

b) Distribution des nutriments :

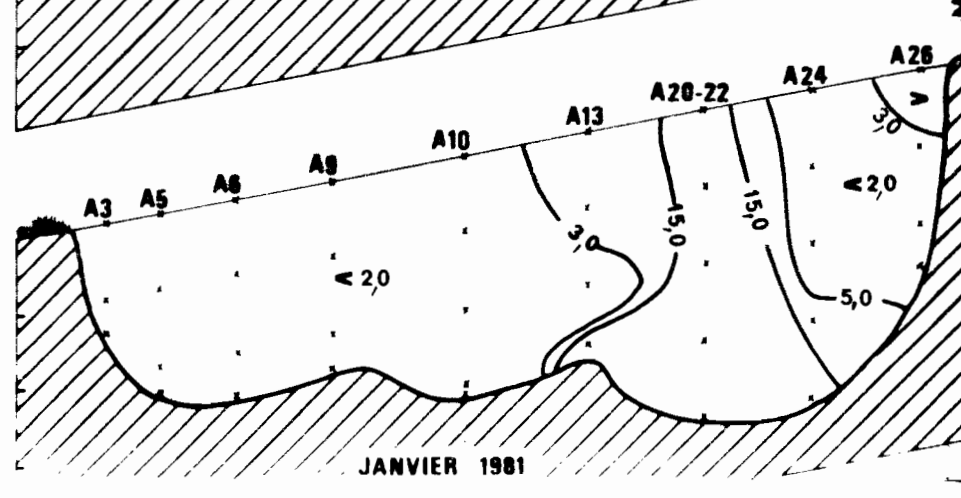
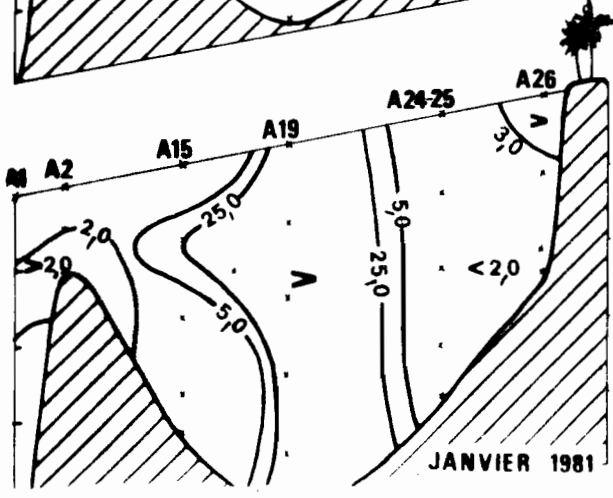
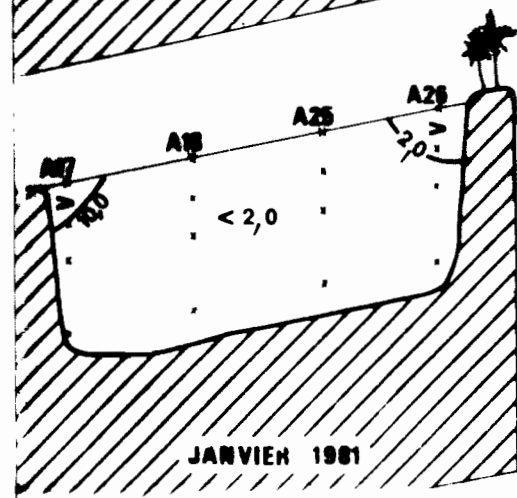
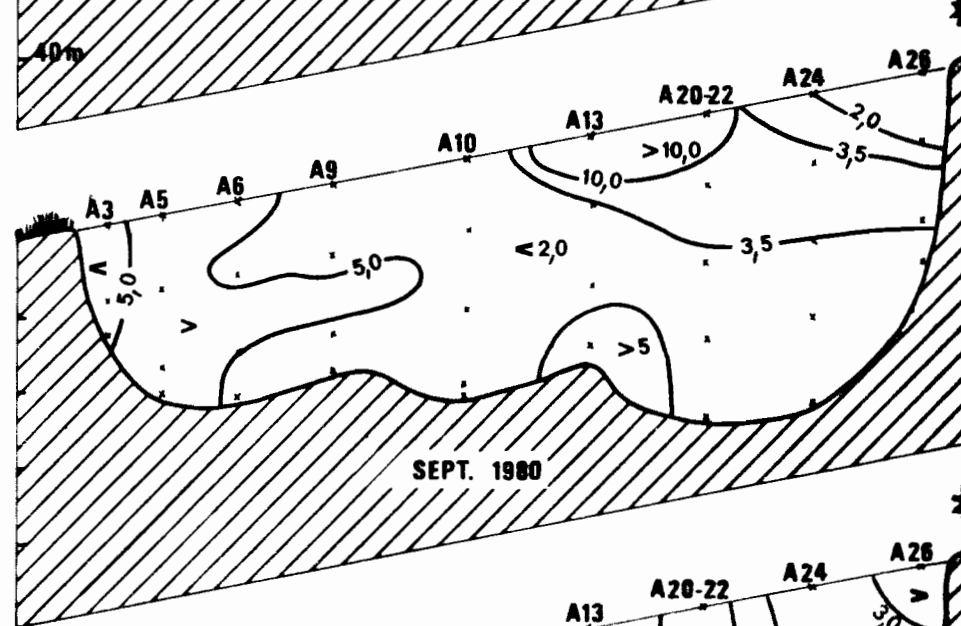
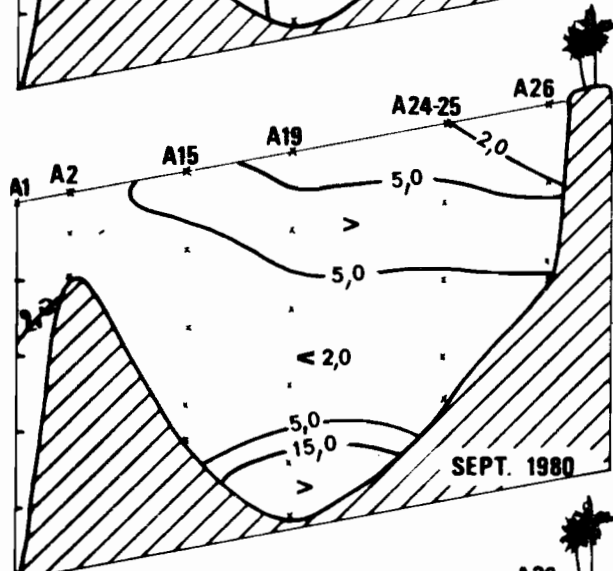
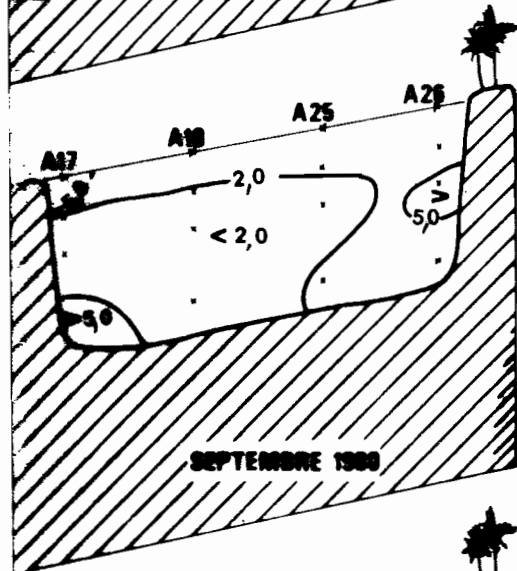
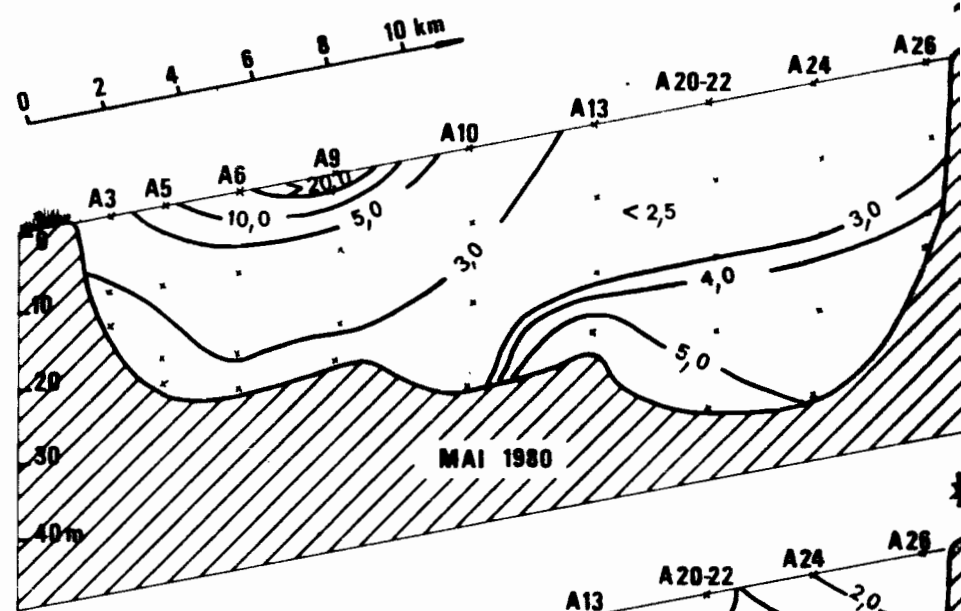
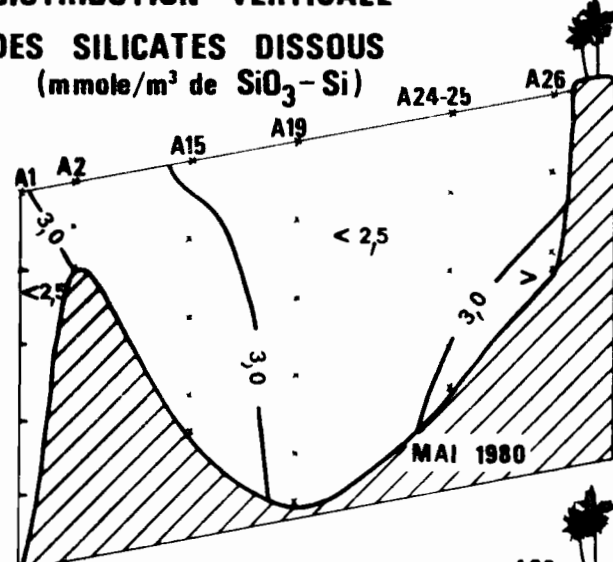
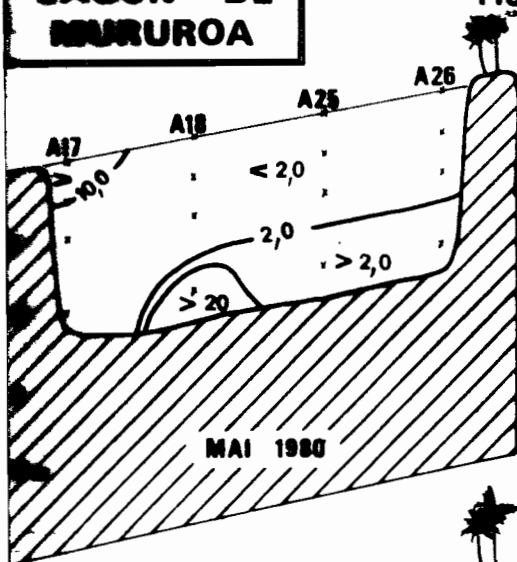
Le tableau II fournit les valeurs moyennes globales des sels nutritifs et de la chlorophylle a, pour l'ensemble du lagon et à chacune des trois séquences de mesures.

TABLEAU II

	$N O_3 - N$ (mmole/m ³)	$P O_4 - P$ (mmole/m ³)	$Si O_3 - Si$ (mmole/m ³)	Chloro- phylle a (mg/m ³)
Mai 1980	0,12	-	5,1	0,46
Septembre 1980 (série 1)	0,24	0,48	5,2	0,35
Janvier 1981	0,16	0,54	7,7	-
Moyenne des trois séries	0,17	0,51	6,0	0,41
Océan (moyenne) à la station A ₁)	0,18	0,46	2,4	0,12
Océan (0-50m)	0,15	0,40	1,5	0,08

**LAGON DE
NURUROA**

**FIG. 11: DISTRIBUTION VERTICALE
DES SILICATES DISSOUS
(mmole/m³ de SiO₃-Si)**



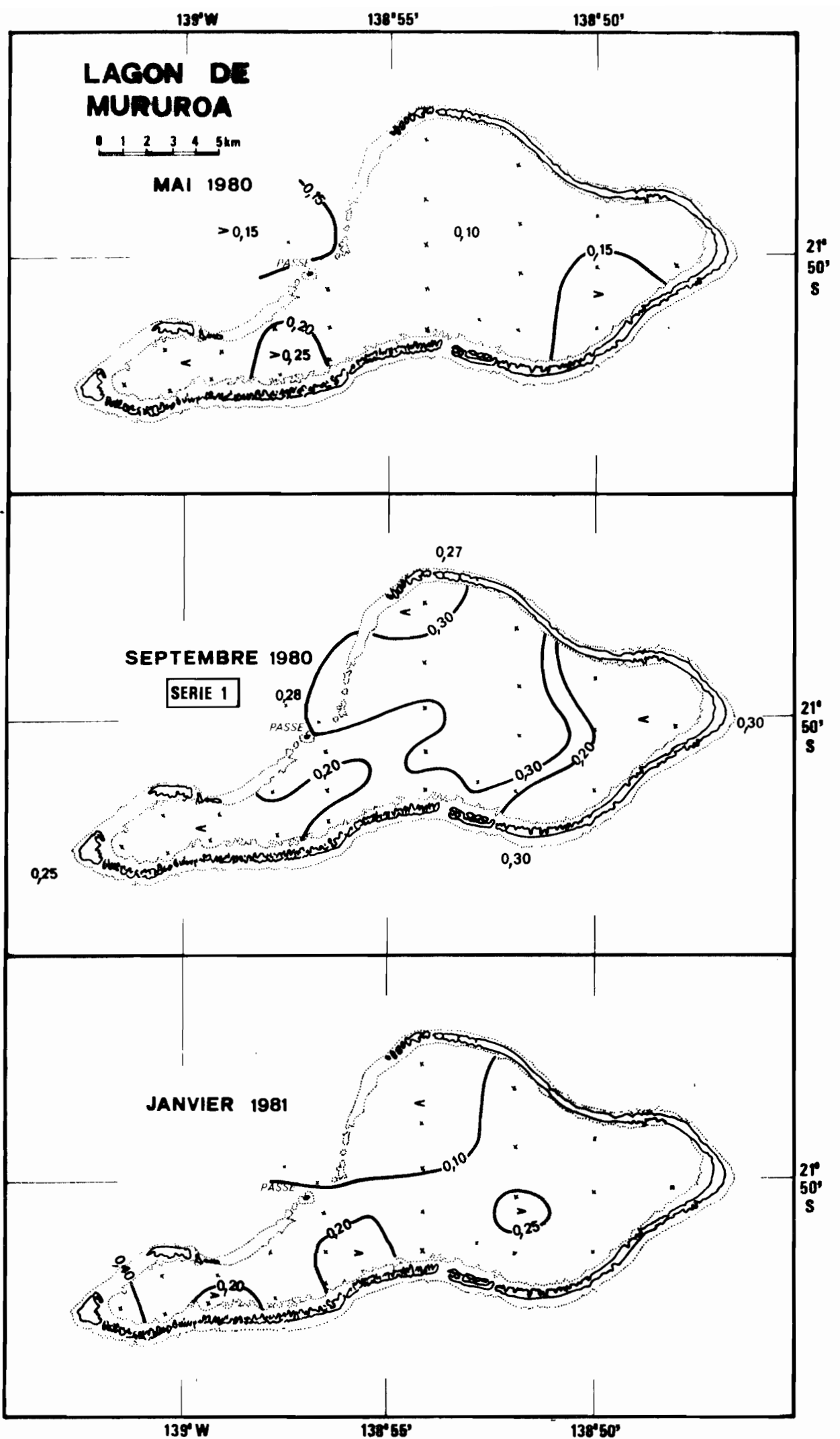


FIG. 12: NITRATE DISSOUS — VALEUR MOYENNE PONCTUELLE. (m mole/m³)

On constate que les concentrations en nitrates et phosphates sont très proches, dans le lagon et dans la couche océanique 0 - 50 mètres. Cette équivalence ne se retrouve pas pour la silice dissoute puisque les teneurs dans le lagon sont près de trois fois supérieures aux teneurs océaniques.

Ainsi se trouve confortée l'interprétation proposée auparavant (ROUGERIE et al., op. cit.), qui, s'appuyant, sur les fortes valeurs en silice dissoute trouvées dans la nappe phréatique de certains atolls, les considérait comme étant à l'origine de l'enrichissement des eaux lagunaires en ce bioélément. Il semble toutefois que ces injections d'eau de la nappe phréatique dans le lagon aient un caractère épisodique et aléatoire ; en effet les profils de la distribution verticale de la silice aux trois séquences successives (fig. 11) ne mettent pas en évidence des zones préférentielles ou permanentes de délestage. La partie profonde orientale qui est la plus riche en silice en Mai et Janvier est en effet très appauvrie en Septembre et les tracés des différents isoplèthes sont dissemblables d'un trimestre à l'autre.

Il semble toutefois que la partie centrale nord du lagon (radiale III) soit systématiquement moins riche en silice, ce qui est également le cas à proximité de la passe et à l'extrémité de l'appendice ouest.

Les concentrations en nitrates varient en proportions bien moindre et dans le même ordre de grandeur que dans la couche superficielle océanique et, s'il y a enrichissement par la nappe phréatique, elle est donc discrète et ne modifie pas de façon significative la disponibilité de cet élément dans le lagon. Une comparaison des distributions verticales des nitrates dissous des trois situations de Mai, Septembre et Janvier ne révèle aucune structure remarquable ; aussi avons nous préféré considérer les valeurs moyennes sur toute la colonne d'eau, point par point (fig. 12).

Il apparaît que les teneurs en nitrates des deux systèmes océan - lagon varient de façon similaire ; en Mai, les teneurs dans le lagon sont de $0,15 \pm 10 \text{ mmole/m}^3$ et s'écartent peu de la moyenne océanique.

En Septembre, celle-ci a presque doublé, du fait de la présence autour de MURUROA, d'une eau superficielle de type tempéré plus riche en sels nutritifs. La concentration moyenne du lagon en nitrates atteint alors le double de celle du trimestre précédent, les valeurs les plus élevées étant localisées dans la partie centrale et dans la zone d'influence de la passe. En Janvier, l'eau océanique tropicale oligotrophe baigne à nouveau l'atoll et des concentrations inférieures à $0,10 \text{ mmole/m}^3$ de $\text{N O}_3 - \text{N}$ sont observées de part et d'autre de la zone de passe. Au cours des trois séries étudiées, les teneurs en nitrates sont restées les plus constantes dans la partie orientale du lagon, là où les échanges directs avec l'océan sont les plus limités.

Cette analyse de la distribution et de l'évolution saisonnière des teneurs des principaux sels nutritifs dissous permet donc de faire 2 remarques importantes :

- d'une part, les teneurs des bioéléments phosphatés et azotés sont, à l'intérieur du lagon, proches des valeurs de la couche océanique de surface et bénéficient de l'apport hivernal du au changement de la nature hydrologique de l'eau océanique,

- d'autre part, les molécules silicatées sont en moyenne près de 3 fois plus abondantes dans le lagon que dans l'océan ce qui implique un apport exogène, qui pourrait être partiellement dû à des décharges intermittentes de la nappe phréatique.

c) Pigments chlorophylliens :

La richesse en chlorophylle a du lagon s'avère toujours 3 à 4 fois supérieure à celle des eaux océaniques voisines dont la teneur moyenne dans la couche 0 - 50 mètres est de $0,12 \text{ mg/m}^3$. Cette valeur constitue en fait une limite maximale car les données relevées en Septembre autour de l'atoll mettent nettement en évidence un "effet de lagon" : les teneurs en pigments des stations sous le vent de l'atoll (cadran ouest) s'établissent en moyenne à $0,16 \text{ mg/m}^3$ contre seulement $0,08 \text{ mg/m}^3$ aux six autres stations océaniques périphériques. Cet écart situe l'importance de la décharge d'eau lagonaire par alizé établi et indique que la station A_1 , située à 500 mètres à l'extérieur de la passe, ne peut pas être considérée comme purement océanique. Quoi qu'il en soit, la vasque lagonaire possède une

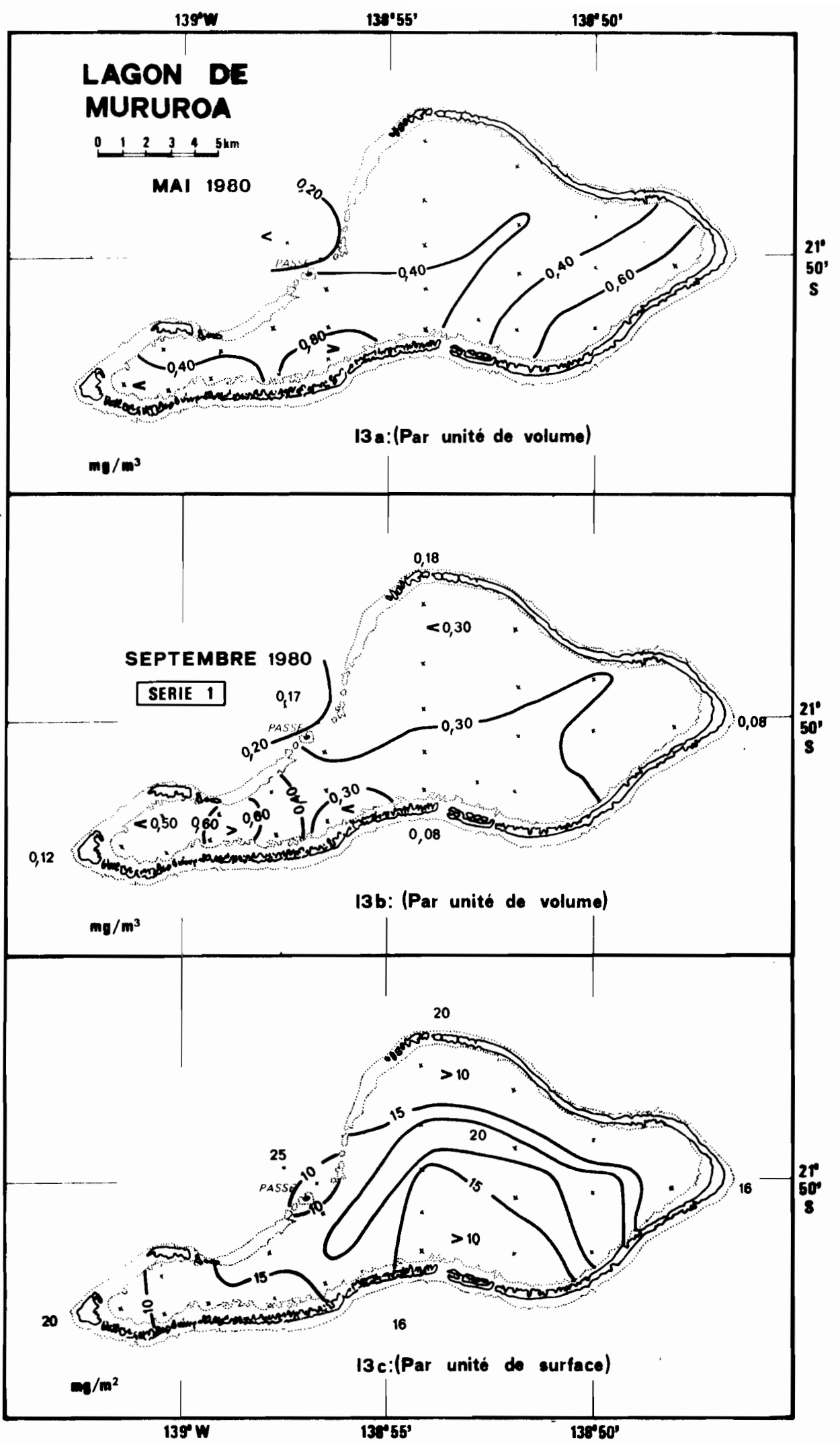


FIG. 13: CHLOROPHYLLE a: DISTRIBUTION DE LA VALEUR MOYENNE PONCTUELLE.

teneur en pigments chlorophylliens de l'ordre de $0,40 \text{ mg/m}^3$, soit 4 fois la charge océanique de surface, et constitue une véritable oasis par rapport à la couche productive océanique qui, dans ces eaux très claires, a une épaisseur de 150 à 200 mètres. Toutefois, l'intégration de la charge volumique en pigments sur toute la couche euphotique, fournit une charge par unité de surface océanique de l'ordre de 20 mg/m^2 (LE BOURHIS, 1967), chiffre très voisin de celui obtenu par la même méthode dans le lagon (fig. 13c).

