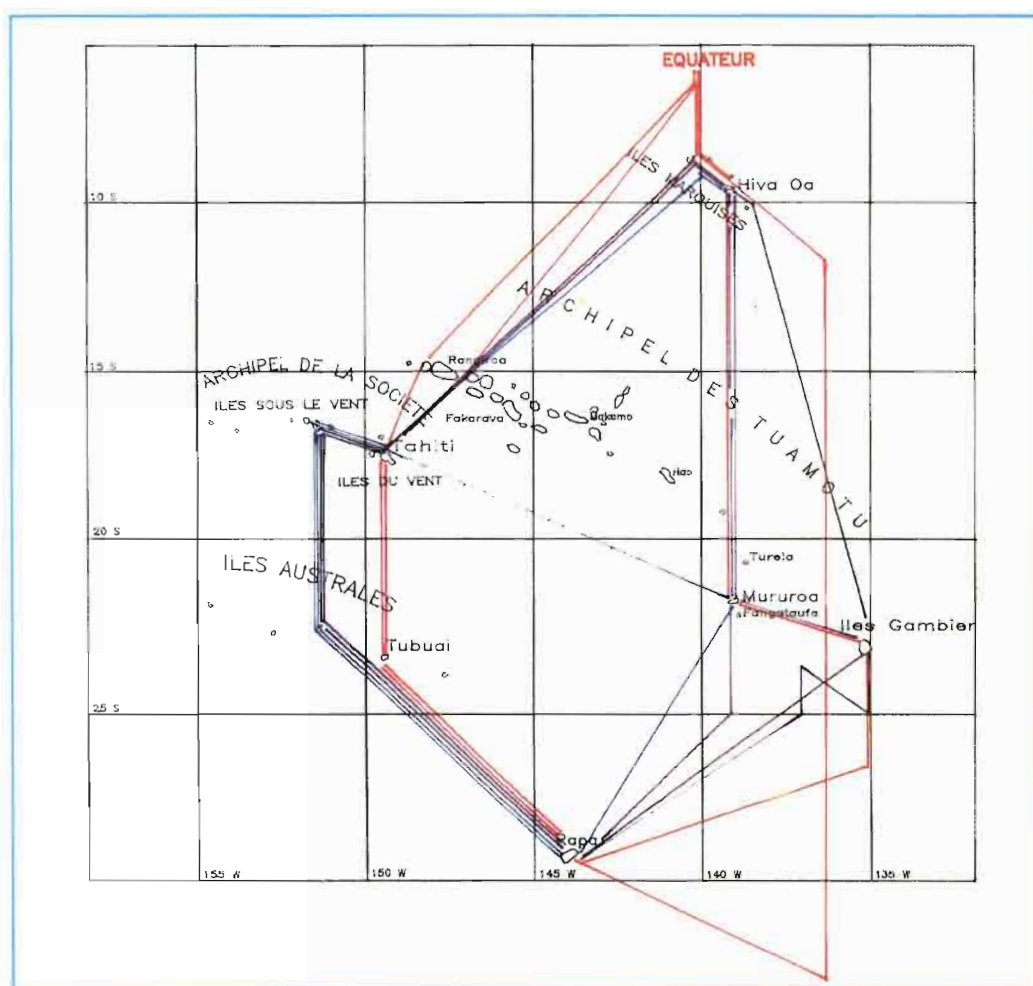


Programme conjoint C.E.A / DIR.C.E.N / ORSTOM

HYDROPOL



SITUATIONS OCEANIQUE DU PACIFIQUE CENTRAL SUD

(POLYNESIE FRANCAISE)

CAMPAGNES DU B.O.C.B. " MARARA " d' Avril 1986 à Octobre 1989

Jacques RANCHER et Francis ROUGERIE

HYDROPOL

SITUATIONS OCEANIQUES DU PACIFIQUE CENTRAL SUD

Campagnes **HYDROPOL 2 à HYDROPOL 8**
du
B.O.C.B. "**MARARA**"
(d'Avril 1986 à Octobre 1989)

Jacques RANCHER (1) - Francis ROUGERIE (2)

avec la collaboration de :

Michel THOUARD (1), Bruno WAUTHY (2), Annie KARTAVTSEFF (3)

(1) S.M.S.R. FAX : 16.1/ 60.83.66.72.

Service Mixte de Sécurité Radiologique (MONTLHERY)

(2) ORSTOM FAX : (689) 42.95.55.

Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (Centre de TAHITI)

(3) LODYC FAX : 16/ 44.27.38.05.

Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (Université PARIS VI)

Edition SMSR - 2^{ème} édition 1993 - (91 pages)



Le B.C.B.O. "MARARA" dans la baie des Vierges, Ile de FATU HIVA. (10° S - 139° W) Archipel des Marqueses.

The R.V. "MARARA" at call in "Baie des Vierges", FATU HIVA Island, Marquesas Archipelago.

S O M M A I R E

RESUME	p 2
ABSTRACT	p 3
1. - LES CAMPAGNES HYDROPOL	p 4
1.1. - Introduction et objectifs scientifiques	
1.2. - Stratégie des prélèvements et des mesures	
1.3. - Présentation des paramètres mesurés	
2. - LE CONTEXTE HYDROCLIMATIQUE DU PACIFIQUE CENTRAL TROPICAL SUD	p 9
2.1. - Météorologie	
2.2. - Hydroclimatologie	
2.3. - Circulation océanique	
2.3.1. - Considérations générales	
2.3.2. - Courantologie du Pacifique Central Sud	
3. - MASSES D'EAU ET PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES	p 16
3.1. - Le champ thermohalin	
3.1.1. - Température	
3.1.2. - Salinité	
3.1.3. - Densité	
3.2. - Les sels nutritifs dissous et les paramètres non conservatifs	
3.2.1. - Phosphate minéral	
3.2.2. - Nitrate	
3.2.3. - Nitrite	
3.2.4. - Silicate	
3.2.5. - Oxygène dissous	
3.2.6. - pH	
3.2.7. - La chlorophylle-a	
3.3. - Esquisse du Pacifique Central Sud	
3.3.1. - Le grand gyre sud	
3.3.2. - L'environnement océanique des îles et atolls	
3.3.3. - Le champ de courant moyen	
4. - REFERENCES et SCHEMAS	p 26
5. - COUPES MERIDIENNES	p 37
ANNEXE	
REMERCIEMENTS	

RESUME

Dans le cadre du programme HYDROPOL, une série de 7 missions océanographiques a été réalisée dans le Pacifique Tropical Central Sud (Zone Économique Exclusive de Polynésie Française) entre 1986 et 1989. Ces missions ont été faites avec le BCBO/MARARA, navire océanographique de 45 mètres équipé pour les études physico-chimiques, courantologiques et biologiques en haute mer.

L'objectif essentiel de ces missions était le suivi hydroclimatique du Pacifique Central Sud par l'étude multiparamètres des propriétés et de la dynamique de la couche océanique 0-500 mètres, étude entrant dans le cadre du Programme International TOGA devant couvrir la décennie 1985-1995. Les 7 missions HYDROPOL ont tracé une route triangulaire Tahiti (17.30° S, 150° W), nord des Marquises (6° S - 140° W), Rapa (28° S, 144° W), avec stations hydrologiques tous les 60 à 100 milles (soit 1 degré à 1°30 degré de latitude).

Les principaux domaines d'investigation ont concerné, pour la couche de surface et les profils verticaux 0-500 mètres :

- le couple température-salinité
- le calcul des densités et des courants géostrophiques induits
- des mesures directes de courant par profileur vertical libre
- les sels nutritifs dissous (fraction minérale), phosphate, silicate, nitrate et nitrite
- l'oxygène dissous et le pH
- la chlorophylle-a

Les données lissées par isolignes, les cartes et les coupes apparaissent à partir de la page 37. Des considérations sur le contexte hydroclimatique du Pacifique Central Tropical Sud sont présentées et résumant les acquis et le niveau de connaissance (ou de méconnaissance) de cette vaste zone marine de 5 millions de km² balayée par un grand gyre anticyclonique aux propriétés extrêmes : formation d'une eau de salinité maximale pour l'ensemble Indo-Pacifique (eau tropicale sud), concentrations en sels nutritifs à la limite de la détection analytique jusqu'à 100 à 200 mètres de profondeur, valeurs élevées en oxygène dissous et pH, teneurs en chlorophylle parmi les plus faibles de l'océan mondial, très forte pénétration lumineuse etc ...

Ces caractéristiques qui décrivent un des secteurs océaniques parmi les plus oligotrophes qui soient sont simplement exprimées en langue polynésienne par l'expression "*Moana Nui*", le grand océan bleu et vide ...

ABSTRACT

During the 1986-1989 HYDROPOL project, 7 deep oceanic cruises were made in the South Tropical Central Pacific (French Polynesia Exclusive Economic Zone). These cruises were by the R.V. MARARA (length 45 m; well fitted for deep sea physico-chemical, current and biological research). The main goal of the cruises was a hydroclimatological survey based on measurements of major hydrologic-hydrodynamic properties from 0-500 m depth in accordance with the framework of the International Program TOGA, scheduled for use during the decade 1985-1995. The cruises were located within a triangle bounded by Tahiti (17.30° S, 150° W) to north of Marquesas (6° S, 140° W) to Rapa (28° S, 144° W) with hydrological casts every 60-100 miles (i.e., every 1 degree or 1,5 degree in latitude).

The main fields of measurements were (for the surface layer and along 0-500 m vertical profiles) :

- temperature-salinity
- computation of densities and associated geostrophic currents
- direct measurements of currents using a free vertical profiler
- dissolved nutrients (mineralysed form), i.e.phosphate, silicate, nitrate and nitrite
- dissolved oxygen and pH
- chlorophyll-a

These data, displayed along isolines, on maps and in corresponding cross sections, appear from p. 37. Some discussion of the hydroclimatic features of the South Central Pacific are presented in the context of their variability and the vast size of the study area (5×10^6 km²). The area is occupied by a large anticyclonic gyre within wich exist such extreme hydroclimatic conditions as : 1) maximal water salinity for the Indo-Pacific (South Tropical Water), 2) the concentrations of nutrients above 100-200 m are at the lower limits of analytical detection, 3) high values for dissolved oxygen and pH, 4) concentrations of chlorophyll-a among the lowest for any ocean, 5) deep light penetration.

These features that correspond to one of the most oligotrophic ocean zone are simply described in polynesian language by "*Moanu Nui*", the great ocean, blue and empty ...

1. - LES CAMPAGNES HYDROPOL

1.1. - Introduction et objectifs scientifiques

Le programme HYDROPOL (HYDROlogie en POLynésie) lancé fin 1985 par le SMSR avait pour but l'étude extensive des masses d'eaux dans la région des TUAMOTU.

L'intérêt de cette action était de fournir, pour une zone peu explorée par les grands organismes océanographiques, les informations nécessaires à une interprétation de la circulation des masses d'eaux dans cette région, en relation directe avec la situation hydrologique autour de l'atoll de MURUROA. Ainsi, depuis 1986 nous avons réalisé deux campagnes océanographiques annuelles dans le triangle TAHITI-MARQUISES-AUSTRALES d'un mois environ avec la mise en place de bouées dérivantes, (expérimentation DERIPOL et programme français BODEGA).

En ce qui concerne le programme hauturier, trois axes prioritaires ont été retenus :

- Dynamique des couches superficielles de 0 à 500 m de profondeur :

Description des structures océaniques à moyenne échelle (courants, tourbillons, etc...) par des méthodes directes (profileur de courant, lâcher de bouées) et des structures à grande échelle par une méthode indirecte (calcul géostrophique).

- Zones de Convergences :

Mise en évidence et suivi de la convergence subtropicale qui migre selon la saison entre 40°sud (été austral) et 30° sud (hiver austral) et de la convergence/downwelling située près de la zone d'évaporation maximale (est des TUAMUTU) où se forme l'Eau Tropicale Sud, caractérisée par un maximum de salinité en surface.

- Echanges océan-atmosphère :

La description et l'analyse des champs moyens de température et de salinité doivent permettre de progresser dans la connaissance de l'hydroclimat du Pacifique Central Sud. Cette partie de notre étude entre dans le cadre des préoccupations du programme international TOGA auquel nous participons à l'échelon régional à l'échelon régional.

Ce recueil de coupes est l'aboutissement du travail accompli au cours des campagnes HYDROPOL 2 à HYDROPOL 8 de 1986 à 1989.

Les données brutes de ces campagnes sont disponibles auprès du Centre TOGA de données de SUBSURFACE de l'antenne ORSTOM du centre IFREMER de BREST.

PARTICIPANTS:

HYDROPOL 2 (14 avril - 11 mai 1986)

BAILBY G.	Physicien	SMSR	(1)
RANCHER J.	Ingénieur	SMSR	(1)
ROHOU J.N.	Physicien	SMSR	(1)
ROUGERIE F.	Océanographe	ORSTOM	(2)
THOUARD M.	Chimiste	SMSR	(1)
WAUTHY B.	Océanographe	ORSTOM	(2)

HYDROPOL 3 (10 octobre - 10 novembre 1986)

DADOU F.	Physicien	SMSR	(1)
RANCHER J.	Ingénieur	SMSR	(1)
ROHOU J.N.	Physicien	SMSR	(1)
ROUGERIE F.	Océanographe	ORSTOM	(2)
THOUARD M.	Chimiste	SMSR	(1)

HYDROPOL 4 (6 mars - 6 avril 1987)

DADOU F.	Physicien	SMSR	(1)
PETIT E.	Chimiste	SMSR	(1)
RANCHER J.	Ingénieur	SMSR	(1)
ROHOU J.N.	Technicien	SMSR	(1)
ROUGERIE F.	Océanographe	ORSTOM	(2)
WAUTHY B.	Océanographe	ORSTOM	(2)

HYDROPOL 5 (4 octobre - 3 novembre 1987)

BERNEZET A.	Technicien	SMSR	(1)
CHARPY L.	Géochimiste	ORSTOM	(2)
RANCHER J.	Ingénieur	SMSR	(1)
ROUGERIE F.	Océanographe	ORSTOM	(2)
THEAU L.	Physicien	SMSR	(1)
THOUARD M.	Chimiste	SMSR	(1)
WAUTHY B.	Océanographe	ORSTOM	(2)

HYDROPOL 6 (20 février - 22 mars 1988)

APPRIOU B.	Technicien	SMSR	(1)
RANCHER J.	Ingénieur	SMSR	(1)
THEAU L.	Physicien	SMSR	(1)
THOUARD M.	Chimiste	SMSR	(1)

HYDROPOL 7 (29 septembre - 31 octobre 1988)

AMAUDRIC DU CHAFFAUT M.	Ingénieur	LODYC	(4)
ANDRIE C.	Chercheur	ORSTOM LODYC	(4)
APPRIOU B.	Technicien	SMSR	(1)
CHEVALIER F.	Physicien	SMSR	(1)
CHIAPPINI R.	Ingénieur	LDG	(7)
KARTAVTSEFF A.	Ingénieur	LODYC	(4)
LANOISELLE J.	Electronicien	LODYC	(4)
LELU M.	Technicienne	LGI	(5)
RANCHER J.	Ingénieur	SMSR	(1)
REVERDIN G.	Océanographe	LODYC	(4)
THOUARD M.	Chimiste	SMSR	(1)

HYDROPOL 8 (27 septembre - 27 octobre 1989)

AMAUDRIC DU CHAFFAUT M.	Ingénieur	LODYC	(2)
ANDRIE C.	Géochimiste	ORSTOM-LODYC	(4)
BERNIER O.	Physicien	SMSR	(1)
BOESCH A.	Physicien	SMSR	(1)
CONOGAN R.	Ingénieur	IFREMER	(3)
FONTUGNE M.	Ingénieur	CFR	(6)
LANOISELLE J.	Electronicien	LODYC	(4)
RANCHER J.	Ingénieur	SMSR	(1)
REVERDIN G.	Océanographe	LODYC	(4)
THOUARD M.	Chimiste	SMSR	(1)

(1) Service Mixte de Sécurité Radiologique (SMSR)
DIRCEN-CEA BP 208, 91311 Montlhéry Cedex

(2) Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération
(ORSTOM)
Antenne de TAHITI, BP 529 - Papeete POLYNESIE FRANCAISE

(3) Institut Français de Recherche et d'exploitation de la mer (IFREMER) BP 337
29237 BREST Cedex

(4) Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC)
4, Place Jussieu - 75252 PARIS Cedex 05

(5) Laboratoire de Géochimie Isotopique (LGI)
C.E.N de Saclay - 91191 GIF SUR YVETTE

(6) Centre des Faibles Radioactivités (CFR)
CNRS-CEA - 91190 GIF SUR YVETTE B.P.N°1

1.2. - Stratégies des prélèvements et des mesures

Les Campagnes HYDROPOL se sont échelonnées de mars 86 à oct 89 dans la zone de la POLYNESIE FRANCAISE à raison de une à deux campagnes annuelles aux saisons opposées Hiver et Eté Austral.

Toutes se sont déroulées à bord du BOCB MARARA, navire appartenant à la DIRECTION des Centres d'Expérimentation Nucléaire (DIRCEN). Un objectif principal de notre étude était la variabilité de la distribution des paramètres physico-chimiques le long des méridiens 150°W-140°W pour la couche océanique supérieure 0 - 500 m de profondeur.

Afin de décrire au mieux les différentes masses d'eaux et en prenant en compte les gradients associés aux propriétés de la couche oligotrophe de surface et de la thermocline, les niveaux de prélèvements ont été ajustés à raison de 12 niveaux et resserrés entre 0 et 200 m de profondeur. Du fait de la grande stabilité de la zone étudiée, de la stratification très marquée des eaux et du faible gradient de la thermocline, il n'a pas été nécessaire de modifier les niveaux adoptés lors de la première mission.

La figure 0 représente les différents trajets des missions HYDROPOL dans le triangle TAHITI-MARQUISES-AUSTRALES.

1.3. - Présentation des paramètres mesurés

Les échantillons d'eaux prélevées à partir des bouteilles "General Oceanic" dès leur remontée à bord du MARARA sont analysés immédiatement suivant les techniques décrites ci-dessous.

Une seule détermination est réalisée par échantillon, le volume de celui-ci et le type de flaconnage étant adaptés aux besoins de l'analyse.

Mesure de l'oxygène dissous

L'oxygène dissous est mesuré par voie chimique suivant la méthode classique de Winkler décrite par AMINOT (1983).

Les échantillons sont soutirés les premiers des bouteilles de prélèvements dans des flacons de type erlenmeyer à col rodé d'environ 100 ml. Les flacons possèdent un bouchon plongeur permettant d'évacuer un certain volume d'eau et de chasser toute bulle d'air. Le titrage est effectué à l'intérieur de celui-ci, par dosage potentiométrique de l'iode libéré au moyen d'un titroprocesseur Metrohm modèle 672 équipé d'une burette multidosimètre 645 d'un volume de 20ml assurant une incrémentation de 0,005 ml. La solution étalon de thiosulfate est préparée au moyen d'une ampoule Titrisol MERCK réf. 9909. L'oxygène est rapidement fixé puis analysé dans un délai compris entre 6 et 24 heures.

Les résultats sont exprimés en millilitre d'oxygène par litre d'eau de mer, la précision courante que l'on peut atteindre est de l'ordre de $\pm 0,03 \text{ ml.l}^{-1}$.

Mesure du pH

La mesure du pH est réalisée par un pH-mètre ORION modèle 611 équipé d'une électrode combinée de type ROSS. L'étalonnage est réalisé au moyen de solutions tampon NBS (ORION). Les échantillons sont mesurés au fur et à mesure, grâce à la correction de température assurée par l'électrode combinée de pH et le pH-mètre. La valeur du pH est ainsi ramenée à 25°C et la précision est estimée à $\pm 0,01$ unité de pH.

Mesure des sels nutritifs

Les méthodes classiques appliquées à l'eau de mer et adaptées à l'utilisation en continu d'un colorimètre de type Auto-analyseur AII Technicon ont été utilisées à bord du MARARA pour le dosage des nitrites et nitrates puis des silicates et phosphates. Un mode opératoire complet, adapté à l'utilisation à bord a été établi par THOUARD (1986).

L'échantillonnage à partir des bouteilles General Oceanic est effectué dans des flacons en polyéthylène de 20 ml initialement prévus pour la scintillation liquide. Ils sont stockés au maximum deux heures à + 4°C avant d'être analysés.

La gamme d'échantillonnage, préparée avec des ampoules d'étalon (BAKER) et de l'eau de mer naturelle de surface est comparée avec des étalons obtenus à partir de produits prépesés au début et à la fin de chaque station.

La droite de Beer établie en début de campagne, sur le principe des ajouts dosés, confirme que l'eau de surface du grand large, très pauvre en sels nutritifs (proche de notre limite de détection), peut servir tout au long de la campagne aux rinçages, à la fabrication d'étalons et à l'établissement du zéro de l'appareil. Cette eau est prélevée en début de campagne en quantité suffisante pour toute la durée de celle-ci.

Les résultats sont exprimés en millimole par m³ d'eau de mer.

Nos limites de détection sont les suivantes:

- Nitrites 0,02 mmol.m⁻³
- Nitrates 0,1 mmol.m⁻³
- Silicates 0,1 mmol.m⁻³
- Phosphates 0,05 mmol.m⁻³

Les inter-comparaisons avec d'autres laboratoires à terre se sont révélées difficiles à réaliser compte tenu du temps de conservation qui modifie les concentrations des différents sels ; la précision sur nos incertitudes est donnée à titre indicatif.

Mesure de la salinité et de la température

L'acquisition des paramètres température et pression a été faite, soit à l'aide d'une bathysonde CTD SUBER SLS 57, soit au moyen de thermomètres à renversement associés aux bouteilles General Oceanic. La bathysonde SLS 57 est une bathysonde autonome et programmable. La conductivité est mesurée à l'aide d'une sonde inductive (ANDERAAA), la pression par un capteur à jauge de contrainte et la température au moyen d'une sonde au platine. Les spécifications sont les suivantes:

Conductivité: gamme de 0 à 77 mmho, précision 0,1%
Pression : gamme de 0 à 100 bars, précision 0,1%
Température : gamme de -5 à + 35°C, précision 0,02°C

La dérive des capteurs température et conductivité a été contrôlée à bord au moyen de thermomètres à renversement de type RICHTER et WEISE, la conductivité par des mesures au conductimètre BECKMAN (LODYC) ou AUTOLAB (ORSTOM).

Pour l'ensemble de nos mesures les écarts maximum observés ont été de :

$\Delta T = \pm 0,05^\circ\text{C}$ et $\Delta S = \pm 0,01\text{‰}$.

La salinité est exprimée en PSU (Practical Salinity Unit), équivalent de ‰, exemple 35 = 35 ‰.

