

- Rapport CEA-R-5236 -

LE LAGON DE L'ATOLL DE MURUROA

2ème partie

DYNAMIQUE ET ECHANGES LAGON-OCEAN  
MODELE DE CIRCULATION INTERNE A TRAVERS LE SOCLE CORALLIEN

par

Francis ROUGERIE, Michel RICARD, Edmond MAZAURY

- Mars 1984 -

I/ - DYNAMIQUE DES EAUX LAGONAIRES

1°) Le champ de courants mesurés

Quatre courantographes enregistreurs Anderra ont été mouillés dans le lagon de MURUROA entre le 22 septembre et le 1er octobre 1980, à proximité de la passe (A<sub>2</sub>), aux niveaux 3 et 20 mètres, et dans la partie orientale du lagon (A<sub>26</sub>) aux niveaux 3 et 25 mètres (RICARD, 1980).

A raison d'1 mesure toutes les 2 minutes, chaque courantographe a fourni environ 6000 données pour chaque paramètre - température, vitesse, direction. Les résultats sont rassemblés dans le tableau I.

	Passe (A <sub>2</sub> )						Zone orientale (A <sub>26</sub> )					
	3 mètres			20 mètres			3 mètres			25 mètres		
	Tempér.	Vit.	Dir.	Tempér.	Vit.	Dir.	Tempér.	Vit.	Dir.	Tempér.	Vit.	Dir.
Moyenne	23,60	19,4	203,7	23,8	20,0	173,4	23,6	14,4	176,7	23,6	8,2	201,3
Maximum	23,90	32,0		23,5	32,0		23,8	30,0		23,7	21,0	
Minimum	23,40	6,0		24,0	6,0		23,4	1,5		23,4	3,0	
plus grande fréquence	23,60	20,0	255 et 305	23,8	20,0	115 et 95	23,6	6,0	185 et 195	23,7	4,5	125 et 295
	Température en °C											
	Vitesse en cm/s											
	Direction en degré.											

2°) Interprétation

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 une alternance de courants entrants (composante est) et sortants (composante ouest), ces derniers étant de plus longue durée.

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 ( $A_{26}$ ), 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.

L'analyse des composantes méridiennes indique dans la passe une situation très perturbée : en surface, la composante nord peut persister pendant plusieurs jours, 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.

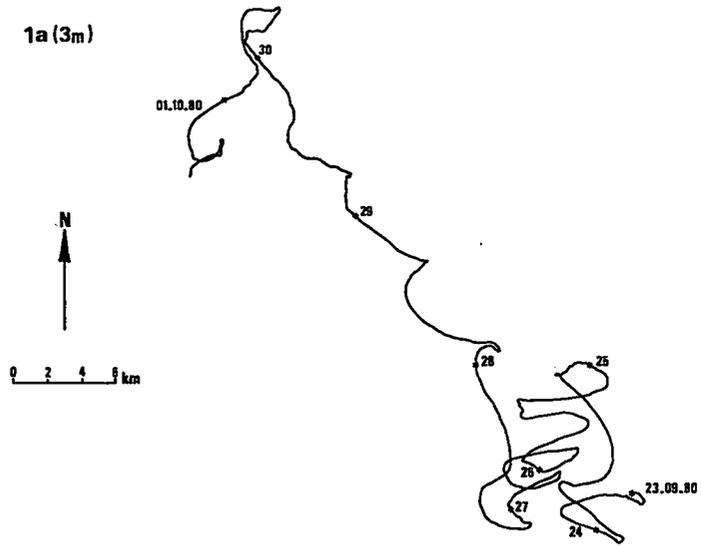
Dans le lagon lui-même, il n'apparaît aucune périodicité dans la fréquence des composantes nord ou sud et, en surface, la composante nord est restée présente de façon permanente pendant 2 jours. Au fond, l'onde est atténuée et distribuée de façon erratique et le courant ne dépasse pas 10 cm/s.

Entre la surface et le fond, on observe également de nombreuses oppositions de phase, indices d'une circulation à 2 couches.

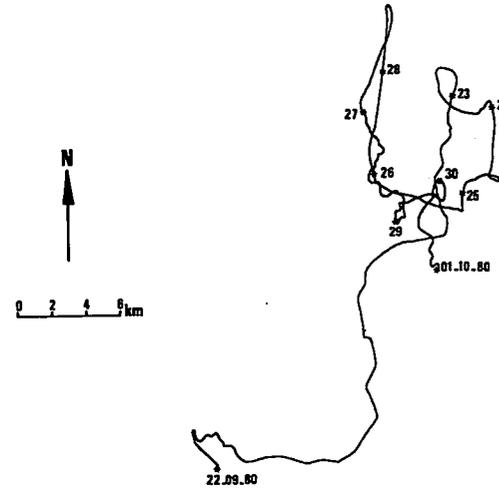
Les figures 1a à 1d permettent de visualiser les trajectoires décrites par un flotteur fictif qui se serait maintenu dans la même veine d'eau, selon un modèle de circulation de type Lagrangien.

En surface dans la passe (1a), 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.

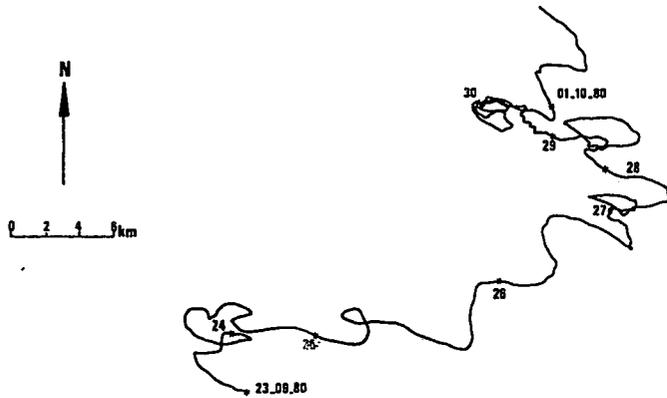
1a (3m)



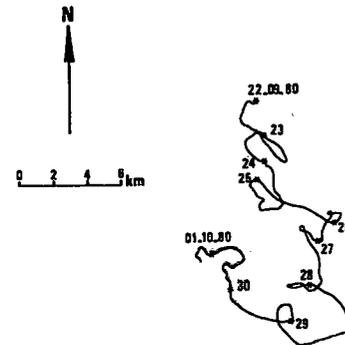
1c (3m)



1b (20m)



1d (25m)



Hodographes des courants resultants dans la passe.