En calculant, comme pour les teneurs en nitrates, la valeur moyenne ponctuelle de la colonne d'eau, on obtient une bonne représentation de la répartition spatiale des pigments chlorophylliens (fig. 13). Bien que moins abondants de 24 % en Septembre (Tableau II), ce qui traduit un fléchissement d'ensemble que l'on peut attribuer au refroidissement hivernal, la répartition des pigments n'est pas très différente d'un trimestre à l'autre ; dans la zone d'influence de la passe et dans la partie nord les teneurs sont inférieures à la moyenne lagonaire alors que les bordures sud et sud-ouest sont nettement plus riches.

Comme pour les nitrates, cette répartition spatiale semble donc a priori directement tributaire de l'intensité des échanges lagon - océan et donc du temps de résidence de l'eau en un point donné. Toutefois il ne faut pas perdre de vue que ces deux paramètres évoluent de façon opposée au cours de la "maturation" de l'eau lagonaire, la production de cellules chloroplastées se faisant au détriment des molécules nutritives dissoutes, dont les teneurs doivent corrélativement diminuer.

Or, nous savons qu'à MURUROA les concentrations globales de sels nutritifs azotés et phosphatés sont équivalentes dans le lagon, et dans la couche superficielle océanique (tableau II). Le plus haut niveau de productivité primaire du lagon n'est donc pas dû à une consommation plus intense des nutriments disponibles mais plutôt à l'utilisation de sels nutritifs exogènes, qui pourraient résulter d'un apport faible mais constant à travers le socle corallien à partir de l'eau océanique intermédiaire (voir ROUGERIE et al., op. cit.) et paragraphe V, 2 "Gradients verticaux dans le socle et dans l'océan".

Un processus d'enrichissement par advection verticale de l'eau océanique dans le "sillage" de l'atoll est également possible, mais aurait probablement peu d'effet dans le lagon lui-même.

En fait, aucune divergence ou upwelling côtier n'a été mis en évidence de façon permanente autour de MURUROA et ce, malgré une investigation appropriée (BOURRET et al., 1979). Si l'on analyse la moyenne

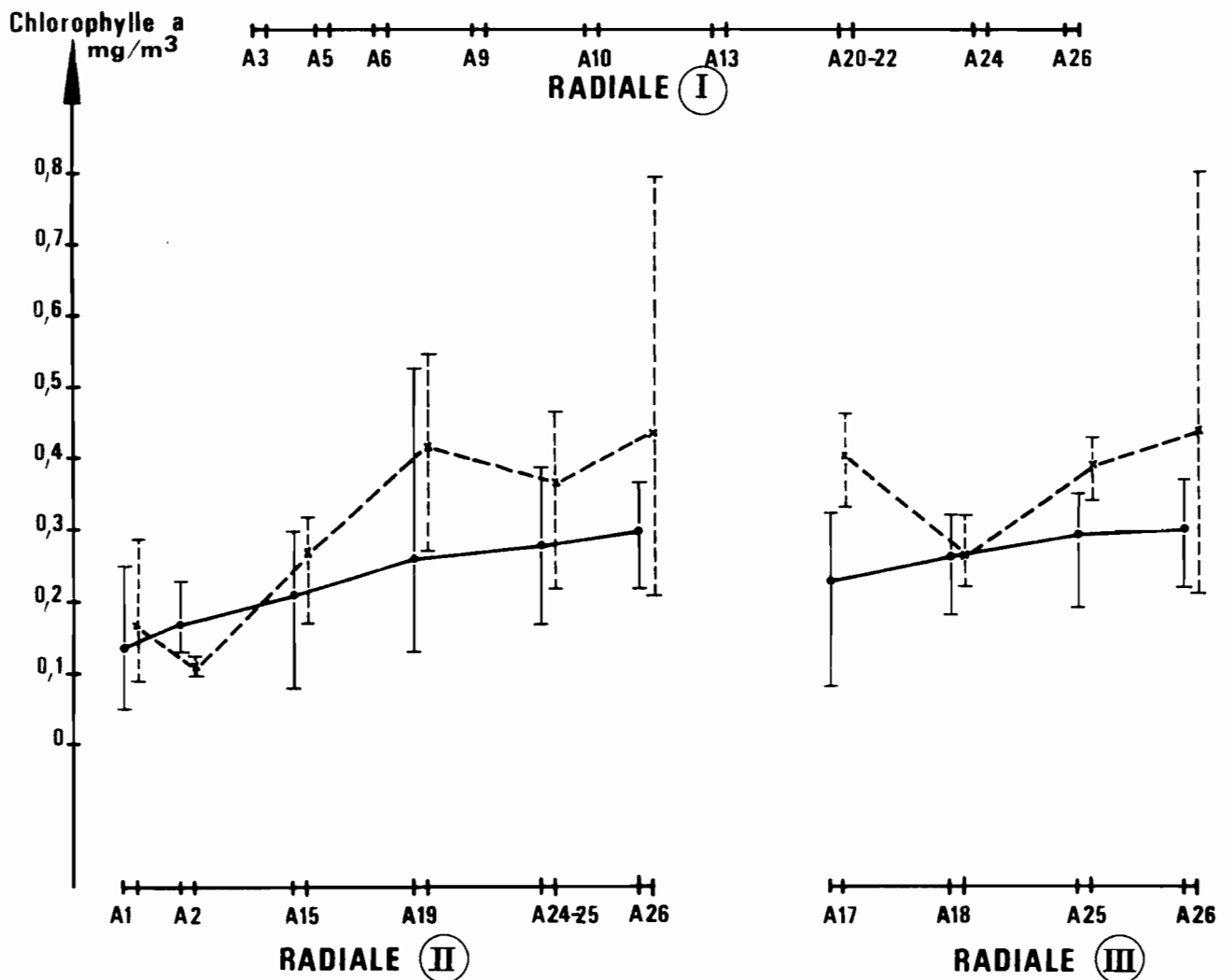
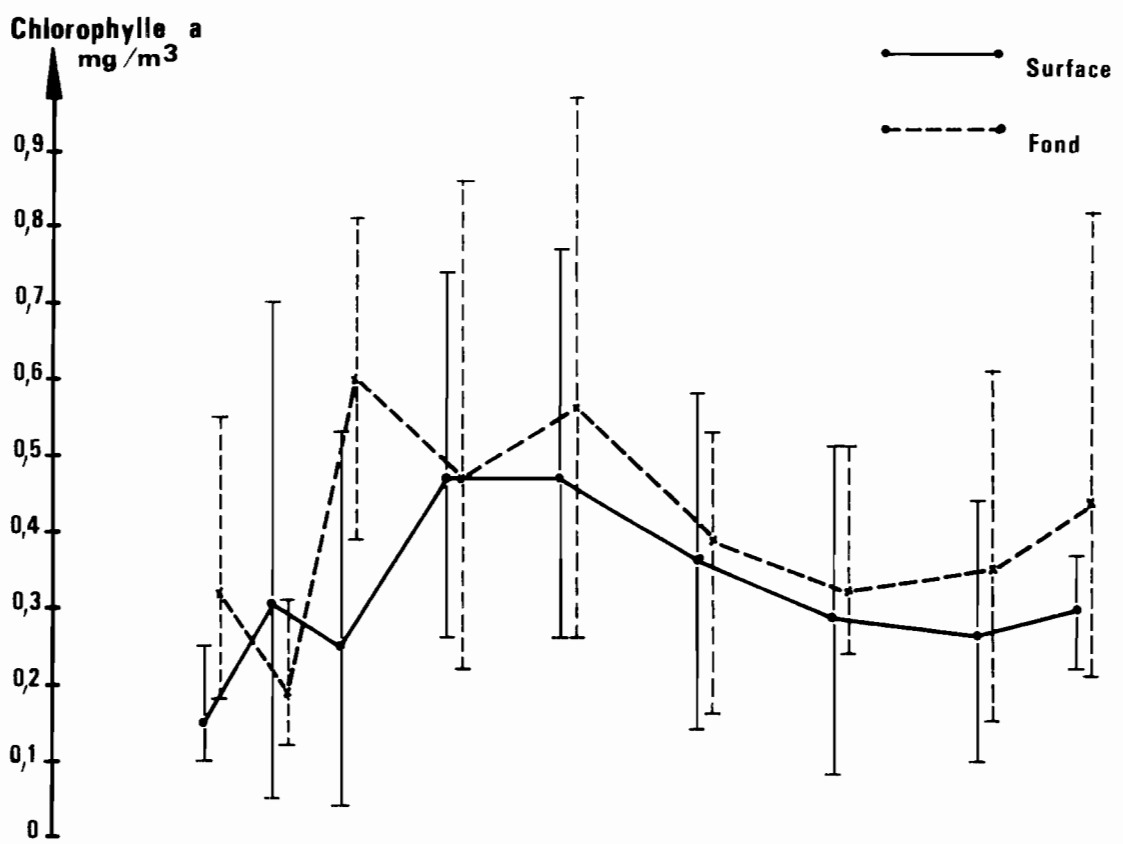


Fig. 14: CHLOROPHYLLE a : Moyenne des 2 situations et valeurs extrêmes.

des situations de Mai et Septembre et les valeurs extrêmes selon les radiales I, II et III, (fig. 14) on note que l'eau de fond lagonaire est plus riche en pigments que l'eau de surface, sauf dans l'appendice ouest (station A5) et dans la passe ; cette anomalie de la distribution verticale confirme l'existence d'une entrée globale d'eau océanique pauvre en chlorophylle par la partie inférieure de la passe, et d'une sortie équivalente en surface d'eau lagonaire plus riche en pigments.

Cette relative abondance phytoplanctonique dans le lagon entraîne-t-elle un déséquilibre au plan des cycles physiologiques ? Il semble que non puisque même dans les zones de concentrations maximales ($0,8 \text{ mg/m}^3$ de chl.a) la proportion des pigments actifs est très supérieure à celle des pigments dégradés, comme en témoignent les rapports d'acidification relativement élevés et équivalents pour le lagon et pour l'océan : ce rapport est en Septembre de 1,59 pour l'ensemble du lagon et de 1,58 pour la couche océanique 0 - 150 mètres (pour des rapports d'acidification maxima théoriques de 1,85).

Aucune eutrophisation ou bio-stratification du lagon n'est donc à craindre, même dans la zone ouest peu profonde et resserrée, ce qui est par ailleurs en accord avec les résultats de mesures d'oxygène dissous, dont la teneur s'est toujours révélée égale ou supérieure à la saturation, calculée à partir des données de température et salinité.

III) DISTRIBUTION ET COMPOSITION DU PHYTOPLANCTON

1) Remarques Préliminaires (Données recueillies en Septembre 1980)

Dans le tableau récapitulatif ci-après sont rassemblés les résultats des comptages des cellules végétales retenues lors de la filtration sur filtres Millipores HAWP en cellulose. Ces filtres, imbibés d'huile à immersion ont été observés en microscopie photonique et les organismes présents ont été identifiés puis dénombrés. Les résultats des comptages ont été rapportés au litre. Au sein des groupes dominants ont été précisées les espèces elles-mêmes dominantes et l'origine de ces espèces : O pour océanique planctonique, N pour néritique planctonique et B pour benthique. En outre la charge particulaire recueillie à la surface du filtre a été estimée arbitrairement : peu chargé (PC) pour un filtre recouvert de 0 à 5 % ; moyennement chargé (MC) pour un filtre recouvert de 5 à 10 % ; assez chargé (AC) pour un filtre recouvert de 10 à 20 % ; très chargé (TC) au-delà de 20 %. Cette notion de filtre peu ou pas chargé en matière organique ou minérale en suspension est subjective et ne correspond pas à la charge particulaire totale telle qu'elle est exprimée dans les tableaux 1 et 2 sous la rubrique seston ; son intérêt repose sur le fait qu'à une charge particulaire importante ne correspond pas une eau très turbide, et vice-versa, selon l'importance que présentent les matières organiques en suspension.

2) Distribution du phytoplancton du lagon

L'analyse des résultats résumés sur le tableau III met en évidence deux faits principaux :

- séparation du lagon en deux parties biologiquement distinctes et d'inégale grandeur : une partie se composant de la portion centrale et de la portion orientale, la plus étendue (station A1, A2 et A10 à A26), et une partie représentant l'extrémité ouest du lagon (stations A3 à A9) ;

- existence au sein de la partie centrale et orientale de deux ensembles phytoplanctoniques : le premier situé approximativement au centre du lagon (stations A12, A14 à A16, A19, A20, A24) et le deuxième à la périphérie (A1, A2, A10 à A13, A17, A18, A21 à A23, A25 et A26).

a) Etude de la partie ouest du lagon :

Les comptages et les identifications soulignent la présence, dans cette partie du lagon, d'une flore planctonique ne possédant pas à proprement parler de caractéristique particulière si ce n'est l'importance des formes planctoniques océaniques ou des formes benthiques. Ceci s'explique par la nature particulière de la ceinture corallienne : cette ceinture est basse et facilement submergée par les eaux océaniques qui la franchissent même à marée basse. Dans ces conditions d'exposition à l'influence océanique les espèces planctoniques pénètrent facilement dans le lagon où elles se développent. Par ailleurs, les eaux ne sont guère profondes, particulièrement aux stations A3, A4, A5, A7 et A9 où les espèces benthiques, c'est-à-dire vivant sur le fond, sont mises en suspension par les turbulences et les courants induits par les arrivées d'eaux océaniques.

b) Partie centrale et orientale du lagon :

Dans cette partie que l'on pourrait être tenté d'appeler le lagon proprement dit, la flore planctonique, et même parfois la flore benthique, présentent des caractéristiques qui permettent de distinguer deux ensembles bien distincts :

- la partie centrale (stations A12, A14, A15, A16, A19, A20, A24) où les diatomées et les dinoflagellés, qui forment les deux groupes dominants de l'ensemble de la flore microscopique, sont essentiellement composées de formes néritiques planctoniques, c'est-à-dire de formes appartenant au plancton côtier. Ces formes néritiques sont présentes dans toutes les récoltes de surface et, près du fond, ces formes néritiques sont associées à des formes benthiques qui ne sont cependant jamais dominantes,

- la partie périphérique (stations A1, A2, A10 à A13, A17, A18, A21 à A23, A25, A26) dont les eaux sont également peuplées de diatomées et de dinoflagellés mais où l'origine des espèces est différente de celle de la partie centrale puisqu'elles proviennent en grande partie du plancton océanique. Elles ont pénétré dans le lagon portées par les eaux franchissant la passe ou la barrière récifale. Néanmoins les populations de la partie périphérique comportent également un grand nombre de formes néritiques à tycho-planctoniques originaires des eaux côtières.

3) Cycles du phytoplancton du lagon

La connaissance des diverses espèces et des divers groupes constitutifs du phytoplancton du lagon donne de nombreuses et intéressantes indications sur son origine, mais ces indications doivent être complétées par un examen plus approfondi de ses cellules algales. En effet, si l'on compare entre elles les diverses espèces du phytoplancton, celles-ci peuvent avoir la même origine océanique ou néritique et cependant ne pas correspondre à la même période de leur cycle évolutif. Cette différence d'évolution apparaît à l'examen des nombreuses espèces de diatomées et de dinoflagellés :

- le phytoplancton de la zone périphérique du lagon est souvent dominé par des espèces de petite taille, souvent en voie de multiplication où les diatomées dominent : ceci correspond à un nanophytoplancton dynamique se renouvelant rapidement (turn-over rapide). Ces observations sont d'ailleurs confirmées par les dosages de pigments qui font état de rapports d'acidification élevés, (II, 2, C),

- le phytoplancton de la zone centrale est constitué de cellules dont la taille moyenne est plus grande, et le pourcentage de dinoflagellés est plus important que dans la zone périphérique : ceci correspond à un micro phytoplancton moins actif, dont les cellules sont plus chargées en pigments détritiques et dont le taux de renouvellement est plus faible.

TABLEAU III

Distribution des genres et des espèces dominants du phytoplancton aux diverses stations du lagon de Mururoa; importance de la charge particulaire recueillie sur les filtres.

O : formes océaniques

N : formes néritiques

B : formes benthiques

PC : filtre peu chargé, recouvrement du filtre par les particules:0 à 5.

MC : filtre moyennement chargé, recouvrement 5 à 10%.

AC : filtre assez chargé, recouvrement 10 à 20%.

TC : filtre très chargé, recouvrement supérieur à 20%.

station et niveau		nbre de cell/litre	groupe dominant	espèces dominantes	origine			charge particulière
					O	N	B	
A1	0m	11 600	Diatomées Dinoflagellés	Thalassiosira Amphisolenia	+			AC
	50m	6 960	Diatomées	Amphiprora Trachyneis	+		+	AC
A2	0m	10 300	Dinoflagellés Diatomées	Ceratium tripos Mastogloia	+		+	PC
	10m	4 720	Diatomées	Thalassiosira	+			MC
A3	0m	12 100	Diatomées	Thalassiosira	+			MC
	6m	24 900	Diatomées	Thalassiosira Navicula	+		+	AC
A4	0m	24 320	Diatomées	Thalassiosira Chaetoceros	+			MC
	20m	25 460	Diatomées	Thalassiosira Mastogloia	+		+	AC
A5	0m	36 800	Diatomées Dinoflagellés	Thalassiosira Exuviella	+	+		PC
	20m	19 400	Diatomées	Thalassiosira Nitzschia	+	+	+	MC
A6	0m	19 360	Diatomées Dinoflagellés	Thalassiosira Ceratium	+			AC
	25m	28 280	Diatomées	Thalassiosira Nitzschia	+		+	MC
A7	0m	26 100	Diatomées	Thalassiosira Navicula				PC
	20m	30 060	Diatomées Dinoflagellés	Coscinodiscus Exuviella		+	+	MC
A8	0m	27 230	Diatomées	Chaetoceros Thalassiosira	+			MC
	25m	32 100	Diatomées	Biddulphia Amphora		+	+	MC
A9	0m	18 560	Diatomées	Thalassionema Thalassiosira	+			AC
	15m	14 310	Diatomées	Biddulphia Mastogloia	+	+	+	PC
A10	0m	17 260	Dinoflagellés Diatomées	Ceratium Thalassiosira	+			PC
	25m	22 420	Diatomées Dinoflagellés	Actinocyclus Exuviella	+	+		PC

station et niveau	nbre de cell/litre	groupe dominant	espèces dominantes	origine			charge particulaire
				O	N	B	
11	0m	17 630	Diatomées	Actinocyclus Thalassiosira	+		
	40m	19 440	Diatomées	Biddulphia Trachyneis		+	+
12	0m	18 310	Diatomées Dinoflagellés	Ceratium Exuviella		+	+
	30m	17 360	Diatomées	Asterionella Navicula		+	+
13	0m	19 860	Diatomées Dinoflagellés	Chaetoceros Ceratium	+		PC
	20m	24 600	Diatomées	Rhabdonema Navicula		+	+
14	0m	14 230	Diatomées Dinoflagellés	Chaetoceros Ceratium	+		PC
	35m	23 720	Diatomées	Amphiprora Nitzschia	+		+
15	0m	16 100	Diatomées Dinoflagellés	Thalassionema Ceratium	+	+	PC
	35m	14 840	Diatomées Dinoflagellés	Melosira Exuviella		+	+
16	0m	9 740	Diatomées	Rhizosolenia Biddulphia	+	+	PC
	40m	21 950	Diatomées	Thalassionema Nitzschia		+	+
17	0m	12 860	Diatomées	Nitzschia Asterolampra		+	
	10m	10 200	Diatomées	Nitzschia Mastogloia		+	+
18	0m	12 460	Diatomées	Chaetoceros Thalassiosira	+		PC
	20m	13 600	Diatomées Dinoflagellés	Actinocyclus Ceratium	+		PC
19	0m	7 080	Diatomées	Actinocyclus Gyrosigma		+	MC
	45m	18 740	Diatomées	Nitzschia Gonyaulax		+	+
20	0m	11 800	Diatomées	Thalassionema Nitzschia		+	MC
	40m	18 920	Diatomées	Thalassionema Actinocyclus	+	+	AC

Station et niveau		nbre de cell/litre	groupe dominant	espèces dominantes	origine			charge particulaire
					O	N	B	
21	0m	12 060	Diatomées	Actinocyclus Thalassionema	+	+		MC
	20m	15 800	Diatomées Dinoflagellés	Actinocyclus Exuviella	+		+	AC
22	0m	15 180	Diatomées	Actinocyclus Surrirella	+	+		TC
	20m	11 300	Diatomées Dinoflagellés	Actinocyclus Exuviella	+		+	TC
23	0m	13 450	Dinoflagellés Diatomées	Ceratium Amphiprora	+			AC
	20m	14 310	Diatomées	Tropidoneis Nitzschia	+	+		MC
24	0m	13 310	Diatomées	Gyrosigma Biddulphia		+		PC
	40m	13 850	Diatomées	Mastogloia Triceratium		+	+	MC
25	0m	15 780	Diatomées	Thalassiosira Paralia	+	+		MC
	25m	18 020	Diatomées	Actinocyclus Mastogloia	+		+	MC
26	0m	16 820	Dinoflagellés Diatomées	Ceratium Asterolampra	+			PC
	20m	14 360	Diatomées	Chaetoceros Triceratium	+		+	PC

DYNAMIQUE ET ECHANGES

LAGON - OCEAN

IV) DYNAMIQUE DES EAUX LAGONAIRES

1°) Le champ de courants mesurés

Cette étude porte seulement sur la première série de données recueillies en Septembre. (RICARD, 1980).

Les mesures de direction et d'intensité des courants, ainsi que des mesures de température, ont été réalisées au moyen de quatre courantographes Aanderaa mouillés dans la passe et dans l'extrémité orientale du lagon (points A2 et A26 de la figure 4).

Le décodage des bandes magnétiques et la mise en ordre des données brutes ont été assurés par les techniciens du Centre Océanologique de Bretagne à Brest. Une analyse globale de ces résultats permet de situer les caractéristiques principales des flux aux 2 points de mesure.

a) Mesures réalisées dans la passe (A2)

- Niveau - 3 m (courantographe 0375)

5866 mesures ont été réalisées, à raison d'1 mesure toutes les deux minutes, du 23 Septembre 1980 à 11 H 40 jusqu'au 1er Octobre 1980 à 15 H 10.

- Température de l'eau de la passe en degrés - C :

- Température moyenne	23°62 C	(5866 mesures)
- Température maximale	23°90 C	(120 mesures)
- Température minimale	23°40 C	(86 mesures)
- Température la plus fréquente	23°60 C	(2591 mesures)

(Pas de valeur sortant de l'échelle : 22°10 - 25°00).

- Vitesse des courants en cm/seconde :

- Vitesse moyenne	19.43 cm/sec	(5866 mesures)
- Vitesse maximale	32.00 cm/sec	(20 mesures)
- Vitesse minimale	6.00 cm/sec	(7 mesures)
- Vitesse la plus fréquente	20.00 cm/sec	(1325 mesures)

(Pas de valeur sortant de l'échelle : 2 cm/sec - 40 cm/sec.)

- Cap des courants en degrés (voir hodographe 18a)

- Cap moyen 203°72 (5866 mesures)
- 1° cap le plus fréquent 255°00 (370 mesures soit 6.4 %)
= courant sortant
- 2° cap le plus fréquent 305°00 (348 mesures soit 5.9 %)
= courant sortant
- 3° cap le plus fréquent 318°00 (318 mesures soit 5.4 %)
= courant sortant

- Niveau - 21 m (courantographe 0371)

5869 mesures ont été réalisées, à raison d'une mesure toutes les 2 minutes, du 23 Septembre 1980 à 11 H 52 au 1er Octobre 1980 à 15 H 28.