2. - LE CONTEXTE HYDROCLIMATIQUE DU PACIFIQUE CENTRAL TROPICAL SUD

2.1. - Météorologie

La réponse différentielle des continents et des océans au facteur thermique saisonnier commandé par l'intensité du rayonnement solaire module la répartition des pressions au niveau de la mer. Dans le Pacifique Sud, l'effet de latitude domine : les isobares sont approximativement zonaux ; la ceinture des hautes pressions subtropicales est cependant interrompue par une faiblesse quasi stationnaire vers 135° de longitude Ouest entre la cellule permanente de Pâques et la cellule mobile de Mélanésie. Dans le Pacifique Central, les hautes pressions subtropicales (anticyclone d'Hawaï, anticyclone de l'île de Pâques) entretiennent en toutes saisons un régime d'alizés régulier, soufflant en direction de la zone de basse pression proche-équatoriale.

Tout au long "d'une année normale", la zone équatoriale englobant l'Indonésie est occupée par des pressions relativement basses, si bien qu'il existe habituellement un gradient de pression décroissant le long de l'équateur entre le Pacifique Oriental et le Pacifique Occidental, induisant une circulation zonale baptisée par certains auteurs "cellule de Walker" : celle-ci est constituée d'une branche inférieure qui serait le flux d'alizés (vers l'Ouest), d'une branche ascendante sur l'Indonésie, d'une branche supérieure de retour en altitude (vers l'Est) et d'une branche descendante dans le Pacifique Oriental constituée par l'air subsident de l'anticyclone de l'île de Pâques (CAUCHARD, 1985). Ce flux d'alizés comporte deux branches : les alizés de sud-est et les alizés de nord-est.

Les alizés de nord-est sont bien établis de novembre à mai (été austral) ; ils soufflent alors à travers tout le Pacifique jusqu'en Asie où ils renforcent la mousson d'hiver (de nord-est) sur la mer de Chine ; ils atteignent 5°N dans la Pacifique Ouest et Central.

Les alizés de sud-est sont forts de juin à octobre (hiver austral) avec un maximum en juillet ("MARAAMU"), ils sont plus faibles de décembre à mai, surtout dans le Pacifique Ouest qui est alors envahi par les calmes équatoriaux. Au Sud d'une ligne îles Salomon - îles de la Société, cet alizé de sud-est est contrôlé par des hautes pressions centrées aux environs des îles Kermadec et dues à des anticyclones mobiles qui apparaissent peu sur les cartes de pression moyenne. Du fait de leur composante propre ces alizés peuvent converger entre eux, soit d'un hémisphère à l'autre soit au sein du même hémisphère. Ces zones de convergence se développent (figure 1) :

a) le long d'une bande transpacifique zonale entre 5°N et 10°N où la convergence est maximale ; c'est la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) ou équateur météorologique entre les alizés de l'hémisphère nord et les alizés de l'hémisphère sud.

b) le long d'une bande, en écharpe, partant de l'équateur et des Salomon Ouest pour rejoindre le Pacifique Central au niveau du tropique sud où la convergence se fait entre l'alizé de nord-est alimenté par de l'air tropicalisé dirigé par l'anticyclone de l'île de Pâques et l'alizé de sud-est alimenté par de l'air polaire évolué dirigé par des hautes pressions de Mélanésie : c'est la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS) caractérisée par ses calmes plats et sa forte nébulosité .

Il existe en revanche une région où entre ces deux zones de convergence la divergence est positive et bien corrélée au champ d'alizés : elle couvre le Pacifique Oriental de 30°S à 5°N et intéresse l'équateur jusqu'à 170°E.

A l'intérieur de cette zone les phénomènes tourbillonnaires et cyclonique ne peuvent se développer. La circulation verticale dans la troposphère (ascendante dans les bandes de convergence et descendante dans les régions de divergence) conditionne directement les formations nuageuses dispensatrices de pluie (RAMAGE, 1970).

Couverture nuageuse

La circulation verticale ascendante des bandes de convergence ZCIT et ZCPS porte en altitude de l'air chaud et humide de basse couche ; cet air se refroidit par détente adiabatique et la vapeur d'eau qu'il contenait au départ condense sous forme de fines gouttelettes visibles qui restent en suspension et constituent les formations nuageuses : dans certaines conditions, elles peuvent grossir et tomber en chute libre, donnant les précipitations.

La nébulosité est maximale sur :

- une bande quasi zonale transocéanique équatoriale axée sur la ZCIT entre 5°N et 10°N ; elle est formée surtout par des cumulo-nimbus, nuages à grand développement vertical générateurs de fortes précipitations ; en relation avec la ZCIT cette bande connaît à ses extrémités des variations dues aux influences continentales,
- une bande propre au Pacifique ouest et central qui s'étire toute l'année entre la Nouvelle-Guinée et les îles Salomon et atteint en été austral les îles de la Société et les Australes ; cette bande est étroitement associée à l'activité de la ZCPS.

En revanche un minimum de couverture nuageuse correspond aux régions où l'air est subsident, ce qui interdit pratiquement toute précipitation. C'est le cas des ceintures de hautes pressions subtropicales caractérisées par une évaporation intense et où se forment les maximums de salinité des eaux superficielles, en particulier à l'est de l'archipel des Tuamotu. C'est aussi le cas de la bande équatoriale refroidie par un upwelling centré entre 0 et 2°S et délimité par les longitudes 130° et 180° W qui représente la bordure nord de la grande zone d'aridité du Pacifique central sud.

Les précipitations

Les deux zones de maximum de précipitations sont étroitement associées aux deux bandes de convergence :

- une zone est-ouest entre 5°N et 10°N où les pluies peuvent dépasser 3 mètres par an,
- une bande s'étendant des Salomon à Pitcairn (Est des Tuamotu-Gambier) avec 2 à 3 mètres par an.

Ainsi sur l'ensemble de l'année, l'abondance des pluies dans la partie occidentale (Micronésie et Mélanésie) contraste avec une sécheresse relative dans la partie orientale (Polynésie) qui va en s'aggravant vers l'Est ; la bande d'aridité équatoriale s'étend jusqu'à 180° et intéresse donc directement les îles de la Ligne et les KIRIBATI (ex. GILBERT).

Le régime des pluies est assez classique des zones intertropicales, marqué par un maximum de précipitations pendant l'été dans chaque hémisphère et un minimum en hiver ; dans le Pacifique Central, le renforcement des hautes pressions subtropicales en hiver impose un minimum de pluies bien marqué sauf dans une bande zonale centrée sur 10°S où l'on a un maximum relatif en juin (exemple des Marquises). L'aridité de la bande équatoriale du Pacifique Central est surtout marquée par la pauvreté des pluies d'août à décembre, en relation avec la force des alizés de Sud-Est et l'intensité de l'upwelling. Dans une zone donnée la somme Evaporation/Précipitation (E-P) permet de savoir si l'apport d'eau par la pluie est prépondérant ou pas. En année moyenne E-P est positif et supérieur à +80 cm à l'Est de l'archipel de la Société et sur les Tuamotu-Gambier ; E-P est négatif et de l'ordre de -50 cm par an aux îles sous-le-vent et sur les Cook.

2.2. - Hydroclimatologie

Cette présentation, très schématisée, des grands traits de ce que l'on peut appeler l'hydroclimat du Pacifique Central Sud pourrait donner l'impression d'une invariabilité des facteurs de contrôle et des relations causales et interactives atmosphère-océan. Toutefois si les variations saisonnières sont effectivement peu marquées dans la zone intertropicale centrale il existe des variations inter-annuelles apériodiques qui peuvent bouleverser de façon importante le modèle hydroclimatique moyen.

La plus évidente de ces anomalies est appelée par les anglo saxons "ENSO" pour EL NINO - Southern Oscillation (figure 2). Au cours d'une période ENSO l'équateur météorologique ou ZCIT est en situation typique d'opposition de phase par rapport à la normale. Les hautes pressions subtropicales de l'anticyclone de Pâques s'effondrent, les alizés de S.E. s'affaiblissent, l'upwelling équatorial disparaît, le Pacifique Oriental se réchauffe, la circulation "de Walker" se décale vers l'est, la ZCPS migre vers l'est, les basses pressions s'installent dans le Pacifique Central, il pleut à verse dans la "zone d'aridité" équatoriale, et le déluge s'abat sur le Pérou tandis qu'une sécheresse exceptionnelle sévit sur l'Australie et l'Indonésie. Ces conditions exceptionnelles ont été observées de Novembre 1982 à Mai 1983 et ont pour ce qui concerne la Polynésie, été à l'origine de la série de 6 cyclones dévastateurs (ROUGERIE et WAUTHY., 1984) (figure 3).

Pendant le premier semestre 1987 un événement ENSO de moyenne amplitude a été à nouveau noté dans le Pacifique Sud, avec un affaiblissement presque total du champ d'alizés : l'upwelling équatorial a alors disparu pendant plusieurs mois, ce qui a conduit à un réchauffement des eaux de plusieurs degrés ($T > 29^{\circ}\text{C}$ à l'équateur). En juillet 87, la reprise des alizés et donc du Courant Equatorial s'est traduit par une réapparition de l'upwelling. En juillet 88, après un semestre d'alizés très soutenus, l'upwelling équatorial intense se signalait par des eaux de surface à 22°C , soit 7°C de moins que pendant une période ENSO (figure 4). On peut ainsi imaginer l'impact écologique majeur que représente pour la zone marine équatoriale a priori bien régulée et à forte inertie inter-annuelle, une anomalie ENSO. En zone tropicale sensu stricto et en particulier dans la Zone Economique Exclusive Polynésienne, un événement ENSO tend à déplacer vers l'est le contenu thermique océanique de la couche 0-100 mètres, ce qui accroît corrélativement vers l'est les risques de cyclogénèse locale (DONGUY et col., 1979). En ce qui concerne les caractéristiques hydrologiques et physico-chimiques, les perturbations dues à l'ENSO de 1987 ont pu être observées pendant la campagne HYDROPOL 4 (Mars 1987).

2.3. - Circulation océanique

2.3.1. - Considérations générales

La loi de conservation du moment cinétique à grande échelle est compatible, au moins qualitativement, compte tenu de la rotation de la terre, avec la création, tant dans l'air que dans l'eau, de courants dominants, vers l'ouest aux basses latitudes et vers l'est aux latitudes élevées, ainsi que d'une zone de calme aux latitudes intermédiaires. A cette cause dynamique primaire du mouvement des masses d'eau, il faut ajouter la force d'entraînement du vent (courant de dérive) et la redistribution des masses et des densités (courants de gravité, circulation thermohaline).

Par friction sur la pellicule de surface, et sous l'action de la force de Coriolis due à la rotation de la Terre, le vent exerce une "force d'entraînement" qui ajoute au mouvement de la couche superficielle une vitesse de quelques pour cent de celle du vent, suivant une direction à 45°, à gauche dans l'hémisphère sud, de la direction vers laquelle souffle le vent. Par viscosité la première couche entraîne la couche qui est dessous, à une vitesse moindre et avec une déviation supplémentaire ; de proche en proche, le mouvement se transmet donc vers le bas jusqu'à une profondeur de l'ordre de 100 m à 200 m où il devient négligeable. Le transport d'eau intégré dans l'épaisseur de la couche (entre la surface et cette profondeur) se fait suivant une direction à 90° de celle du vent. Ce résultat obtenu théoriquement par le physicien Ekman est assez bien vérifié au large, par grand fond, dans un océan sans stratification trop marquée (pas de couche de discontinuité trop près de la surface).

GYRE OCEANIQUE - COURANT GEOSTROPHIQUE

Les vents alizés réguliers de S.E. ou de N.E. favorisent les courants tropicaux et équatoriaux qui butent sur les continents le long desquels ils sont déviés en direction des pôles, pour rejoindre, entre 40 et 60° de latitude, la circulation due aux vents d'ouest ; ces derniers renforcent à leur tour la dérive vers l'Est des eaux de surface. Celles-ci butent sur les continents, sont déviées vers les tropiques et alimentent les courants équatoriaux.

On trouve donc dans les bassins océaniques de chaque hémisphère une grande circulation anticyclonique fermée que certains auteurs ont baptisé "gyre". La rotation de la Terre provoque un transport d'eau vers le centre du gyre où son accumulation tend à élever le niveau en formant une immense "colline" de faible pente (l'apex d'une telle colline peut se trouver un mètre plus haut que la périphérie dans un gyre dont la plus grande dimension est de plusieurs milliers de km). L'eau s'accumule jusqu'à ce que la force de gravité, qui tend à faire descendre les particules d'eau suivant la plus grande pente, soit exactement équilibrée par la force de Coriolis qui tend à les faire monter. A ce moment, le mouvement sans accélération des particules se fait suivant des trajectoires "à flanc de colline" sur des lignes de niveau perpendiculaires à la pente : on a un courant "géostrophique" c'est à dire uniquement dû à la rotation de la Terre.

TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE

Une méthode indirecte pour déterminer la vitesse des courants de gravité dans les couches de surface consiste à déterminer le champ de pression à partir des mesures de densité des échantillons prélevés aux stations hydrologiques. On calcule les densités moyennes des colonnes d'eau des différentes stations entre la surface et un niveau profond de référence où l'on fait l'hypothèse qu'il n'y a ni courant, ni gradient horizontal de pression.

Si cette hypothèse est correcte, toutes les colonnes d'eau des stations au-dessus de la profondeur de référence doivent avoir la même masse, mais, pour ce faire, une colonne d'eau qui a une densité moyenne faible devra avoir un volume plus grand et donc être plus haute qu'une colonne où la densité moyenne est forte. En calculant la hauteur de colonne nécessaire à chaque station pour obtenir un gradient de pression horizontal nul à la profondeur de référence, on peut déterminer une topographie pour la surface de l'océan (ou pour n'importe quelle autre surface isobare intermédiaire) ; cette topographie est dite "dynamique" car elle est en relation avec les vecteurs des "courants géostrophiques". Plus la pente est forte, plus leur vitesse sera élevée, leur direction étant en général parallèle aux lignes d'égale hauteur par rapport à la profondeur de référence de mouvement nul.

CIRCULATION VERTICALE ET CIRCULATION THERMOHALINE

Dans la couche superficielle, la circulation horizontale peut engendrer localement une circulation verticale. Lorsque le flux horizontal de la circulation de surface est divergent, "une remontée d'eau profonde" vers la surface s'établit en compensation : cette circulation verticale est une résurgence (en anglais "upwelling"). La résurgence équatoriale est quasi permanente dans le Pacifique Central et Oriental. La circulation verticale au sein des océans est aussi le résultat de changements importants de densité que subissent les eaux de surface de certaines régions où les conditions climatiques sont extrêmes. Ainsi dans les régions centrales des grandes cellules anticycloniques (gyres) océaniques subtropicales, l'évaporation l'emporte nettement sur les précipitations, si bien que la salinité en surface de cette eau piégée augmente progressivement et il en va de même pour sa densité. Cette eau très salée, dense, qui est produite en surface de façon continue, a tendance à couler et à s'accumuler dans la pycnocline (zone à fort gradient vertical de densité) où elle se répand à un niveau correspondant à la densité acquise en surface.

STRATIFICATION DU MILIEU OCEANIQUE

Dans la bande intertropicale centrale et orientale, le bilan énergétique à la surface de l'océan est globalement excédentaire, c'est à dire que l'énergie solaire absorbée l'emporte sur les pertes par rayonnement vers l'espace et par conduction, convection et évaporation vers l'atmosphère ; la température de la couche océanique superficielle a donc tendance à augmenter et on trouve effectivement les températures les plus élevées à proximité de l'Equateur où les variations saisonnières de rayonnement solaire sont les moins marquées ; cette augmentation est limitée par la circulation océanique qui transfère de la chaleur vers les latitudes élevées où le bilan est déficitaire.

Cet échauffement n'intéresse directement que la pellicule superficielle. La turbulence engendrée par les vagues et les courants dus au vent mélange ensuite peu à peu cette eau plus chaude à celle de la couche sous-jacente, si bien que l'épaisseur de la couche de surface réchauffée croît. L'augmentation de la température diminue la densité et la stabilité relative des couches devient de plus en plus grande ; la turbulence qui décroît elle-même avec la profondeur est donc de moins en moins efficace pour propager la chaleur vers le bas. Il en est de même en zone intertropicale des changements importants de salinité que les précipitations abondantes ou une évaporation élevée peuvent imposer à une eau superficielle chaude ; ils n'intéresseront qu'une "couche de mélange" relativement limitée (de l'ordre de 100 à 150 mètres d'épaisseur).

Pour des raisons de stabilité, la densité croît généralement avec la profondeur. Dans la bande intertropicale, une mince couche d'eau de surface de faible densité est séparée de l'eau profonde de densité élevée par une couche baptisée "pycnocline" où la densité augmente rapidement avec la profondeur.

La "pycnocline" est principalement la conséquence de la décroissance rapide de la température avec la profondeur dans une couche appelée "thermocline" qui est très marquée dans les basses latitudes ; la variation rapide de la salinité dans une couche nommée "halocline" peut également affecter la densité. La "halocline" représente généralement une décroissance de la salinité avec la profondeur dans les basses latitudes mais elle peut au contraire correspondre à une croissance de la salinité dans certaines régions de hautes latitudes.

Ainsi, l'action du facteur thermique a pour résultat la très forte structuration verticale de l'espace océanique intertropical qui se présente comme une superposition en couches quasi-horizontales de différentes masses d'eau de densité croissante avec la profondeur. Ce gradient de densité confère une grande stabilité à ce système en rendant difficile et lent les échanges verticaux entre ces différentes eaux si bien qu'elles conservent longtemps, au cours de leurs déplacements horizontaux, les caractéristiques acquises lors de leur formation en surface (DONGUY et col., 1974).

2.3.2. - Courantologie du Pacifique Central Sud

Ainsi que l'indique le schéma de circulation de la couche superficielle (figure 5) adapté de TABATA (1975) les eaux baignant les archipels polynésiens sont incluses dans le Courant Equatorial et le Courant Equatorial Sud, qui constituent de grandes dérives portant à l'Ouest avec des vitesses comprises entre 10 et 100 cm/s, en fonction de la tension d'entraînement des vents alizés. Au sein de ce système, un flux portant à l'est et appelé Contre Courant Equatorial Sud peut être observé à l'ouest du 140° Ouest entre les latitudes 8° Sud et 18° Sud, et souvent sous forme de plusieurs veines séparées. Ce contre courant, moins rapide (vitesse inférieure à 10 cm/s) et moins épais que les courants qui l'encadrent peut atteindre son développement optimal pendant l'été austral, le long de l'axe Salomon - Tahiti occupé en cette saison par la zone de convergence des alizés (ZCPS). Pendant l'hiver cette zone de convergence migre vers l'équateur et le contre courant présent vers 10° Sud tend à se renforcer et peut atteindre 20 cm/s.

Ce contre courant est alors appelé Contre Courant des Marquises, en accord avec DONGUY et col.,(1976). Cette description succincte implique que les flux du Pacifique Central Sud sont essentiellement zonaux et s'écoulent en suivant les parallèles. Toutefois à l'échelle du Pacifique Central, les déviations des courants dues à la force de coriolis tendent à créer un grand gyre au sein duquel le temps de résidence des eaux peut être très long : les particules d'eau peuvent y rester piégées et effectuer de nombreuses rotations (tourbillons à moyenne et grande échelle).

En subsurface les vitesses sont faibles et ne dépassent guère le cm/s à partir de 500 mètres de profondeur. Ce niveau correspond à la partie supérieure de l'Eau Antarctique Intermédiaire, masse d'eau à salinité faible ($S = 34,5$) ayant plongé à la convergence subantarctique vers 60° Sud et dont la progression se fait vers le nord, nord-ouest. Plus profondément se trouve l'Eau Profonde, qui entre 2 et 4 km ramène des eaux du Pacifique nord jusqu'au socle antarctique où elles vont diverger vers la surface. Enfin l'Eau de Fond est caractérisée dans son lent déplacement vers le nord, à partir de la convergence antarctique, par sa basse température (0-2°C) et sa densité maximale.

Les données de courant géostrophique des campagnes hydro-pol, entre 0 et 500 mètres de profondeur, fournissent un état de circulation moyen où plusieurs veines de contre courant s'intercalent dans les veines principales des courants équatoriaux portant à l'Ouest.

Ce résultat est un peu surprenant dans la mesure où la méthode de calcul géostrophique a tendance à lisser les signaux et à éliminer ce qui résulte par exemple d'une accélération locale du vent ou d'une déviation par une chaîne sous-marine ou une île. Il semble toutefois que sur la longitude 140°W plusieurs flux portant à l'Est (valeurs positives sur les coupes) soient systématiquement présents et centrés sur 10°S, 15°S et 19/23° Sud. Ces veines de courant ont une épaisseur maximale de 300-400 mètres pour une vitesse moyenne comprise entre 3 et 8 cm/s. De part et d'autre, entre les latitudes 6° et 29° Sud, le flux général porte à l'ouest, avec une vitesse pouvant dépasser 20 cm/s.

Le flux portant à l'Est et centré sur les latitudes 8/14° Sud semble le mieux organisé, bien que souvent tronçonné en plusieurs branches de 100 à 150 km de largeur, il s'agirait donc du Contre Courant des Marquises, qui entre les longitudes 150°W et 140°W a tendance à dévier vers l'est, sud-est. En moyenne les veines de contre courant sont plus intenses sur le méridien 140°W que sur le méridien de Tahiti. Quant au flux de la bande 19/23° Sud, il pourrait constituer la partie Sud du grand gyre, hypothèse en accord avec les cartes de topographie dynamique de WYRTKI (1978) et les cartes de dérive de surface des "Pilots charts". Au plan des composantes méridiennes, les composantes nord ont des valeurs plus élevées dans la partie centrale, alors que les composantes sud tendent à dominer dans les contre courants. Ces composantes méridiennes ont des valeurs faibles, généralement inférieures à 5 cm/s.

Pendant la mission HYDROPOL 8 (Octobre 1989) où un profileur de courant a été utilisé, les vitesses mesurées sont 2 à 3 fois plus élevées que les vitesses géostrophiques. Au cours de cette mission, la seule à avoir atteint le Pacifique Nord (latitude 2° Nord), la circulation de la bande équatoriale était caractérisée par un fort courant équatorial de 40 à 60 cm/s sur une centaine de mètres. La tranche 120-220 mètres était occupée par un puissant flux coulant vers l'est (100 cm/s), le Courant de CROMWELL (figures 6-7).