Hodographes des courants résultants en "A 26". (est du lagon)

Sur le plancher de la passe (fig. 1b), 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 caractérisé, 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. 1c), 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.

La couche du fond (fig. 1d) 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 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 en 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.

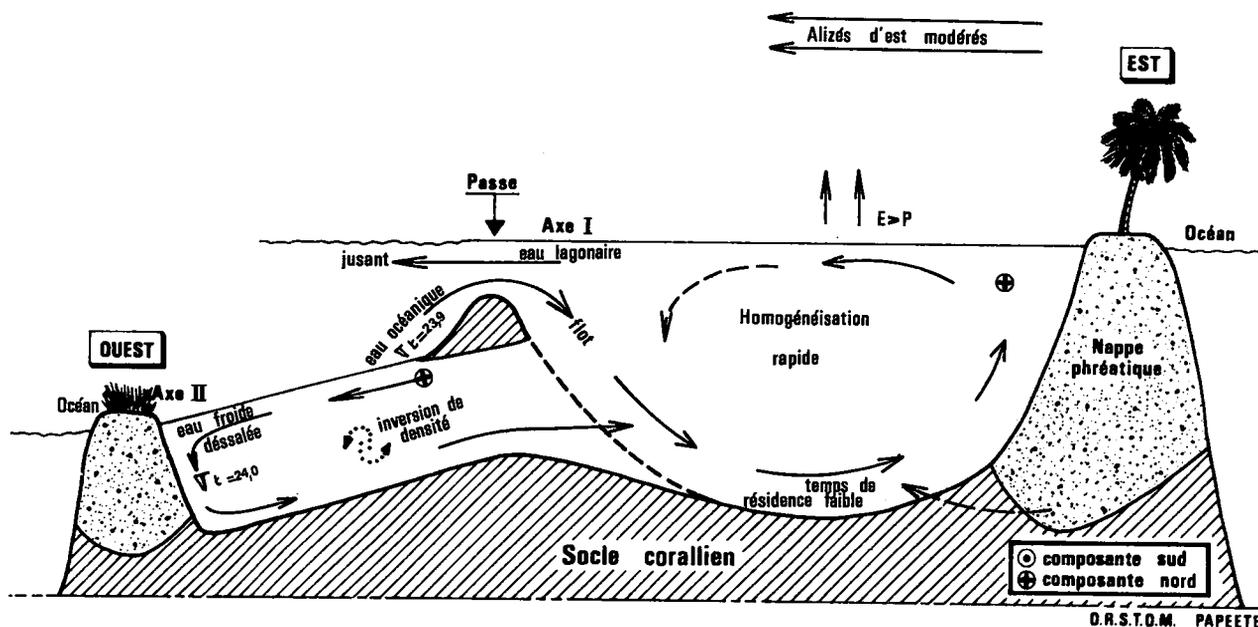


Fig: 2

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. 2)

- 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 lagonaire est le plus rapide et le temps de résidence minimal.

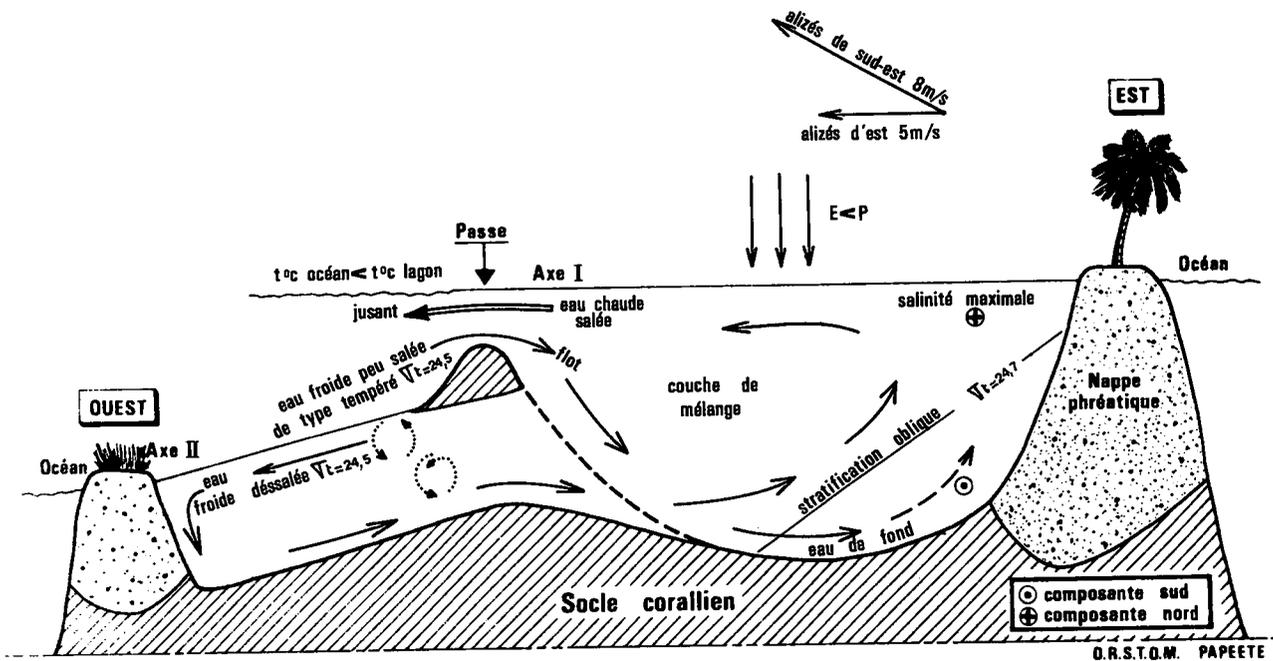


Fig: 3

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. 3)

- 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.