- Température de l'eau en degrés- C :

- Température moyenne 23°80 C (5869 mesures)
- Température minimale 23°50 C (13 mesures)
- Température maximale 24°00 C (306 mesures)
- Température la plus fréquente 23°80 C (2530 mesures)

(Pas de valeur sortant de l'échelle : 22°10 C - 25°,00 C).

- Vitesse des courants en cm/seconde :

- Vitesse moyenne 20.02 cm/sec (5869 mesures)
- Vitesse maximale 32.00 cm/sec (3 mesures)
- Vitesse minimale 6.00 cm/sec (11 mesures)
- Vitesse la plus fréquente 20.00 cm/sec (1280 mesures)

(Pas de valeur sortant de l'échelle : 2 cm - 40 cm/sec).

- Cap des courants en degrés (voir hodographe 18b)

- Cap moyen 173°41 (5869 mesures)
- 1° cap le plus fréquent 115° (486 mesures) courant rentrant
- 2° cap le plus fréquent 95° (468 mesures) courant rentrant
- 3° cap le plus fréquent 85° (420 mesures) courant rentrant

b) Mesures réalisées en A₂₆

- Niveau - 3 m (courantographe 2190)

6479 mesures réalisée avec une périodicité de deux minutes, du 22 Septembre 1980 à 15 H 14 au 1er Octobre 1980 à 15 H 10.

- Température de l'eau du lagon en degrés - C :

- Température moyenne 23°58 C (6479 mesures)
- Température maximale 23°80 C (281 mesures)
- Température minimale 23°40 C (542 mesures)
- Température la plus fréquente 23°60 C (2290 mesures)

(Pas de valeur sortant de l'échelle 22°10 C - 25°00 C)

- Vitesse des courants en cm/seconde :

- Vitesse moyenne 14.36 cm/sec (6479 mesures)
- Vitesse maximale 30.00 cm/sec (1 mesure)
- Vitesse minimale 1.5 cm/sec (1 mesure)
- Vitesse la plus fréquente 6 cm/sec (1156 mesures)

(77 valeurs sortant de l'échelle).

- Cap des courants en degrés (voir hodographe 19a)

- Cap moyen 176°73 (6479 mesures)
- 1° cap le plus fréquent 185°00 (579 mesures soit 8.9 %)
- 2° cap le plus fréquent 195°00 (350 mesures soit 5.4 %)
- 3° cap le plus fréquent 25°00 (335 mesures soit 5.1 %)

- Niveau - 25 m (courantographe 1467)

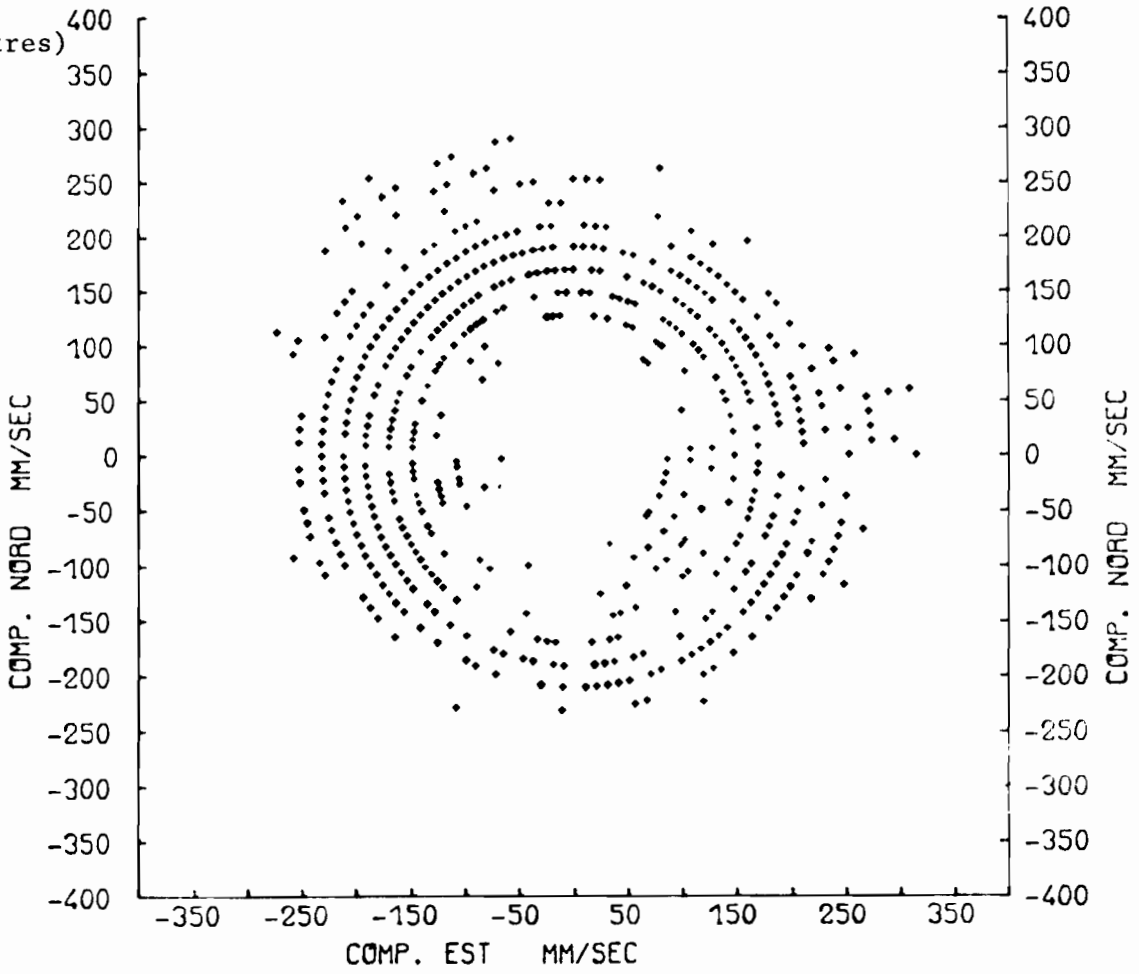
1479 mesures réalisées du 22 Septembre 1980 à 15 H 24 au 1er Octobre 1980 à 15 H 20.

- Température de l'eau du lagon en degrés - C :

- Température moyenne 23°59 C (6479 mesures)
- Température maximale 23°70 C (2850 mesures)
- Température minimale 23°40 C (430 mesures)
- Température la plus fréquente 23°70 C (2850 mesures)

(Pas de valeur sortant de l'échelle : 22°10 - 25°00 C)

(passe - 3 mètres)



15 **b**

(passe 20 mètres)

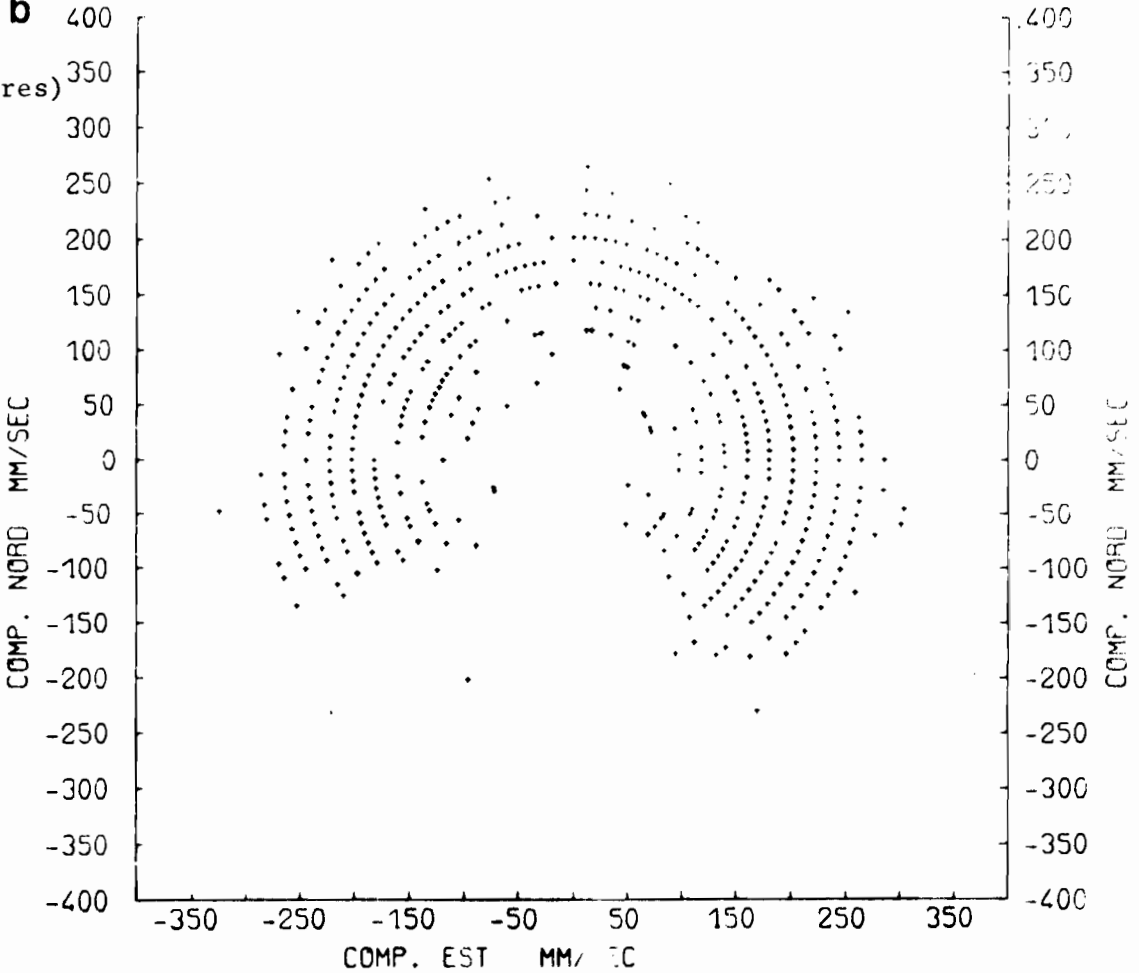
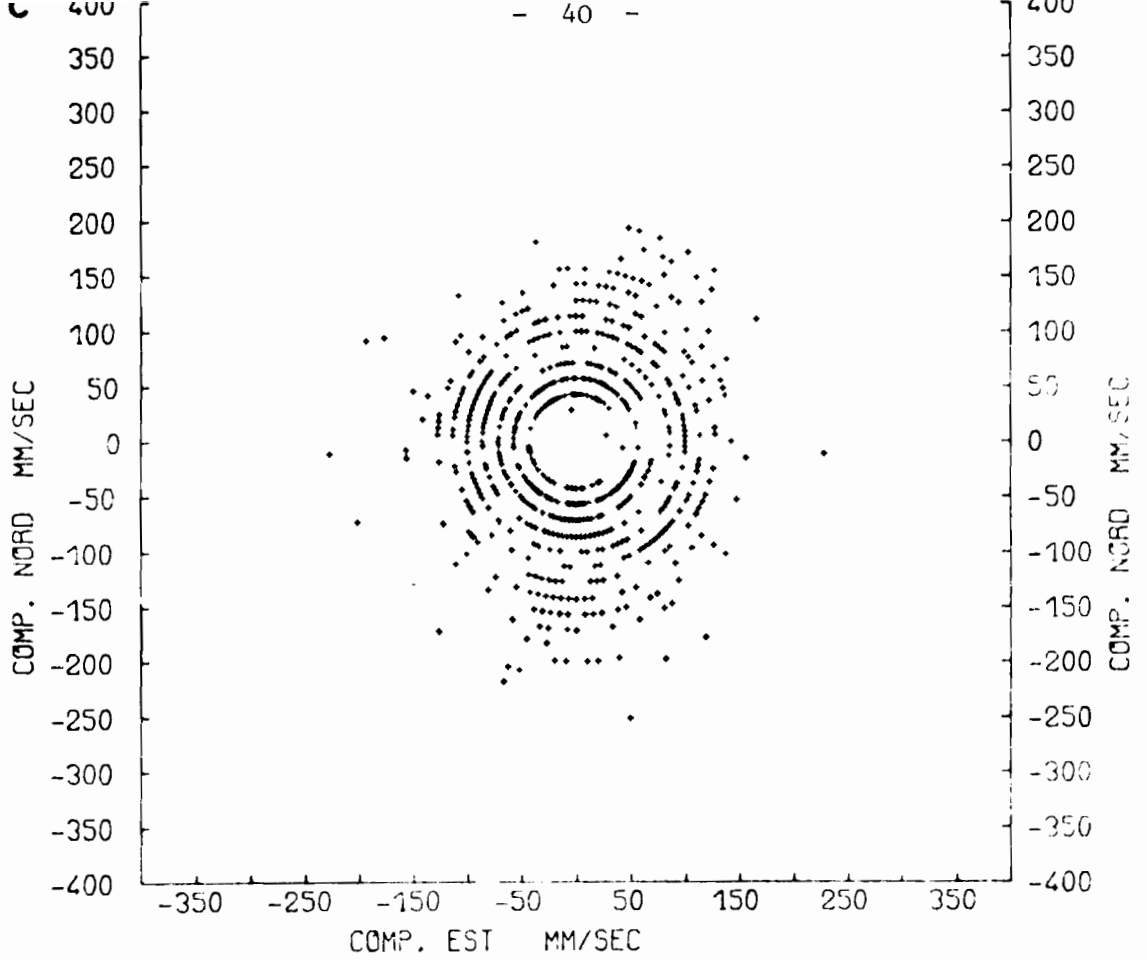
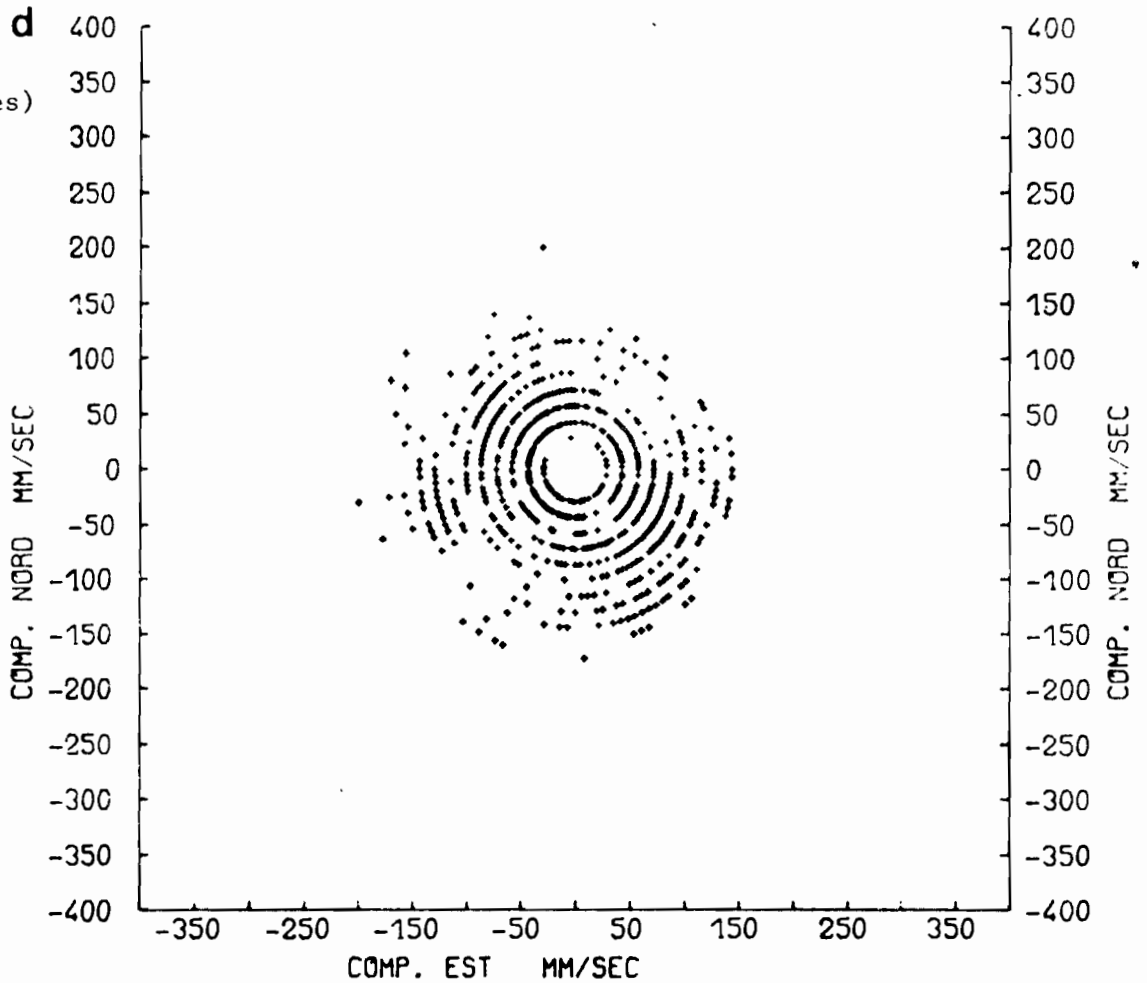


Fig. 15 - Groupement des extrémités des vecteurs courant autour de l'origine.

15
(3 mètres)



15 **d**
(25 mètres)



- Vitesse des courants en cm/seconde :

- Vitesse moyenne	8.22 cm/sec (6479 mesures)
- Vitesse maximale	21.00 cm/sec (1 mesure)
- Vitesse minimale	3.00 cm/sec (271 mesures)
- Vitesse la plus fréquente	4.50 cm/sec (1152 mesures)

- Cap des courants en degrés : (Voir hodographe 19b)

- Cap moyen	201°30 (6479 mesures)
- 1° cap le plus fréquent	125° (400 mesures soit 6,2 %)
- 2° cap le plus fréquent	295° (340 mesures soit 5,2 %)
- 3° cap le plus fréquent	305° (338 mesures soit 5,2 %)

2°) Interprétation

a) Distribution globale :

Les figures 15a, 15b, 15c, 15d présentent le report des extrémités des vecteurs courant autour de l'origine ; la partie centrale reste vierge du fait de la limite inférieure de détection des courantographes de 2,5 cm/s ; toutefois en 15a et 15b, cette aire centrale correspond plutôt à la gamme 0-5 cm/s ce qui peut s'interpréter comme un effet de l'agitation de surface due à la houle : celle-ci conduirait donc, par petits fonds, à surestimer sensiblement les vitesses réelles du courant.

En surface dans la passe (15a) la plus forte densité de point apparaît dans le secteur correspondant à un flux portant au nord-ouest, avec des vitesses maximales de 20 à 25 cm/s : cette situation est typique de la période de jusant (marée descendante) lorsque la vidange du lagon est favorisée par l'alizé de sud-est. Un deuxième maximum correspond à un flux portant franchement à l'est et donc à la période de flot (marée montante).

Dans la partie inférieure de la passe (15b), on note l'absence complète de flux dirigé dans le quadrant 160° à 260° : lorsque le courant est sortant vers l'océan, il est toujours dirigé vers le nord-ouest et donc en phase avec le flux de surface. A l'entrée du lagon, entre 10 et

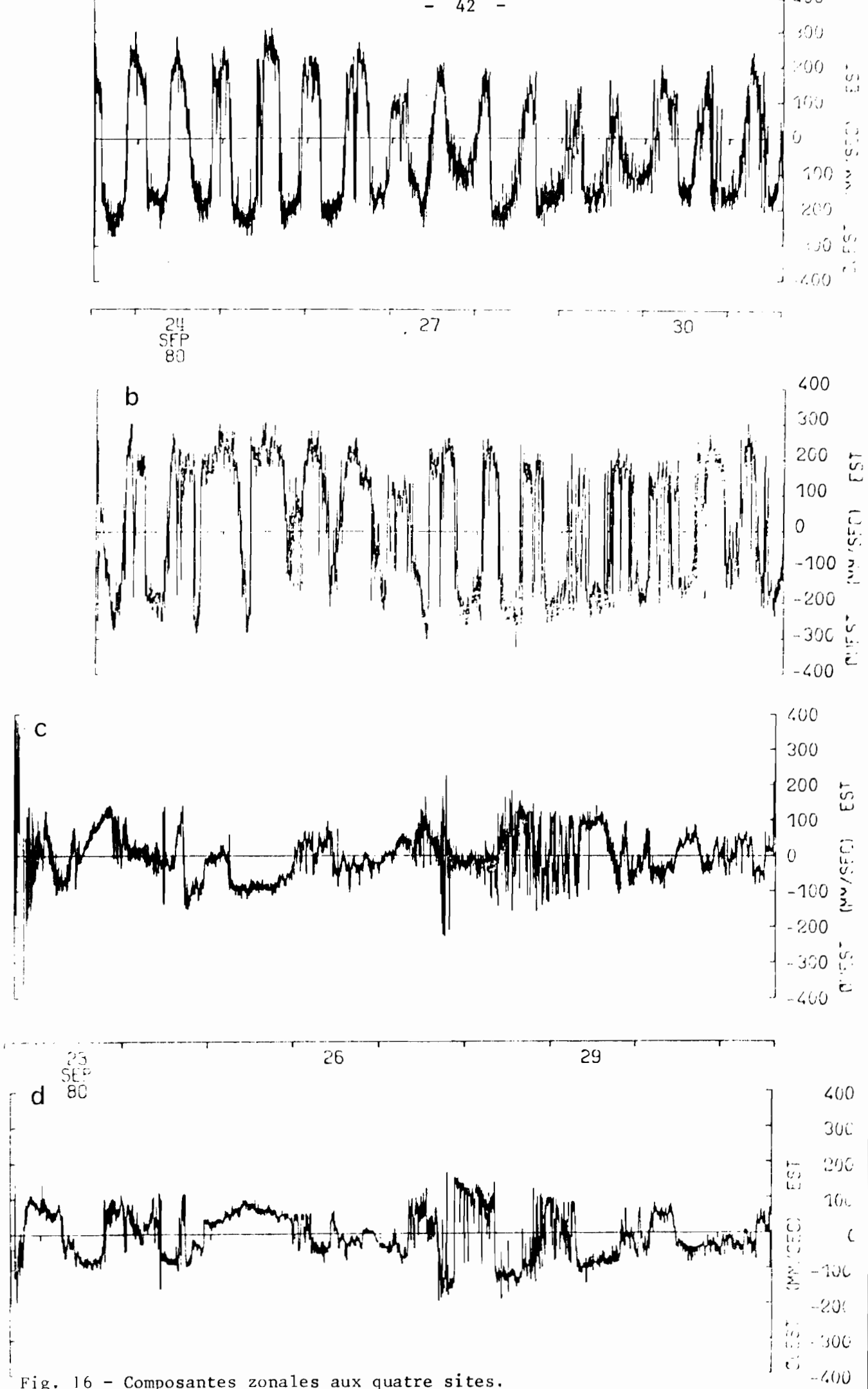


Fig. 16 - Composantes zonales aux quatre sites.

20 mètres, le flux prépondérant est toutefois dirigé vers l'est avec une vitesse moyenne de 15 à 25 cm/s ce qui correspond à une pénétration d'eau océanique dans le lagon par le plancher de la passe.

Dans la partie orientale du lagon (figures 15c et 15d), les flux sont à la fois moins puissants et distribués de façon plus homogène ; en surface (15c), la gamme des vitesses enregistrées s'étale de 5 à 15 cm/s avec une légère dominance des composantes nord et sud,

Au fond (fig. 15d), les valeurs supérieures à 15 cm/s sont peu nombreuses et la distribution des vecteurs courants ne révèle pas de tendance privilégiée.

b) Composantes zonales et méridiennes :

Dans la passe, la représentation des composantes zonales permet de mettre clairement en évidence l'influence de la marée océanique. Celle-ci est de type semi-diurne à faible inégalité, ce qui donne un intervalle moyen de 6 H 25 entre une marée haute et la marée basse suivante ; en l'absence de vent et pour une pression barométrique normale le niveau de la pleine mer est de 100 cm et celui de la basse mer de 30 cm.