Pendant la période ENSO 1987, les données HYDROPOL 4 indiquent un renforcement très notable de la contre circulation vers l'est, ces flux sont alors plus rapides (35 cm/s) plus larges (200 à 250 km) et plus profonds (400 mètres) que pendant une année normale. Ce phénomène d'une augmentation des courants de retour en période ENSO s'accorde bien avec le modèle hydroclimatique général, où l'annulation de la tension de vent vers l'ouest s'accompagne d'une rupture de l'équilibre des masses d'eau transpacifique. Le volume accumulé dans l'ouest dans les courants équatoriaux tend alors à refluer vers le Pacifique Central et Oriental, processus advectif précédé par le passage d'une onde de KELVIN sur l'équateur (vers l'est) et d'ondes de ROSSBY de retour (vers l'ouest) en zone tropicale. Les campagnes HYDROPOL n'ont pas été au-delà de la latitude des îles AUSTRALES (28°S) mais plusieurs campagnes du MARARA faites entre 1979 et 1982 ont atteint 35° Sud (ROUGERIE et col., 1982) confirmant à ces latitudes la prépondérance de la circulation vers l'est.

3. - MASSES D'EAU ET PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

3.1. - Le champ thermo-halin

3.1.1. - Température

Dans la partie tropicale de la zone étudiée par le MARARA, la couche superficielle est caractérisée par la présence d'eau de température supérieure à 25°C sur une épaisseur d'une centaine de mètres.

En été austral (1er trimestre) la température du système superficiel atteint 28°C ; la variabilité inter-annuelle est faible de l'ordre de 1°C. De plus en Octobre 87 il y a persistance de l'eau à 28°C à la latitude des Marquises (entre 8 et 12° Sud), conséquence d'un événement ENSO (EL NINO Southern Oscillation) qui a entraîné la disparition de l'upwelling équatorial et donc du refroidissement associé, entre Décembre 1986 et Juin 1987.

Au Sud de 20° Sud, une diminution de température de l'ordre de 1°C par degré de latitude marque la frontière entre la zone tropicale et la zone subtropicale où le refroidissement saisonnier devient notable. Les températures moyennes mesurées autour de l'île la plus au sud de l'Archipel des Australes, Rapa (28°S) sont en hiver de l'ordre de 20°C et de 23°C en été austral. Au niveau du tropique sud la variabilité thermique annuelle et inter-annuelle est de l'ordre de $\pm 1,5^\circ\text{C}$ autour de 24°C. Toutefois le gradient thermique méridien est plus élevé en 1987 pendant le semestre d'anomalie ENSO : l'eau tropicale a une température supérieure à la moyenne ($t = +1^\circ\text{C}$) alors que l'eau subtropicale (entre le tropique et Rapa) présente un déficit thermique de ($t = -1^\circ\text{C}$).

Sous l'épaisse couche de surface quasi isotherme dont la base peut être visualisée par le tracé de l'isotherme 25°C entre 100 et 150 mètres de profondeur, se développe un gradient thermique vertical appelé thermocline. Cette thermocline concerne les isothermes 10°C à 23°C et constitue une caractéristique permanente de l'océan tropical, isolant ainsi les eaux superficielles des systèmes intermédiaires (à partir de 400 mètres) et profonds (DELCROIX et MASIA., 1989).

Une deuxième particularité apparaît nettement sur l'ensemble des coupes thermiques et concerne la pente des isothermes. Entre la zone équatoriale et une latitude moyenne centrée autour de 20° Sud, leur inclinaison reflète une augmentation de la température pour une profondeur constante, ainsi qu'en témoigne par exemple le tracé de l'isotherme 20°C, présent vers 200 mètres au nord des Marquises et vers 250 mètres à 20° Sud. Cette pente résulte de l'activité de l'upwelling équatorial qui agissant comme une pompe, aspire les eaux subsuperficielles et déforme le champ thermique océanique de la couche 0-300 mètres. A l'inverse, au Sud de 20° Sud, la pente des isothermes s'infléchit vers la surface traduisant le plus faible contenu thermique des eaux au Sud du tropique. En Octobre 1987 les isothermes sont proche de l'horizontale, ce qui traduit un enfoncement de la thermocline au nord de 15° Sud, contrecoup de l'arrêt de la divergence des eaux équatoriales et donc de l'upwelling associé, au cours du 1er semestre 1987.

La zone étudiée par les missions HYDROPOL est donc caractérisée par la présence d'eaux superficielles chaudes à faible amplitude thermique annuelle et inter-annuelle. La moitié nord entre 5° Sud et 20° sud, représente le système tropical sensu stricto avec son contenu thermique très élevé. Cette couche de surface représente l'extension la plus orientale du réservoir océanique de chaleur dont la partie centrale est située dans la zone Nouvelle-Guinée, Salomon. Au Sud de 20° Sud le refroidissement hivernal se traduit par une remontée des isothermes de subsurface et un amincissement de la couche chaude superficielle.

Dans le plan vertical, l'ensemble de la zone étudiée apparaît ainsi comme un système à deux couches stratifiées en température : le système superficiel chaud ($T > 24^{\circ}\text{C}$) et le système intermédiaire froid ($T < 8^{\circ}\text{C}$) au-delà de 500 mètres de profondeur. Entre ces deux couches, une thermocline permanente, beaucoup plus resserrée au nord des Marquises qu'au Sud, constitue une barrière thermique qui reflète la séparation des deux systèmes et donc la faiblesse de leurs échanges thermiques.

3.1.2. - Salinité (unite PSU)

Dans la zone concernée par les missions HYDROPOL la salinité de surface est supérieure à 36 et maximale entre les latitudes 13 et 20° Sud. Au nord de 7° Sud (zone équatoriale) et au sud de 25° Sud (zone subtropicale) la salinité de surface est généralement inférieure à 35,6 et présente une variabilité inter-annuelle de l'ordre de $\pm 0,2$. La présence de la poche d'eau salée dont la salinité peut atteindre en surface 36,3 sur le méridien 140°W est à l'évidence une conséquence de la forte évaporation de cette région océanique soumise à un ensoleillement fort, une nébulosité faible et un alizé régulier. La corrélation entre la valeur de la salinité et la somme Evaporation/Précipitation (E-P) est ainsi supérieure à 0.8 (DELCROIX et HENIN, 1989) dans l'ensemble du Pacifique tropical central. Sur les Tuamotu la valeur E-P est supérieure à 60 cm/an (Rapport annuel Service Météorologique).

La prépondérance de l'évaporation sur les précipitations est particulièrement marquée dans la partie orientale de la zone étudiée, qui échappe presque totalement à l'influence de la Zone de Convergence des Alizés (Z.C.P.S.). Cette zone de convergence des vents est caractérisée par une forte nébulosité et des précipitations importantes et s'étire à partir de la Mer des Salomon jusqu'à l'Archipel de la Société (Tahiti) et des Australes (Rapa). La région des Tuamotu du Nord et de l'Est est donc peu touchée par cette zone de perturbations frontales. De ce fait elle s'inscrit à l'intérieur de la zone aride du Pacifique Central et Oriental, caractérisée sur le plan hydrologique par la présence de fortes salinités dans la couche superficielle de mélange : ainsi un noyau à salinité maximale (36,2 à 36,5) occupe le niveau 50 à 200 mètres de profondeur entre les latitudes 20° et 10° Sud. Le système ainsi individualisé correspond à l'Eau Tropicale Sud, eau type ayant la salinité la plus élevée de l'océan Pacifique et dont la zone de formation correspond à la zone où le bilan E-P est maximal.

La forte salinité acquise par l'Eau Tropicale Sud (E.T.S.) entraîne la plongée ou convergence de cette eau au fur et à mesure qu'elle se forme, ce qui explique qu'à 140°W le noyau à salinité maximale soit présent en subsurface. La géométrie de ce noyau salé de l'E.T.S., bien représentée par l'enveloppe isohaline 36,2, indique une déformation de celui-ci, sous forme d'une élongation en direction de l'équateur au sein de la couche 100-200 mètres. On retrouve là encore l'effet d'aspiration des eaux subsuperficielles sous l'effet de l'upwelling équatorial et de la convergence d'EKMAN qui l'entretient latéralement. Ce processus n'apparaît pas en Mars 1987 pendant une situation ENSO ; le noyau salé subsuperficiel se maintient dans les limites de latitude où il a été créé sans déformation ni étirement en direction de l'équateur.

Au sud du tropique Sud, la diminution rapide de la salinité avec les latitudes croissantes, bien montrée par le resserrement des isohalines 35,8 à 35,4, tend à instaurer un front halin méridien séparant les eaux tropicales salées des eaux subtropicales. (Données confirmées par les cartes bimestrielles publiées par MONTEL et col. 1990).

En profondeur l'isohaline 35 se situe entre 250 et 450 mètres à l'intérieur de la thermocline. L'eau de salinité inférieure à 34,6 qui occupe le niveau 400 mètres et au-delà est appelée Eau Antarctique Intermédiaire car elle est issue de la convergence antarctique (vers 50-60° Sud) d'où elle s'enfonce en direction du tropique.

3.1.3. - Densité

Calculées à partir des valeurs de température et de salinité, les densités sont exprimées soit en kg/m^3 , soit en anomalie de volume spécifique (décilitre/tonne). La structure d'ensemble révèle une zone océanique tropicale stratifiée avec des gradients verticaux contrôlés pour l'essentiel par la température. La couche de mélange apparaît homogène, avec une densité égale ou inférieure à 1025, ce qui traduit le fait que les eaux tropicales de surface flottent sur un système subsurface thermorégulé. Entre 100 et 400 mètres les lignes d'égale anomalie de valeur spécifique (ou isanostères) se déploient dans un plan horizontal, visualisant ainsi une pycnocline permanente. Celle-ci constitue une barrière de densité qui s'oppose aux échanges entre les eaux intermédiaires antarctiques (400 et 1000 mètres) de profondeur et le système tropical de surface.

De part et d'autre de la bande tropicale les isanostères de la couche superficielle ont tendance à basculer dans le plan vertical : cette distribution reflète l'enfoncement des eaux salées formées en surface au nord du tropique ; au sud de celui-ci c'est le refroidissement thermique hivernal qui contrôle la tendance à l'homogénéisation de la couche superficielle de mélange.

3.2. - Les sels nutritifs dissous et les paramètres non conservatifs

3.2.1. - Phosphate minéral (PO_4)

La distribution du phosphate minéral dissous est caractérisée par sa quasi absence dans la couche superficielle au sud de l'archipel des Marquises (14° Sud) où l'isoplethe 0,2 mmol/m^3 apparaît en surface. Au sud de 15° Sud les teneurs de la couche 0-200 mètres sont de l'ordre de 0,1 mmol/m^3 , ce qui constitue un minimum océanique mondial. Au nord de l'archipel des Marquises (10° Sud), un enrichissement relatif se traduit par des valeurs en surface comprises entre 0,2 et 0,5 mmol/m^3 . Ce phénomène est lié à l'activité de l'upwelling équatorial qui fait remonter vers la surface, des eaux dont les teneurs en phosphate vont de 0,4 à 0,8 mmol/m^3 et peuvent dépasser 1 mmol/m^3 dans l'axe de la divergence (FEELY et col., 1987).

L'influence de l'upwelling équatorial est bien illustrée par la pente des isoplèthes de phosphate de subsurface : à partir de 200 mètres de profondeur et de la latitude du tropique, ces isoplèthes tendent à se rapprocher de la surface et alimentent la divergence équatoriale, visualisant ainsi la remontée des eaux induites par le pompage d' EKMAN. Dans la partie tropicale proprement dite, entre 15 et 25° Sud les isoplèthes de phosphate ont une immersion maximale qui entraîne leur disparition quasi totale de la couche euphotique. Au Sud du tropique une lente réaugmentation des teneurs de surface indique la transition avec un système subtempéré moins épuisé en sels nutritifs. Dans la partie subsuperficielle correspondant à la thermocline (200-450 mètres) le gradient vertical de phosphate dissous est élevé et atteint 0,2 mmol/50 mètres. Ces valeurs sont bien représentatives de la zone de transition entre l'eau tropicale de surface très pauvre en phosphate (oligotrophie) et l'Eau Antarctique Intermédiaire qui en possède de fortes teneurs (1,5 à 2,0 mmol/m³).

3.2.2. - Nitrate minéral (NO₃)

La distribution du nitrate est assez semblable à celle du phosphate, ce qui est une conséquence logique du fait que les sels nutritifs dissous participent, selon des rapports stoechiométriques constants, aux grands cycles de production et à la régénération de la matière organique. Les eaux tropicales de surface sont tout aussi épuisées en nitrate qu'en phosphate, les valeurs inférieures à 0,1 mmol/m³ mesurées au sud de 15° Sud constituant une limite inférieure analytique. La zone la plus oligotrophe est centrée autour de 20° Sud, latitude où l'isoplèthe 0,5 mmol/m³ atteint la profondeur de 200 mètres. A partir de ce niveau une rapide et régulière croissance des valeurs avec la profondeur traduit la présence de la nitracline, couche de transition entre le système de surface épuisé en nitrates et l'Eau Antarctique Intermédiaire dont les teneurs dépassent 20 mmol/m³ à partir de 400-500 mètres. La transition entre la couche euphotique tropicale très oligotrophe et les eaux situées au nord de l'archipel des Marquises prend la forme d'un resserrement des isoplèthes 0,2 à 1 mmol/m³ dans la bande de latitude 15 à 10° Sud. Pour l'ensemble des campagnes, la position moyenne de ce front de nitrate se situe autour de 13° Sud, latitude qui correspond également à la limite sud du Contre Courant des Marquises. Il existe ainsi une corrélation entre la dynamique du système de surface et sa richesse en sels et sels nutritifs dissous.

Les eaux situées entre 15 et 25° Sud (Eau Tropicale Sud) ont une forte salinité et des teneurs en phosphate et nitrates minimales, toutes caractéristiques qui témoignent de leur appartenance au grand gyre anticyclonique du Pacifique Central Sud. Les eaux situées au nord de 13° Sud appartiennent soit à un contre courant coulant vers l'Est, soit représentent la limite d'extension la plus Sud du système équatorial upwellé ; elles sont moins salées et très significativement moins pauvres en sels nutritifs. Les nitrates dissous peuvent dépasser 6 mmol/m³ dans l'axe de la divergence équatoriale.

3.2.3. - Nitrite (NO₂)

Leur distribution horizontale et verticale est très différente de celle des nitrates avec lesquels ils sont étroitement liés à travers les processus d'oxydo-réduction qui contrôlent le cycle de la matière azotée. A ce titre, la phase nitrite, située entre le niveau d'oxydation/reminéralisation ultime, représentée par la molécule nitrate et des phases plus réduites comme la molécule ammoniacque, constitue un état intermédiaire, plus fugace et plus labile que les autres sels nutritifs. Sa distribution spatio-temporelle, dans la zone étudiée par le MARARA se résume à l'existence de poches entre 100 et 250 mètres de profondeur i. e., au début de la nitracline.

En suivant l'analyse de OUDOT et WAUTHY (1976) portant sur le système du Pacifique Ouest on peut admettre que la présence de nitrite reflète un stade inachevé de reminéralisation/oxydation des matières organiques azotées. Ce modèle s'appuie sur le fait qu'il y a concordance entre la position de la poche à nitrite et celle du sommet de la thermocline qui vers 150-200 mètres joue le rôle de barrière de densité : les particules organiques détritiques issues de la zone euphotique s'enfoncent par gravité et tendent à s'accumuler sur la barrière pycnoclinique où elles subissent une reminéralisation bactérienne intense, consommatrice d'oxygène. Ce processus libère des nitrites à un niveau qui paraît proche du sommet de la nitracline. L'existence de nitrite libre postule ainsi que la production océanique sus-jacente soit importante et qu'un processus physique passif (gravité) ou dynamique (convergence) tende à favoriser une accumulation de matière organique sur une barrière de densité (pycnocline). Ces données HYDROPOL montrent une absence de poche à nitrite au Sud de la latitude 15° Sud, zone déjà reconnue comme très appauvrie en sels nutritifs et dont la productivité primaire ne peut être que très basse. Des teneurs en nitrite de l'ordre de 0,3 mmol/m³ sont présentes en surface au sud de l'archipel des Marquises et atteignent 1 mmol/m³ au nord de cet archipel. Cette distribution confirme l'influence des eaux riches originaires de l'upwelling équatorial et sous-tend l'existence, autour des latitudes 10 à 5° Sud d'un mécanisme actif de convergence (probablement associé à la position du contre courant des Marquises).

3.2.4. - Silicate minéral (SiO₄)

Sa répartition est très semblable à celle du nitrate et souligne les grands traits de cette zone, au plan physico-chimique et des facteurs de contrôle de la production primaire. Les teneurs sont très faibles et de l'ordre de 0,5 mmol/m³ du sud de 13° Sud à 29° Sud ; elles augmentent de façon régulières à partir de 10° Sud en direction de la zone équatoriale. En profondeur, les isoplèthes 5 et 10 mmol/m³ ne sont présentes que dans le nord de la zone étudiée, leur immersion dépassant 500 mètres dans la partie centrale du gyre tropical. Les teneurs en silice dissoute peuvent dépasser 5 mmol/m³ dans l'axe de la divergence équatoriale.

3.2.5. - Oxygène dissous (O₂)

Ce gaz intervient directement dans les processus d'oxydation des matières détritiques et de respiration des organismes vivants (consommation) et est libéré dans la couche euphotique par la photosynthèse chlorophyllienne (production). Les échanges physiques air-océan à travers la pellicule de surface tendent également à maintenir un état d'équilibre imposé par la thermodynamique et proches des valeurs de saturation, fonction de la température et de la charge ionique.

Dans la zone étudiée, la répartition de l'oxygène dissous est caractérisée par l'existence de fortes valeurs dans la couche de surface et à toute profondeur au niveau du Tropique. Ainsi à 20° Sud, la teneur moyenne 0-500 mètres est de 4 ± 0,4 ml/l, ce qui signifie que l'eau du gyre est proche de la valeur de saturation. Les processus d'oxydation/reminéralisation sont donc très faibles par manque de matières à oxyder et confirment la grande faiblesse d'une production primaire limitée à son plus bas niveau par manque de sels nutritifs. Au nord des Marquises (10° Sud) un minimum profond (350 à 500 mètres) apparaît nettement et implique une consommation très significative d'oxygène.

Des considérations portant sur la géostrophie du Pacifique sud (WAUTHY, 1986) permettent de définir cette eau comme provenant de la côte du Pérou où elle a subi un upwelling accompagné d'une production primaire intense et d'une forte consommation d'oxygène en subsurface (JACQUES et TREGUER, 1985). Dans son extension vers le Pacifique Central, où elle est progressivement recouverte par une épaisseur croissante d'eau incluse dans le Courant Equatorial, l'important contenu détritique et organique de cette eau du Pérou est reminéralisé par les bactéries.

Cette reminéralisation entraîne une consommation corrélative en oxygène dissous. Dans le coeur de cette eau du Pérou, les teneurs en oxygène sont inférieures à 1,8 ml/l, et les sels nutritifs sont très significativement plus élevés que dans les eaux adjacentes du même niveau. Dans l'horizon subsuperficiel, vers 200 mètres de profondeur, le fort gradient vertical en oxygène dissous (4 à 2,8 ml/l) observé au niveau de l'archipel des Marquises est étroitement associé à l'existence du noyau principal de la poche à nitrite, ce qui confirme l'hypothèse précédente sur le processus générique de ce nitrite.

3.2.6. - pH

Ce paramètre sans dimension peut être relié au précédent dans la mesure où il constitue un indicateur de l'état d'équilibre du système gaz carbonique-carbonate. Une eau riche en matière détritique où les processus d'oxydation sont importants sera le siège d'une émission in situ de CO₂ et son pH aura tendance à baisser. A l'inverse une eau où le CO₂ est contrôlé de façon prépondérante par les échanges physiques atmosphère-océan aura une teneur en carbone minéral faible, une teneur en oxygène proche de la saturation et un pH élevé. C'est le cas de la zone située au sud des Marquises où le pH dépasse 8,3 à l'intérieur de la couche euphotique. Le pH diminue ensuite de façon monotone avec la profondeur, jusque vers 7,9 à 500 mètres. A 10° Sud un minimum relatif autour de pH = 7,8 marque la présence de l'eau profonde originaire du Pérou.

3.2.7. - Chlorophylle a.

Bien que toutes les campagnes (HYDROPOL) n'aient pas inclus la détermination de la chlorophylle-a, la distribution de ce pigment traceur de production primaire est bien corrélée à celle des sels nutritifs dissous. La zone centrale au sud de 15° Sud est très pauvre en chlorophylle avec moins de 0,1 mg/m³ (figure 8). Dans l'ensemble de cette zone tropicale un maximum relatif profond situé vers 100-140 mètres (0,3 à 0,6 mg/m³) pourrait indiquer un stade optimal de développement phytoplanctonique à un niveau alimenté par la diffusion vers le haut des sels nutritifs profonds et recevant encore un reliquat du quantum énergétique solaire. Une autre hypothèse, qui paraît plus en accord avec les caractéristiques d'ensemble de la zone, est que ces pigments sont inclus dans la masse particulaire phytoplanctonique qui s'enfonce et tend à s'accumuler sur le haut de la pycnocline. Dans ce cas, la fraction dégradée originaire de ces pigments, la phaeophytine, devrait être plus importante que dans les couches supérieures, ce qui est effectivement le cas; le rapport phaeophytine/chlorophylle est maximal entre 120 et 180 mètres.

3.3. - Esquisse du Pacifique Central Sud

3.3.1. - Le grand gyre sud

Les caractéristiques majeures de la zone parcourue par le MARARA ressortent nettement comme suit :

- présence dans la couche superficielle de mélange (0-200 mètres) d'une eau type à salinité maximale, appelée Eau Tropicale Sud. Cette eau est bornée par les latitudes 10 et 25° Sud et se trouve incluse à l'intérieur du grand gyre anticyclonique du Pacifique Central Sud dont la pérennité est assurée par le différentiel de pression entre l'anticyclone de l'île de Pâques, les basses pressions équatoriales et le système de vents alizés qui en résulte. Cette Eau Tropicale Sud possède des teneurs en sels nutritifs dissous extrêmement basses et proches des limites de détection des moyens analytiques utilisés ; ce caractère oligotrophe atteint son stade extrême à l'intérieur de la bande tropicale (18 à 23° Sud) où le début de la nutricline n'apparaît pas avant 150-200 mètres de profondeur ; la couche de mélange y est d'autant plus épuisée en sels nutritifs et en particules que le processus de downwelling (plongée des eaux sursalées) est intense.

Ainsi pour PHILANDER (1987) " un modèle de circulation globale de l'Océan Pacifique Tropical formé par un champ de vent contrôlé par les fluctuations saisonnières, montre que le cycle upwelling équatorial-downwelling aux latitudes tropicales joue un rôle central prépondérant".