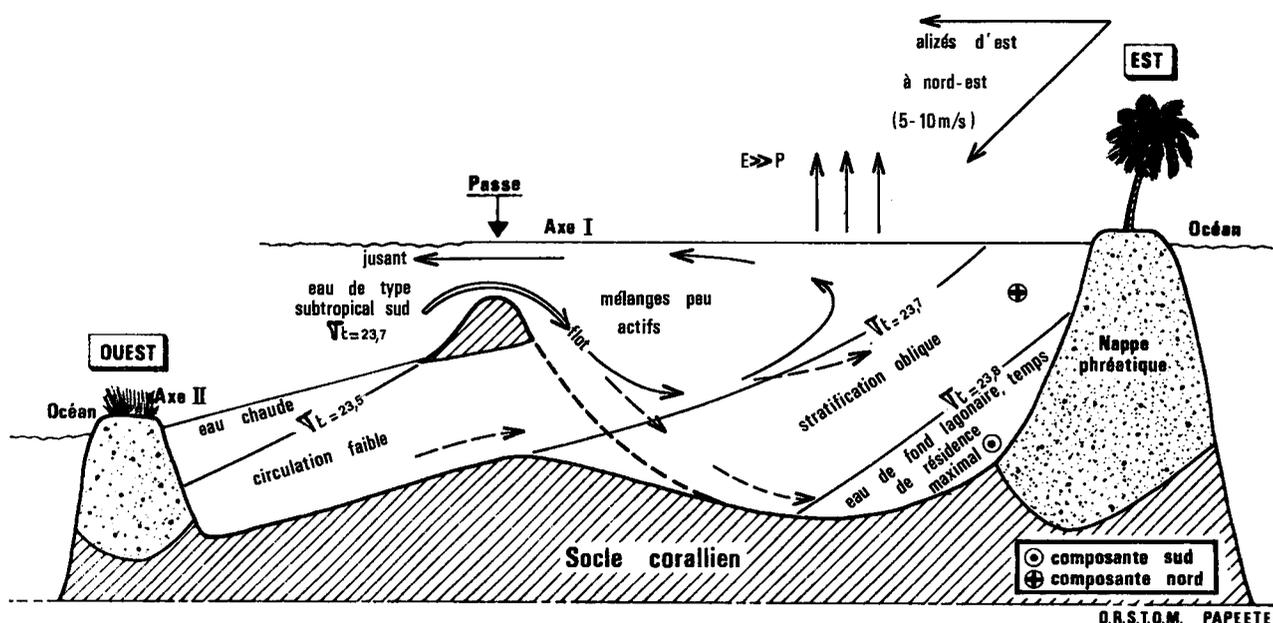


Fig: 4

c) JANVIER 1981

- Caractéristiques hydrométéorologiques

- Alizés d'est - nord-est bien établis à forts (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).
- Température des eaux océaniques et lagonaire proche 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.

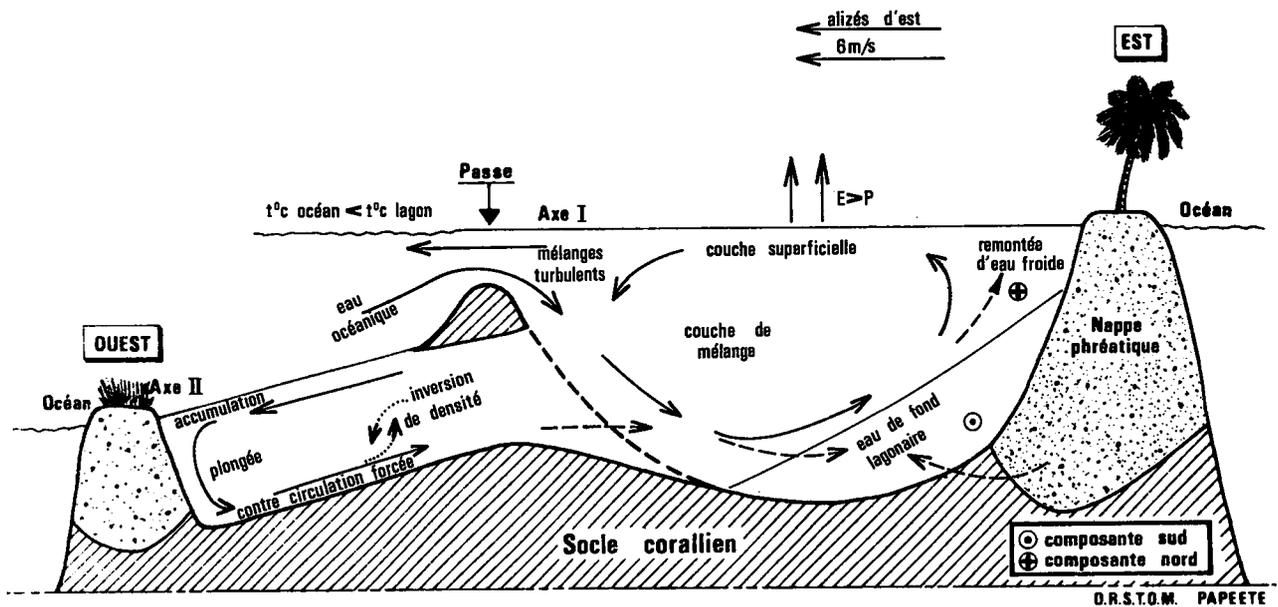
- Circulation induite (fig. 4)

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. 5 ) :

- 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. 5 : 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 :

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

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

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 = 36,23 %.

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.

## II/ - 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 reconnaissance 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 m 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 II.

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

TABLEAU II : - 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 m de profondeur par un minimum de salinité (S ‰ = 34,5).

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 et regroupés avec ceux de la station océanique dans la figure 6.