Pendant notre semaine d'enregistrement, cette onde de marée crée en surface (16a) une alternance de courants entrants (composante est) et sortants (composante ouest), ces derniers étant de plus longue durée. Cette prédominance dans le temps du flux ouest peut d'ailleurs s'accompagner d'un affaiblissement d'amplitude, comme le 27 et le 29 Septembre entre 18 et 24 H où la vitesse du courant ne dépasse pas 12 cm/s.

Au niveau du seuil de la passe, les oscillations des vecteurs zonaux sont globalement synchrones de celles de la surface, mais indiquent un palier plus long en courant rentrant (composante est), ce qui correspond à la tendance inverse de ce qui est observé en surface,

Dans la partie la plus orientale du lagon point (A26), l'onde de marée est presque totalement filtrée, aussi bien en surface qu'au fond, et les composantes zonales reflètent des fluctuations de plus grandes fréquences généralement non synchrones, harmoniques de la marée, houles, ondes croisées ou stationnaires.

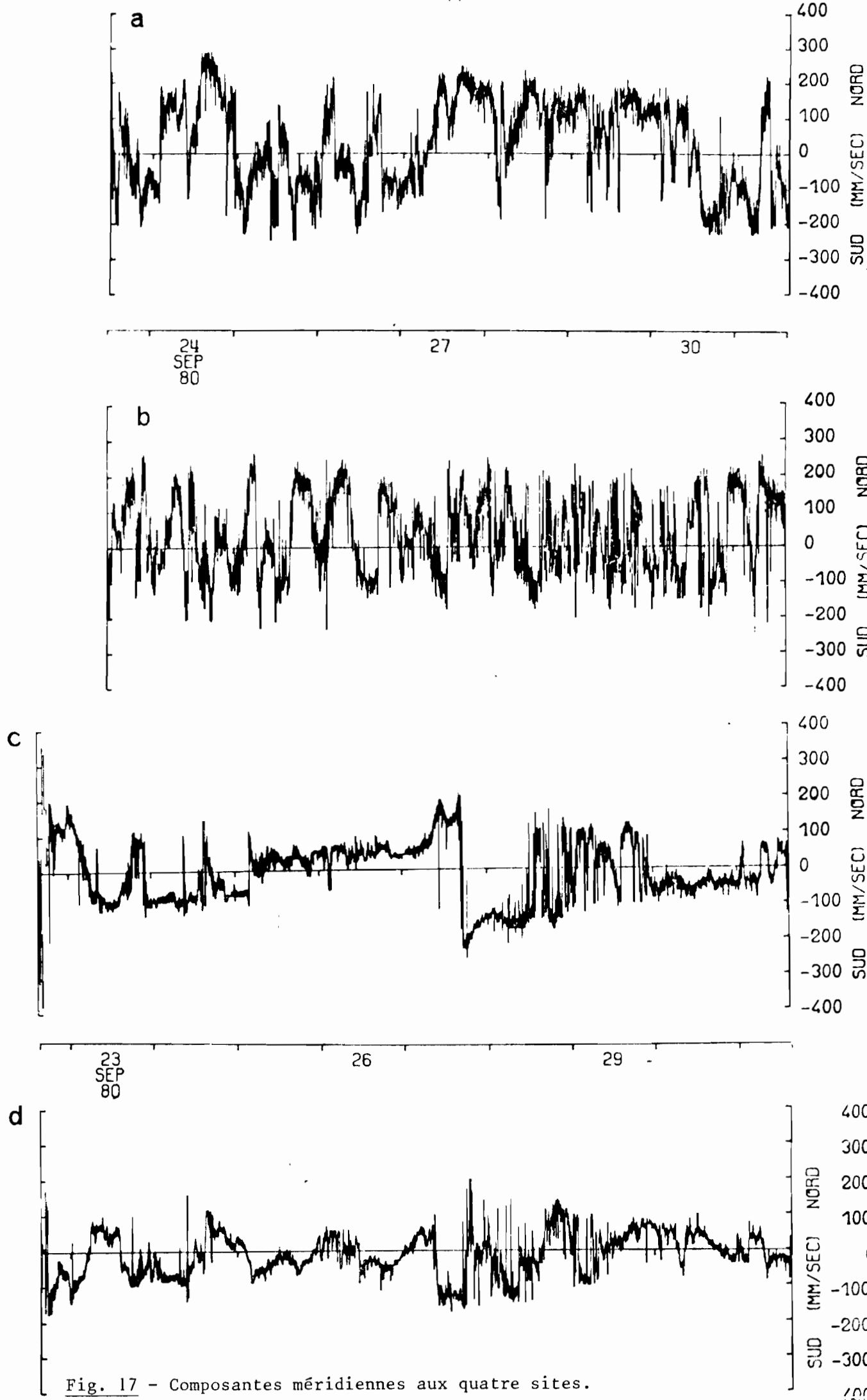


Fig. 17 - Composantes méridiennes aux quatre sites.

Aucune information précise ne paraît pouvoir être tirée de cette courte séquence de mesures, la proximité du talus oriental et la forme concave du lagon créant un effet de paroi propice au déclenchement de mouvements tourbillonnaires.

L'analyse des composantes méridiennes (fig. 17) indique dans la passe une situation très perturbée : en surface, la composante nord peut persister pendant plusieurs jours (du 27 au 29 Septembre), donc aussi bien en marée montante que descendante : l'influence du champ de vent d'origine sud-est est donc manifeste. Au fond, l'influence du vent est moindre, et un certain phasage existe avec les composantes zonales : le courant entrant dans le lagon porte surtout au sud-est, le jusant est surtout nord-ouest.

Dans le lagon lui-même, il n'apparaît aucune périodicité dans la fréquence des composantes nord ou sud mais en surface la composante nord est présente de façon permanente du 25 Septembre à 12 H au 27 à 12 H. Au fond, l'onde est atténuée et distribuée de façon erratique et l'amplitude ne dépasse pas 10 cm/s.

Entre la surface et le fond, les oppositions de phase les plus caractéristiques sont les suivantes :

<u>Composantes méridiennes</u>	<u>Surface</u>	<u>Fond</u>
22 septembre 12h-24h	Nord	Sud
23 septembre 0h-12h	Sud	Nord
12h-24h	Nord	Sud
24 septembre 0h-24h	Sud	Nord
25 septembre 0h-12h	Sud	Nord
12h-24h	Nord	Sud
27 septembre 0h-12h	Nord	Sud
12h-24h	Sud	Nord
28 septembre 0h-24h	Sud	Nord
29 septembre 0h-24h	Nord	Sud
12h-24h	Sud	Nord
30 septembre 0h-24h	Sud	Nord

<u>Composantes zonales</u>	<u>Surface</u>	<u>Fond</u>
23 septembre 0h-24h	Est	Ouest
25 septembre 0h-24h	Ouest	Est
29 septembre 0h-24h	Est	Ouest
30 septembre 0h-24h	Ouest	Est
12h-24h	Est	Ouest

c) Hodographes des courants résultants

Les figures 18 et 19 permettent de visualiser les trajectoires décrites par un flotteur fictif qui se serait maintenu dans la même veine d'eau, selon un modèle de circulation de type Lagrangien.

En surface dans la passe (18a), la renverse périodique du flux se traduit, du 23 au 27 Septembre par une quasi immobilité du flotteur. A partir de cette date alors que l'alizé souffle du secteur 180 à 200°, une forte composante nord-ouest apparaît, révélant la prépondérance du flux sortant ; pendant les 2 derniers jours, le vent passe à l'est puis au nord-est et la résultante du flux total devient sud-ouest.

Sur le plancher de la passe (fig. 18b), après un régime quasi-stationnaire, les 23 et 24 Septembre, la résultante vectorielle est franchement dirigée vers l'est puis effectuée à partir du 27 une rotation vers le nord : un bilan volumique indiquerait donc un excédent d'eau entrant dans le lagon à ce niveau.

Le régime dynamique de la passe est donc caractérisée, au cours de cette semaine de mesures, par une prépondérance du flux sortant du lagon en surface, et par le phénomène inverse en profondeur : la partie profonde du lagon reçoit donc un apport océanique, en compensation de la perte d'eau lagonaire en surface.

Dans la partie orientale du lagon (fig. 19c), on observe une très forte dérive vers le nord dans la journée du 22 Septembre, (composante nord de 30 cm/s) ; par la suite, l'hodographe révèle une circulation tourbillonnaire à forte composante méridienne puis du 27 Septembre au 1er Octobre, une dérive dirigée vers le sud.

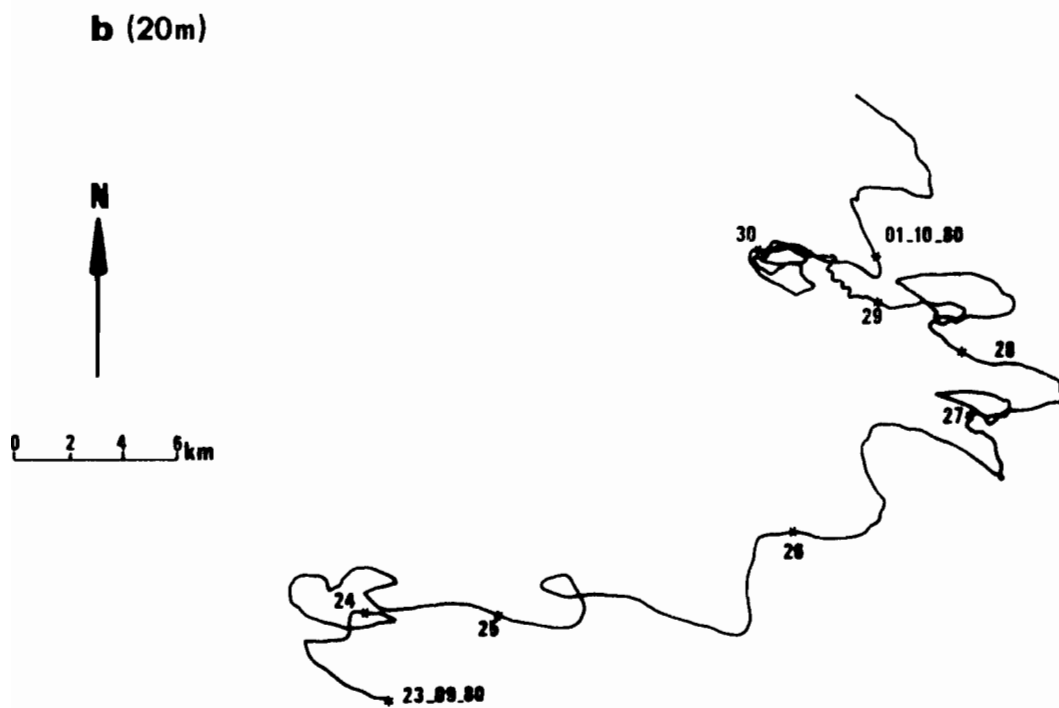
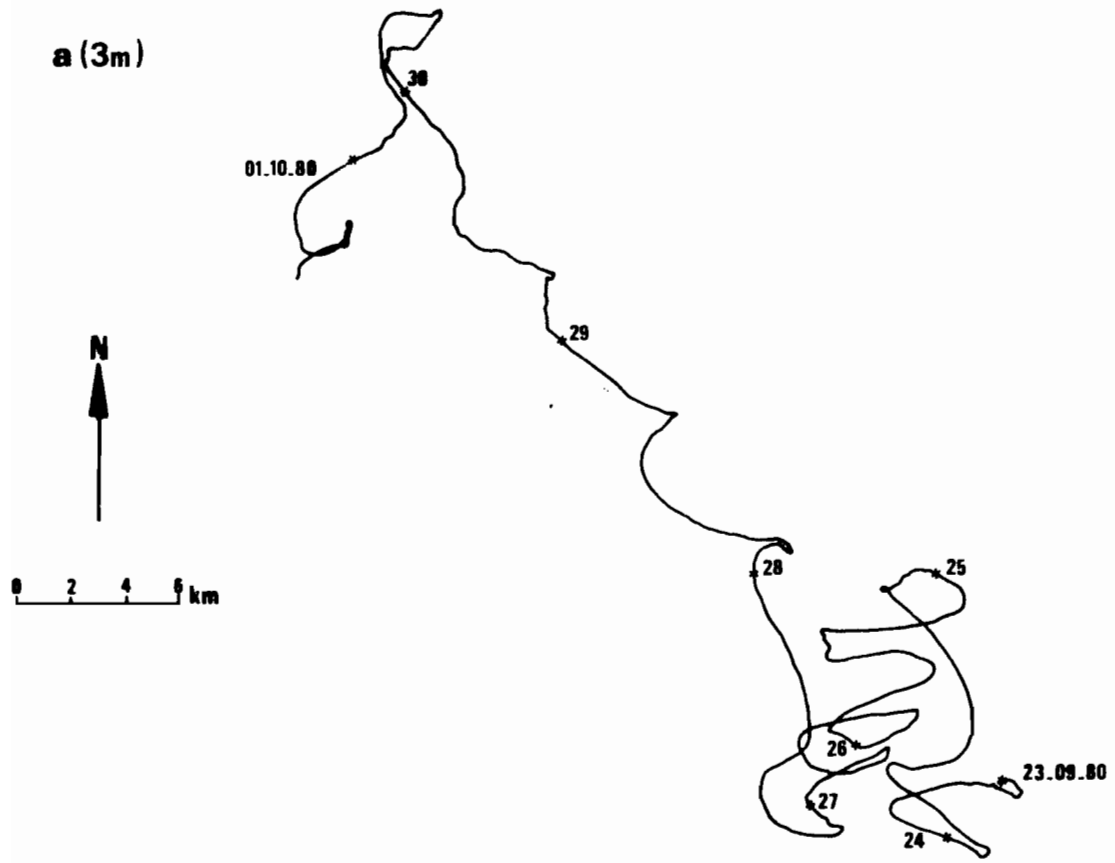
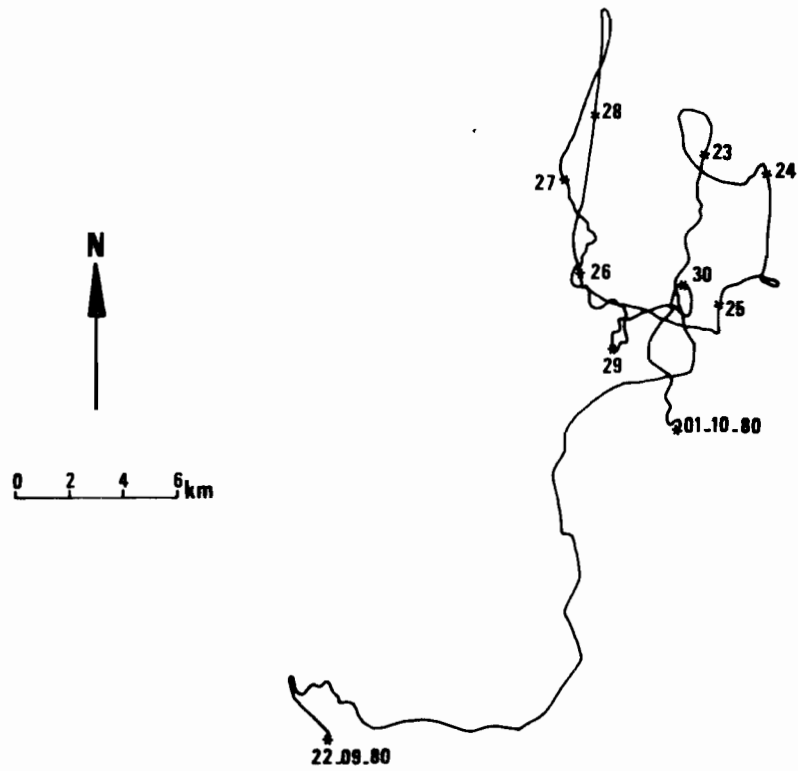


Fig 18: Hodographes des couran resultants dans la passe.

c (3m)



d (25m)

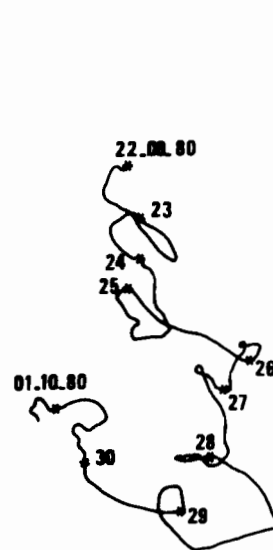


Fig 19: Hodographes des courants résultants en "A 26".

La couche du fond (fig. 19d) est animée de mouvements plus lents et s'est déplacée, pendant cette semaine d'observation, vers le sud puis vers le nord-ouest. Cette circulation est donc bien différente de celle de la couche superficielle et confirme la réalité d'une circulation à deux couches dans l'extrémité orientale du lagon.

3°) Circulation interne et échanges lagon - océan :

L'analyse détaillée effectuée à partir des données recueillies pendant la dernière semaine de Septembre (*) ne permet pas d'appréhender la totalité des situations hydrométéorologiques possibles, mais fournit des renseignements précis sur les oscillations à court terme de la vasque lagonaire, en réponse aux variations du régime d'alizés dominants.

On peut retenir en particulier que :

- dans la passe, le renforcement de l'alizé de sud-est entraîne un renforcement du flux sortant à marée descendante, et l'apparition d'une forte composante nord.

Lorsque l'alizé passe au nord-est, et faiblit, la composante du flux sortant devient sud dans un délai inférieur à 24 heures.

Aux niveaux inférieurs de la passe, le flot entrant maximal de marée montante est observé par alizé d'est sud-est bien établi : c'est donc un courant de compensation de celui de surface.

Lorsque l'alizé se renforce en soufflant du sud, le flux profond prend une composante nord au bout de 24 heures.

- dans la partie orientale du lagon, la circulation de surface est, par alizé faible, dirigée vers le nord ; lorsque l'alizé se renforce et passe au secteur sud, la circulation superficielle devient tourbillonnaire. Dans la couche profonde, la dérive se fait globalement dans le sens des aiguilles d'une montre, en opposition à celle de la couche superficielle.

En prenant, on compte toutes les données recueillies dans le lagon en 1980 et 1981, on peut donc décrire trois situations qui recouvrent la majorité des situations hydroclimatiques possibles, à l'exception d'un régime de vent d'ouest dépressionnaire, dont l'occurrence n'est d'ailleurs pas supérieure à quelques jours par an.

(*) - une seconde série de mesures courantométriques effectuée d'Octobre à Décembre n'a pu être exploitée à cause de la démagnétisation défectueuse des bobines.

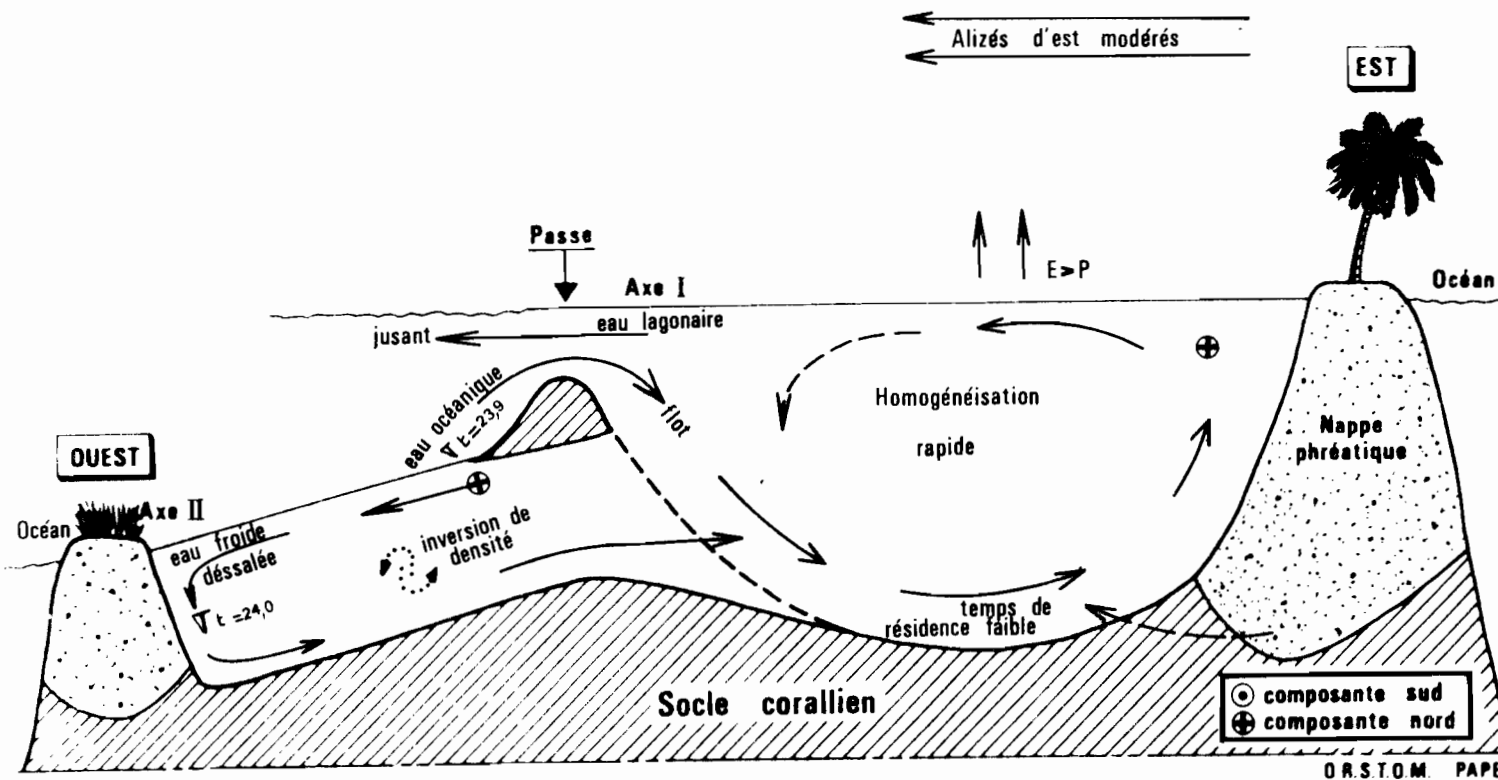


Fig: 20

a) MAI 1980

- Caractéristiques hydrométéorologiques :

- Alizé d'est faible à modéré (8 à 12 noeuds).
- Pas de pluie dans la quinzaine précédant l'étude
- Bilan Evaporation - Précipitation positif ($E-P = 38$ mm).
- Début du refroidissement hivernal.
- Accumulation de l'eau superficielle, dessalée le mois précédent, dans l'appendice ouest.

- Circulation induite (fig. 20)

- La dérive générale des eaux superficielles se fait vers l'ouest :

Une partie de cette eau s'accumule dans l'appendice ouest et plonge ; la circulation profonde se fait alors vers l'est, en opposition à celle de surface, ce qui crée des inversions de température et même de densité.

Dans les parties centrales et orientales du lagon, le milieu est homogène à cause de la plongée des eaux superficielles qui se refroidissent au contact de l'atmosphère.

Dans la passe, le départ d'eau lagonaire est compensé, essentiellement à marée montante, par une entrée équivalente d'eau océanique par-dessus le seuil. Les ondes de flot et de jusant s'équilibrent. C'est la période où le renouvellement des eaux lagonaires est le plus rapide et le temps de résidence minimal.