- la couche éclairée se trouvant ainsi pratiquement dépourvue de sels nutritifs a une production primaire très basse, ainsi qu'en témoignent les valeurs de chlorophylle-a, inférieure à $0,1 \text{ mg/m}^3$, et qui placent cette zone centrale tout au bas de l'échelle des potentialités productives de l'océan mondial (PENA et col., 1990). Intégrée sur l'ensemble de la couche euphotique, la teneur en chlorophylle-a est de l'ordre de 30 mg/m^2 . Les autres paramètres non conservatifs, associés aux sels nutritifs dans l'expression de la fertilité de la zone, comme l'oxygène dissous ou le pH, confirment le caractère très oligotrophe au sud de la latitude 13° Sud. Des données par satellite (couleur de l'océan) montrent que cette latitude marque visuellement la limite entre les eaux d'origine équatoriale et les eaux pauvres du Sud (DUPOUY-DOUCHEMENT, Communication personnelle).

- cette latitude correspond ainsi à une limite dynamique (frontière sud du Contre Courant des Marquises) et à une limite écologique (zone de contact/convergence entre les eaux oligotrophes du gyre central et les eaux originaires de l'upwelling équatorial) ; au nord de 13° Sud et de l'archipel des Marquises, l'influence croissante de l'upwelling équatorial se traduit dans la couche euphotique par des teneurs en sels nutritifs et en chlorophylle-a de plus en plus fortes. En subsurface, à partir de 200 mètres de profondeur, le basculement des isolignes vers la surface traduit la vigueur du pompage d'ÉKMAN processus dynamique de contrôle de l'upwelling, lié à la force des alizés sur la bande équatoriale et à la vitesse du Courant Equatorial (figure 9),

- lorsque au cours d'une période d'anomalie hydroclimatique ENSO, la disparition des alizés puis de la dérive Ouest du Courant Equatorial entraîne la disparition de l'upwelling équatorial, les eaux concernées ne sont plus alimentées en sels nutritifs neufs et tendent à devenir aussi oligotrophes que les eaux tropicales (BENDER et col., 1990). Dans le même temps on note un renforcement considérable de la contre circulation vers l'Est, depuis la zone Nord de l'équateur jusque vers 15° Sud (figure 10). Le champ d'isolignes tend à s'ordonner dans un plan horizontal et le processus de stratification thermohalin se renforce, tendant à créer un océan tropical très proche du modèle idéal à deux couches : une couche superficielle, d'épaisseur équivalente à celle de la couche éclairée, séparée des Eaux Antarctiques Intermédiaires (500 mètres et plus) par une pycnocline étalée et à gradient constant,

- pendant une anomalie hydroclimatique ENSO la thermocline tend à s'enfoncer à l'Est du Pacifique (côtes du Pérou) et au contraire à migrer vers la surface dans l'Ouest. Ce phénomène a été bien observé en 1983 et s'est traduit au large du Grand Récif Barrière Australien (Mer de Corail) par une remontée de plusieurs dizaines de mètres de la thermocline et donc par une diminution de l'épaisseur de la couche de mélange chaude et oligotrophe. En Polynésie, l'augmentation du contenu thermique océanique a entraîné au 1er semestre 83 un épaissement de la couche de mélange et donc un enfoncement concomitant de la thermocline.

3.3.2. - L'environnement océanique des îles et atolls

Des prélèvements et mesures ponctuelles effectués à proximité immédiate des atolls et au-dessus des tombants coralliens de ceux-ci n'ont jamais fournis d'indication positive de la présence d'effet d'île dynamique : le champ océanique ne semble pas perturbé par la présence de ces obstacles ponctuels, résultat en accord avec ce qui a été dit sur l'importance et la constance de la stratification thermohaline de cet océan tropical. Des résultats du même ordre ne montrant aucun effet de turbulence, remontée d'isolignes ou upwelling ponctuel autour des atolls, ont été obtenus par le CORIOLIS lors de la mission TATU en 1985. Les 6 missions d'hydrologie faites en 1982-1983 sur le tombant Nord de TAHITI (Opération Energie Thermique des Mers, KESSLER et MONBET 1984) n'ont révélé aucun mouvement d'advection verticale : la stratification thermohaline est permanente et les chaînes de thermistance mouillées pendant 18 mois sur des fonds de 50, 200 et 800 mètres n'ont révélé aucune anomalie thermique, quelle que soit la direction et la force des courants et des vents. Quant aux ondes internes elles se manifestent par une déformation du champ océanique subsuperficiel avec une amplitude maximale d'une cinquantaine de mètres : c'est donc un processus tout à fait insuffisant pour injecter des sels nutritifs neufs des basses couches de l'océan vers la couche oligotrophe de surface.

L'absence d'observation d'effets d'île dans le Pacifique Tropical Central peut conduire à 3 remarques :

a) La force des courants, généralement inférieure à 0,5 m/s est insuffisante pour créer des vortex ou tourbillons dits de VON KARMAN. En terme de nombre de REYNOLDS (rapport de l'inertie à la viscosité), cela signifie que celui-ci reste inférieur à 10 ; il devrait dépasser 50 pour que des tourbillons puissent commencer à apparaître en surface, sous le courant de l'île.

On peut néanmoins imaginer que dans des situations dynamiques intenses, très fort champ d'alizés ou coup de vent d'Ouest prolongé, des accélérations locales de courant (de 1 à 1,5 m/s) puissent générer une amorce de système tourbillonnaire : la grande épaisseur de la couche de mélange (100 à 150 mètres) interdirait à ces turbulences de modifier de façon significative la distribution pycnoclinique et nutriclinique de la couche euphotique. En dehors de la zone intertropicale stratifiée de nombreux exemples de tourbillons, vortex et effets d'îles dynamiques créant des domings et upwellings ont été observés aux latitudes moyennes (30° à 45°): ces perturbations locales sont toujours accompagnées d'une augmentation de la charge en sels nutritifs, de la chlorophylle et sont donc aisément identifiables (TAKAHASHI et al, 1986).

b) La figure 11 montre l'effet du passage du cyclone VEENA à TAHITI en Avril 1983 (KESSLER et MONBET, 1984) où les vents ont atteint 150 à 200 km/h. Le signal thermique négatif dû au pompage des calories océaniques par le cyclone est bien visible, mais la stratification thermique de la couche de mélange reste inchangée après ce passage du cyclone ; de plus aucune advection verticale ou enrichissement en sels nutritifs n'a été décelé, confirmant qu'aucun effet d'île à potentialité biologique positive n'est possible dans cette zone tropicale.

c) Un effet de lagon appelé "décharge lagonaire" est cependant souvent noté au droit des passes lorsque le courant est dans le sens lagon-océan : les eaux lagonaires, plus chargées en plancton et particules sestoniques que les eaux océaniques, sont facilement repérables par le panache qu'elles forment; Cet effet peut être renforcé dans les îles hautes par les apports terrigènes issus du ruissellement sur les pentes : après de fortes pluies, les eaux turbides rougeâtres peuvent alors former un panache s'étirant sur plusieurs kilomètres dans l'océan.

La possibilité d'une fixation de l'azote atmosphérique par les espèces phytoplanctoniques a été évoquée au tout début de l'océanographie tropicale. Les travaux récents montrent que cette voie est peu prometteuse : KNAPP et al., (1986) écrivent "We show that the effects of atmospheric deposition are insignificant". De leurs travaux dans le gyre tropical du Pacifique Nord, symétrique du gyre tropical Sud, VILLAREAL et CARPENTER (1989) concluent "Nitrogen fixation could not be demonstrated either in "in situ" incubation or under-N-poor culture conditions". Quant aux aérosols, leurs teneurs en éléments nutritifs sont, dans l'ensemble du Pacifique, extrêmement basses et constituent des minima mondiaux. Ainsi le nitrate (aérosol) est de l'ordre de 0,09 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ dans le Pacifique Sud, soit 30 fois moins élevé qu'en Méditerranée (figure 12).

Les abords des îles des Marquises et leurs baies encaissées sont occupées par des eaux où les teneurs en chlorophylle et en sels nutritifs sont beaucoup plus élevées qu'au large : il s'agit là effectivement d'un effet d'île très spectaculaire et unique dans le Pacifique intertropical et qui a fait l'objet de plusieurs publications depuis 30 ans (JONES, 1962). Les missions HYDROPOL nous ont permis d'étudier ces baies de façon détaillée et de proposer un modèle rendant compte de cet effet d'île : ce modèle est basé sur la redécouverte d'un récif barrière ennoyé par 95 mètres de profondeur (WAUTHY, et col., 1988) et qui continue à être le siège d'un endo-upwelling géothermique (ROUGERIE et WAUTHY, 1986). Les sels nutritifs neufs fournis par ce processus et ne pouvant être consommés par un écosystème corallien absent à cause de la profondeur, sont utilisés par le phytoplancton libre qui se trouve ainsi dans un état de bloom permanent, dont la vigueur, exprimée par des teneurs en chlorophylle supérieures à 1 mg/m^3 , est équivalente à celle de l'upwelling équatorial.

3.3.3. - Le champ de courant moyen

La zone subtropicale située au Sud de l'archipel des Australes est peu connue mais a fait l'objet de campagnes du MARARA et du CORIOLIS dans les années 1979 à 1981. Les données obtenues entre le tropique et 40° Sud (ROUGERIE et col., 1984) montrent que l'oligotrophie se maintient jusque vers 36° Sud. A partir de 38° Sud, une succession de petites convergences, associées à des fronts thermiques actifs marque la présence de la convergence subtropicale : cette convergence constitue la frontière entre l'extension la plus sud des eaux tropicales et les eaux tempérées, caractérisées par une température inférieure à 18°C et une salinité inférieure à 35 (figure 13). Au niveau de cette convergence et plus au Sud, les eaux sont riches en sels nutritifs, en plancton, en thons de surface et les albatros sont nombreux. Au nord de cette convergence et donc jusque vers 13° Sud les eaux sont extrêmement limpides, dépourvues de sels nutritifs et de plancton ; quant aux oiseaux ils sont discrets et ne peuvent trouver qu'une faible nourriture au sein de ce qui constitue en fait le plus grand désert de la planète océan (Cf. ANNEXE).

La figure 14 est une carte de la distribution moyennée de la salinité de surface. Le noyau à forte salinité ($S \leq 36,4$) visualise l'extension la plus ouest du gyre central, zone de formation de l'Eau Subtropicale Sud.

La figure 15 est une esquisse de situation moyenne, à partir des données de courant géostrophique (HYDROPOL 2 à HYDROPOL 7) et des données mesurées au profileur (HYDROPOL 8).

La circulation océanique de la couche de surface (0-200 mètres) porte franchement vers l'ouest du nord des Marquises à 4° Nord (courant Equatorial).

Elle porte également à l'ouest mais plus faiblement et avec de nombreuses inversions au niveau des Archipels de la Société et des TUAMOTU (courant Equatorial Sud). Ailleurs des veines de flux vers l'est sont quasi permanentes comme autour des Marquises (contre courant des Marquises) ou plus fluctuantes (Sud des TUAMOTU AUSTRALES). Les composantes méridiennes vers le Sud sont les mieux marquées, visualisant l'influence du gyre présent entre la polynésie et l'île de Pâques.

4. - REFERENCES ET SCHEMAS

- AMINOT (A.) et CHAUSSEPIED (M.), 1983
Manuel des analyses chimiques en milieu marin. CNEXO - BNDO/DOCUMENTATION
- BENDER (M.) and MC PHADEN (J.), 1990
Anomalous nutrient distribution in the equatorial Pacific in April 1988 : evidence for rapid biological uptake. Deep Sea Research. Vol. 37, n° 7, p. 1075-1084
- CAUCHARD (G.) 1985
Le climat - "Encyclopédie de la Polynésie" p. 57-72 - Vol. 1 - n° 4 - GLEIZAL MULTIPRESSE TAHITI
- DELCROIX (T.) and HENIN (Ch.), 1989
Mechanisms of subsurface thermal structure and sea surface thermohaline variabilities in the southwestern tropical Pacific during 1975-85. Journal of Marine Research, 47, p. 777-812
- DELCROIX (T.) et MASIA (F.) - 1989
Atlas des variations de températures et de salinité de surface du Pacifique Tropical (1969-1988). Rapports Scientifiques et Techniques. Sciences de la mer n° 2. Centre ORSTOM de NOUMEA, 151 p.
- DONGUY (J.R.), HENIN (Ch.), JARRIGE (F.) et ROUGERIE (F.), 1974
Esquisse dynamique et hydrologique du Pacifique Central Sud. Cahiers ORSTOM. Ser. Oceanogr., 12-2, p. 129-139
- DONGUY (J.R.), HENIN (Ch.) et ROUGERIE (F.), 1976
Les contre courants dans le Pacifique Tropical Sud-Ouest. Cah. ORSTOM, Ser. Oceanogr., Vol. 14, n° 1, p. 15-26
- DONGUY (J.R.), DESSIER (A.), DUPENHOAT (Y.) - 1989
Abnormal content displacement in the Pacific during the 1982-1983 ENSO event- Océanologica Acta - Vol. 12 - n° 3, p. 149-157
- FEELY (R.) et al., 1987
Distribution of chemical tracers in the eastern equatorial pacific during and after the 1982-1983 EL NINO/Southern Oscillation Event. Journal of Geophysical Research, Vol. 92, n° C6, p. 6545-6558
- JACQUES (G.) et TREGUER (P.) - 1986
Ecosystèmes pélagiques marins. MASSON - Paris, 243 p.

JONES (E.C.) - 1962
Evidence of an island mass effects upon the standing crop of zooplankton near the Marquesas islands. J. du Conseil Intern. pour l'explor. de la mer, 27, P. 223-232

KESSLER (M.) et MONBET (Y.) - 1984
Projet ETM TAHITI : résultats des études de Site. CNEXO.SDT.COB BREST, Vol. 1, 499 p.

KNAPP (A.), JICKELLS (T.), PSZENNY (A.), GALLOWAY (J.) - 1986
Significance of atmospheric derived fixed nitrogen on productivity of the SARGASSO Sea. NATURE, Vol. 320, N. 6058, P. 158-160.

MONTEL Y., MASIA F., GERARD R., WAIGNA P. - 1990
Température et salinité de la surface de la mer dans le Pacifique Central Sud. Cartes bimestrielles (1974-1989). Archives Sciences de la Mer. Océanographie physique n° 2 - 98 p. ORSTOM-NOUMEA.

OUDOT (C.) et WAUTHY (B.) - 1976
UPWELLING et dôme dans le Pacifique Tropical Occidental. Distribution physico-chimique et biomasse végétale. Cah. ORSTOM, Ser. Oceanogr., Vol. XIV, n° 1, p. 27-48

PENA (A.), LEWIS (H.) and HARRISON (W.) - 1990
Primary productivity and size structure of phytoplankton biomass at 135°W. Deep Sea Research. Vol 37, n° 2, P. 295-315

PHILANDER (S.) et al., 1987
Simulation of the seasonal cycle of the Tropical Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr., Vol. 17, n° 11, p. 1986-2002

RAMAGE (C.S.), 1970
Meteorology of the South Pacific Tropical and middle latitudes. Scient. Explor. of the South Pacific, p. 16-29, HAWAII

ROUGERIE (F.), LEBEAU (A.), GOURIOU (Y.) et RAYMOND (A.) - 1982
Relevés océanographiques du BCB "MARARA" dans le Sud Polynésien en 1979, 1980, 1981. Rapport CEA R 1555, 43p.

ROUGERIE (F.) et WAUTHY (B.) - 1983
Anomalies de l'hydroclimat et cyclogénèse en Polynésie en 1982-1983. MET-MAR., n° 121, p. 26-40, PARIS

ROUGERIE (F.) et WAUTHY (B.) - 1985
L'océan qui nous entoure. In "Encyclopédie de la Polynésie", p. 73-88, n° 5, GLEIZAL/MULTIPRESS, TAHITI

ROUGERIE (F.), MAREC (L.) et PICARD (E.P.) - 1982
Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine polynésienne pendant l'année 1981. Notes et Documents n° 18, 74 p., ORSTOM TAHITI

ROUGERIE (F.) et WAUTHY (B.) - 1986
Le concept d'endo-upwelling dans le fonctionnement des atolls-oasis. *Oceanologica Acta*,
vol. 9, n° 2, p. 133-148

TABATA (S.) - 1975
The general circulation of the Pacific Ocean. Part 1 : Circulation and volume transports.
Atmosphere, vol. 13, p. 133-168

TAKAHASHI (H.) and ATKINSON (L.) - 1986
Studies on regional upwellings in the IZU islands Arca - Cruise reports. Series N° 1, 70
p., University of TOKYO

THOUARD (M.) - 1986
Mode opératoire concernant l'utilisation d'un auto-analyseur II Technicon à bord du
MARARA. Rapport n° 271/SMSR/SESE

VILLAREAL (T.), CARPENTER (E.), - 1989
Nitrogen fixation, suspension characteristics, and chemical composition of
RHIZOSOLENIA mats in the Central North Pacific gyre. *Biol., Oceanogr.*, Vol. 6, n° 3-4,
p. 327-345.

WAUTHY (B.) - 1986
L'environnement océanique physique dans la zone de la CPS. PNUE : rapport mers
régionales n° 83, 91 p. CPS-SPEC-CESAP-NAIROBI

WAUTHY (B.), ROUGERIE (F.), RANCHER (J.) et THOUARD (M.) - 1988
Formations récifales et effet d'île par endo-upwelling autour des îles Marquises. Notes et
Documents *Oceanogr.*, n° 37, 36 p., TAHITI

WYRTKI (K.) - 1978
Monitoring the strength of Equatorial Currents from XBT sections and Sea land. *Journal
of Geophysical Research*, vol. 83, n° C4, p. 1935-40

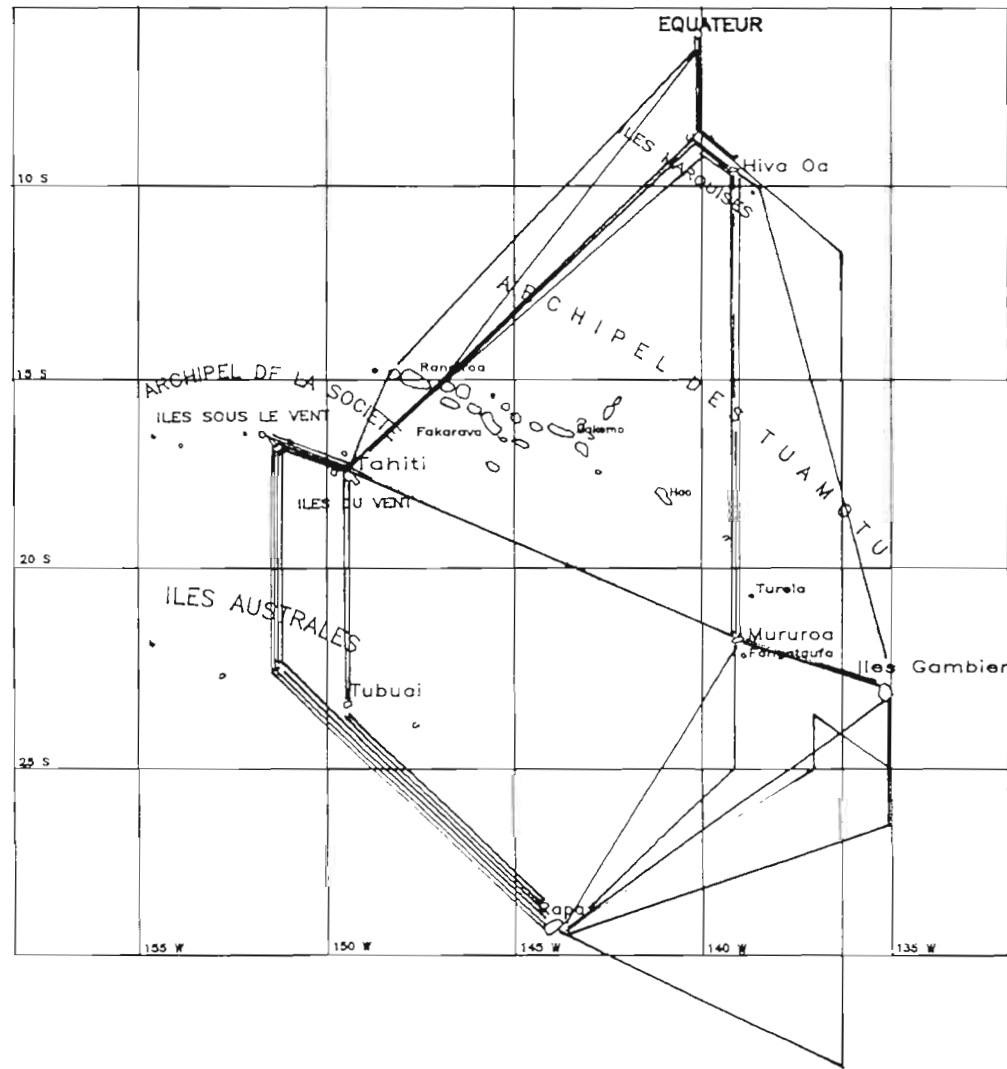


figure 0 : Routes suivies lors des différentes campagnes
oceanographiques d'HYDROPOL II à VIII
(avril 1986 à octobre 1989)

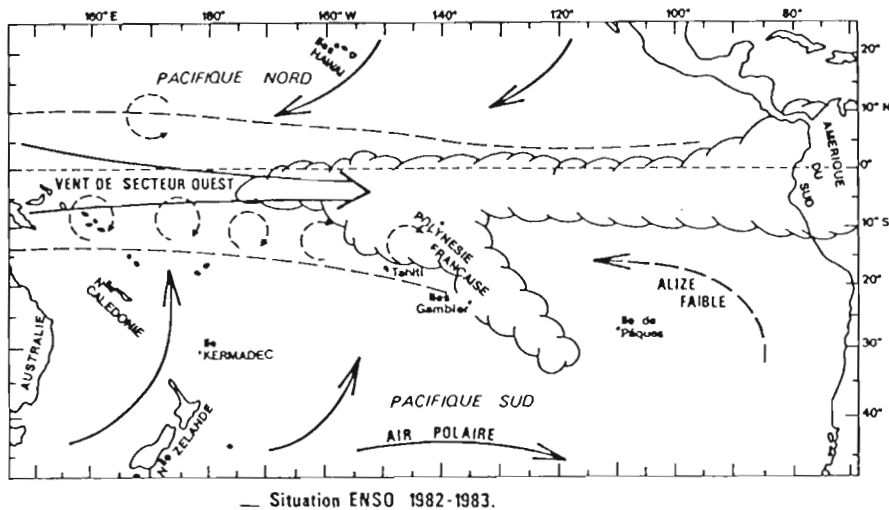
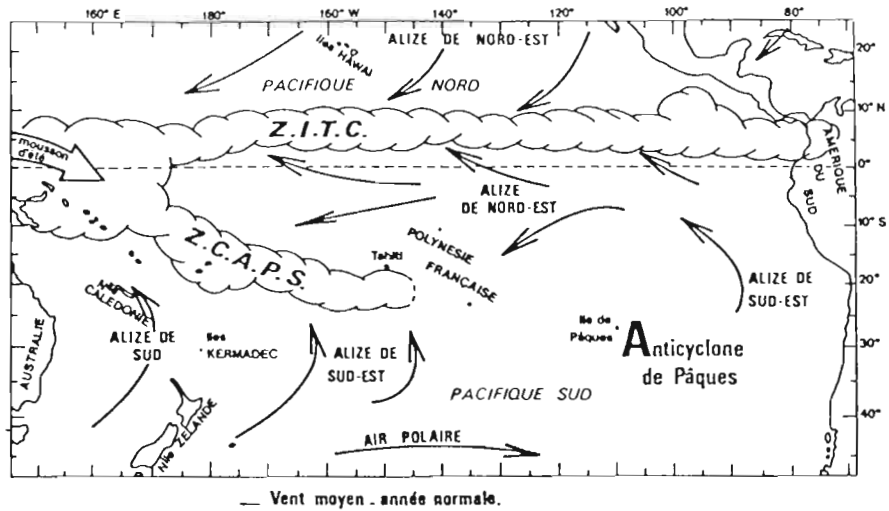


figure 1 : Vents en basse troposphère (0-5 km) et position des zones de convergence des alizés.