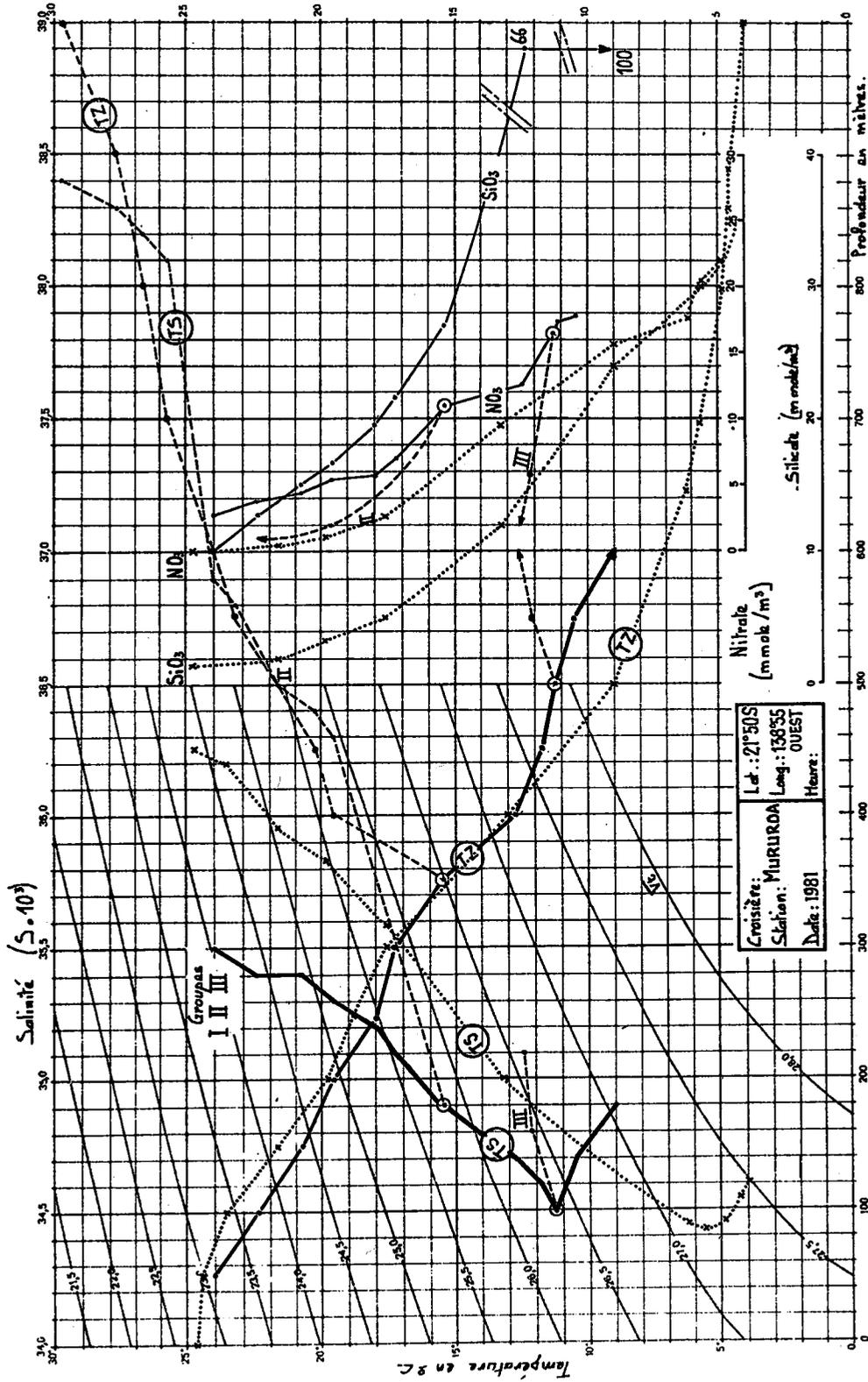


Fig. 6: Profils verticaux moyens : Groupes I, II, III.  
 ..... Station océanique.

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

Le tableau II 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 III) 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 à l'intérieur du socle corallien.

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'étant 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.

A l'intérieur du basalte (500-1000 m), la colonne d'eau est fortement réchauffée par l'effet 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. On peut, d'autre part, remarquer (fig. 6) qu'à l'intérieur du basalte l'augmentation de salinité ne compense pas l'échauffement thermique et que, de ce fait, la densité calculée de la colonne d'eau diminue avec la profondeur, ce qui constitue un cas évident d'instabilité. Il est possible que cette situation paradoxale découle de la méthodologie employée : les valeurs de salinité découlent d'une mesure de conductivité, et il est probable que, dans ce cas, la

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

TABLEAU III: Valeurs moyennes dans l'océan et dans les puits (T-S : 9 puits  
NO<sub>3</sub>, SiO<sub>3</sub> : 7 puits).

relation conductivité/salinité ne soit pas applicable, la charge ionique de l'eau des puits étant supérieure à celle de l'eau de mer standard.

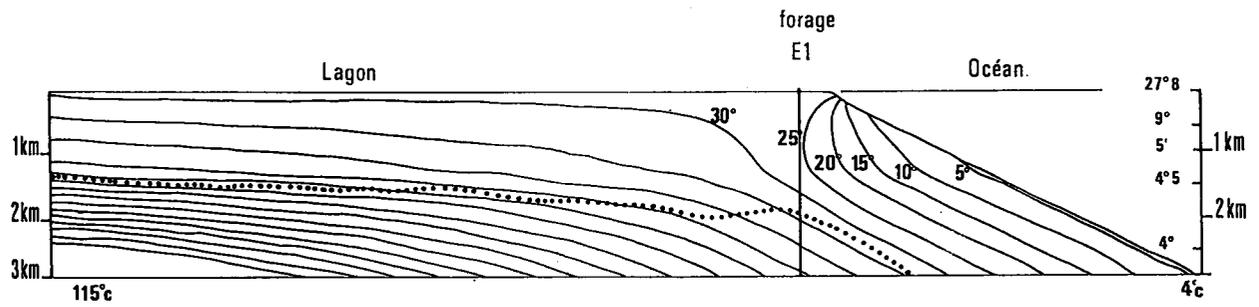
Pour les puits du groupe III, la pénétration en milieu basaltique ne dépasse pas 200 mètres et l'inversion thermique est moins franche que dans les puits profonds.

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 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. 7), la conduction seule (7a) ne pouvant rendre compte du champ thermique interne du socle corallien poreux.