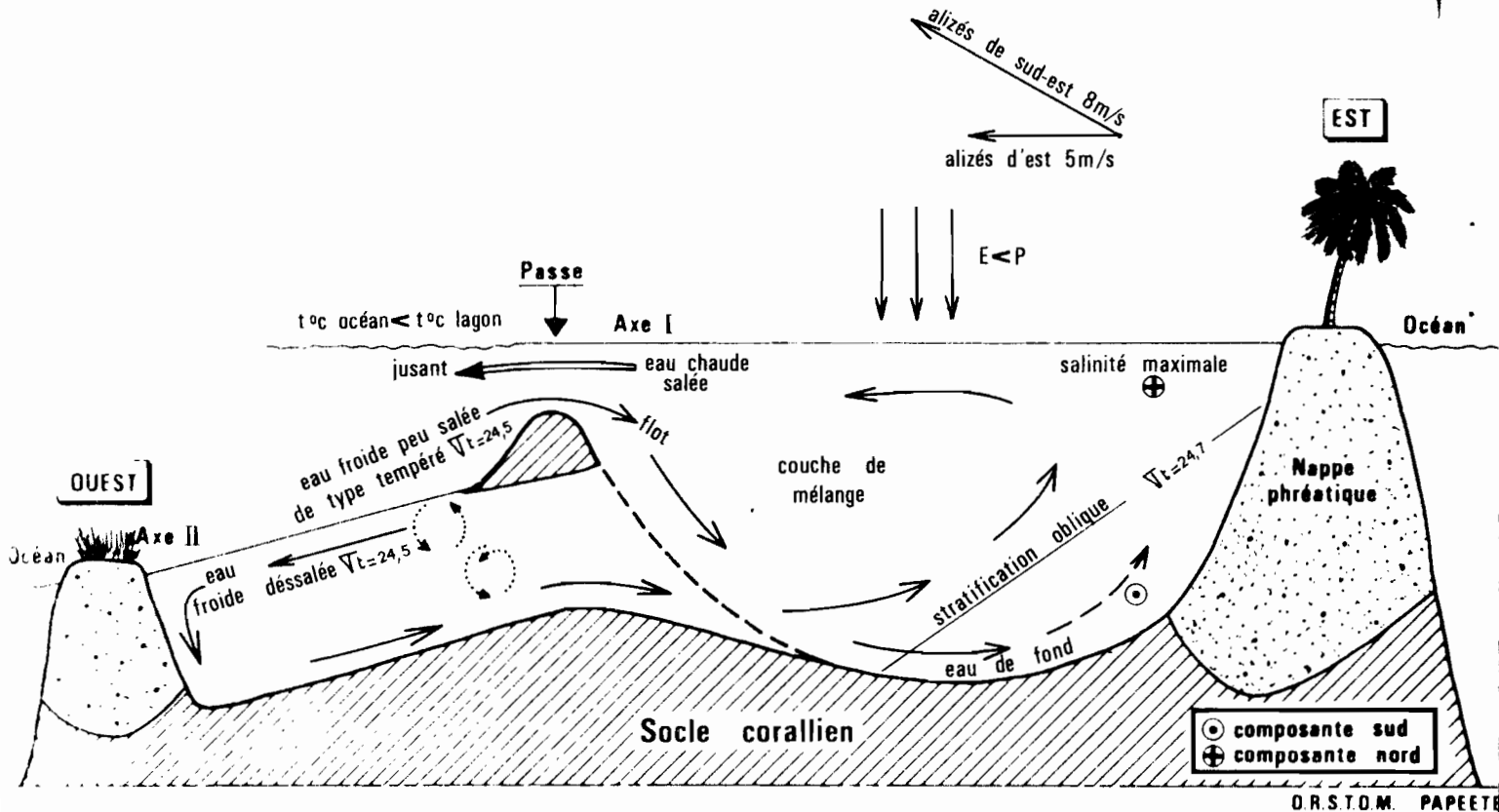


Fig: 21

b) SEPTEMBRE 1980

- Caractéristiques hydrométéorologiques :

- Alizés d'est modérés (10 noeuds) se renforçant (16 noeuds) en passant au sud-est.
- Précipitations excédentaires pour la saison : $P = 171 \text{ mm}$
Bilan Evaporation - Précipitation mensuel, négatif : $(E-P = - 41 \text{ mm})$.
- Températures des eaux océaniques et lagunaires correspondant aux valeurs minimales hivernales.
- Accumulation d'eau superficielle dessalée et froide dans l'appendice ouest.
- Dans la partie orientale du lagon épaisse couche froide et salée ; en profondeur remontée des isopycnes vers la surface, ce qui traduit une stratification oblique.

- Circulation induite (fig. 21)

- Dans l'appendice ouest, la circulation est semblable à celle observée précédemment : dérive ouest en surface sous l'action de l'alizé, accumulation de l'eau froide et dessalée, plongée et contre circulation forcée vers l'est avec apparition d'inversions de densité. Mélanges turbulents dus aux pénétrations intermittentes d'eau océanique par les hoa (chenaux) de la côte sud.
- Dans la partie orientale, l'oblicité des isopycnes indique une remontée de l'eau de fond lagonaire froide et salée vers la surface ; celle-ci prend une composante nord, balaie la partie nord du lagon et est évacuée par la partie supérieure de la passe.
- Dans la partie centrale du lagon, la circulation selon le grand axe se fait vers l'est pour l'eau de fond, vers l'ouest pour la couche superficielle.
- Le lagon recevant un excédent de pluie, le flux évacué en période de jusant est supérieur à celui du flot.

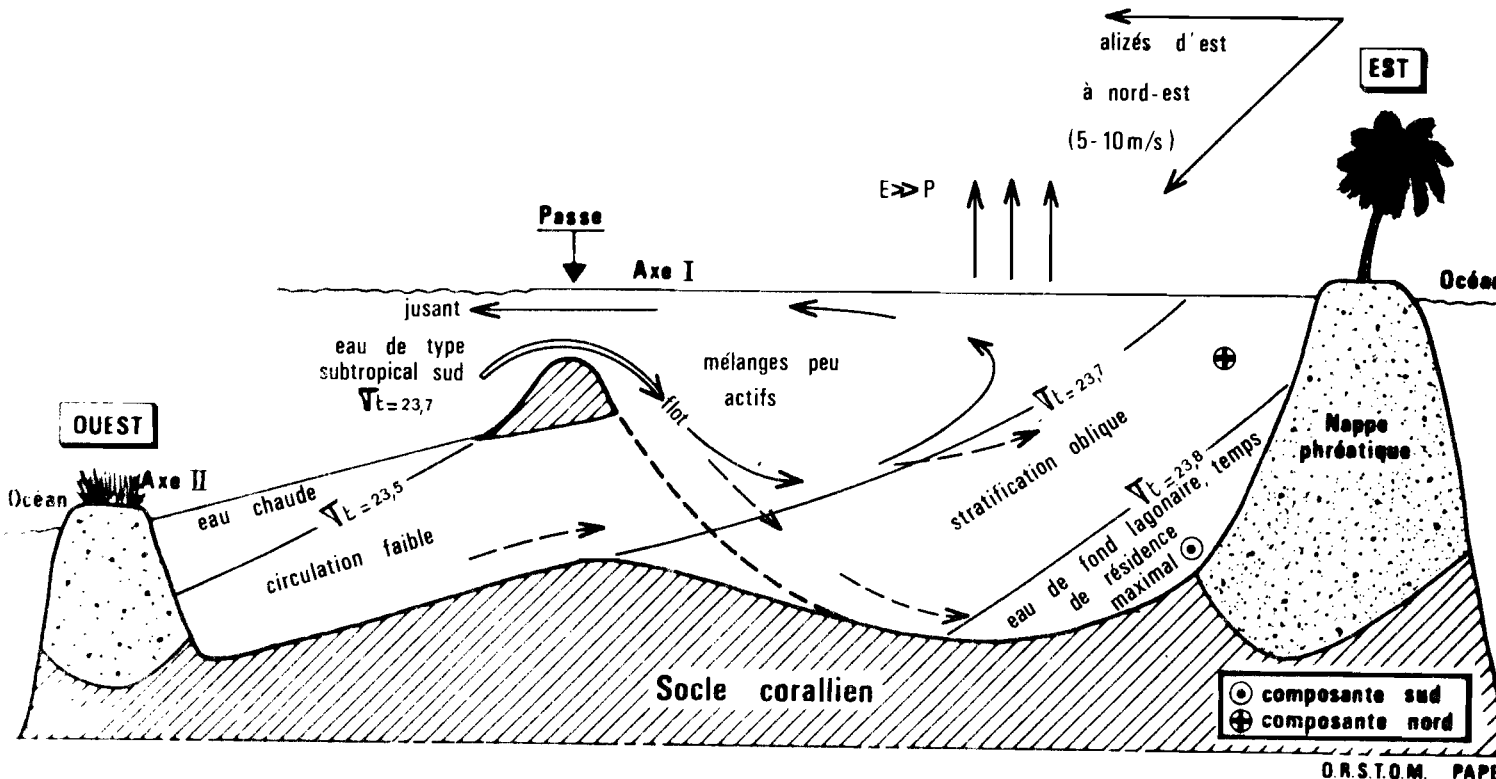


Fig: 22.

c) JANVIER 1981

- Caractéristiques hydrométéorologiques

- Alizés d'est - nord-est bien établis à fort (12-20 noeuds).
- Pas de pluie notable dans la quinzaine précédant l'étude - Précipitations du mois : 70 mm donnant un bilan - Evaporation - Précipitation fortement positif ($E-P = 131$ mm).
- Températures des eaux océaniques et lagonaire proches des valeurs maximales d'été.
- Accumulation d'eau chaude et salée dans l'appendice ouest.
- Fort gradient thermique horizontal entre l'appendice ouest et la partie orientale du lagon.

- Circulation induite (fig. 22)

Très forte stratification oblique du milieu liquide lagonaire : les eaux légères sont en surface dans l'appendice ouest, les eaux les plus denses au fond de la partie est. Cette situation représente l'état final de celle décrite en Septembre et correspond à la fin de la phase de réchauffement du système lagonaire ; la circulation de fond est toujours d'ouest en est, avec remontée le long de la pente interne orientale du lagon, comme en témoigne l'inclinaison des isopycnes. Dans sa lente migration vers la surface, cette eau de fond lagonaire se réchauffe et se ressale, puis est partiellement évacuée par la passe. Par le plancher de celle-ci, pénètre une eau océanique dérivée de l'eau subtropicale sud plus salée qu'en hiver. Le flot est supérieur au jusant afin de compenser les pertes dues à l'évaporation.

Le renouvellement de l'eau de fond lagonaire est lent et son temps de résidence maximal.

Ces représentations instantanées successives ont forcément un côté schématique mais permettent une approche raisonnée de la circulation interne du lagon puisqu'elles s'appuient sur des données thermohalines en nombre suffisant. De plus, le champ de vent, dans la zone des TUAMOTU de l'est, est relativement constant avec une franche prépondérance des alizés d'est. En dehors des rares périodes de coups de vent d'ouest et de dépressions cycloniques, la circulation interne du lagon peut donc être globalement définie comme suit (fig. 23) :

- Dans la passe, entrée d'eau océanique à marée montante, et seulement par la partie inférieure, si l'alizé dépasse 15-20 noeuds ; en hiver, cette eau est moins salée que l'eau lagonaire.

- Dans la partie centrale du lagon, cette eau océanique se mélange avec de l'eau venant de l'appendice ouest et avec une fraction de la couche superficielle orientale. Son temps de résidence dans le lagon est faible, un volume important étant évacué à la marée descendante suivante.

- L'appendice ouest est une zone d'accumulation d'eau dessalée ou chaude (été) par suite de la tension de vent et de l'importance du fetch le long du grand axe du lagon (25 km). Dans le cul de sac occidental, cette eau plonge puis dérive vers l'est, en sens opposé au courant de surface. Des instabilités et inversions de densité apparaissent, et sont aggravées par des entrées intermittentes d'eau océanique par les hoa de la côte sud, battue par la houle.

- La partie profonde orientale est occupée par une eau lagonaire dense, qui, du fait de l'entraînement vers la passe de la couche superficielle tend à remonter vers la surface. Ce processus, qui tend à amener en surface des eaux subsuperficielles plus froides est analogue à la séquence classique le long des côtes sous le vent : divergence vers le large de la couche superficielle - upwelling côtier. Au début du refroidissement hivernal (2ème trimestre), les mélanges verticaux deviennent prépondérants et l'eau du lagon quasi-homogène. La stratification réapparaît à la fin de l'hiver et s'intensifie jusqu'en été. C'est en cette saison que dans la partie orientale profonde du lagon l'eau lagonaire est la plus différenciée de l'eau océanique et que son renouvellement est le plus lent.

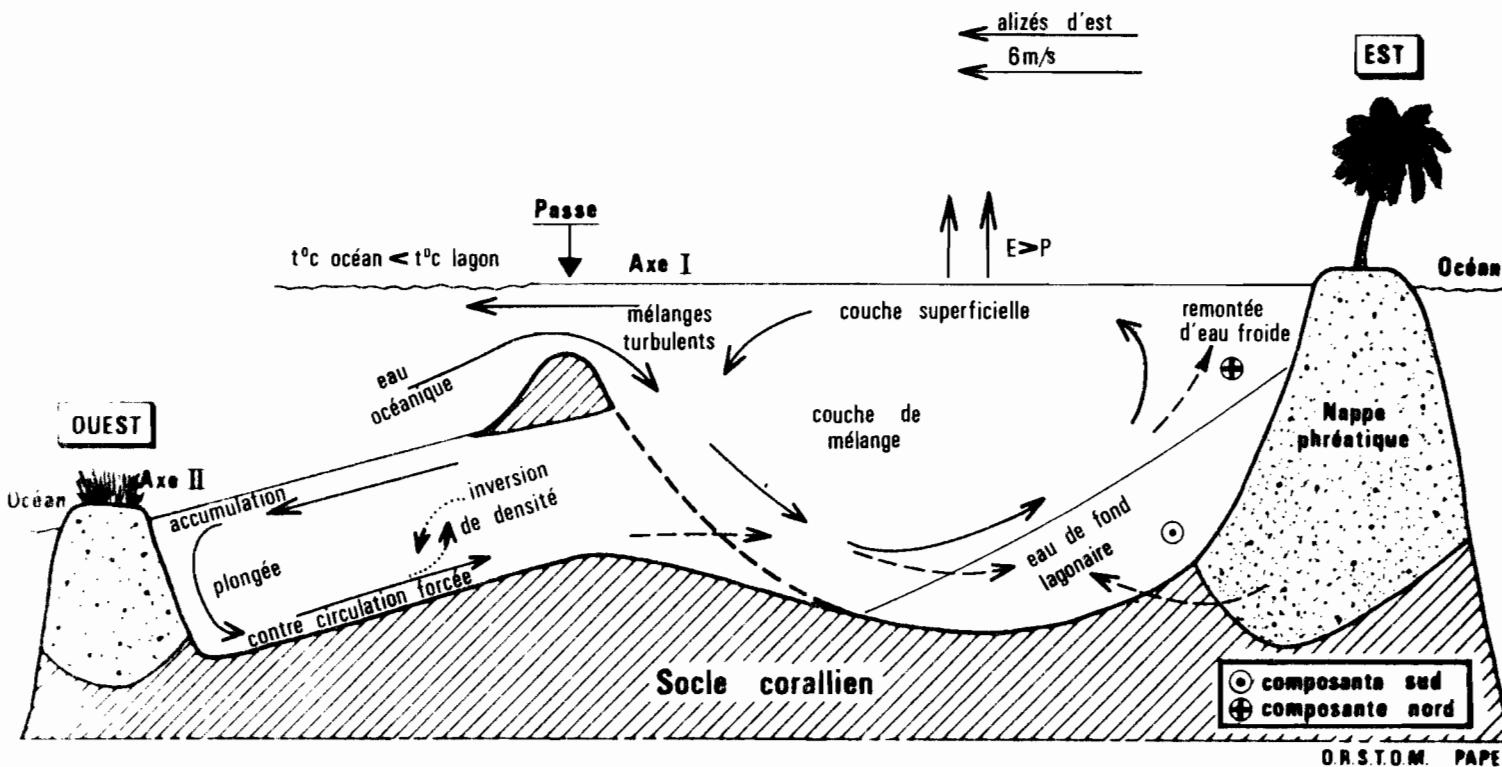


Fig.23: Circulation globale en régime d'alizés dominants.

On peut tenter de calculer, pour ce cas limite, le temps de résidence de cette eau de fond lagonaire selon :

$$C(\text{jour}) = \frac{Z}{(E-P)} j \quad \left(\frac{S1 - S0}{S0} \right)$$

Z : profondeur moyenne en mètres de la couche considérée : 40 mètre

E-P : bilan Evaporation - Précipitation quotidien ; la figure 2 indique que, d'Octobre 1980 à Janvier 1981, l'évaporation cumulée atteint 375 mm soit 3 mm/jour.

S1 : salinité de l'eau lagonaire de fond = 36,25 %.

S0 : salinité océanique ; valeur hivernale = 36,0 %.

On obtient C = 92 jours.

Ce chiffre constitue logiquement la limite supérieure du temps de résidence des eaux océaniques dans le lagon, pendant la période où le renouvellement est le plus lent. Il s'ensuit que le déplacement des eaux de fond entre l'ouest et l'est du lagon (= 12km) se fait à une vitesse moyenne de 0,15 cm/s, chiffre compatible avec ceux tirés de l'observation, par les plongeurs, de la dérive des nuages de sables coralliens qu'ils soulèvent au ras du fond. Le calcul du temps de résidence implique toutefois que les seuls échanges d'eau et de sel se font en surface ou à travers la passe.

Le fait que le lagon repose sur un socle corallien poreux amène à s'interroger sur la validité de ces hypothèses de base et justifie une investigation sur la possibilité d'échanges laminaires océan-lagon à travers ce socle.

MODELE DE CIRCULATION INTERNE
A TRAVERS LE SOCLE CORALLIEN

V/ - LE SYSTEME INTERSTITIEL DU SOCLE DE L'ATOLL

1°) Structure du socle :

La géomorphologie et la géochimie des matériaux constituant ce socle ont été étudiés par de nombreux auteurs dont DENEUFBOURG (1969), LABEYRIE et al. (1969), FONTES et al. (1969) à partir des sondages de reconnaissances effectués en 1964 et 1965 et dont nous tirons les indications suivantes :

- La structure verticale moyenne indique la présence entre la surface et l'horizon 370 mètres d'un calcaire corallien subcompact plus ou moins vacuolaire, composé de calcite magnésienne (0-100 mètres), puis de dolomite. Le niveau 370-430 m est occupé par des sables et débris coralliens détritiques ; plus profondément apparaissent les formations volcaniques saines, laves d'épanchement de l'ancien volcan aérien : ces laves sont composées d'andésite à structure fluidale de type hawaïen. Elles sont fortement basiques et contiennent 45 % de silice, 15 % d'alumine, 17 % de chaux, du fer, de la soude et de la potasse.

- Le socle corallien est tout au contraire dépourvu de silice et d'alumine ; entre la surface et la lave existe toutefois un très léger gradient positif en oxyde de fer, magnésie, soude, potasse et phosphate. La porosité du socle corallien est importante : son coefficient varie de 30 à 15 dans les niveaux supérieurs et oscille entre 30 et 10 jusqu'à 300 mètres ; au-delà, la porosité s'abaisse jusqu'à 6 et atteint 5,5 dans la lave volcanique. La densité apparente varie de 1,7 à 2,7 dans le socle corallien et atteint 2,8 dans l'andésite basaltique. DENEUFBOURG note également que "les formations coralliennes constituant l'anneau corallien sont aussi épaisses que larges (400 m)".

2°) - Prélèvements dans les puits verticaux et résultats

Une fois terminés, les forages se présentent sous forme de puits verticaux entièrement occupés par de l'eau salée, dont les caractéristiques doivent être, à priori, peu différentes de celles de l'eau océanique baignant l'atoll.

Les prélèvements d'échantillons liquides ont été faits de façon analogue à une station hydrologique en mer, en utilisant un câble hydrologique et des bouteilles en P.V.C. à fermeture par messagers.

Le stockage et les analyses d'eau ont donc été réalisés comme indiqué au chapitre II, 2, a. Afin de minimiser, au sein de la colonne d'eau, les perturbations dues au passage des 6 bouteilles hydrologiques, on a procédé à l'échantillonnage à partir des niveaux supérieurs : 0-150 mètres puis 200-450 m et au-delà. La pollution de la lentille d'eau de surface (eau de pluie, eau phréatique, huile, etc...), ne nous a pas permis de prendre en compte les données à ce niveau.

Les caractéristiques principales de ces prélèvements en puits sont présentés dans le tableau IV.

PUITS	Inversion Thermique	Inversion de Salinité	Inversion de Nitrate	Inversion de Silicate
GROUPE I : 4 forages de profondeur 550 à 620 mètres.	non	non	//	//
	non	non	non	non
	non	non	non	non
	non	non	non	non
GROUPE II : 3 forages de profondeur supérieure à 1000 mètres.	350/400	non	350/400	non
	350/400	350/400	350/400	non
	360/400	360/400	//	//
GROUPE III : 2 forages d'environ 600 mètres	500/550	500/550	500/550	non
	500/550	500/550	500/550	non
Station Océanique 0-1000 mètres.	non	niveau E.A.I. 700 m	non	non

TABLEAU IV : - CARACTERISTIQUES DES PROFILS VERTICAUX

- Inversion signifie un changement de signe du gradient vertical du paramètre considéré.
- Les chiffres indiquent la profondeur où s'observent les inversions.
- E.A.I. : Eau Antarctique Intermédiaire, caractérisée vers 700 mètres de profondeur par un minimum de salinité (S.103 = 34,5).

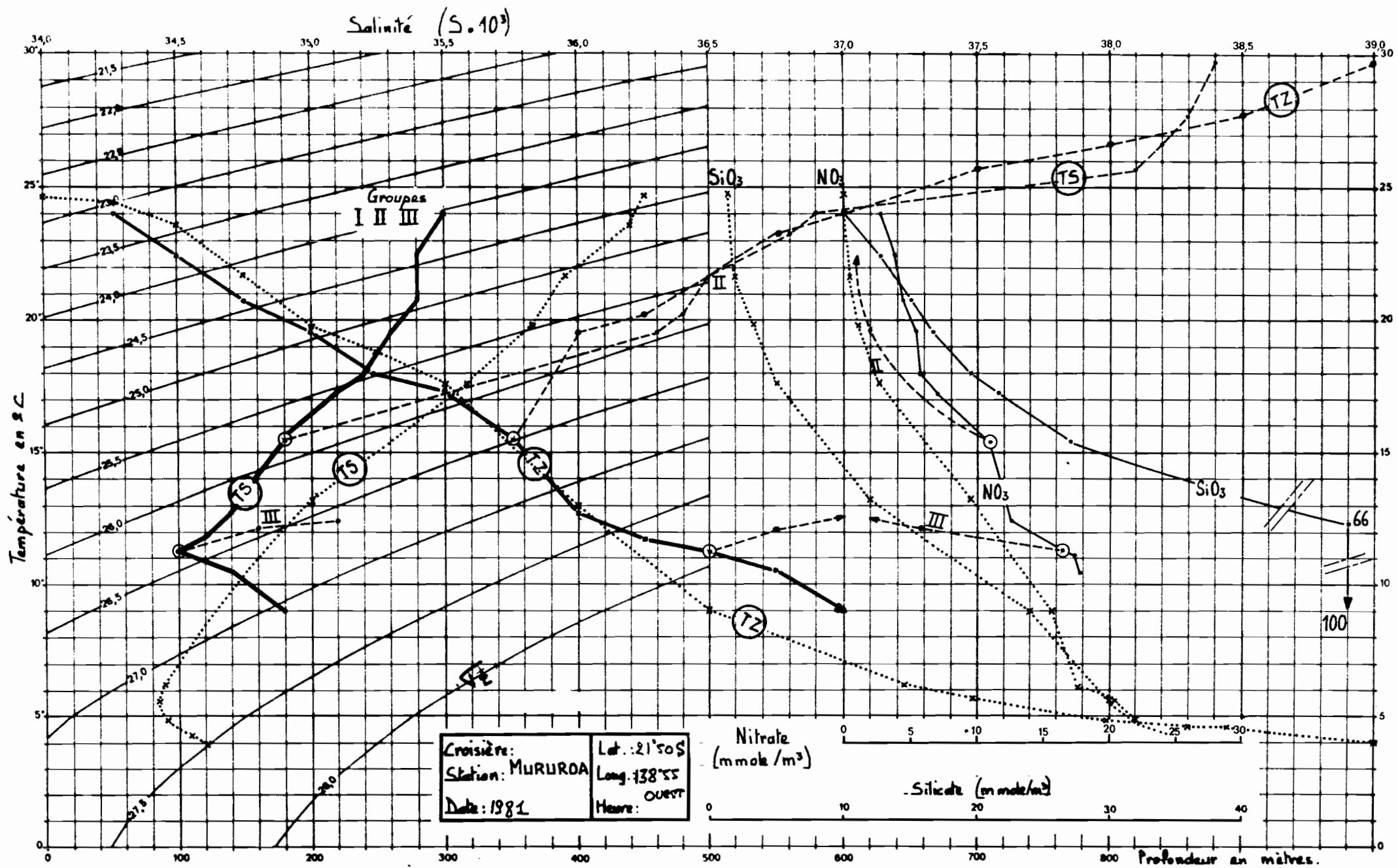


Fig 24: Profils verticaux moyens : Groupes I,II,III.
 Station : océanique.