ZITC : zone intertropicale de convergence des alizés du pacifique.

ZCAPS : zone de convergence des alizés du Pacifique sud.

Ces zones de convergence sont des zones de calme plat et de fortes pluies et constituent les axes privilégiés d'écoulement vers l'est des contre-courants océaniques (courants de retour de l'eau accumulée à la bordure ouest du Pacifique).

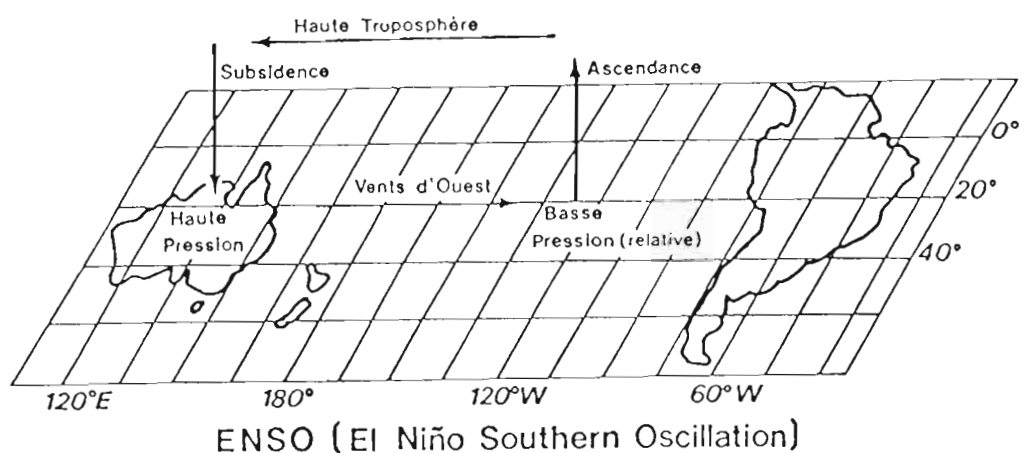
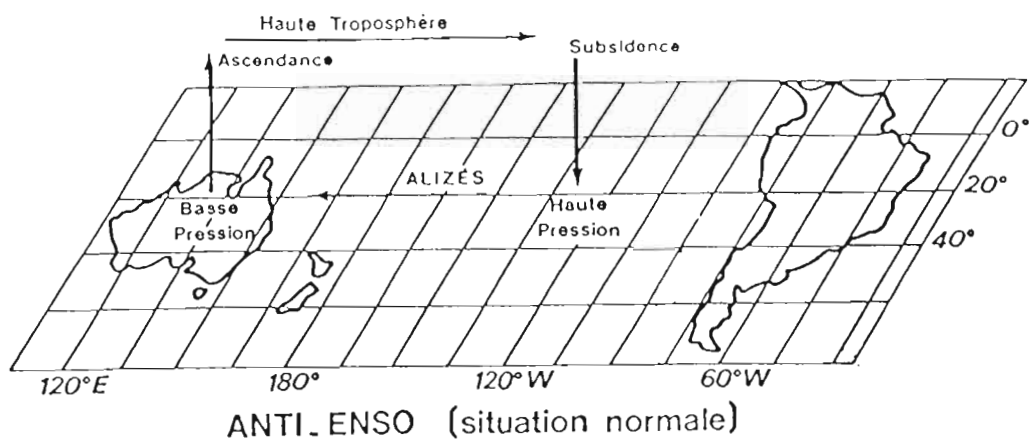


figure 2 :

Schéma du champ de vent sur le Pacifique sud entre la surface de la mer et la haute troposphère (15 km).

En situation normale, les vents alizés tentent de combler la différence de pression entre les hautes pressions centrées autour de l'île de Pâques et les basses pressions du nord de l'Australie. En situation anormale de type ENSO (El Nino Southern Oscillation), qui s'observe 1 à 2 fois par décennie, cette circulation tend à s'inverser et déclenche (jusqu'en Polynésie) de puissants vents d'ouest favorables à la cyclogénèse.

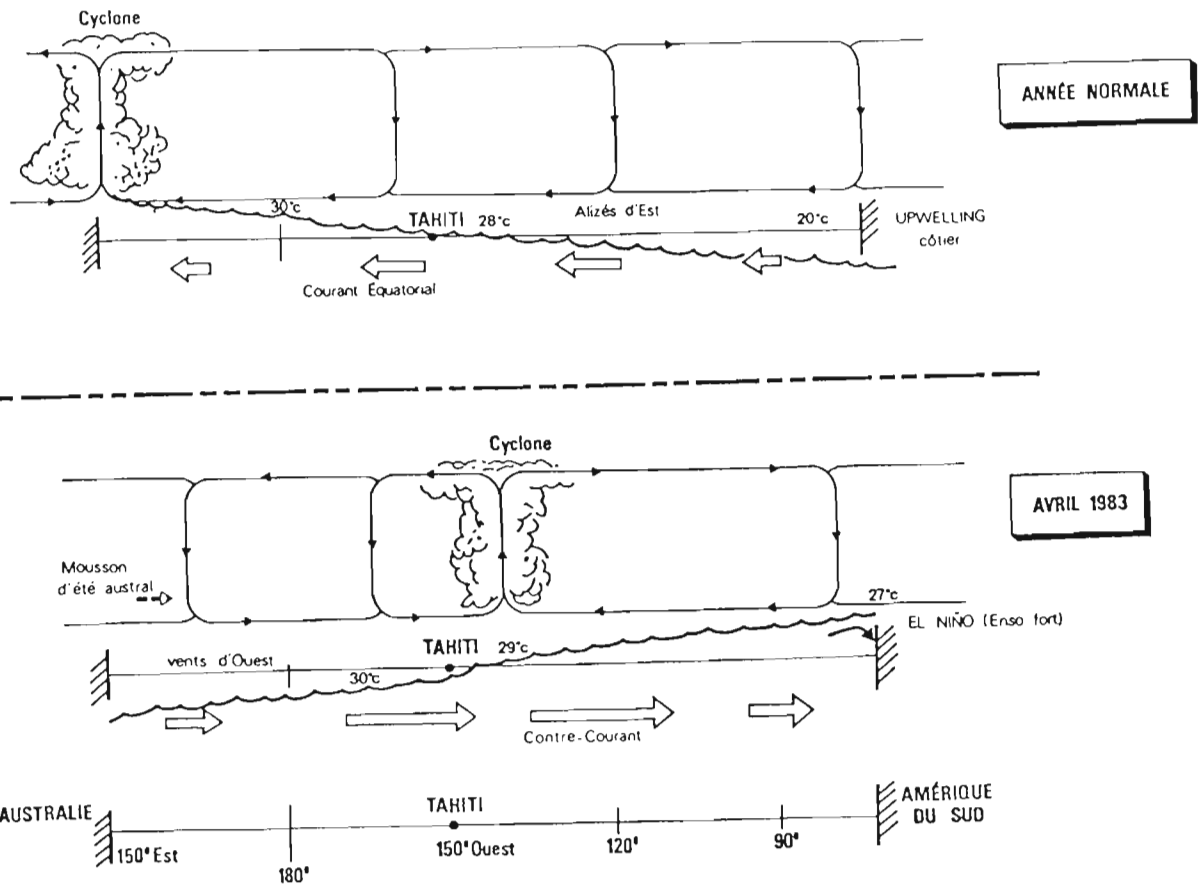


figure 3 :

Situation hydroclimatique normale et de type ENSO fort.

En situation normale, la tension des vents alizés entraîne une accumulation d'eau dans l'ouest du Pacifique, ce qui se traduit par une surélévation du niveau océanique moyen.

En période d'ENSO fort, la disparition des alizés est accompagnée par un reflux vers l'est du volume précédemment accumulé dans l'ouest Pacifique qui subit alors une baisse de niveau pouvant atteindre 30 cm; cette inversion de la pente océanique tend à submerger les côtes du Pérou, touchées par ailleurs par le courant chaud El nino.

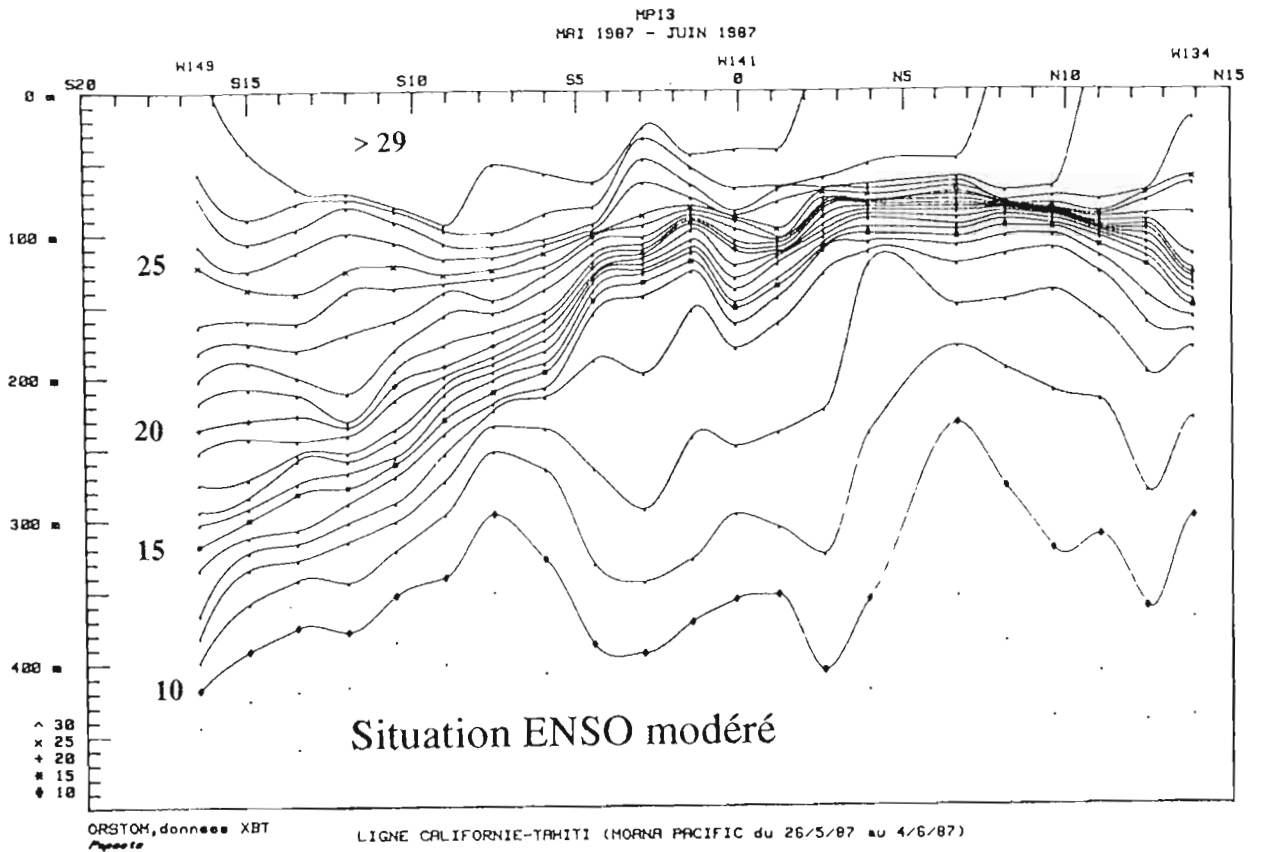
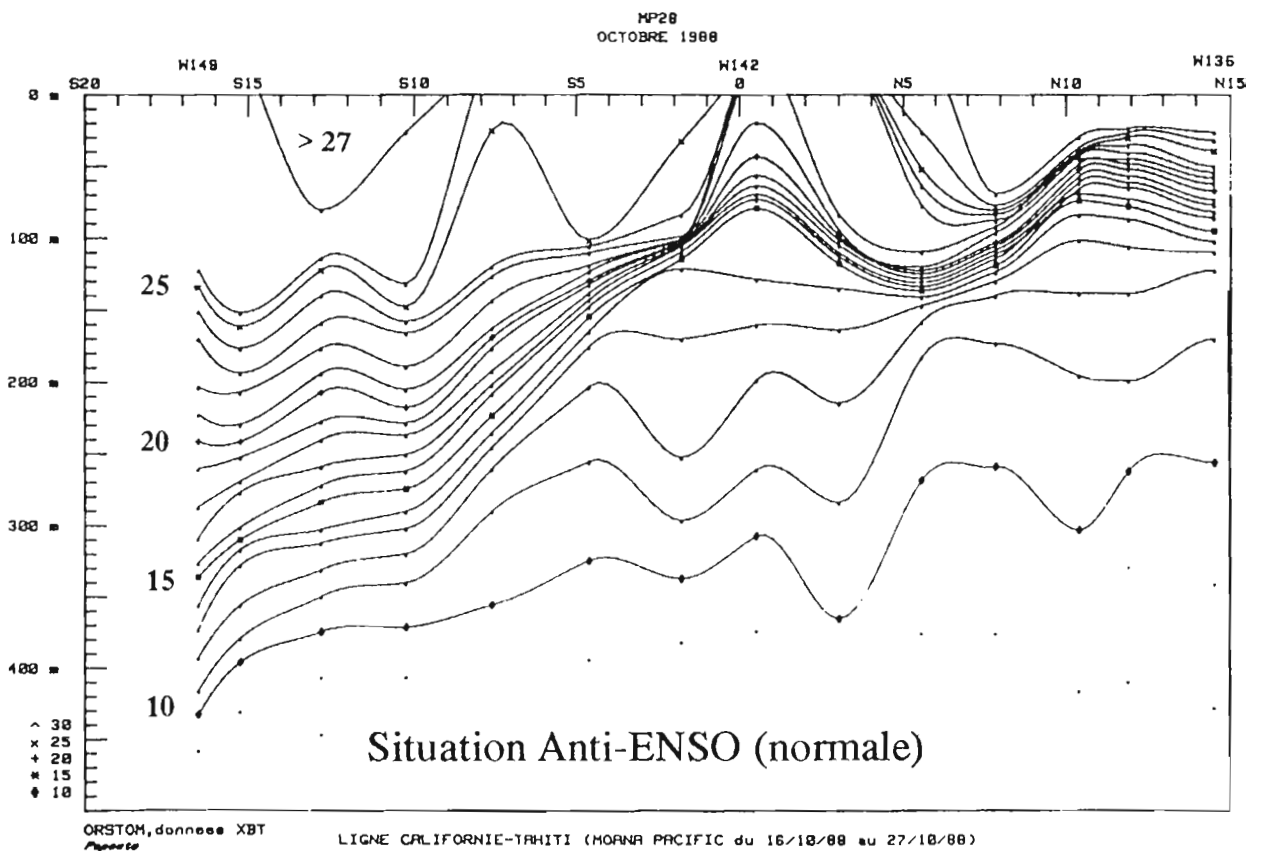
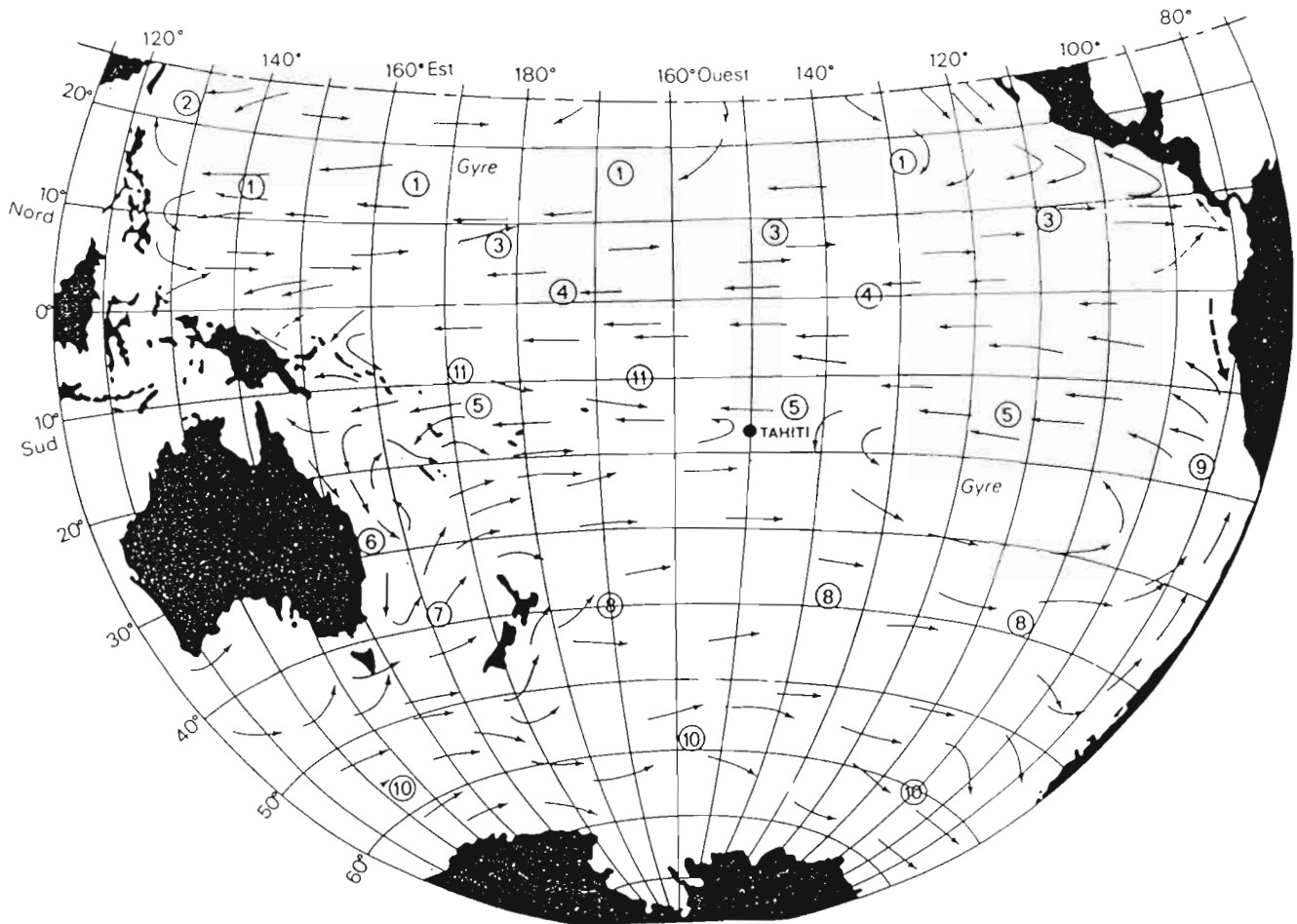


figure 4 :





- | | |
|---|---|
| 1 Courant Équatorial Nord (C.E.N.) | 7 Courant Tasmanien |
| 2 Kuroshio | 8 Courant du Pacifique Sud |
| 3 Contre-Courant Équatorial Nord (C.C.E.N.) | 9 Courant du Pérou |
| 4 Courant Équatorial (C.E.) | 10 Courant Antarctique Circumpolaire |
| 5 Courant Équatorial Sud (C.E.S.) | 11 Contre-Courant Équatorial Sud (C.C.E.S.) |
| 6 Courant Est-Australien | ← - - - EL NIÑO (non permanent) |

figure 5 :

Carte des courants océaniques de surface dans le Pacifique équatorial et sud.

La vitesse des courants est comprise entre 0,2 et 1 m/s et leur direction subit par rapport au vent de surface, une rotation qui est fonction de la profondeur. Un grand gyre ou tourbillon anticyclonique est situé à l'est de la Polynésie Française, elle-même balayée par la dérive vers l'ouest des eaux du courant équatorial sud. Au plan global, c'est la tension des vents alizés d'est qui constitue le moteur de la circulation marine de la zone intertropicale.