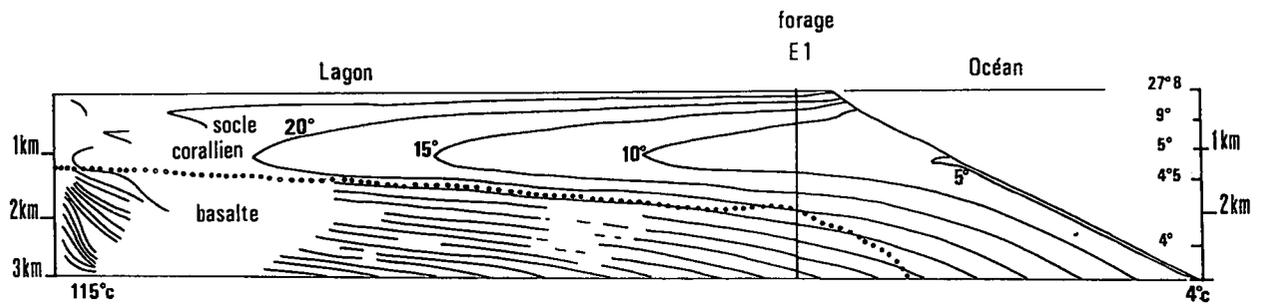
A partir de l'interface corail-basalte, l'inversion de température illustre la disparition des mouvements convectifs latéraux ; de même l'augmentation de température au sein du basalte montre la prépondérance de la conduction thermique à partir de la source chaude interne.

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, et donc l'imperméabilité de celui-ci.

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/m<sup>3</sup> de NO<sub>3</sub> - N) vers 500 mètres (groupes I et III). Plus profondément, les teneurs



25a: Isothermes Conduction seule (°c)



25b: Isothermes Conduction - Convection (°c)

..... Interface corail-basalte

Fig. 7 : Modélisation du champ géothermique (°c) interne du socle corallien de l'atoll d'Eniwetok (d'après Samaden & al.,1982)

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 III 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). La silice présente dans l'eau interstitielle provient ainsi de 2 sources, l'une océanique et l'autre tellurique, ce qui peut expliquer l'excès relatif des silicates par rapport aux nitrates aussi bien sous le plancher du lagon que dans la nappe phréatique. Il est toutefois évident que la mise en solution de la silice ne concerne que la zone d'interface basalte-eau interstitielle sur quelques mètres d'épaisseur ; il s'agit d'une altération superficielle analogue à ce qui se produit sur la partie aérienne des volcans des îles de la Société, sous l'effet des précipitations. En dehors de cette zone périphérique d'altération, la masse volcanique andésitique constitue un ensemble homogène et imperméable, ainsi qu'en témoigne la valeur élevée du gradient géothermique, positif avec les profondeurs croissantes. Un autre élément, non pris en compte dans cette étude, et qui a également tendance à s'accumuler dans la nappe phréatique est le magnésium : celui-ci est normalement présent dans l'eau interstitielle et océanique et sa fixation par les molécules de calcite et d'argonite conduit à une dolomitisation progressive du socle corallien (FAIRBRIDGE, 1957).

Le tableau IV 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 IV

Niveaux	GRADIENTS VERTICAUX PAR METRE							
	Température (°C/m)		Salinité (‰/m)		Nitrates (mmole/m <sup>3</sup> /m)		Silicates (mmole/m <sup>3</sup> /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 gradient 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.

### III/ - 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 diffusion 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 varient 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 définitive, 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 l'interface 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  $50 \text{ mmole/m}^3$  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  $(\text{N O}_3 - \text{N}) \frac{400}{200} = 650 \text{ mmole/m}^2$ ).

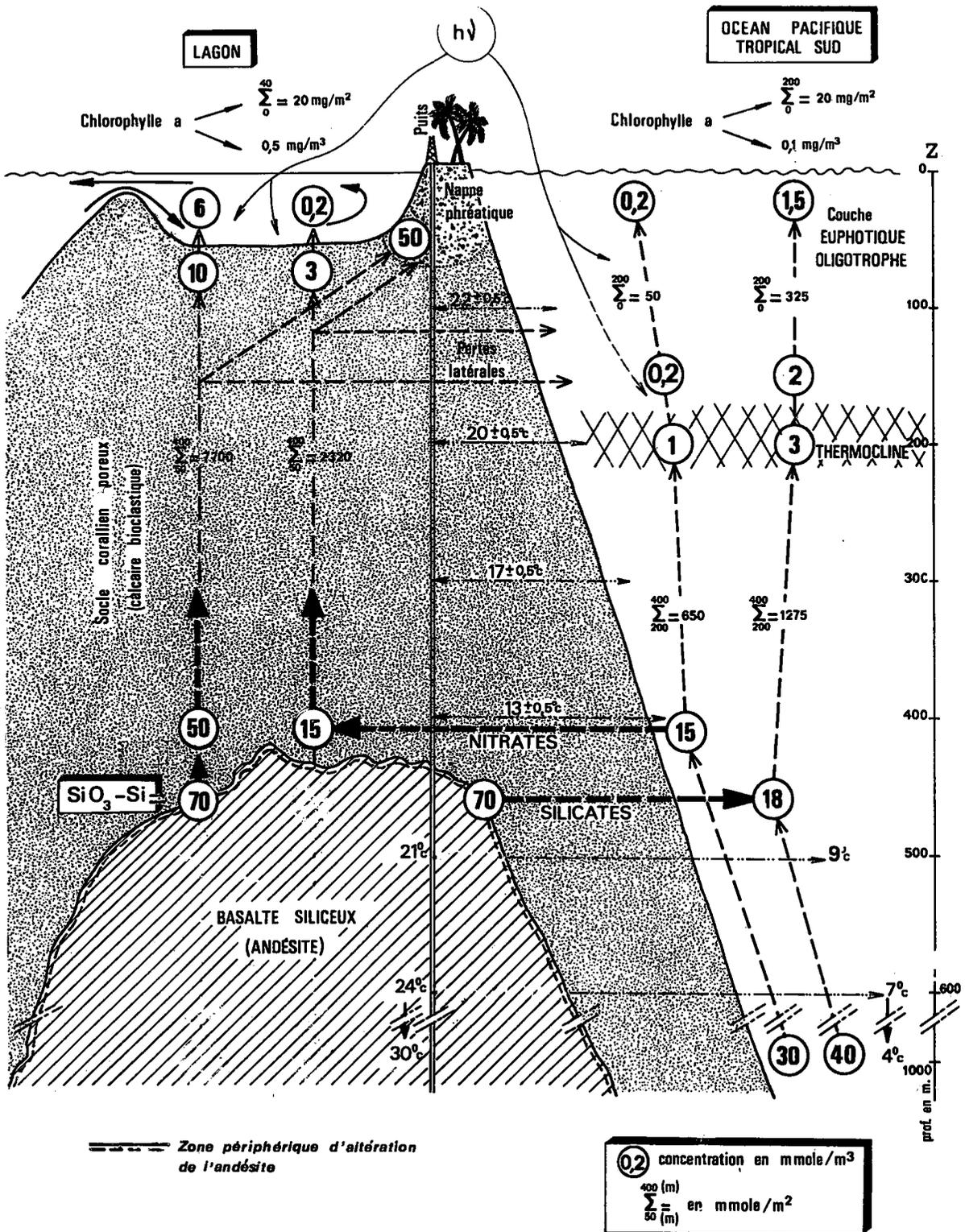


Fig. 8: Echanges lagon/océan par diffusion et conduction-convection à travers le socle corallien poreux.