On peut noter que "l'âge" des puits au moment des prélèvements s'étale de 3 mois à presque 2 ans.

Plusieurs stations océaniques ont par ailleurs été effectuées autour de l'atoll, par le B.C.B. MARARA, avec le même matériel afin de servir de stations de référence.

Les profils verticaux des paramètres essentiels (Température, Salinité, nitrates et silicates dissous) sont donnés, pour quelques puits en annexe I et regroupés avec ceux de la station océanique dans la figure 24.

3°) - Gradients verticaux dans le socle et dans l'océan

Le tableau IV indique que la structure thermique verticale de la colonne d'eau de certains puits présente une inversion de température, entre 350 et 400 mètres (groupe II) ou entre 500 et 550 mètres (groupe III).

Les puits du groupe I et III s'enfoncent peu dans le basalte volcanique et l'équilibre thermique de la colonne d'eau dépend donc essentiellement de la cinétique des échanges latéraux avec l'océan, à travers l'eau salée interstitielle présente dans la partie poreuse du socle. La comparaison des données recueillies dans l'océan et dans les puits (tableau V) révèle effectivement une décroissance thermique verticale très semblable, jusqu'aux niveaux où apparaissent les premières inversions thermiques : à 450 mètres, les températures dans l'océan et dans les puits I et III sont identiques ($11,4 \pm 0,2^\circ \text{C}$) ce qui constitue un premier indice très probant de l'intensité et de la facilité des échanges latéraux.

La décroissance thermique des puits du groupe I se poursuit jusqu'à 500 mètres sans qu'apparaisse d'inversion, ce qui peut simplement indiquer qu'il est encore en milieu corallien, le socle basaltique n'était pas forcément tabulaire. A contrario, l'inversion thermique pour les puits du groupe II se produit entre 350 et 400 mètres, ce qui suggère en ce cas une moindre épaisseur du cône corallien. On peut toutefois remarquer que les puits du groupe II sont également les plus profonds puisqu'ils dépassent la côte 1000 mètres et pénètrent donc autant dans le basalte que dans le corail.

D'après le tableau V, la colonne d'eau inférieure est fortement rechauffée par l'apport géothermique interne du socle volcanique, et sa salinité prend des valeurs supérieures à 38 ‰ ; l'équilibre thermique de l'eau du puits sus-jacente au basalte peut en conséquence être modifiée sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres par simple effet de conduction-convection, cela pouvant expliquer la profondeur un peu faible de l'inversion thermique observée.

Pour les puits du groupe III, la pénétration en milieu basaltique ne dépasse pas 200 mètres et l'inversion thermique est moins franche que dans les puits profonds.

Il apparaît donc nettement que la température de l'eau interstitielle au sein du socle corallien est directement contrôlée par la température de l'eau océanique. SAMADEN, DALLOT et ROCHE (1982) ont récemment

Profondeur	Température (T°C)			Salinité (S.10 ³)			Nitrates dissous NO ₃ - N (mmole/m ³)			Silicates dissous SiO ₃ -Si (mmole/m ³)				
	Océan	Puits		Océan	Puits		Océan	Puits		Océan	Puits			
50	24,2	24		36,2	35,8		0,2	2,7		1,5	10			
100	23,7	22,4		36,2	35,5		0,2	3,3		2	12			
150	21,6	20,8		36,0	35,4		0,2	4,1		2	14,6			
200	20,2	19,7		35,8	35,3		1	5,1		3	16,7			
250	18,8	17,9		35,7	35,2		1,5	5,9		4	19,7			
300	17,2	17,3		35,6	35,1		3	6,6		6	21,9			
350	16°	15,4		35,4	34,9		4	10,8		8	27			
400	13,4	12,6	19,6	35,1	34,7	36,3	7,5	12,6	2,0	12	66			
450	11,2	11,6	20,1	34,8	34,6	36,4	11	16,3	1,7	18	68			
500	9	11,2	21,7	34,6	34,5	36,5	15	16,7	1,3	24	73			
550	8	10,5	12,1	23,2	34,5	34,7	34,8	36,8	16	17,3	5,5	1	26	68
600	7	9	12,6	24,0	34,5	34,9	35,1	36,9	17		1,7	0,9	28	65
700	5,6			25,9	34,4			38,1	20			0,6	30	75
800	4,8			26,6	34,4			38,2	22			0,4	32	91
900	4,3			27,8	34,5			38,3	26			0,2	36	87
1000	4,0			29,8	34,8			38,4	30			0,2	42	100

TABLEAU V : Valeurs moyennes dans l'océan et dans les puits (T-S : 9 puits
NO₃, SiO₃ : 7 puits).

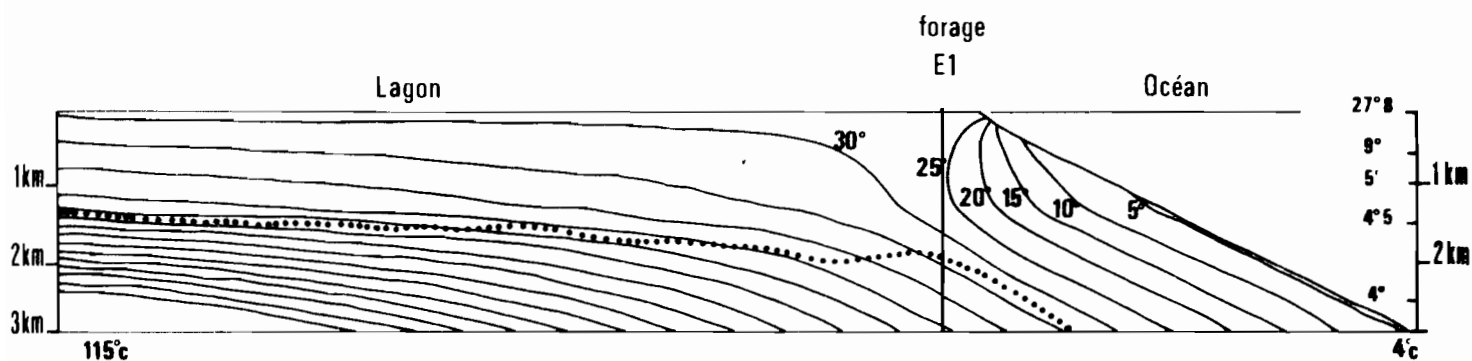
démontré, après modélisation des données recueillies dans des forages profonds sur l'atoll d'ENIWETOK, que cette régulation thermique se faisait essentiellement par des mouvements convectifs de l'eau de mer au sein du socle (fig. 25), la conduction seule (25a) ne pouvant rendre compte du champ thermique interne du socle corallien poreux.

A partir de l'interface corail-basalte, l'inversion de température indique la disparition des mouvements convectifs latéraux et l'augmentation de température au sein du basalte la prépondérance de la conduction thermique.

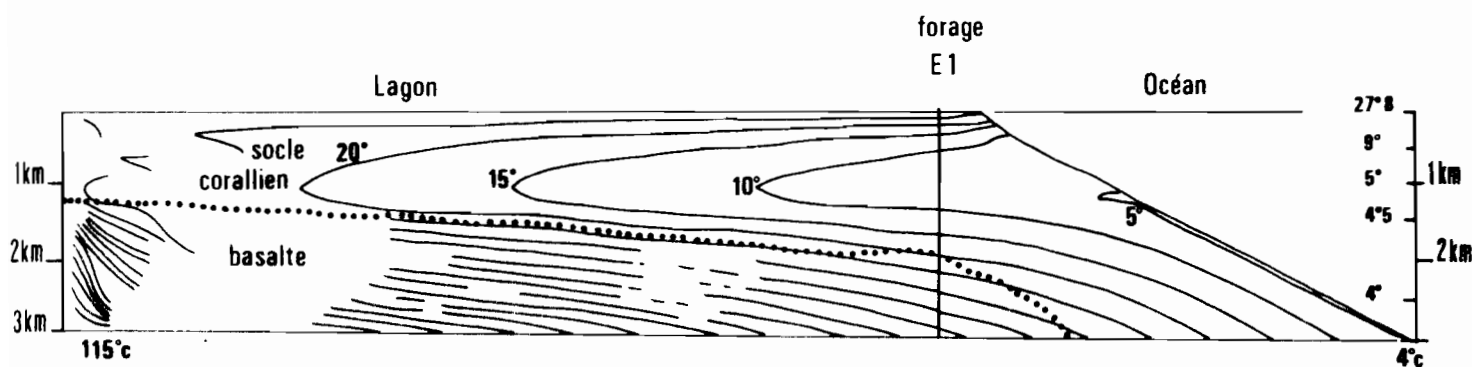
L'étude comparée océan-puits, des profils verticaux de salinité et des nitrates minéraux dissous fournit des résultats cohérents : la salinité des puits des groupes I et III décroît avec la profondeur comme dans l'océan : celle-ci passe par un minimum de 34,4 ‰ vers 600-700 mètres au coeur de l'Eau Antarctique Intermédiaire. Dans le groupe II, un premier gradient halin positif correspond à l'inversion thermique du niveau 350-400 mètres et est renforcé à partir de 600 mètres par un second gradient qui reflète le confinement croissant de la colonne d'eau au sein du basalte.

Dans l'océan et dans les puits, les teneurs en nitrates dissous, bien que supérieures dans ces derniers, croissent régulièrement avec la profondeur et atteignent des valeurs équivalentes ($15,5 \pm 0,5$ mmole/m³ de $N O_3 - N$) vers 500 mètres (groupes I et III). Plus profondément, les teneurs océaniques continuent à augmenter alors que celles de l'eau des puits III et II s'effondrent aux niveaux correspondant aux inversions thermo-halines. Cette solution de continuité de la distribution verticale des nitrates constitue la preuve que les teneurs observées au sein du socle corallien sont sous l'étroite dépendance de celles de l'océan libre ; la diminution rapide et la quasi disparition au-delà de 800 mètres des concentrations en molécules azotées illustre de façon spectaculaire l'isolement progressif de la colonne d'eau piégée dans le basalte.

Le tableau V révèle que la distribution verticale des silicates dissous est différente de celles des nitrates et s'écarte également du profil vertical océanique : les teneurs de l'eau dans tous les puits sont toujours supérieures aux teneurs océaniques et subissent un brutal accroissement entre 350 et 400 mètres pour représenter 2 à 3 fois les valeurs océaniques. Il faut se rappeler que le socle basaltique est constitué de 45 % de silice, ce qui constitue une source potentielle majeure d'enrichissement. La solubilité de la silice amorphe contenue dans l'andésite de type hawaïen est effectivement élevée et a été déterminée précisément par les travaux de HURD, FRALEY et FUGATE (1979).



25a: Isothermes Conduction seule (°c)



25b: Isothermes Conduction - Convection (°c)

Fig. 25: Modélisation du champ géothermique (°c) interne du socle corallien de l'atoll d'Eniwetok (d'après Samaden & al., 1982)

Le tableau VI donne les gradients verticaux des 4 paramètres étudiés, pour l'océan et l'eau des puits des groupes I et III (50 - 500 mètres) et II (350 - 1000 mètres).

TABLEAU VI

Niveaux	GRADIENTS VERTICAUX PAR METRE							
	Température (°C/m)		Salinité (‰/m)		Nitrates (mmole/m ³ /m)		Silicates (mmole/m ³ /m)	
	Océan	puits	Océan	puits	Océan	puits	Océan	puits
50 à 500	- 0,033	- 0,029	- 0,003	- 0,002	+ 0,033	+ 0,031	+ 0,05	+ 0,14
350 à 1000	- 0,018	+ 0,022	- 0,001	+ 0,005	+ 0,04	- 0,016	+ 0,05	+ 0,10

On constate que dans la couche 50-500 mètres, les gradients thermiques dans l'océan et dans les puits sont peu différents. Les gradients halins respectifs sont plus dissemblables du fait de l'accumulation d'eau de pluie dans la partie supérieure des puits et par suite de l'influence probable de la nappe phréatique plus ou moins saumâtre. Cette nappe se stabilise normalement sous la couronne émergée des atolls et atteint une épaisseur qui est fonction de la hauteur de la partie émergée (loi de GYBEN - HERZBERG). A MURUROA, où "l'altitude" maximale est de 2,5 mètres, la lentille phréatique devrait atteindre en fin de saison des pluies, une épaisseur de l'ordre de 50 mètres.

Les gradients verticaux en nitrates dissous sont équivalents dans les 2 systèmes pour la couche 50-500 mètres, et ce bien que les distributions verticales ne soient pas similaires : ce point important du fonctionnement interne de l'atoll sera examiné au chapitre suivant.

Pour les silicates, le gradient vertical est près de 3 fois plus élevé dans le socle corallien que dans l'océan, ce rapport tombant à 2 pour le niveau 350-1000 mètres.

VI/ - MODELE DE FONCTIONNEMENT GLOBAL

1°) - Discussion :

En considérant l'ensemble des données thermohalines et physico chimiques dont la distribution verticale est examinée au chapitre précédent, on peut schématiser le fonctionnement interne de l'atoll et établir définitivement la réalité des échanges capillaires lagon/océan à travers le socle corallien poreux.

Une première observation de la propagation de l'onde de marée océanique à travers le réseau cavitaire de la couronne émergée avait été effectuée par LAM (1974) sur l'atoll fermé SWAINS (Iles TOKELAU), au moyen de marégraphes installés dans des puits de quelques mètres de profondeur. Le fait que la salinité de ce lagon fermé soit peu différente de celle de l'eau océanique constituait par ailleurs une très forte présomption sur la possibilité d'échanges internes de sel et d'eau entre le lagon et l'océan, puisque cet atoll est dans une zone où l'évaporation l'emporte sur les précipitations.

Une étude exhaustive du lagon également fermé de TAKAPOTO (TUAMOTU du nord) réalisée de 1976 à 1978 nous permettait de mettre en évidence et de quantifier les sorties de sel lagon-océan à travers le socle corallien de l'atoll, en s'appuyant sur les résultats d'une surveillance thermohaline hebdomadaire du lagon et sur les données météorologiques enregistrées localement (GUEREDRAT et ROUGERIE - 1978 ; ROUGERIE - 1979).

La première esquisse hydrologique et physico-chimique des eaux du lagon de MURUROA de Mai 1980 ne pouvait apporter d'éléments nouveaux sur les transferts de sel infra-corallien puisque ce lagon est ouvert sur l'océan dans sa partie ouest et que les éventuels déséquilibres ioniques, contrôlés par le signe du bilan Evaporation - Précipitations, sont corrigés au fur et à mesure de leur apparition par les échanges turbulents à travers la zone de passe. Cette étude permettait en revanche de constater de fortes anomalies dans la distribution de la silice minérale dissoute dont la teneur moyenne dans le lagon était significativement plus élevée que dans l'eau océanique superficielle.

Ces faits d'observation et une comparaison des richesses en chlorophylle a dans le lagon et dans la couche euphotique océanique nous permettait alors de proposer un modèle global de fonctionnement du lagon (ROUGERIE et al., 1980a) dont le maintien de la fertilité était assuré par des apports en sels nutritifs neufs, par migration et réajustement ionique à travers le socle corallien, à partir des couches océaniques profondes.

2°) Fonctionnement global

Les données provenant de l'eau prélevée dans les puits confirment le bien fondé de ce modèle en révélant que les eaux interstitielles du socle ont une charge en nitrates croissant avec la profondeur, leur gradient vertical en cet élément étant voisin de celui des eaux océaniques.

En zone tropicale polynésienne, il n'y a pas de pycnocline bien marquée entre la couche superficielle et les couches sous-jacentes, mais seulement en été austral, une thermocline atténuée entre 150 et 200 mètres de profondeur, ce niveau correspondant précisément à la partie inférieure de la couche éclairée. C'est également à ce niveau que les teneurs en nitrates diminuent fortement (nitracline) puisque les molécules qui atteignent la zone éclairée sont rapidement consommées par photosynthèse.

Au sein du socle, le gradient en nitrate est seulement contrôlé par l'équilibre ionique global entre l'eau interstitielle et l'eau océanique intermédiaire : l'apport par le plancher du lagon doit être au moins aussi important qu'à travers la thermocline mais la photosynthèse est plus intense du fait du plus fort éclairage et les teneurs en nitrate libre sont en définitives aussi basses que dans la couche euphotique océanique.

La distribution de la silice est différente puisqu'elle dépend de 2 sources principales : l'eau antarctique intermédiaire et le socle basaltique lui-même ; la migration verticale des molécules silicatées s'en trouve favorisée, une partie s'accumulant dans la nappe phréatique où TERCINIER (1969) a trouvé des teneurs supérieures à 50 mmole/m^3 de $\text{SiO}_3 - \text{Si}$.

L'évaluation des teneurs par unité de surface à partir des valeurs ponctuelles du tableau V, indique que la disponibilité en nitrate est près de 4 fois plus importante à l'interface socle - lagon $(\text{N O}_3 - \text{N}) \frac{400}{50} = 2320 \text{ mmole/m}^2$ qu'à la base de la thermocline océanique $(\text{N O}_3 - \text{N}) \frac{400}{200} = 650 \text{ mmole/m}^2$.

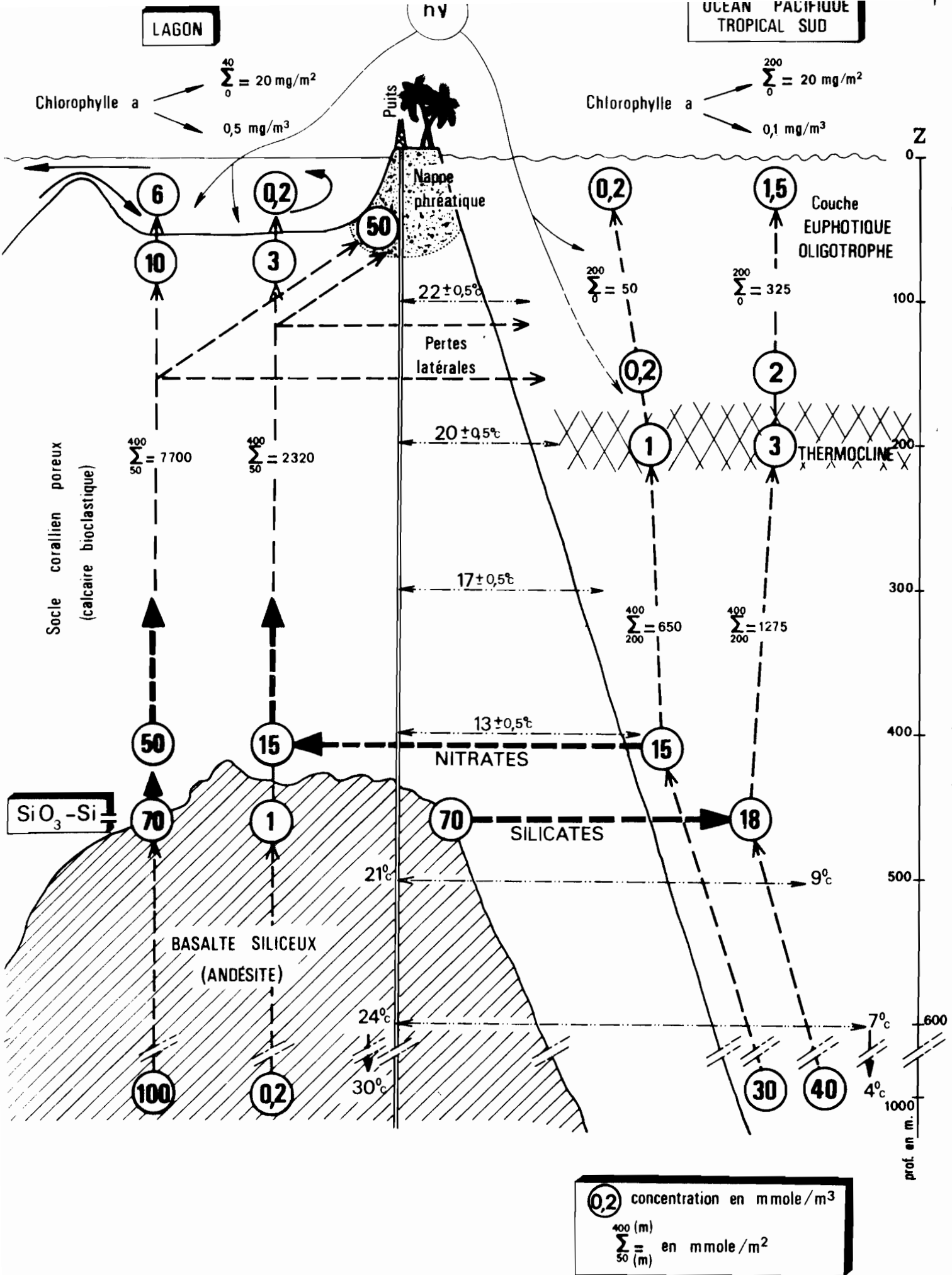


Fig. 26: Echanges lagon/océan par capillarité et conduction-convection à travers le socle corallien poreux.

Une évaluation analogue indique que la disponibilité en silicates est 6 fois plus élevée sous le plancher du lagon ce qui explique l'accumulation de ces molécules dans la nappe phréatique. Il est par ailleurs logique de postuler que les molécules phosphatées et d'une façon générale tous les oligoéléments nécessaires à la production autotrophe primaire du lagon migrent également dans le réseau interstitiel, par diffusion laminaire, et convection et ce afin de compenser le déséquilibre ionique entre un milieu riche (l'Eau Antarctique Intermédiaire) et un milieu très oligotrophe (le lagon).

Le fonctionnement d'un lagon d'atoll peut ainsi être assimilé à celui d'une lampe à pétrole : la photosynthèse "brûle" les nutriments qui apparaissent dans la zone éclairée après avoir migré dans le socle (la mèche) à partir du réservoir océanique.

La permanence de ce flux de nutriments exogènes peut ainsi expliquer le maintien de la fertilité du lagon. Il faut en effet se rappeler qu'une fraction importante des algues planctoniques est évacuée vers l'océan du fait de la circulation interne du lagon et de la dérive vers la passe ouest des eaux lagunaires superficielles en période d'alizés.

Ces eaux possèdent en moyenne 0,4 à 0,5 mg/m³ de chlorophylle a et sont remplacées par des eaux océaniques qui en possèdent moins de 0,1 mg/m³ : seul un apport en sels nutritifs neufs peut équilibrer le bilan énergétique du lagon, les algues bleues benthiques de la zone d'estran capables de fixer l'azote atmosphérique représentant un appoint de second ordre (TRICHET, 1969).

L'évaluation de la biomasse du lagon, faite à partir des données de MICHEL (1969), donne un chiffre de 150 mg/m³, abstraction faite des méduses, contre 24 mg/m³ pour les eaux superficielles océaniques.

En prenant un flux sortant du lagon de 19 cm/s sur 5 mètres d'épaisseur, conformément aux mesures de Septembre, et en estimant à 8000 m² la section totale utile de la zone de passe, on obtient une sortie d'eau lagunaire de 131-10⁶ m³/jour soit une perte en biomasse de l'ordre de 6 à 10 tonnes/jour (poids humide). Le lagon exporte ainsi de façon continue une fraction notable de la biomasse planctonique qu'il produit et comme dans tout système ouvert en équilibre, ce qui part, doit être compensé, atome par atome, par ce qui entre.

Les aspects principaux de ce type de fonctionnement interne sont réunis dans la figure 26.

3°) - Flux verticaux et modélisation

La quantité moyenne de chlorophylle a présente dans le lagon par unité de surface est de l'ordre de 20 mg/m^2 , (II, 2, C) chiffre identique à celui de la couche euphotique océanique. (DESROSIERES - WAUTHY, 1972).