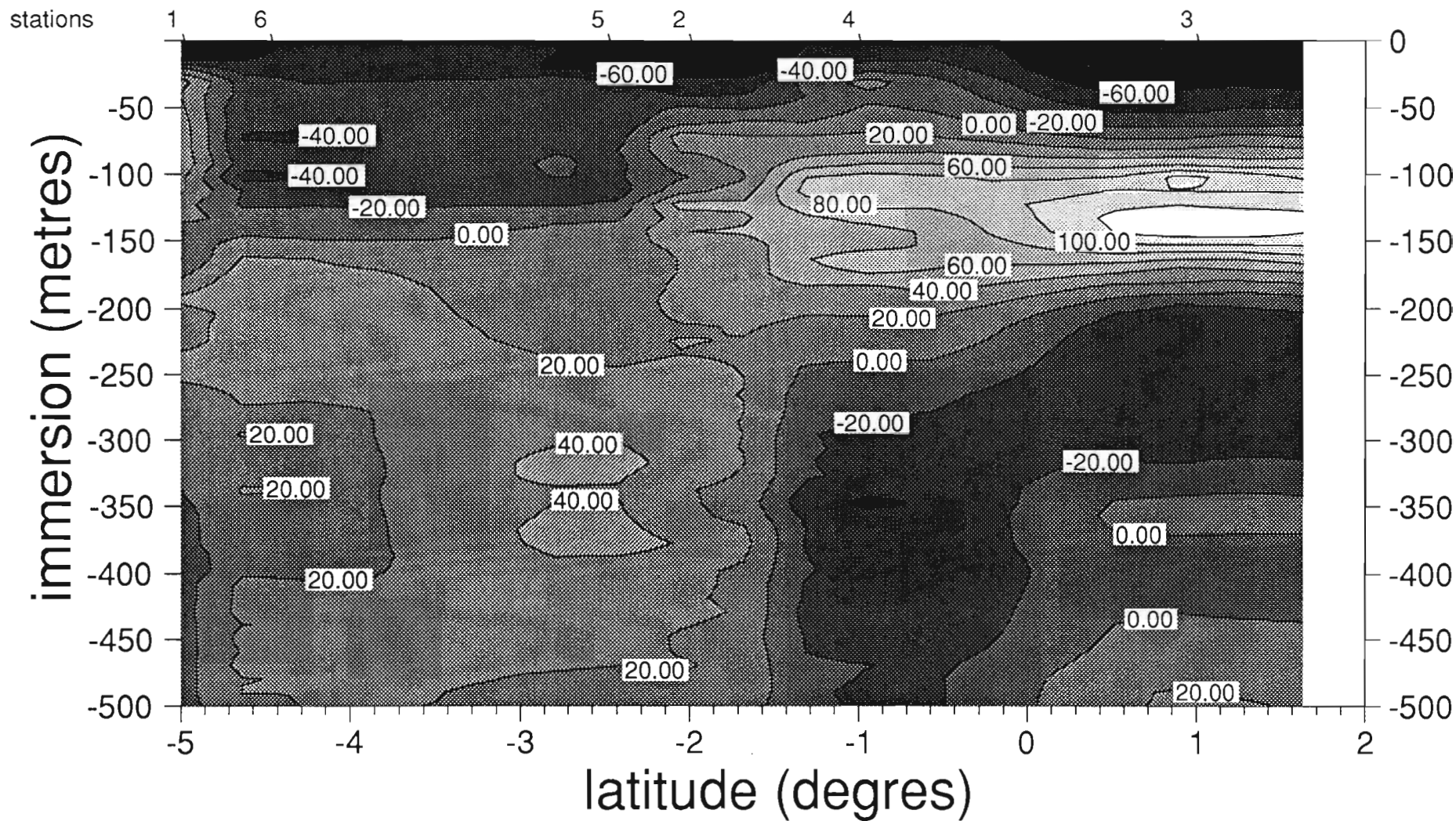


figure 6 : Composante ouest-est du courant
(vitesse en cm/s , composante est = +)
HYDROPOL VIII , octobre 1989

HYDROPOL 8

COMP. S-N

OCT 89

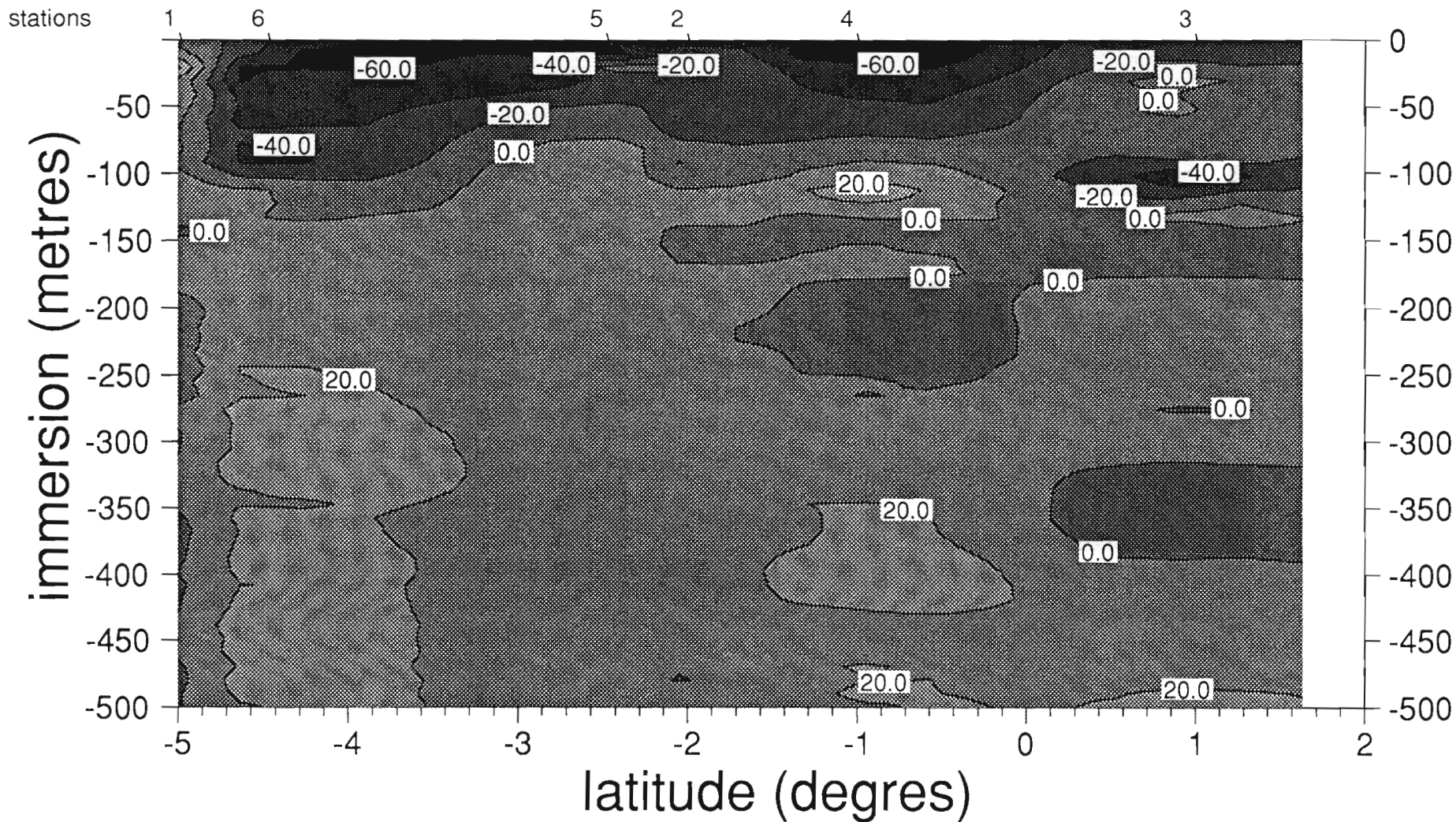


figure 7 : Composante sud-nord du courant
(vitesse en cm/s , composante nord = +)
HYDROPOL VIII , octobre 1989

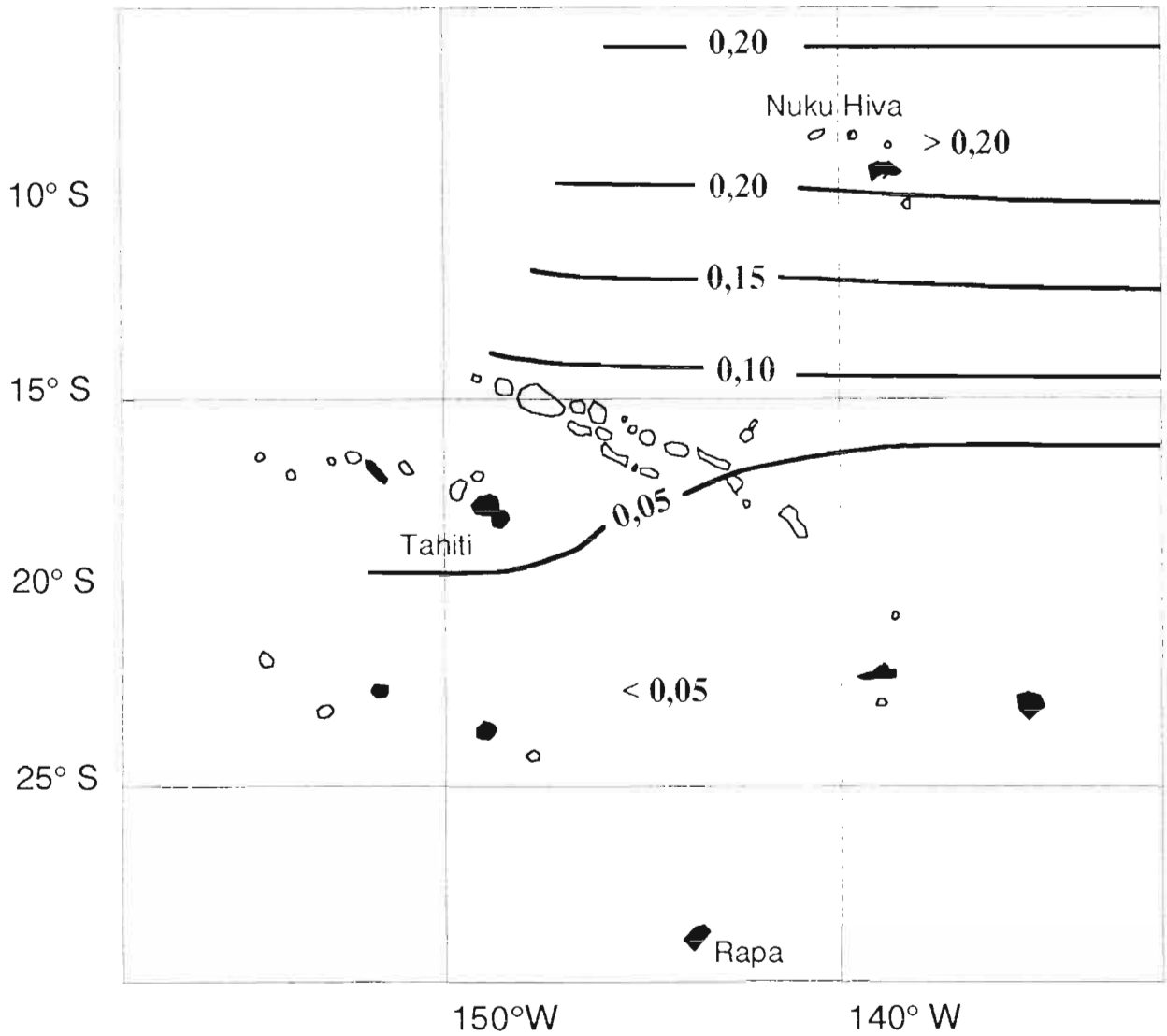
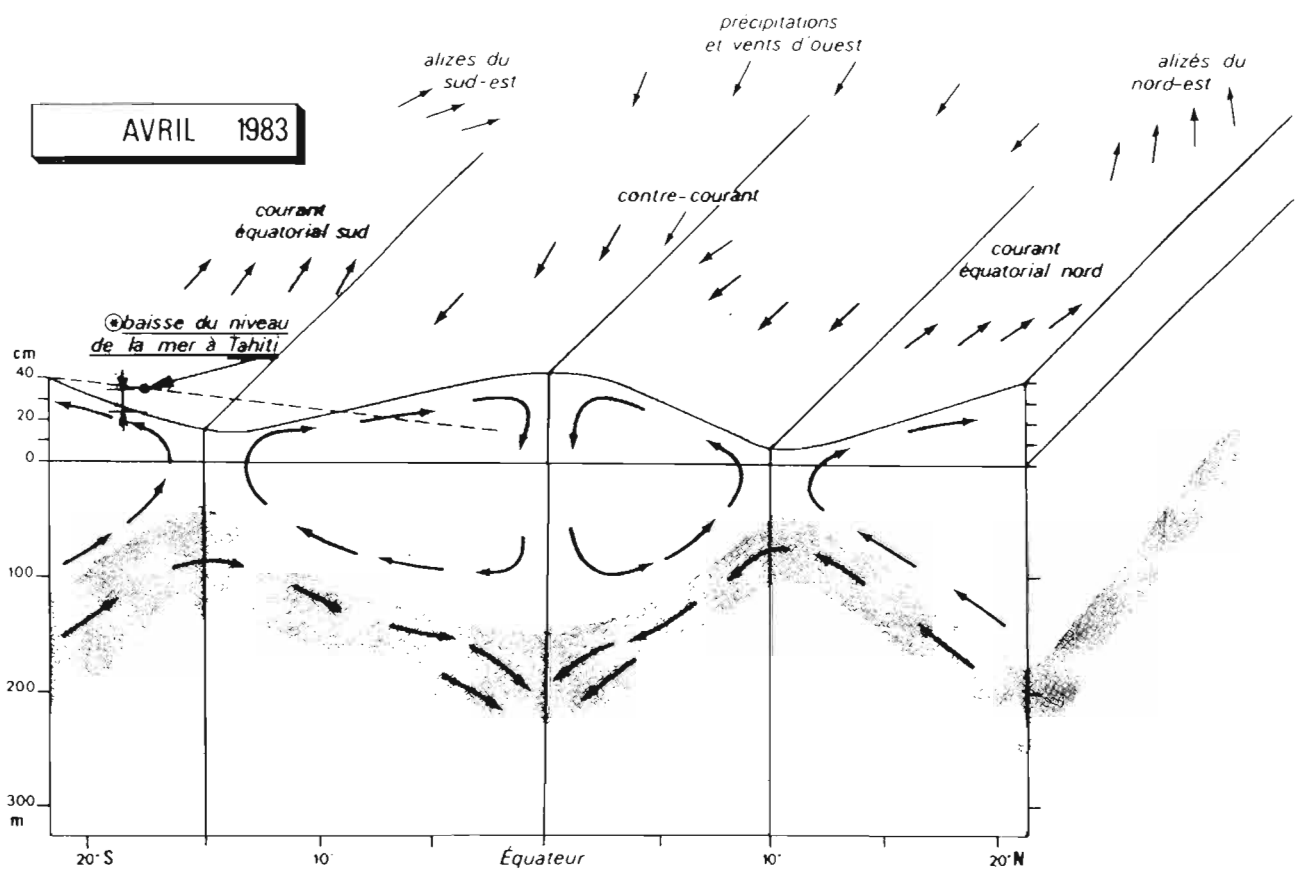
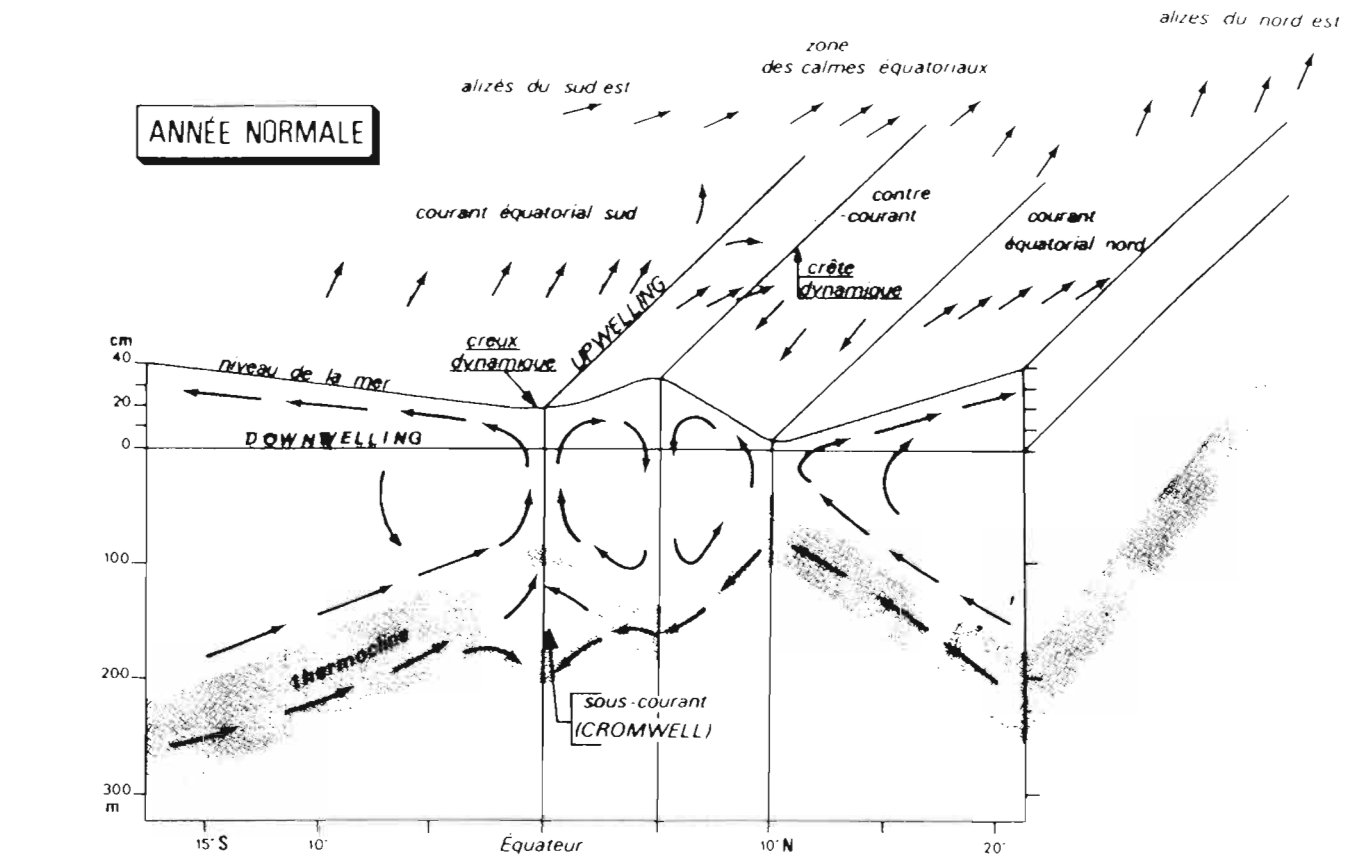
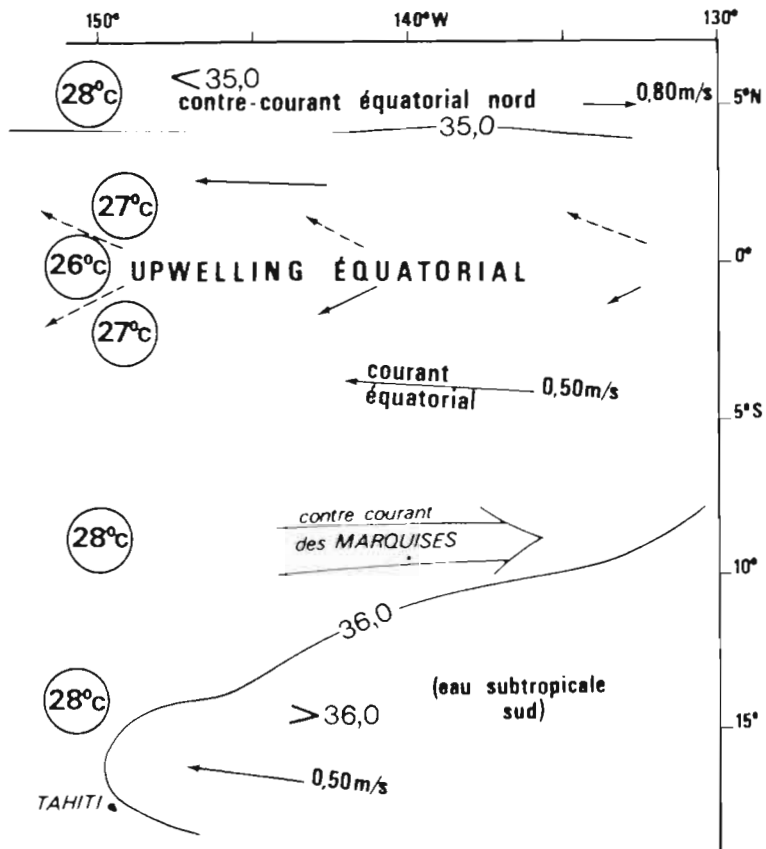


figure 8 : Distribution de la chlorophylle a en surface
 missions HYDROPOL II ,III, IV et V
 unité : mg/m³

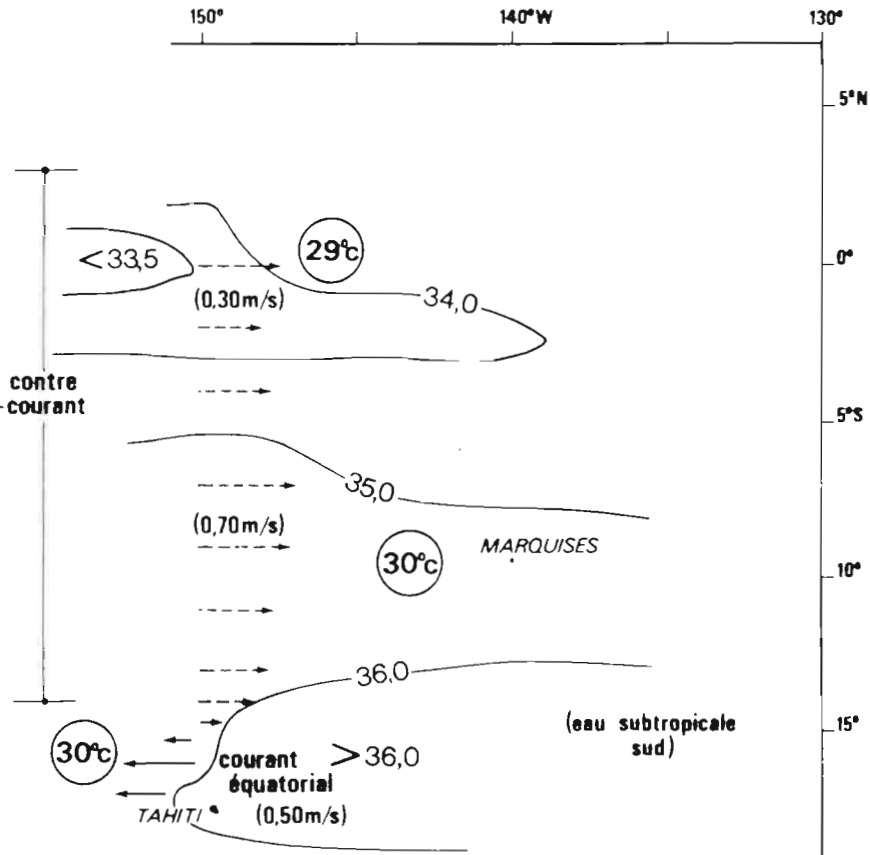


⊙ -40cm. en Avril 1983

figure 9 : Topographie de la surface de la mer
 a) année normale b) avril 1983 (ENSO fort)



Février: Caractéristiques moyennes en surface.
(S. en ‰)



Février 1983: Données du R.V. MELVILLE et du B.C.B. MARARA.
(surface)

figure 10 :