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/m<sup>3</sup> de chlorophylle a et sont remplacées par des eaux océaniques qui en possèdent moins de 0,1 mg/m<sup>3</sup> : 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/m<sup>3</sup>, abstraction faite des méduses, contre 24 mg/m<sup>3</sup> 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 m<sup>2</sup> la section totale utile de la zone de passe, on obtient une sortie d'eau lagunaire de 131-10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/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 8 .

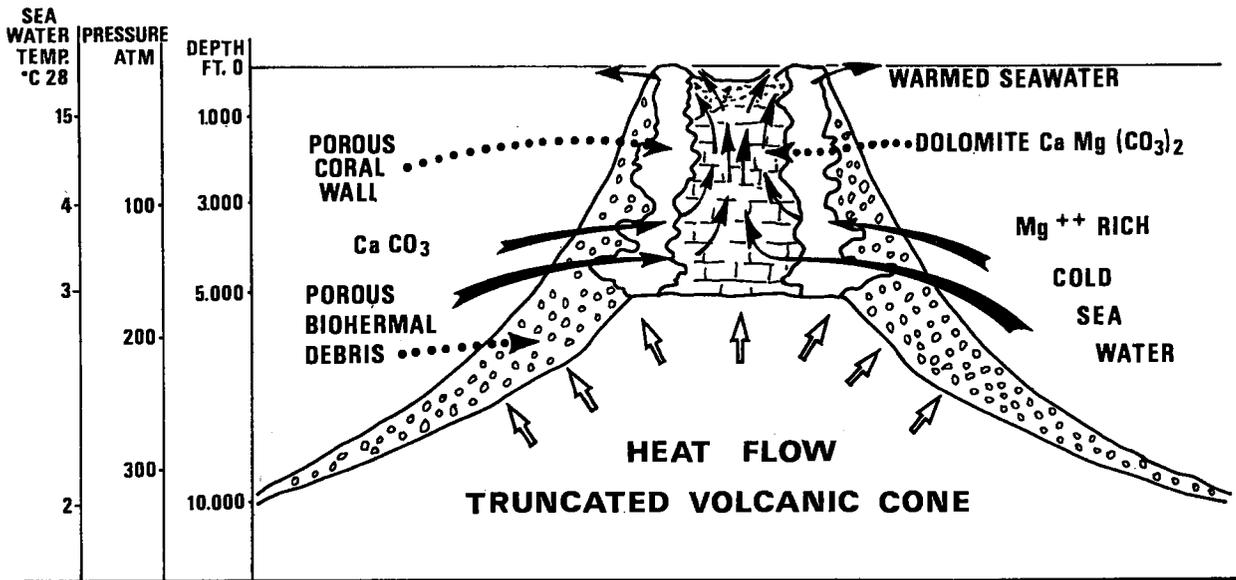


FIG. 9 - Schéma d'un atoll corallien (modifié de FAIRBRIDGE, 1957, fig. 8) montrant la possibilité, pour l'eau de mer riche en magnésium, de circuler à travers le socle par convection thermique résultant du flux volcanique vers le haut. Les conditions propices à la transformation du calcaire perméable  $\text{Ca CO}_3$  en dolomite  $\text{Ca Mg (CO}_3)_2$  doivent forcément exister à l'intérieur du socle interne de l'atoll [Note : FAIRBRIDGE lui-même pense que le sens de circulation doit être inversé : l'eau de fond lagonaire dense s'enfonce à travers l'atoll, le vieux cône volcanique ne pouvant plus être considéré comme une source chaude.] Tiré de "The Encyclopedia of Oceanography". Edited by R.W FAIRBRIDGE (REINHOLD PUBLISHING CORPORATION NEW-YORK).

La présence et la diffusion verticale dans l'eau interstitielle du socle d'autres éléments constitutifs de l'eau de mer s'inscrivent évidemment dans ce modèle : celui-ci peut ainsi rendre compte du processus de dolomitisation des carbonates, contrôlé par un flux de magnésium qui, comme la silice, tend à s'accumuler dans l'eau saumâtre de la nappe phréatique (TERCINIER, op. cit.) en fonction des conditions physico-chimiques qui y règnent (charge ionique et gazeuse, pH etc...). Le délestage intermittent de cette lentille dans le lagon et son gonflement en saison des pluies constituent des facteurs qui peuvent modifier la vitesse de diffusion verticale de ces éléments sans altérer la permanence du processus lui même. Celui-ci permet, en définitive, de répondre à la question posée par certains auteurs dont FAIRBRIDGE (cf. fig. 9) au sujet du sens et du mécanisme d'entretien de la circulation de l'eau interstitielle.

Il est à noter que dans le cas d'un lagon fermé fonctionnant en bassin d'évaporation comme TAKAPOTO (ROUGERIE, op. cit.), l'excès de sel disparaît par gravité à travers le socle, ce flux ionique dirigé vers le bas n'empêchant en aucune manière un flux d'éléments non conservatifs ( $\text{SiO}_4$ ,  $\text{NO}_3$  etc...) d'être dirigé vers le haut.

### 3°) - Flux verticaux et modélisation

La quantité moyenne de chlorophylle a présente dans le lagon par unité de surface est de l'ordre de  $20 \text{ mg/m}^2$ , (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 zooplanktoniques. 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  $\text{m}^3$ , 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 ( $3 \text{ mmole/m}^3$  de nitrate et  $10 \text{ mmole/m}^3$  de silicates - voir figure 8), on peut calculer les flux verticaux et les vitesses de diffusion verticale de ces éléments, pour les 2 valeurs estimées du temps de résidence considérées comme des limites extrêmes raisonnables. Les résultats apparaissent au tableau V.