Si on adopte un rapport moyen Carbone/Chlorophylle a de 40 (ANTIA et al., 1963), cette quantité de chlorophylle correspond à $0,8 \text{ g c/m}^2$, contenu dans le phytoplancton.

De même, après les travaux expérimentaux de ces auteurs, partiellement confirmés par des bilans consommation - régénération de sels nutritifs (OUDOT et al., 1979), on peut prendre un rapport moyen N/Chl a = 14 et un rapport Si/Chl a = 42 dont on tire pour le lagon une teneur en azote fixé de $0,28 \text{ g/m}^2$ et une teneur en silicium fixée de $0,84 \text{ g/m}^2$.

Ces éléments sont inclus dans la biomasse végétale exportée hors du lagon soit directement, soit après broutage par les herbivores zooplanctoniques. Le taux d'échappement du lagon et le taux de renouvellement quotidien dépendent en premier lieu du temps de résidence des eaux dans le lagon.

En période de renouvellement rapide des eaux et en prenant le chiffre précédent de $131.10^6 \text{ m}^3/\text{jour}$, on obtient, pour ce lagon de 3 milliards de m^3 , un temps de résidence de 23 jours, ce qui signifie implicitement que la quasi totalité de la biomasse planctonique se renouvelle en ce court laps de temps. On a vu qu'en période de plus grande stratification ce temps de résidence, dans la partie orientale du lagon, pouvait atteindre 92 jours. L'eau océanique de pénétration possède toutefois une certaine charge planctonique bien mise en évidence par les comptages floristiques (III, 2, a), et que l'on ne peut négliger dans l'établissement des bilans de flux. Si l'on retient l'évaluation pondérale de MICHEL, le rapport lagon-océan est de l'ordre de 6, chiffre peu éloigné de celui du rapport lagon-océan en chlorophylle et qui se situe autour de 5. Il y a donc lieu de soustraire la fraction planctonique pélagique à la biomasse planctonique totale du lagon, pour obtenir la valeur de ce qui est effectivement produit pendant le temps de résidence des eaux dans le lagon, à partir des sels nutritifs neufs diffusant par le socle corallien. On peut d'autre part négliger l'effet des échanges latéraux lagon-océan en sels nutritifs minéraux libres puisque les teneurs sont très voisines

dans les 2 systèmes. En procédant ainsi, les teneurs en bioéléments neufs inclus dans le phytoplancton lagonaire deviennent, pour le carbone $0,67 \text{ g/m}^2$, pour l'azote $0,23 \text{ g/m}^2$ et pour le silicium $0,70 \text{ g/m}^2$. A partir de ces valeurs et des concentrations moyennes en nitrates et silicates dissous contenues dans l'eau du socle à la base du lagon (3 mmole/m^3 de nitrate et 10 mmole/m^3 de silicates - voir figure 26), on peut calculer les flux verticaux et les vitesses de migration verticale de ces éléments, pour les 2 valeurs estimées du temps de résidence considérées comme des limites extrêmes raisonnables. Les résultats apparaissent au tableau VII.

Temps de résidence	Flux verticaux (en $\text{mmole/m}^2/\text{j}$)		Vitesse de migration verticale (en mm/heure)	
	$\text{N O}_3^- - \text{N}$	$\text{SiO}_3^- - \text{Si}$	$\text{N O}_3^- - \text{N}$	$\text{SiO}_3^- - \text{Si}$
23 jours	0,71	1,09	9,9	4,5
92 jours	0,18	0,27	2,5	1,1

TABLEAU VII

Ces valeurs de flux de nutriments correspondent au maintien de la production primaire dans le lagon en compensation des pertes dans l'océan, en négligeant le faible apport direct par l'eau océanique et sans tenir compte des étapes intermédiaires de reminéralisation des matières organiques au niveau du sédiment. Celui-ci peut également piéger une fraction des bioéléments du lagon dont la majeure partie sera utilisée par les populations bactériennes et l'endofaune et libérée à nouveau dans le lagon, selon un processus étudié en particulier par ALLER et BENNINGER (1981).

L'évaluation des vitesses de migration des molécules nutritives au sein du socle a été faite à partir des concentrations de l'eau interstitielle et de la fraction fournit chaque jour au lagon. On obtient ainsi des vitesses comprises entre 10 mm/heure et 1 mm/heure selon le temps de résidence et les molécules considérées.

Dans leur modélisation du système géothermique d'Eniwetok, SAMADEN et al. (op. cit.) trouvent des vitesses latérales et verticales de l'ordre de 0,1 mm/heure, pour maintenir par conduction-convection, l'équilibre du champ géothermique interne du socle. La migration des éléments nutritifs dans le socle corallien est donc 10 à 100 fois plus rapide du fait de leur échappement où l'interface socle/lagon et de leur caractère non conservatif. Par comparaison, les vitesses d'advection verticale océanique en zone d'upwelling équatorial sont de l'ordre de 10 à 50 mm/heure (ROSTCHI et JARRIGE, 1968).

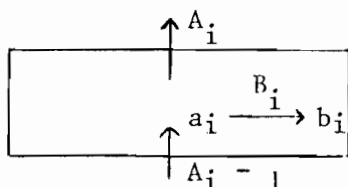
En zone tropicale polynésienne, l'épuisement permanent en sels nutritifs de la couche euphotique, permet d'exclure l'existence de tels mouvements verticaux, doming ou upwelling. La pénétration dans la couche euphotique de sels nutritifs neufs dépend donc essentiellement de mécanismes de diffusion laminaire à travers la barrière pycnoclinique. Ce processus est donc difficile à quantifier in situ mais on peut penser, par analogie avec la migration ionique dans le socle, que les vitesses de diffusion laminaire des bioéléments entre les couches océaniques intermédiaires et subsuperficielles sont du même ordre de grandeur, donc comprises entre 1 et 10 mm/heure.

Modélisation :

En faisant abstraction de la convection, on peut modéliser le processus de diffusion - migration verticale des nutriments.

Le socle corallien peut être représenté par un tuyau opaque à la lumière, assurant la jonction entre le niveau océanique riche en nutriments (Eau Antarctique Intermédiaire : E.A.I.) et le lagon, où ceux-ci sont consommés par la photosynthèse ; dans l'océan une jonction analogue assure la liaison entre E.A.I. et la pycnocline, considérée comme stabilisée à la base de la couche euphotique.

La colonne d'eau considérée peut être divisée en 3 cases indexées à $i = 1, 2, 3$ avec dans une case i une concentration moyenne a_i de nutriments ; d'où un flux A_{i-1} entrant de la case $i-1$, un flux A_i de nutriments sortant de la case $i+1$ et un flux B_i de nutriments transformés à l'intérieur de la case ($a_i \rightarrow b_i$).



On peut donc écrire pour une case i l'équation générale

$$A_i - 1 = \frac{\partial a_i}{\partial t} + B_i + A_i$$

En tenant compte du fait que tous les nutriments sont consommés dans la case n° 3, $A_2 = B_3$

La consommation de nutriments étant proportionnelle à leur concentration donne :

$$B_3 = \lambda_3 a_3$$

avec le coefficient λ_3 dépendant de la pénétration lumineuse. Dans le lagon ce coefficient est très supérieur à ce qu'il est dans la couche euphotique océanique et $\lambda_3 \gg \lambda'_3$.

En état stationnaire (tel que $\frac{\partial}{\partial t} = 0$) le flux est constant dans la case C_2 puisqu'il n'y a pas accumulation de nutriments.

On obtient finalement :

$$A_2 = \mu \frac{a_1 - a_3}{h} = \lambda_3 a_3$$

$$\text{d'où } A_2 = \frac{\mu}{h} \left(1 - \frac{\mu}{h\lambda_3 + \mu} \right) a_1 \text{ (Lagon)}$$

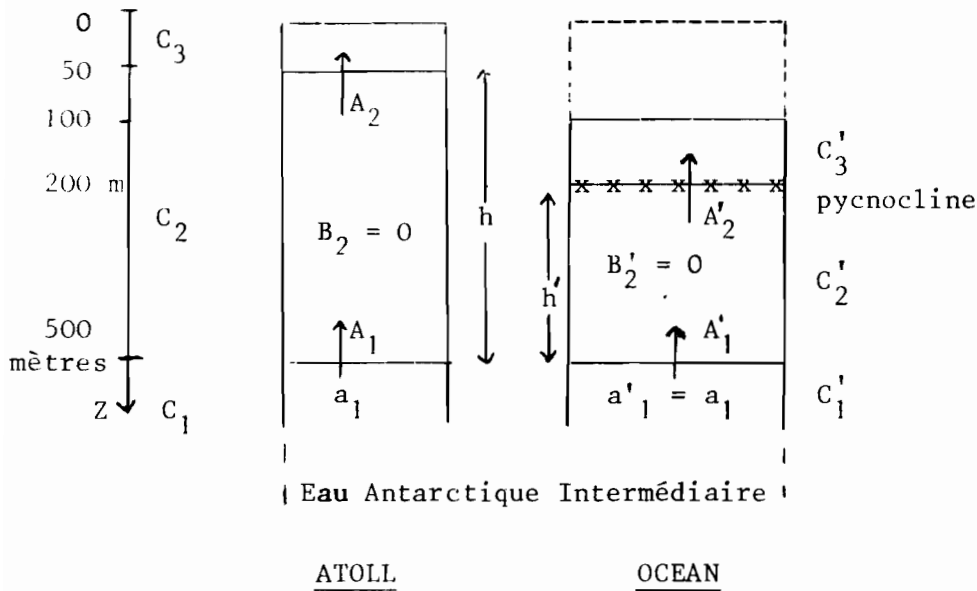
$$\text{et } A'_2 = \frac{\mu}{h'} \left(A - \frac{\mu}{h'\lambda'_3 + \mu} \right) a_1 \text{ (Océan)}$$

avec $h > h'$

Il en ressort une inégalité des flux puisqu'ils augmentent avec le coefficient λ , ce qui exprime le forcing de la production primaire du lagon.

L'influence de la longueur du tuyau est plus difficile à cerner : le terme $1 - \frac{\mu}{h\lambda + \mu}$ donne un effet positif, le terme $\frac{\mu}{h}$ un effet négatif.

En définitive, le modèle se présente comme suit :



Le flux $\phi = \frac{\partial a}{\partial z} \mu$, avec μ constante positive et $\mu = \mu'$ puisque la diffusion verticale est supposée semblable dans le socle et dans l'océan.

$$\text{d'où : } A_1 = A_2 = \mu \left(\frac{a_1 - a_3}{h} \right)$$

$$\text{et le rapport } \frac{A}{A'} = \frac{(a_1 - a_3) h'}{(a_1 - a'_3) h}$$

Les phénomènes de convection se surimposant à ceux de diffusion ils vont favoriser les échanges d'un niveau à l'autre et vont donc dans le sens d'un renforcement de ces flux verticaux de nutriments.

On a schématisé dans la figure 27 les vecteurs spécifiques de ce modèle de circulation interne océan - socle - lagon.

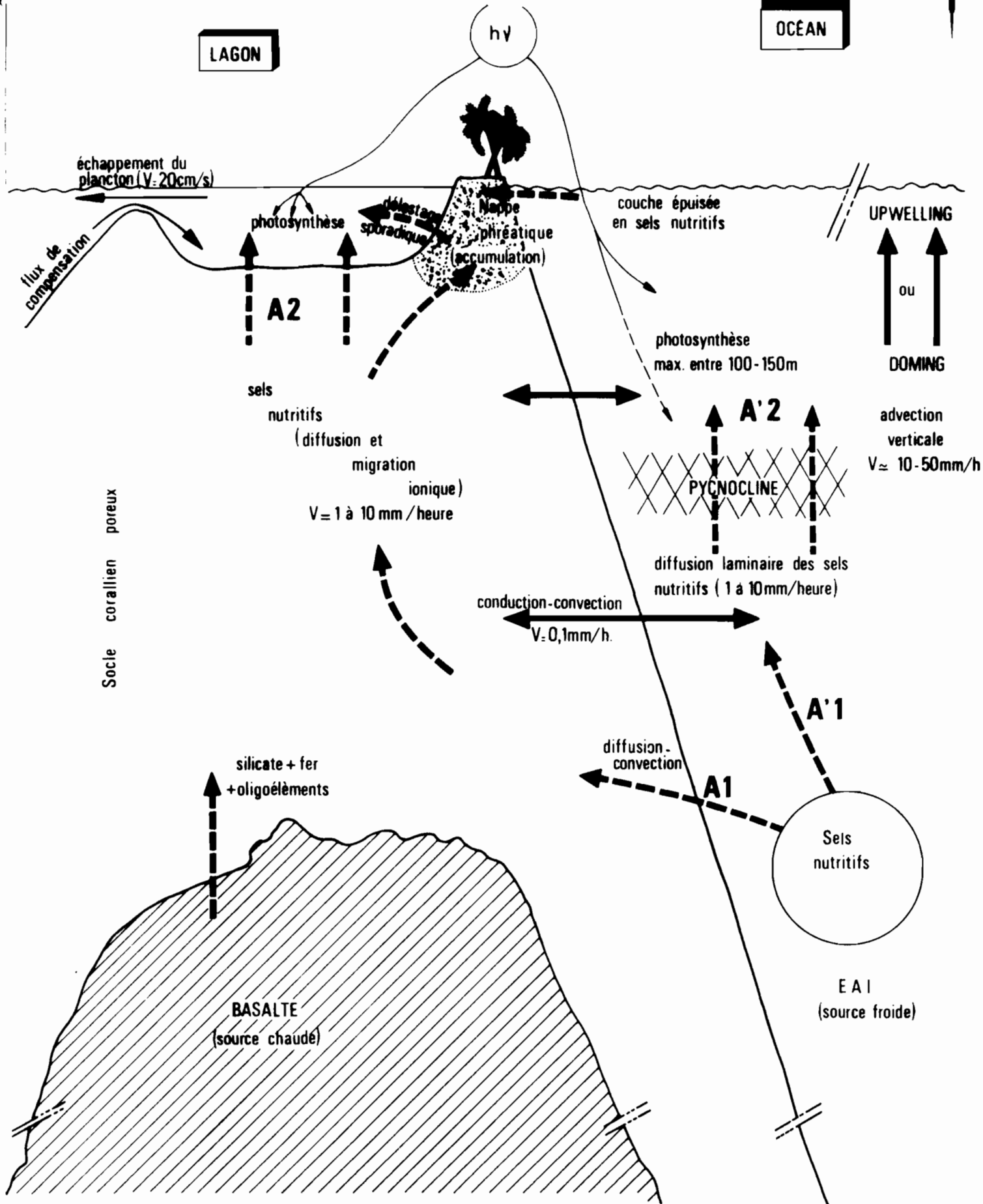


Fig. 27: Schématisation des vecteurs vitesses conduction-convection et diffusion-convection au sein de l'atoll.

VIII/ - CONCLUSION

Cette étude du lagon de l'atoll de MURUROA s'inscrit dans une démarche générale tendant à comprendre et à décrire le fonctionnement global des écosystèmes lagunaires, dont l'isolement plus ou moins prononcé par rapport au système océanique, se traduit par l'apparition de déséquilibres et d'états limites qui conditionnent la fertilité et la dynamique des biomasses en place.

Par rapport aux études déjà réalisées dans plusieurs lagons d'atolls, comme celles des lagons de BIKINI et de Rongelap (VON ARX, 1954), celles du lagon de CANTON (SMITH and JOKIEL, 1975) et celles du lagon de TAKAPOTO (GUEREDRAT et ROUGERIE, 1978), cette synthèse permet de suivre à l'échelle de l'année les réarrangements hydrologiques successifs de l'eau en transit lagonaire et d'en déduire une évaluation raisonnée des limites du temps de résidence ; celui-ci se révèle varier dans un rapport de 1 à 4, entre la période d'homogénéisation optimale (début d'hiver) et celle de stratification maximale (début d'été).

Au plan physico-chimique, l'essentiel de la discussion porte sur la mise en évidence d'une équiconcentration en sels nutritifs azotés et phosphatés entre l'eau lagonaire et l'eau superficielle océanique, alors que la production primaire, exprimée par les teneurs en chlorophylle a, est en moyenne 5 fois plus forte dans le lagon. Cette situation paradoxale reflète cependant une fertilité apparente du même ordre de grandeur, puisque l'intégration des teneurs en chlorophylle a par unité de surface, dans toute la couche éclairée euphotique, fournit un résultat identique, de l'ordre de 20 mg/m^2 , pour chacun des 2 écosystèmes. Le problème, non résolu par les modèles de fonctionnement horizontaux des lagons d'atoll (MICHEL et al., 1971) où le départ par la passe d'eau lagonaire riche en plancton est compensée par une pénétration équivalente d'eau océanique, pauvre en plancton et en nutriments, est donc de pouvoir proposer une explication satisfaisante au maintien de la production autotrophe de la vasque lagonaire.

Un élément de réponse est fourni par la distribution de la silice minérale dissoute dont les concentrations infra-lagunaires peuvent être notablement plus élevées que dans les eaux océaniques superficielles baignant l'atoll.

En montrant que l'origine de cette silice est liée au délestage épisodique, à la périphérie du lagon, de la nappe phréatique, il restait à expliquer le mécanisme permettant à ces molécules d'atteindre la nappe, à partir d'une source non encore identifiée. En conclusion aux premières levées de données réalisées à MURUROA (ROUGERIE, GROS et BERNADAC, 1980), il apparaissait que seule une migration ionique de silice, ou diffusion, à travers l'eau interstitielle du socle corallien poreux, à partir des couches océaniques intermédiaires, pouvait constituer le mécanisme recherché. En extrapolant aux autres sels nutritifs, il devenait clair que la diffusion verticale de ces bioéléments à travers le socle corallien constituait la source nécessaire et suffisante assurant le maintien de la fertilité du lagon et l'équilibre des bilans énergétiques de cet écosystème ouvert.

Les prélèvements d'eau effectués en 1980 et 1981 dans les profonds puits forés sur la couronne de l'atoll, en permettant de connaître les profils verticaux des principaux paramètres hydrologiques de la colonne d'eau, prouvent définitivement le bien fondé de ce modèle de circulation interne. Le gradient thermique vertical au sein du socle corallien est en effet très proche de celui de l'eau océanique, puis s'inverse au contact des premiers niveaux basaltiques du soubassement volcanique fossile. La modélisation du système géothermique interne de l'atoll d'Eniwetok par SAMADEN et al. (1982) permet de préciser que l'équilibre du champ thermique de l'eau interstitielle du socle se fait par conduction-convection à partir de l'eau océanique, l'effet des mouvements convectifs latéraux étant prédominant. L'analyse de la distribution verticale des molécules nutritives azotées et silicatées indique qu'à profondeur donnée ces dernières sont plus abondantes dans l'eau du socle que dans l'eau océanique, par suite d'une mise en solution de la silice contenue dans l'andésite constitutive du volcan. Il s'ensuit qu'à l'interface socle-lagon, la disponibilité en silice est importante et que la concentration moyenne de cet élément nutritif dans le lagon est 4 fois plus forte que dans l'eau superficielle océanique, alors que les teneurs en nitrates dissous sont équivalentes et aussi faibles dans les 2 systèmes ; contrairement aux sels nutritifs azotés et phosphatés, la silice n'est donc pas l'élément limitant la photosynthèse du lagon. Cette situation est donc différente de celle décrite par OUDCT et al. (1979) en zone équatoriale du Pacifique où les faibles teneurs en silice minérale dissoute semblent justement limiter la photosynthèse, selon un processus applicable à la zone océanique des TUAMOTU.

En corollaire, cette grande disponibilité en silice, également notée dans d'autres lagons comme RANGIROA (FRAIZIER et SIU, 1980) rend bien compte de l'abondance des populations lagonaires de diatomées et de silico-flagellés, dans les comptages faits par RICARD (1980). Ces diverses relations causales amènent ainsi à proposer un modèle de fonctionnement de lagon d'atoll, où l'exportation permanente de biomasse planctonique par la passe est compensée par un haut niveau de production autotrophe, lui-même contrôlé par la migration des sels nutritifs neufs jusqu'à l'interface socle-lagon.

Affleurant à la surface océanique, la vasque lagonaire fonctionne ainsi de façon analogue à une lampe à pétrole : la photosynthèse "brûle" les nutriments qui apparaissent à la base du lagon après avoir migré dans le socle corallien (la mèche) à partir du riche réservoir océanique (Eau antarctique intermédiaire). Il faut noter toutefois que ce modèle est analogue à celui où, dans un océan à 2 couches, la diffusion laminaire à travers la pycnocline permet à des sels nutritifs exogènes d'atteindre la base de la couche euphotique, où ils sont alors consommés. Bien que dans le Pacifique central, la barrière pycnoclinique soit peu développée, le pic de production de chlorophylle a se trouve généralement vers 100-150 mètres de profondeur (DANDONNEAU, 1979), dans une couche déjà significativement enrichie par la diffusion des nutriments et où la pénétration lumineuse conserve encore un quantum suffisant. Mais à la différence des lagons, les niveaux superficiels océaniques sont peu concernés par cette production subsuperficielle et peuvent être classés, dans le Pacifique central sud et sud-ouest parmi les écosystèmes les moins productifs de la planète. Dans ce contexte, il n'est pas étonnant que les lagons d'atoll soient depuis toujours considérés comme de véritables "oasis" de vie ; le principal mérite de cette étude est, nous l'espérons, d'avoir pu expliciter la nature des mécanismes internes de conservation de leur balance énergétique.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLER (R.C.), BENNINGER (L.K.), 1981 - Spatial and temporal patterns of dissolved ammonium, manganese and silica fluxes from bottom sediments of Long Island Sound, U.S.A. - Jour of Mar. Res. Vol. 39, N° 2, p. 295 - 314.
- ANTIA (N.J.), MC ALLISTER (C.D.), PARSONS (T.R.), STEPHENS (K.) et STRICKLAND (J.D.H.), 1963 - Further measurements of primary production using a large volume plastic sphere - limnol Oceanogr., 8, 166 - 183.
- BOURRET (Ph.), BINET (D.), HOFFSCHIR (C.), RIVATION (J.), VELAYGUDON (A.), 1979 - Evaluation de "l'effet d'île" d'un atoll : Plancton et micronection au large de MURUROA (TUAMOTU) - Centre ORSTOM NOUMEA - 124 p.
- CAUCHARD (G.) et INCHAUSPE (J.) - 1976 - Le climat de la Polynésie. La Météorologie - Numéro spécial - "Météorologie Tropicale". VIème série N° 6.
- CHEVRE (H.), 1974- Aperçu sur la météorologie des Iles Gambier - Cahiers du Pacifique n° 18 - Tome 1.
- DANDONNEAU (Y.), 1979 - Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud ouest : comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. - Océanologica octa - Vol. 2 - N° 2, p. 133 - 142.
- DENEUFBOURG (G.), 1969 - Les forages de MURUROA In MURUROA p. 191 - 202.
- DESROSIERES (R.), WAUTHY (B.), 1972 - Distribution du phytoplancton et structure hydrologique dans la région des TUAMOTU (Océan Pacifique Central). Cah. ORSTOM - Sér., Océanogr. Vol. X, N° 3, p. 275 - 287.
- FONTES (J.C.), KULBICKI (G.), LETOLLE (R.), 1969 - Les sondages de l'atoll de MURUROA : Aperçu géochimique et isotopique de la série carbonatée. In MURUROA p. 213 - 218.
- FRAIZIER (A.), SIU (P.), 1980 - Etudes menées dans l'atoll de RANGIROA en relation avec l'élevage d'un poisson : le Chanos-chanos. Rapport CEA - R - 5047, 12 p. + Annexes.
- GUEREDRAT (J.A.), ROUGERIE (F.), 1978 - Etude physicochimique et planctologique du lagon de l'atoll de TAKAPOTO. Rap. de convention ORSTOM - Service de la Pêche PAPEETE - 39 pages + 3 annexes.
- HURD (D.C.), FRALEY (C.) and FUGATE (J.K.), 1979 - Raw Data and first order calculations for the study "Silica apparent" solubilities and rates of dissolution and precipitation for ca. 25 common minerals AT 1-2°C, pH 7,5 - 8,5 in sea water. HAWAII Institute of Geophysics UNIVERSITY OF HAWAII DATA REPORT 35 - H.I.G. 7-9-1.
- INCHAUSPE (J.), 1971 - Variation diurne des précipitations sur les atolls de Polynésie Française. N.I.T. - Direction Météorologique Nationale.