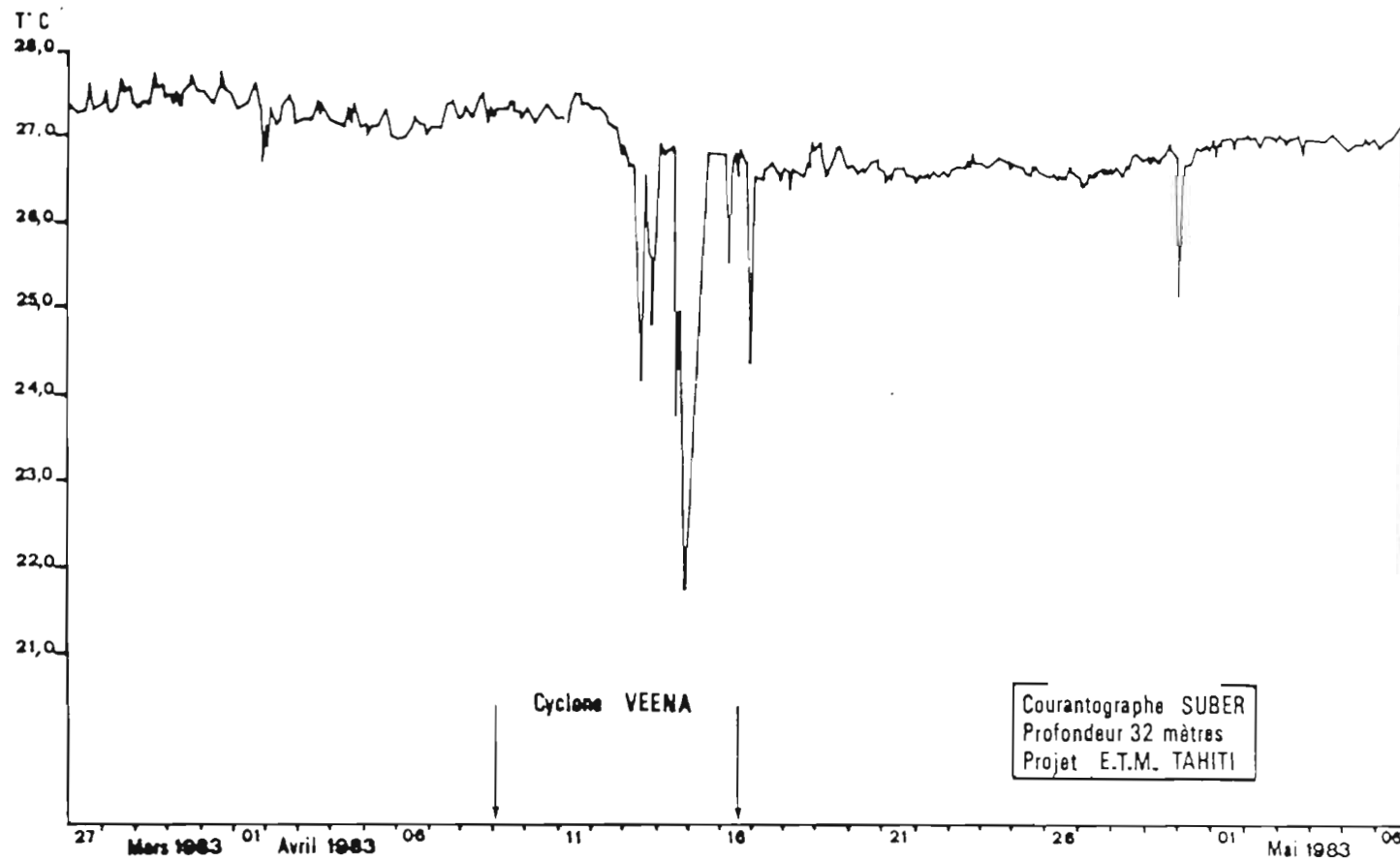


figure 11 : Fluctuation du contenu thermique océanique lors du passage du cyclone VEENA au nord de Tahiti.
D'après KESSLER et MONBET (1984)

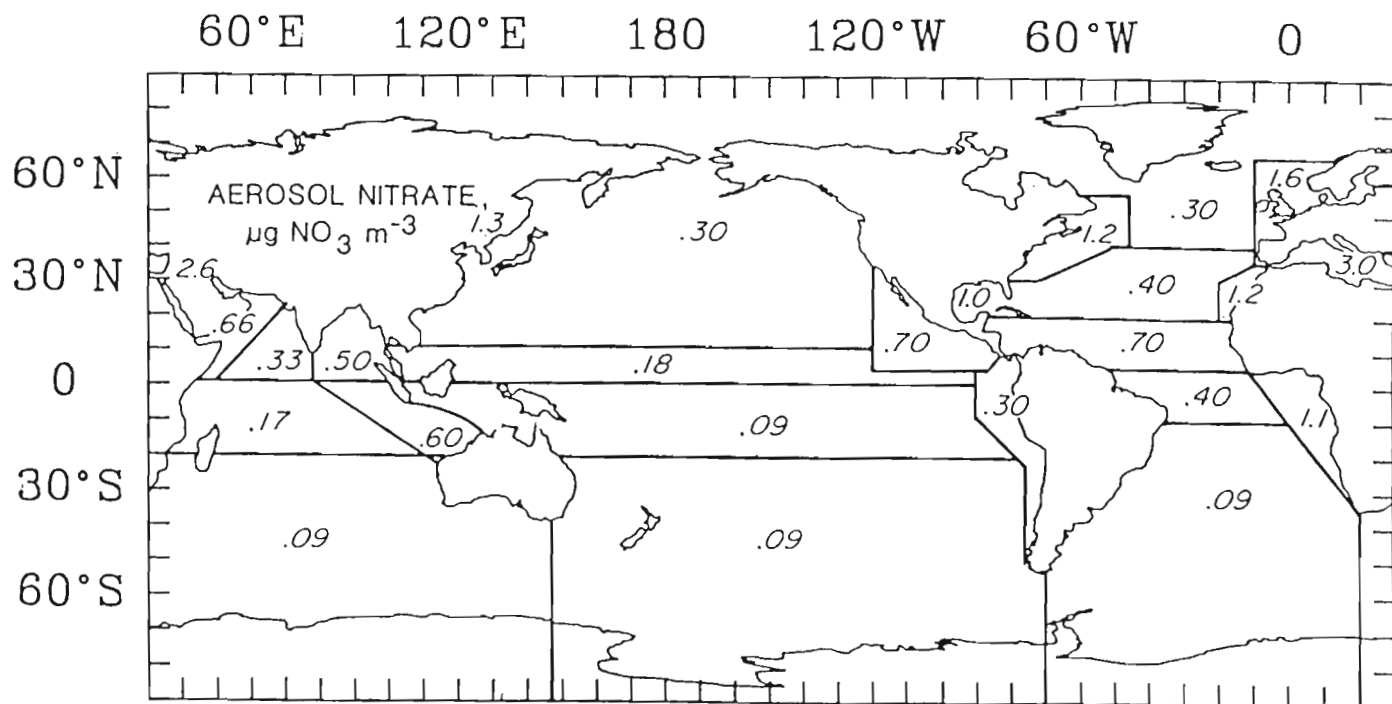
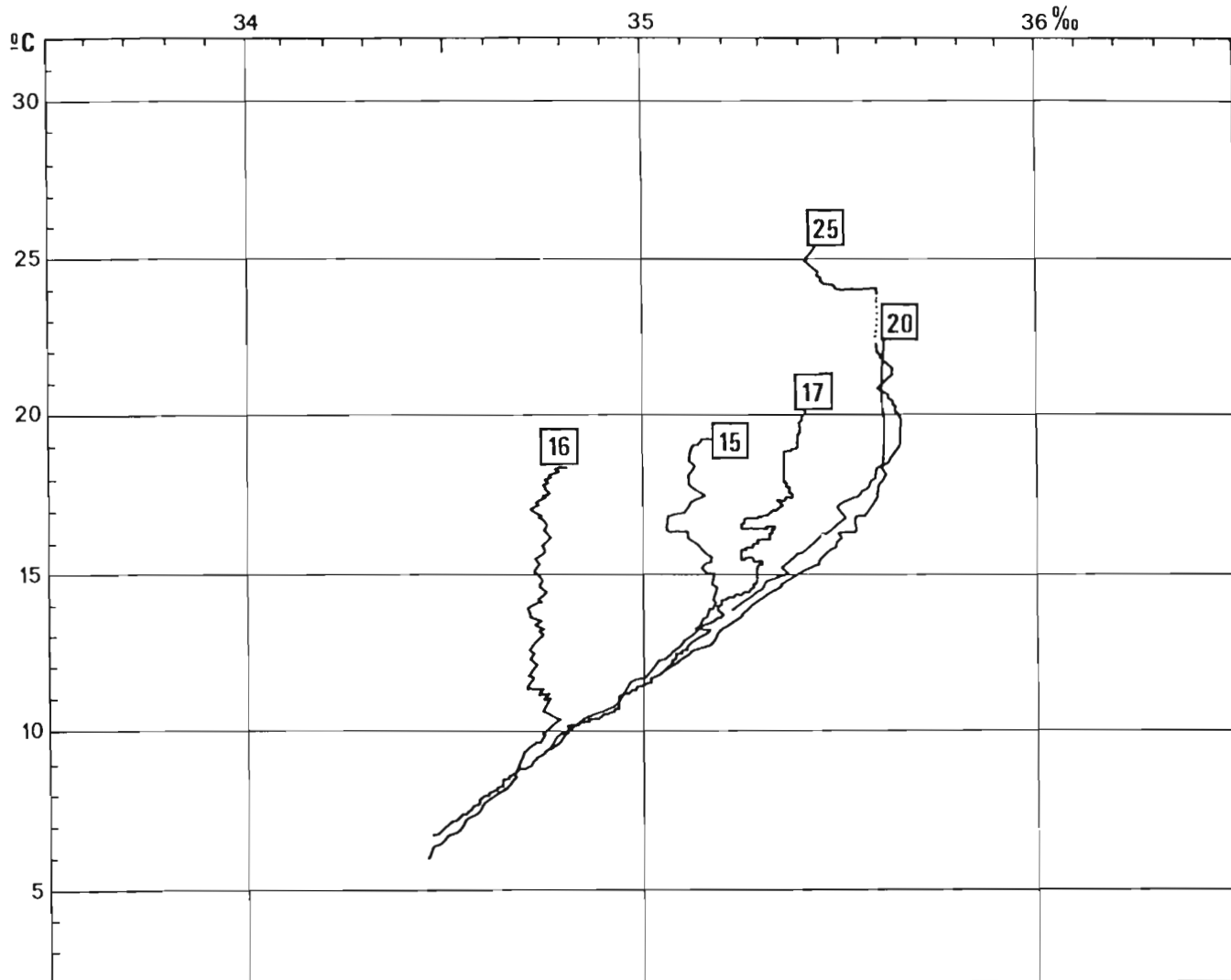


figure 12 : Teneur en nitrate des aérosols
 (carte publiée par "World Meteorological Organisation")
 Reports and studies n°38 "the atmospheric input trace species to
 the world ocean".



CAMPAGNE POLYDROTHON 82.

figure13 : Profils Température Salinité montrant le passage progressif du système tropical (stations 25, 20) au système tempéré (station 16).

station 16	37° sud
station 15	36° sud
station 17	35° sud
station 20	32° sud
station 25	24° sud

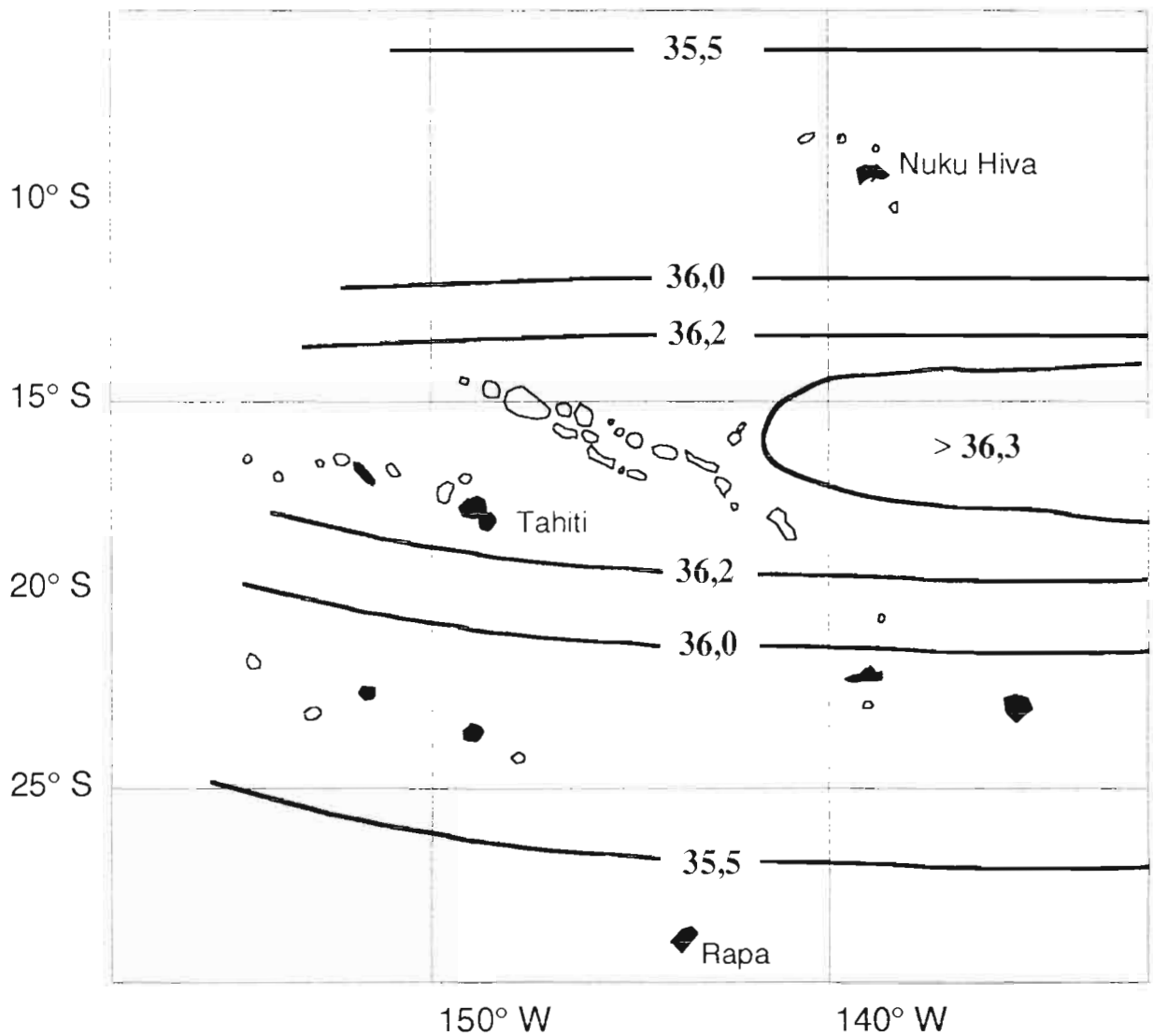


figure 14 : Carte de la salinité en surface
 le noyau à forte salinité ($S \geq 36,4$) visualise la
 partie centrale du gyre ,zone de formation de l'eau
 subtropicale sud.

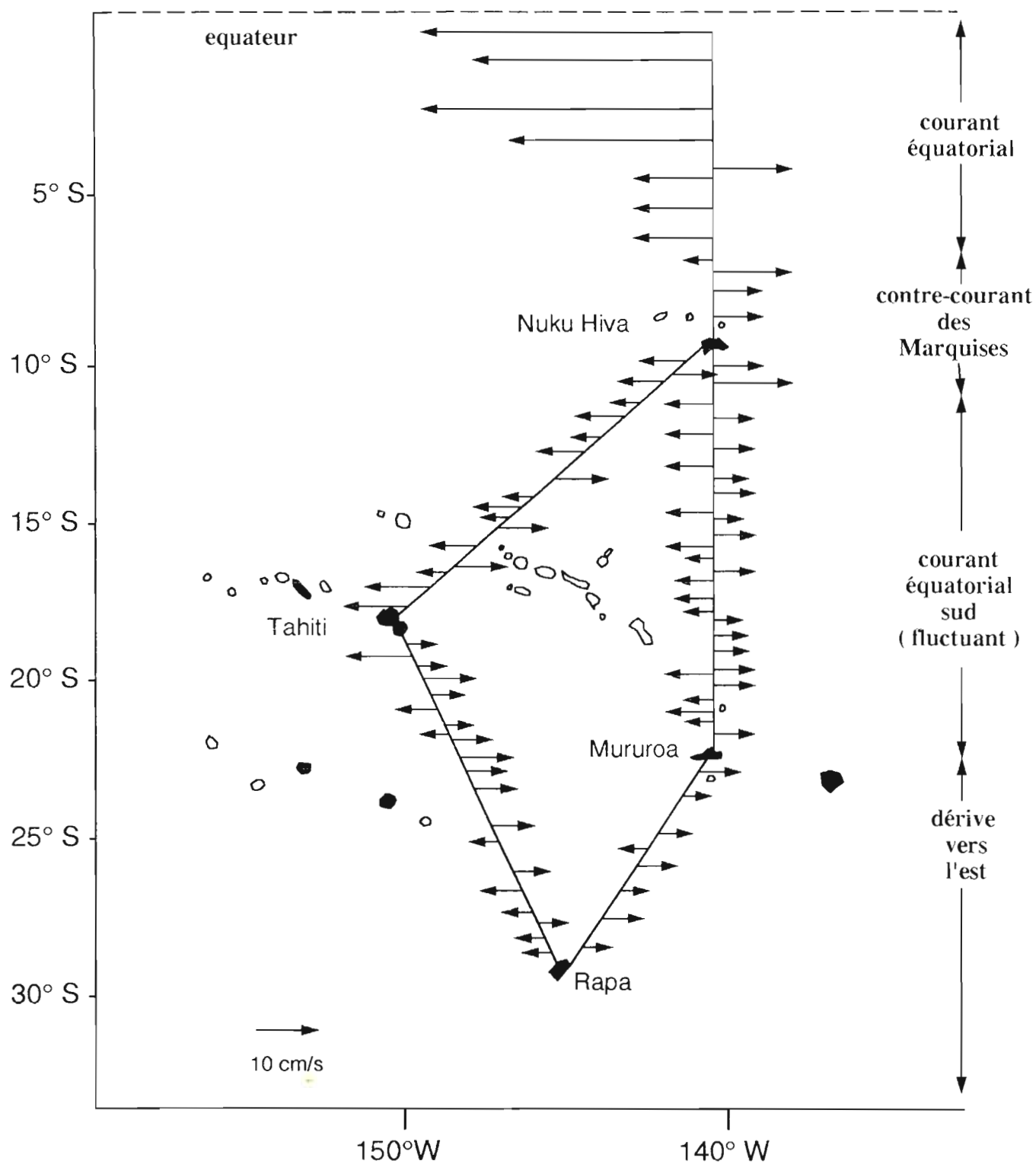


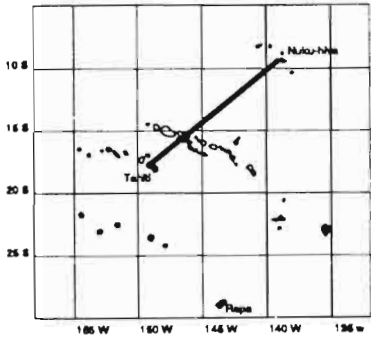
figure 15: carte des courants de surface
 - calcul géostrophique (HYDROPOL II à VII)
 - profileur de courant (HYDROPOL VIII)

5. - COUPES MERIDIENNES

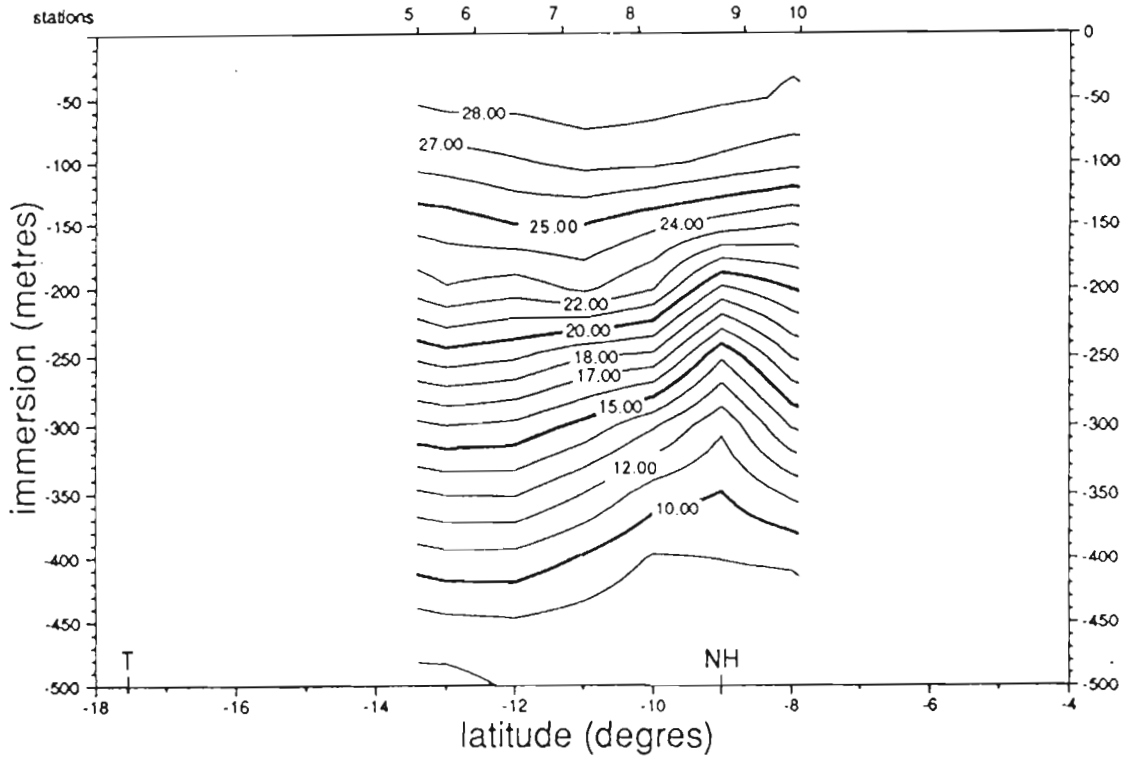
Missions HYDROPOL 2 (Avril 1986) à HYDROPOL 8 (Octobre 1989).