Temps de résidence (lagon)	Flux verticaux (en $\text{mmole/m}^2/\text{j}$ ) [ socle corallien ]		Vitesse de diffusion verticale (en mm/heure)	
	$\text{NO}_3^- - \text{N}$	$\text{SiO}_3 - \text{Si}$	$\text{NO}_3 - \text{N}$	$\text{SiO}_3 - \text{Si}$
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 diffusion 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  $10 \text{ mm/heure}$  et  $1 \text{ mm/heure}$  selon le temps de résidence et les molécules considérées (fig. 10).

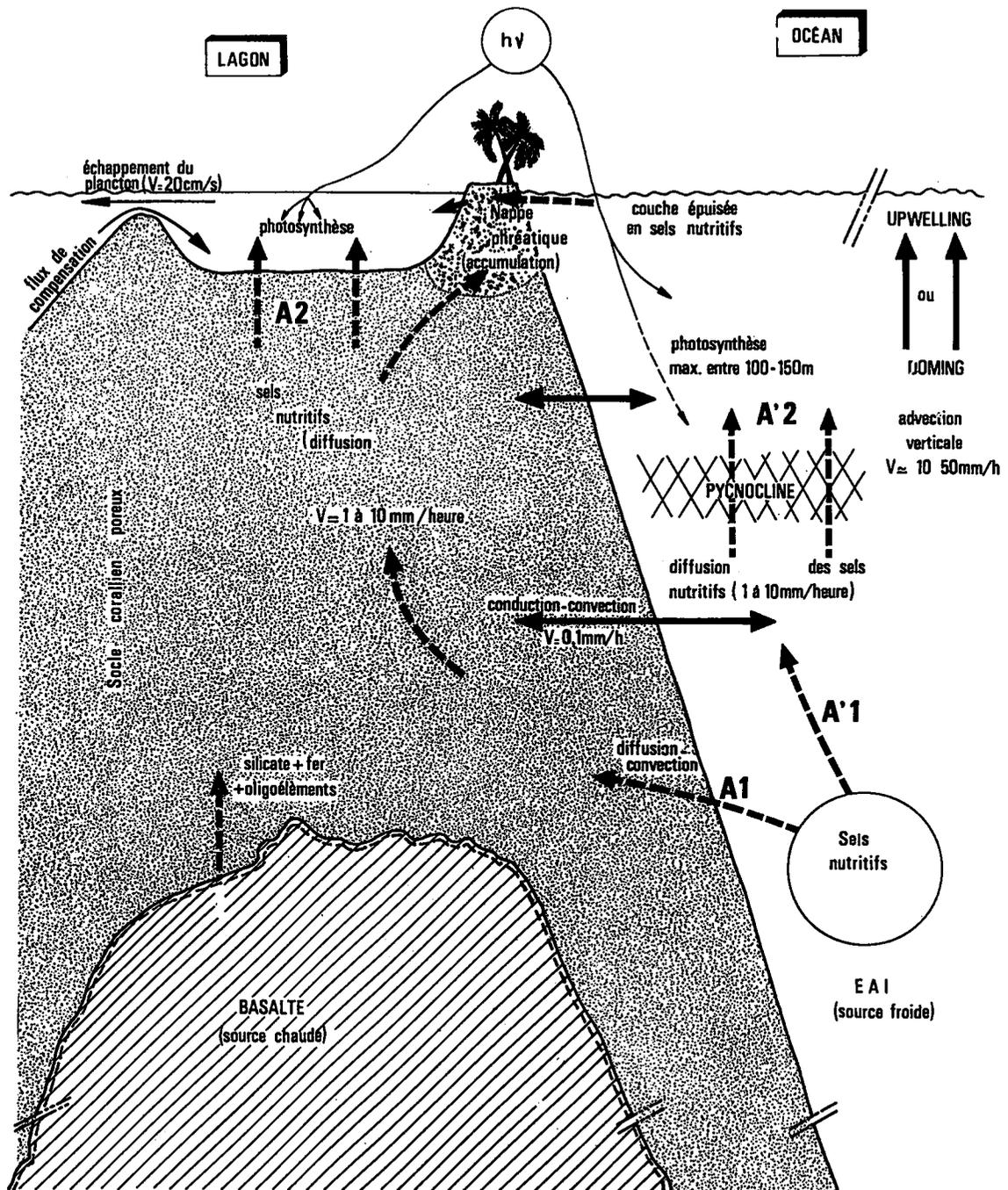


Fig. 10: Schématisation des vecteurs vitesses

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 à 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).

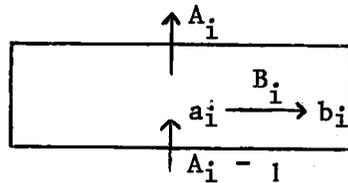
En zone tropicale polynésienne, l'épuisement permanent en sels nutritifs de la couche euphotique permet d'exclure l'existence de tels mouvements verticaux, doming ou upwelling. La pénétration dans la couche euphotique de sels nutritifs neufs dépend donc essentiellement de mécanismes de diffusion laminaire 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 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  $\lambda_3$  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 :