- LABEYRIE (J.), LALOU (C.), DELIBRIAS (G.), 1969 - Etude des transgressions marines sur l'atoll de MURUROA par la datation des différents niveaux de corail. In MURUROA p. 203 - 212.
- LAM (R.K.), 1974 - Atoll Permeability : Calculated from tidal diffusion Jour. of Geophys. Res., Vol. 79, N° 21, 3073 - 3081.
- LE BOURHIS (J.), WAUTHY (B.), DESROSIERES (R.), MICHEL (A.), 1967 - Résultats de production primaire des croisières "Atoll" et "BRISANIS" du N.O. CORIOLIS - Rap. 8, ORSTOM-NOUMEA 32 p. multigr.
- MICHEL (A.), 1969 - Plancton du lagon et des abords extérieurs de l'atoll de MURUROA. In MURUROA, p. 225 - 276.
- MICHEL (A.), COLIN (C.), DESROSIERES (R.), OUDOT (C.), 1971 - Observations sur l'hydrologie et le plancton des abords et de la zone des passes de l'atoll de RANGIROA (Archipel des TUAMOTU, Océan Pacifique Central). Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr., Vol. IX, N° 3, p. 375 - 402.
- MURUROA - 1969 - DIR. CEN/SMCB - Monographie de l'atoll. Extraits des Cahiers du Pacifique N° 12 et 13, 333 pages.
- ODOT (C.), RUAL (P.), WAUTHY (B.), 1979 - Upwelling équatorial du Pacifique ouest : distributions physicochimiques et biomasse végétale durant une poursuite de drogue dérivante. Cahiers de l'Indo-Pacifique Vol. 1, N° 1, p. 39 - 81.
- RICARD (M.), BADIE (C.), RENON (J.P.), SOURNIA (A.), 1977 - Données sur l'hydrologie, la production primaire et le zooplancton du lagon de l'atoll fermé de TAKAPOTO (Archipel des TUAMOTU). Rapport M.A.B.
- RICARD (M.), 1980 - Etude hydrologique courantologique et planctonologique des eaux du lagon de MURUROA. Rapport S.M.C.B. N° 01/81 - B.P. 16, 91310 - MONTLHERY - 87 p.
- ROTSCHI (H.) et JARRIGE (F.), 1968 - Sur le renforcement d'un upwelling équatorial. Cah. ORSTOM - Sér. Océanogr. 6-3-4, 87-90.
- ROUGERIE (F.), 1979 - Caractéristiques du milieu liquide lagonaire de l'atoll de TAKAPOTO. Journal de la Société des Océanistes 62 - T. 35 - p. 35-45.
- ROUGERIE (F.), GROS (R.), BERNADAC (M.), 1980a - Le lagon de MURUROA : Esquisse des caractéristiques hydrologiques et échanges avec l'océan. Notes et Documents d'Océanographie N° 80/16, 28 p. Papeete - Tahiti.
- ROUGERIE (F.), MAREC (L.), GOURIOU (Y.), 1980b - Caractéristiques hydro-climatiques de la zone marine de Polynésie Française pendant l'année 1979. Notes et Documents d'Océanographie N° 80/28 63 p.
- ROUGERIE (F.), MAREC (L.), GOURIOU (Y.), 1981 - Caractéristiques hydro-climatiques de la zone marine polynésienne pendant l'année 1980 Notes et Documents d'Océanographie - N° 81/13. 72 p. Papeete-Tahiti.

- SAMADEN (G.), DALLOT (P.), ROCHE (R.), 1982 - Système géothermique insulaire à l'état naturel. Approche du cas de l'atoll d'Eniwetok. C.E.A. - D.A.M. - Service Radiochimie, phénoménologie - DAM/DE/RCP/DO N° 203 - 32 p.
- SMITH (S.V.) and JOKIEL (P.L.), 1975 - Water composition and biogeochemical gradients in the Canton atoll lagoon. 1 - Lagoon Description, Salt and water budget. 2 - Budgets of phosphores, nitrogen, carbon dioxide and particulate materials. Marine Science Communications. 1 (1), 75-100 p. 1 (2), 165-207 p.
- TERCINIER (G.), 1969 - Note de synthèse sur les sols du Motu - FAUCON - in MURUROA - DIR.C.E.N., p. 161 - 189.
- TRICHET (J.), 1969 - Quelques aspects de la sédimentation calcaire sur les parties émergées de l'atoll de MURUROA. In MURUROA - DIR.C.E.N., p. 145 - 158.
- VON ARX (W.S.), 1954 - Circulation système of BIKINI and RONGELAP lagoons. MARSHALL Islands U.S. Geol. Surv. Prof. Page 260 (B) ; 265-273.
- WYRTKI (K/), 1979 - EL NINO - La recherche n° 106, vol. 10. Décembre 57, rue de Seine - PARIS - p. 1212 - 1220.

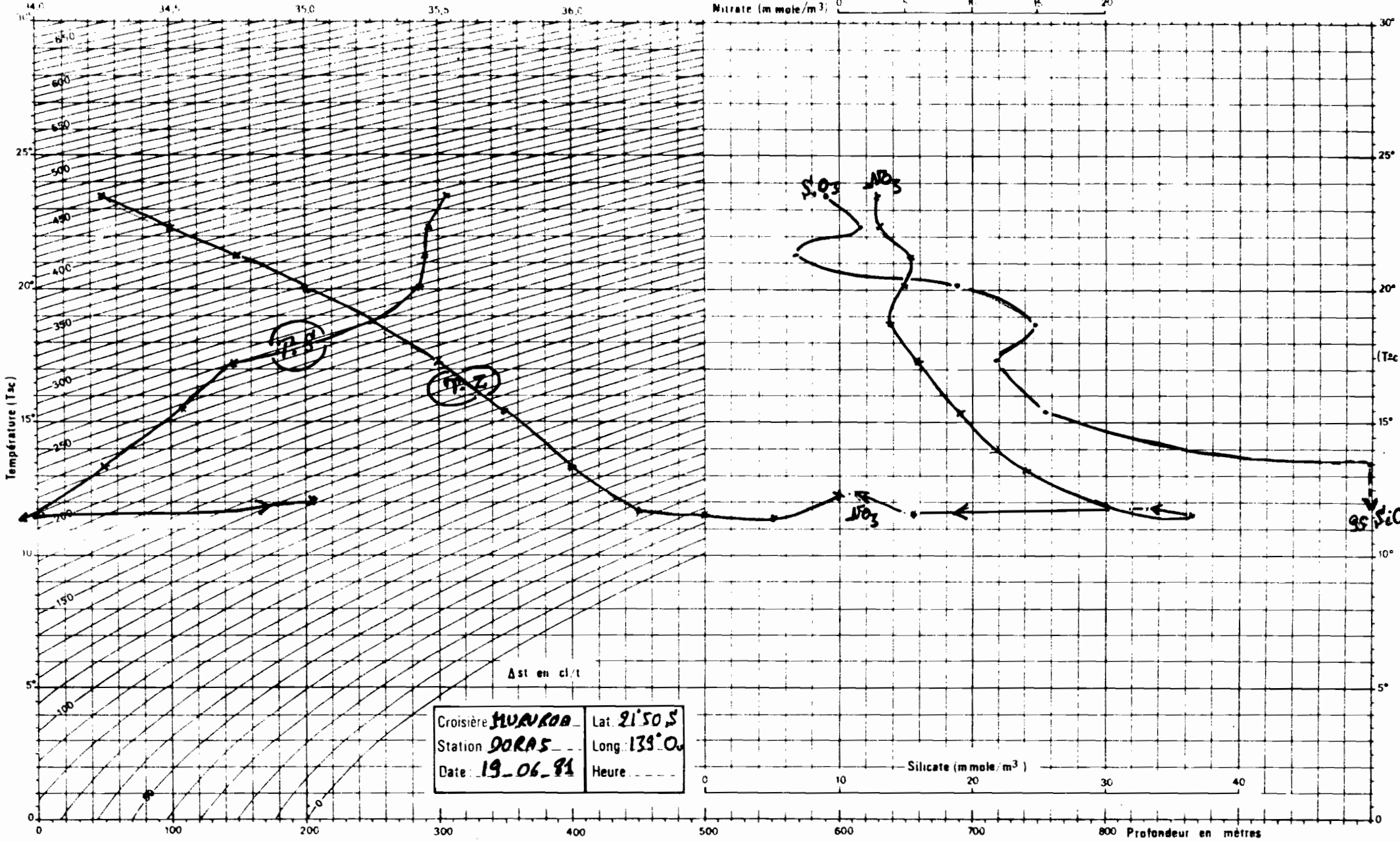
ANNEXE

Salinité (S. 10³)

Phosphate (mmole m⁻³)

Oxygène (mmol l⁻¹)

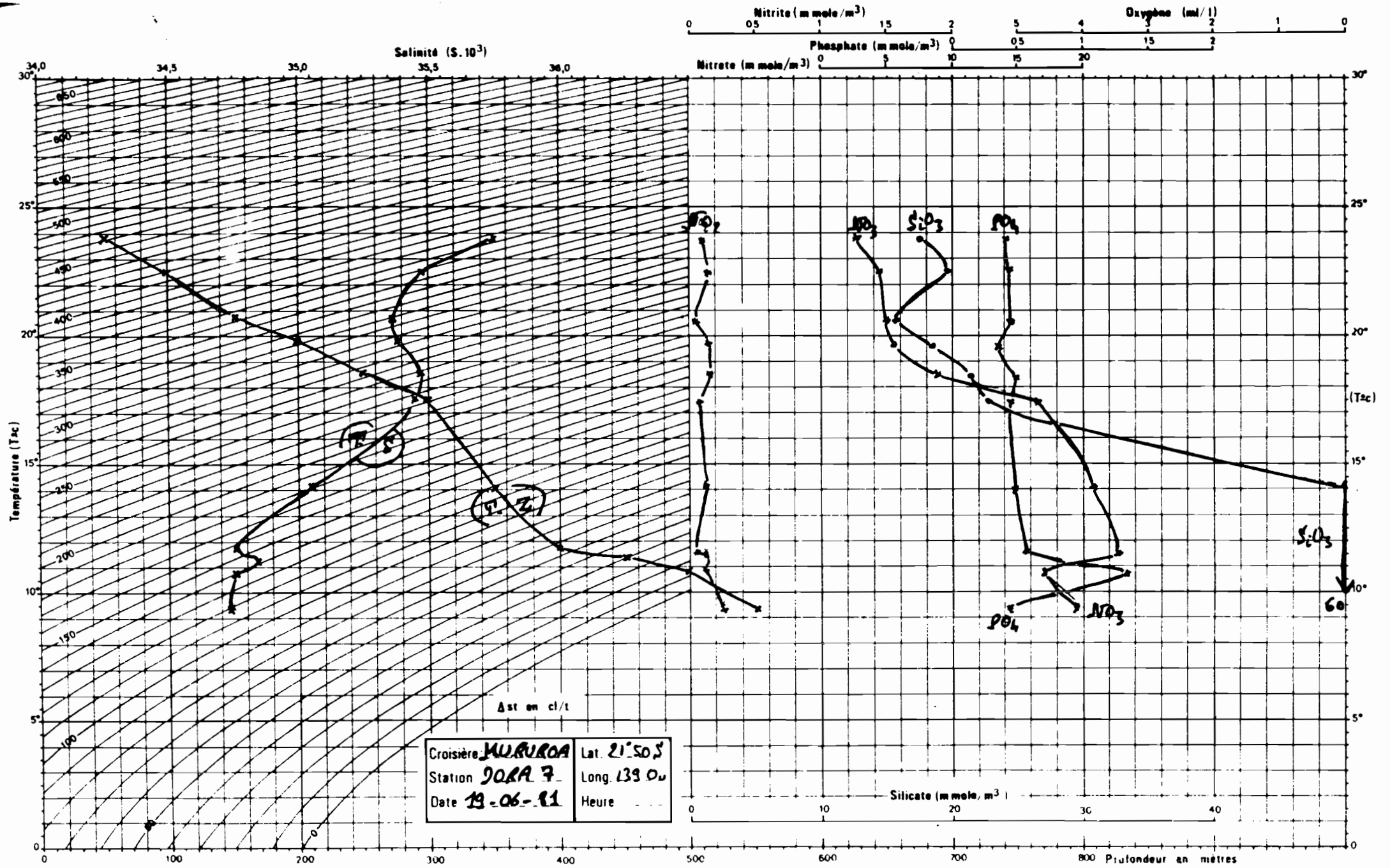
Nitrate (mmole/m³)



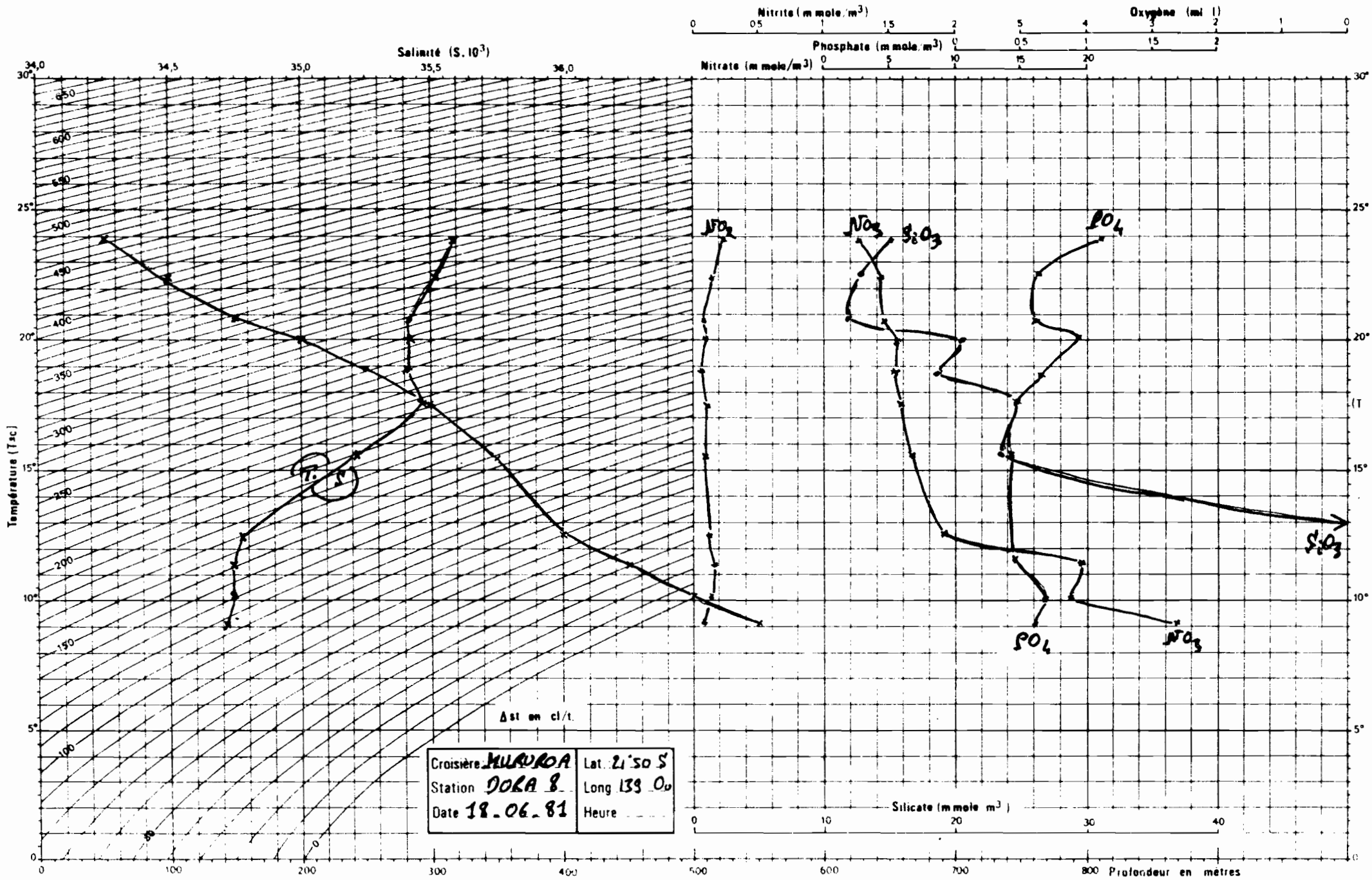
Δ st en cl/t

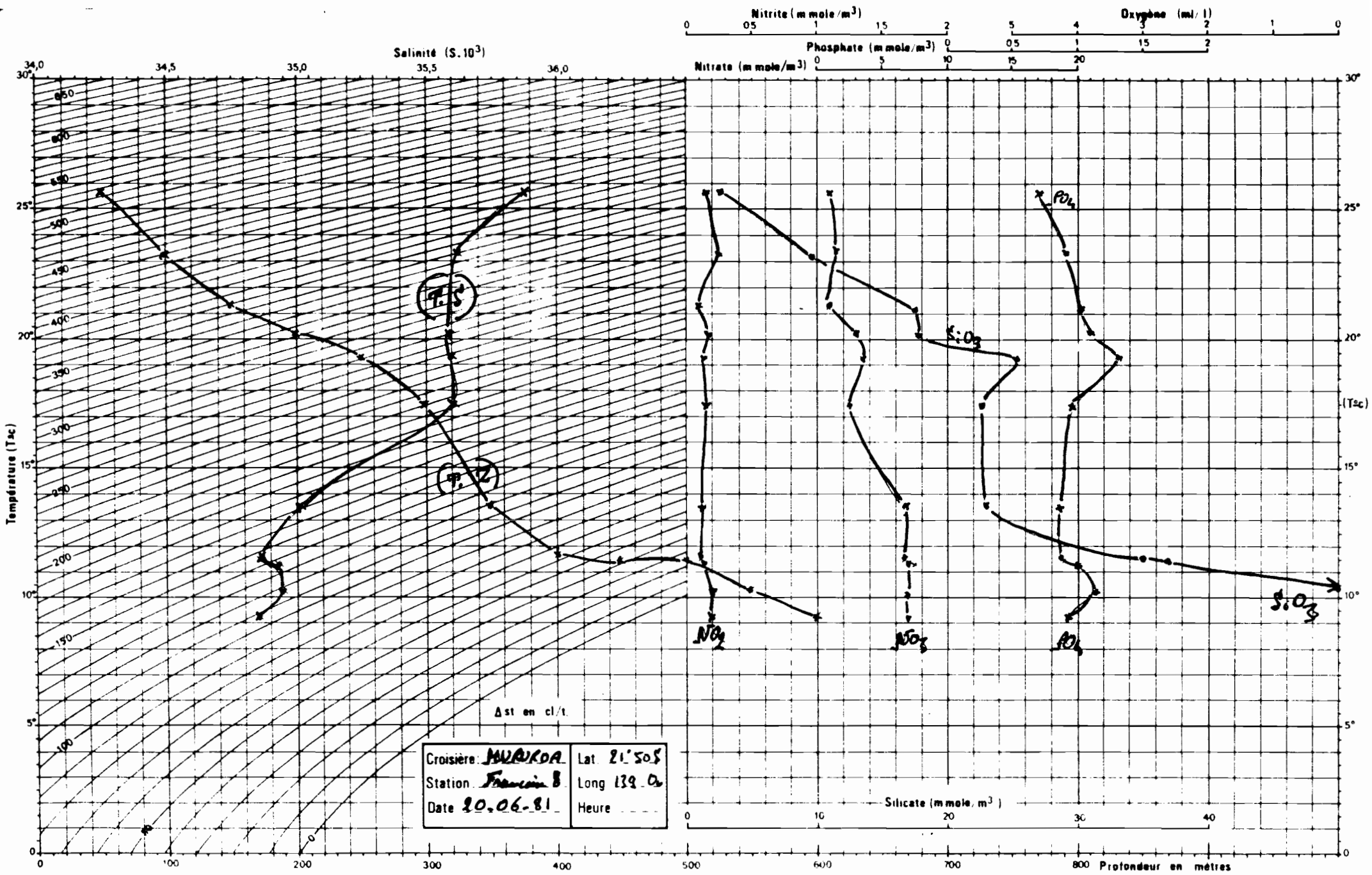
Croisière HUAKOA	Lat. 21°50'S
Station DORAS	Long. 139°0'
Date 19-06-81	Heure _____

①

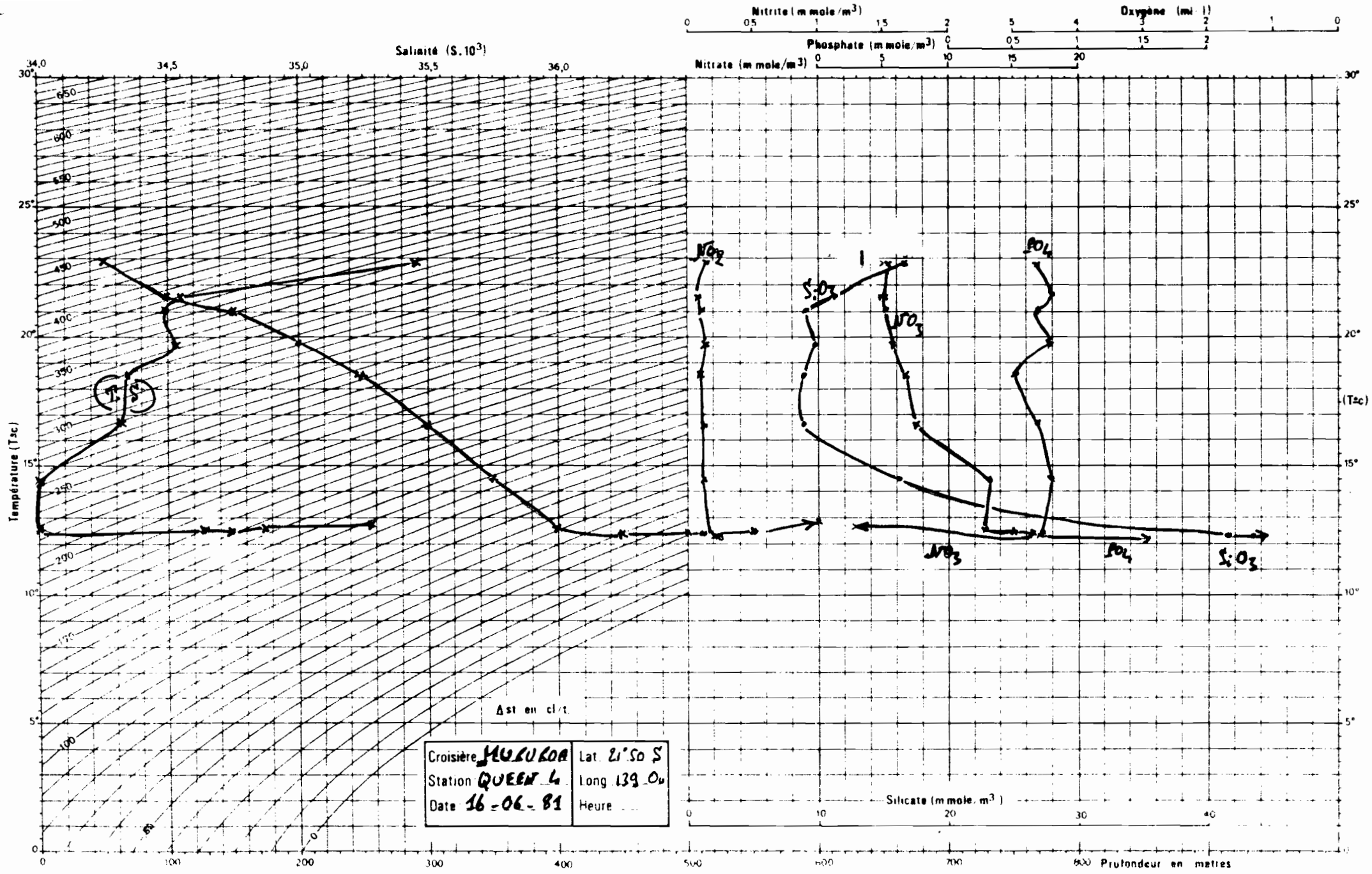


②





④



5