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

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

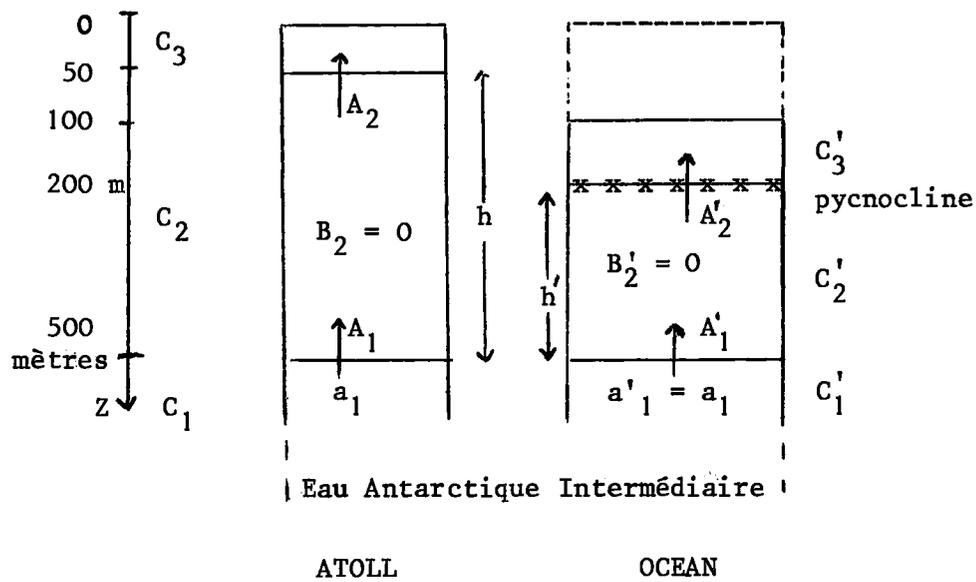
$$\text{et } A'_2 = \frac{\mu}{h'} \left( A - \frac{\mu}{h'\lambda'_3 + \mu} \right) a_1 \text{ (Océan)}$$

avec  $h \gg h'$

Il en ressort une inégalité des flux puisqu'ils augmentent avec le coefficient  $\lambda$ , ce qui exprime le forçage 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  $\mu$  constante positive et  $\mu = \mu'$  puisque la diffusion verticale est supposée semblable dans le socle et dans l'océan,

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

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

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 10 les vecteurs spécifiques de ce modèle de circulation interne océan - socle - lagon.

#### IV/ - CONCLUSION

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 en début d'hiver ( $T = 23$  jours) et celle de stratification maximale en début d'été ( $T = 92$  jours).

En conclusion aux premières levées de données réalisée à MURUROA (ROUGERIE, GROS et BERNADAC, 1980a), 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 responsable des fortes teneurs en silicium mesurées dans le lagon et dans la nappe phréatique. 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 sels nutritifs azotés et silicatés montre, à profondeur donnée, une plus grande abondance de ces éléments dans l'eau du socle corallien que dans l'eau océanique. Les molécules silicatées présentent, toutefois, un excès considérable qui peut

correspondre à une dissolution de la silice contenue dans la zone périphérique externe du socle basaltique. 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 OUDOT 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 lagonnaire 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 pycnocline 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. - *J. Mar. Res.*, 39, N° 2, 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.), VELAYOUDON (A.), 1979 - Evaluation de "l'effet d'île" d'un atoll : Plancton et micronection au large de MURUROA (TUAMOTU) - Centre ORSTOM, NOUMEA, 124 p.
- DANDONNEAU (Y.), 1979 - Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud ouest : comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. - *Océanol. Acta*, 2, N° 2, 133-142.
- DENEUFBOURG (G.), 1969 - Les forages de MURUROA. *In MURUROA*, 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.*, 10, N° 3, 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*, 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.
- 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*, 203-212.
- LAM (R.K.), 1974 - Atoll Permeability : Calculated from tidal diffusion *J. Geophys. Res.*, 79, N° 21, 3073-3081.
- MICHEL (A.), 1969 - Plancton du lagon et des abords extérieurs de l'atoll de MURUROA. *In MURUROA*, 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., 9, N° 3, 375-402.
- MURUROA, 1969 - DIR. CEN/SMCB - Monographie de l'atoll. Cahiers du Pacifique N° 12 et 13, 333 pages.
- OUDOT (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 1, N° 1, 39-81.
- RICARD (M.), 1980 - Etude hydrologique courantologique et planctonologique des eaux du lagon de MURUROA. Rapport S.M.C.B. N° 01/81, 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, 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.
- 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. Mar. Sci. Communications, 1 (1), 75-100 ; 1 (2), 165-207.
- TERCINIER (G.), 1969 - Note de synthèse sur les sols du Motu - FAUCON - in MURUROA, 161-189.
- TRICHET (J.), 1969 - Quelques aspects de la sédimentation calcaire sur les parties émergées de l'atoll de MURUROA. In MURUROA, 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, 10, N° 106, 1212-1220.
- FAIRBRIDGE (R.W.), 1957 - "The dolomite question", Soc. Econ. Paleontologists Spec. Publ., 5, 125-178.

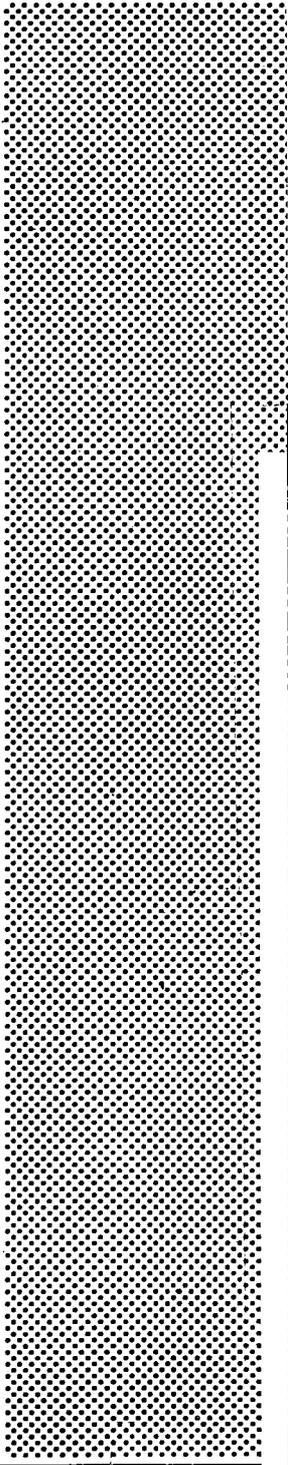
*Achévé d'imprimer*  
*par*  
*le CEA, Service de Documentation, Saclay*  
*Mars 1984*

**DEPOT LEGAL**  
*1er trimestre 1984*

ISSN 0429 - 3460

*La diffusion des rapports et bibliographies du Commissariat à l'Energie Atomique est assurée par le Service de Documentation, CEN-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cédex, (France)*

*Reports and bibliographies of the Commissariat à l'Energie Atomique are available from the Service de Documentation, CEN-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cédex, (France)*



---

*Edité par*

*le Service de Documentation*

*Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay*

*91191 GIF-sur-YVETTE Cédex (France)*

---