Distribution verticale :

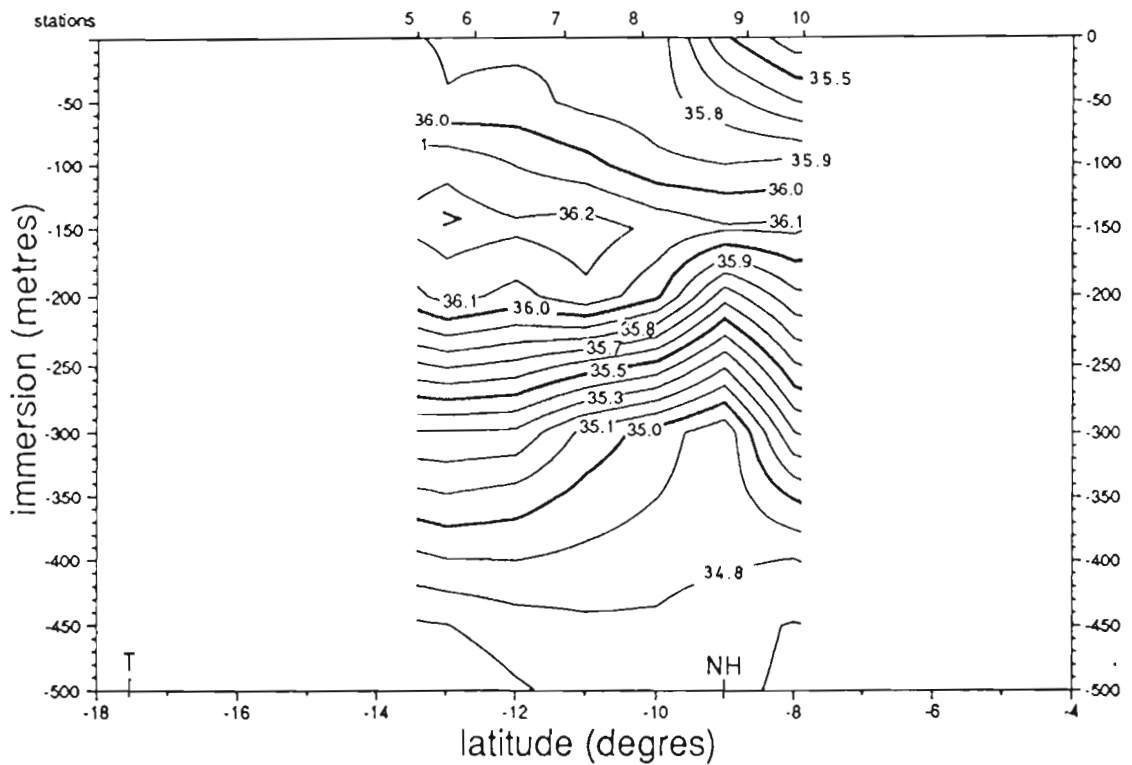
- | | |
|--------------------------------------|---------------------------|
| - Température | (DEGRES C) |
| - Salinité | (Practical Salinity Unit) |
| - Densité | (kg/m ³) |
| - Anomalie de Volume Spécifique | (AVS, dl/tonne) |
| - Courant géostrophique zonal | |
| - Nitrates (NO ₃ -N) | (mmol/m ³) |
| - Nitrites (NO ₂ -N) | (mmol/m ³) |
| - Silicates (SiO ₃ -Si) | (mmol/m ³) |
| - Phosphates (PO ₄ -P) | (mmol/m ³) |
| - Oxygène dissous (O ₂) | (ml/l) |
| - pH | |

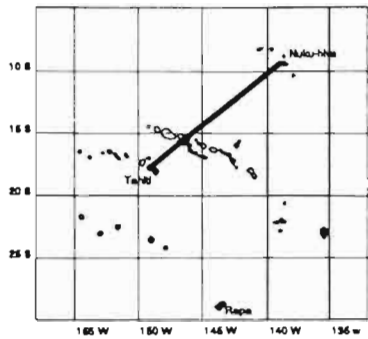


TEMPERATURE (DEGRES C)



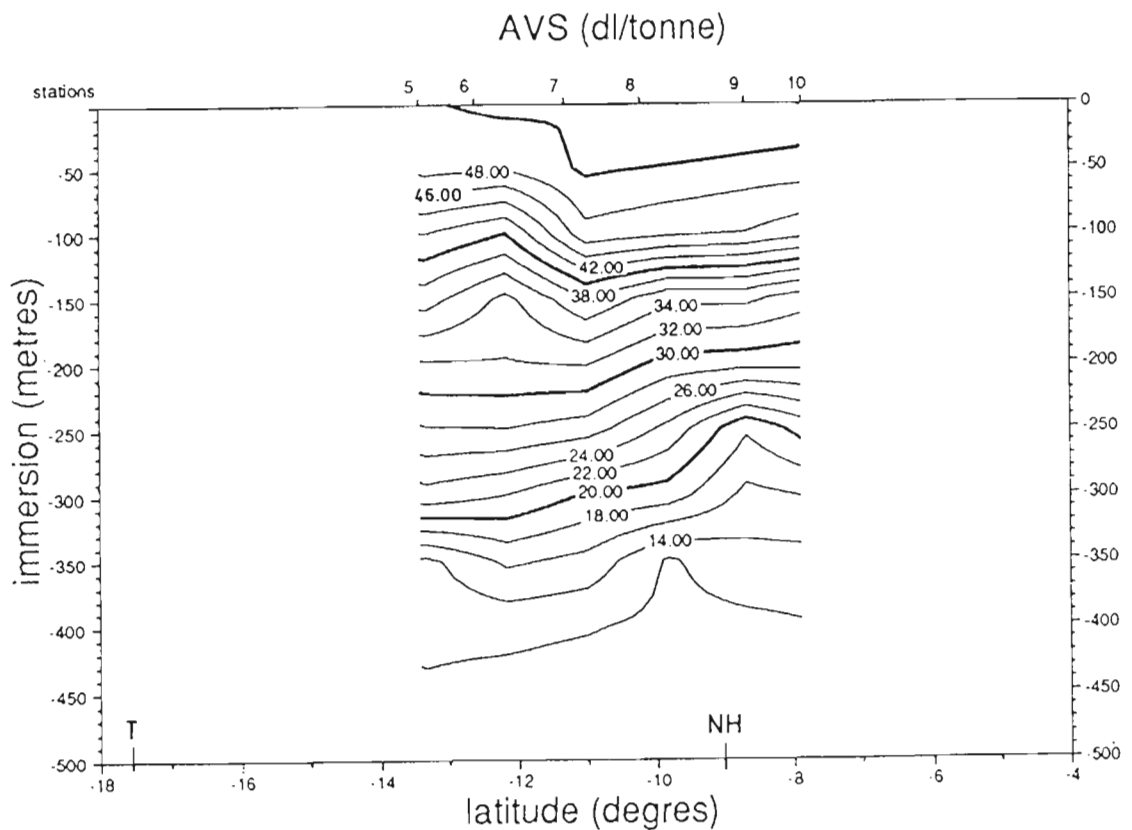
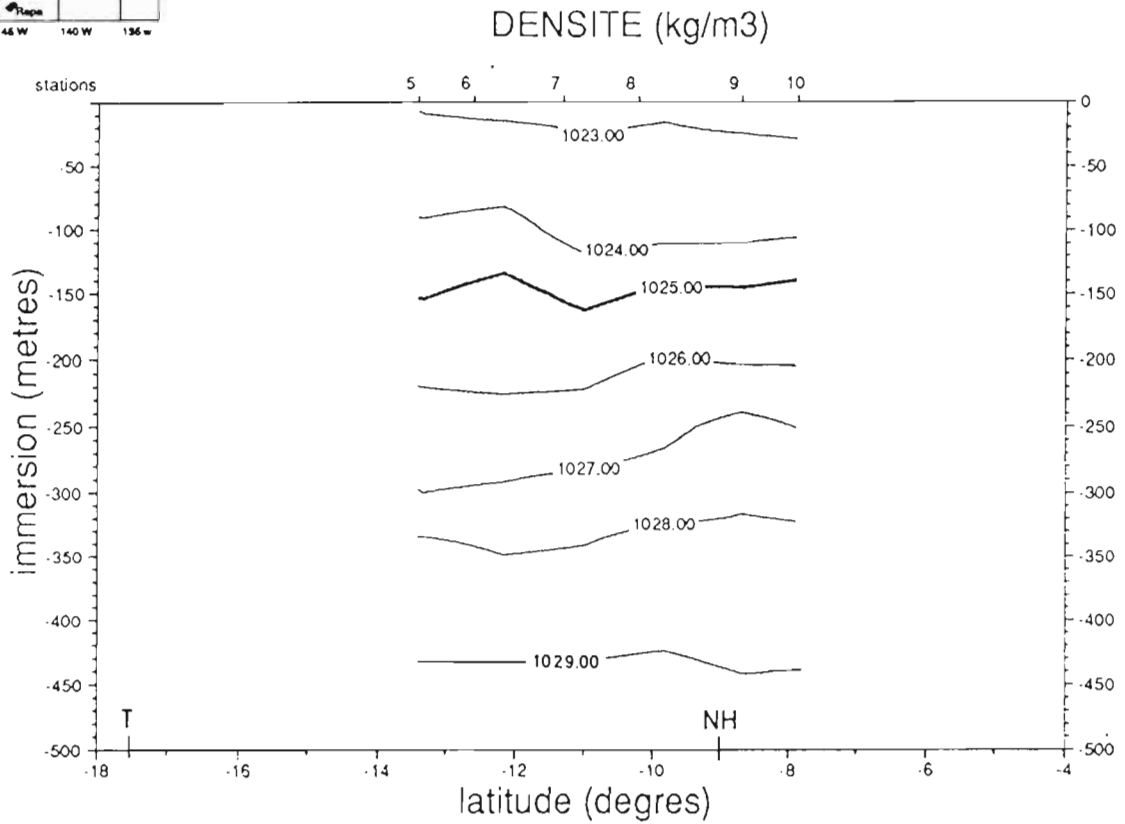
SALINITE (PSU)

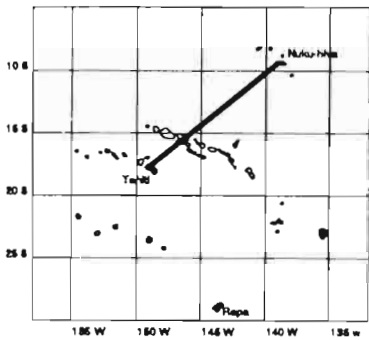




HYDROPOL 2 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

AVRIL 1986



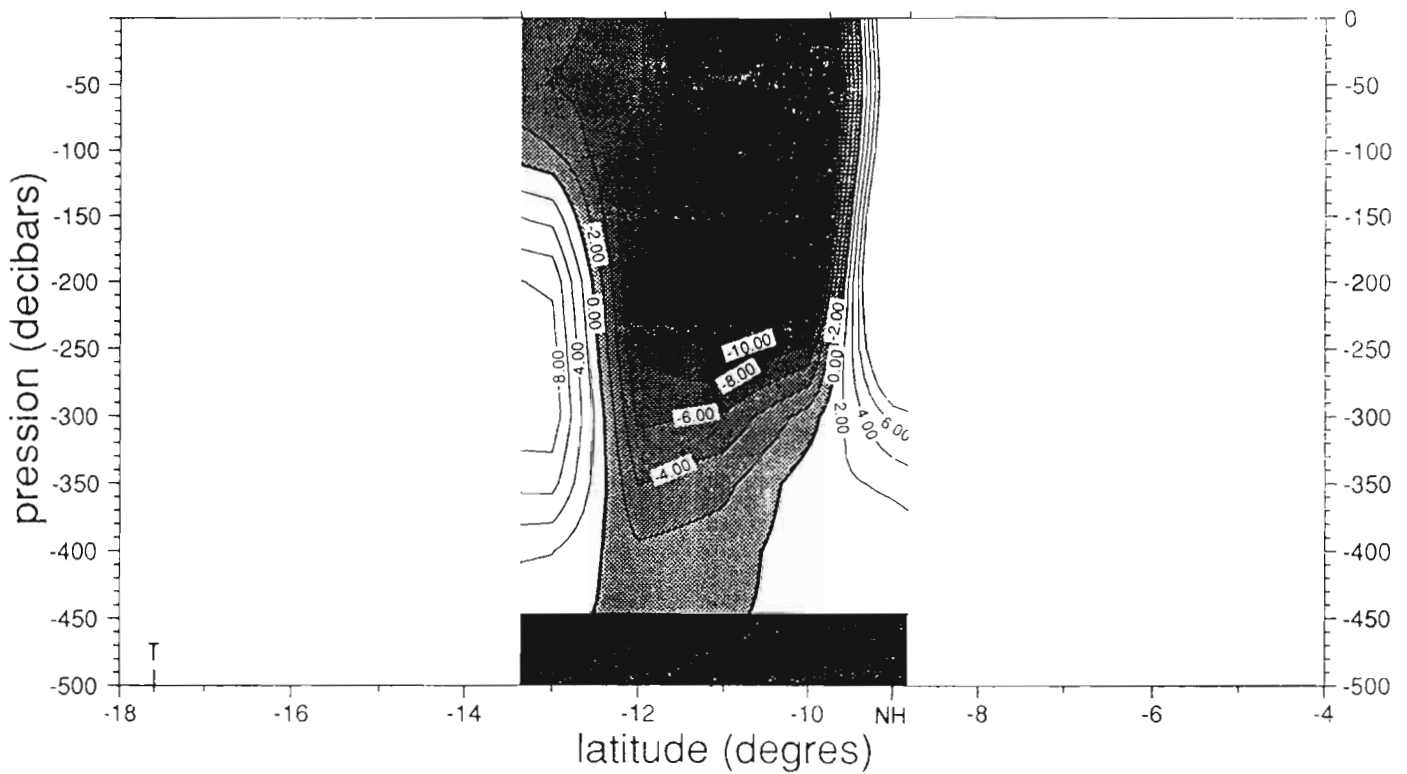


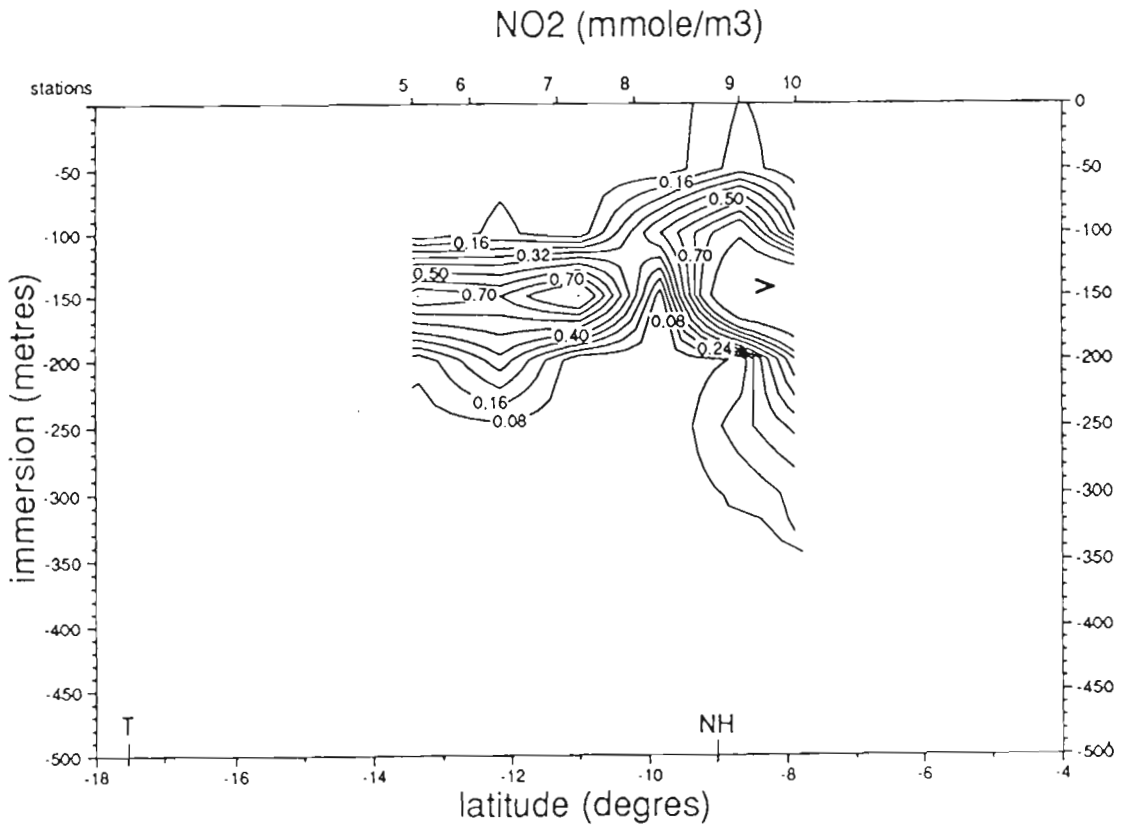
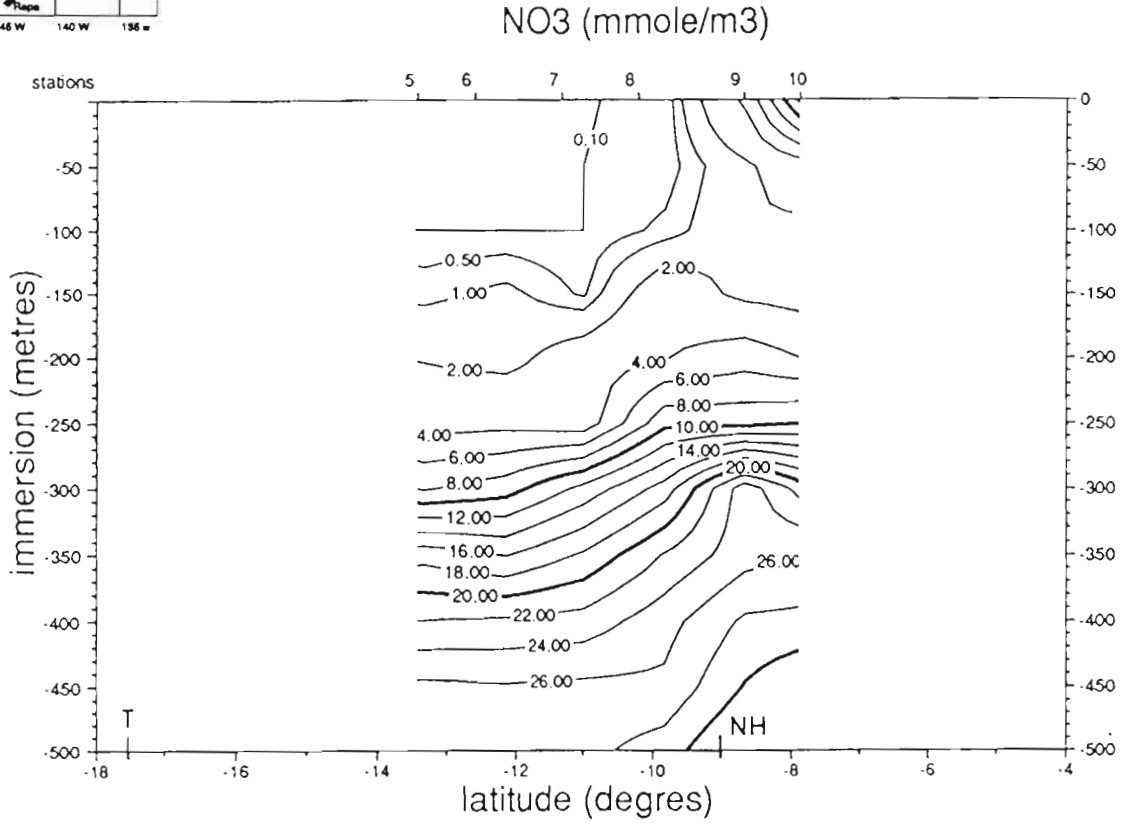
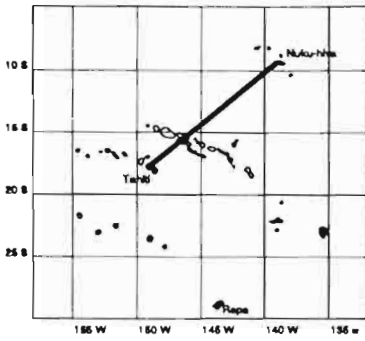
HYDROPOL 2 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

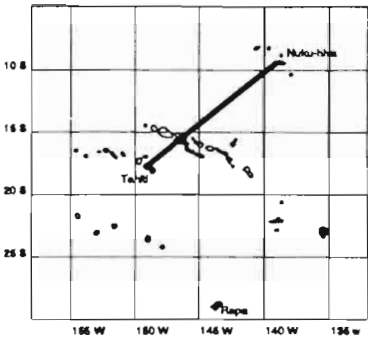
AVRIL 1986

VITESSE CM/S (est : +)

stations

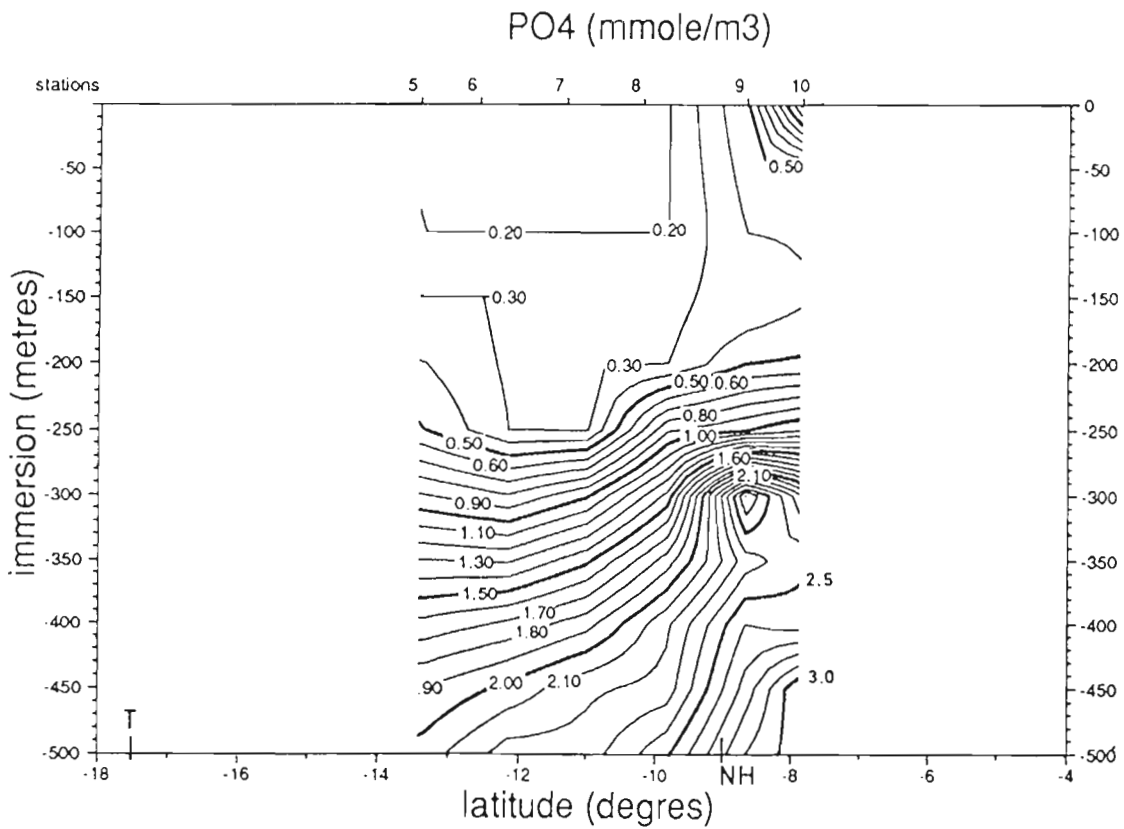
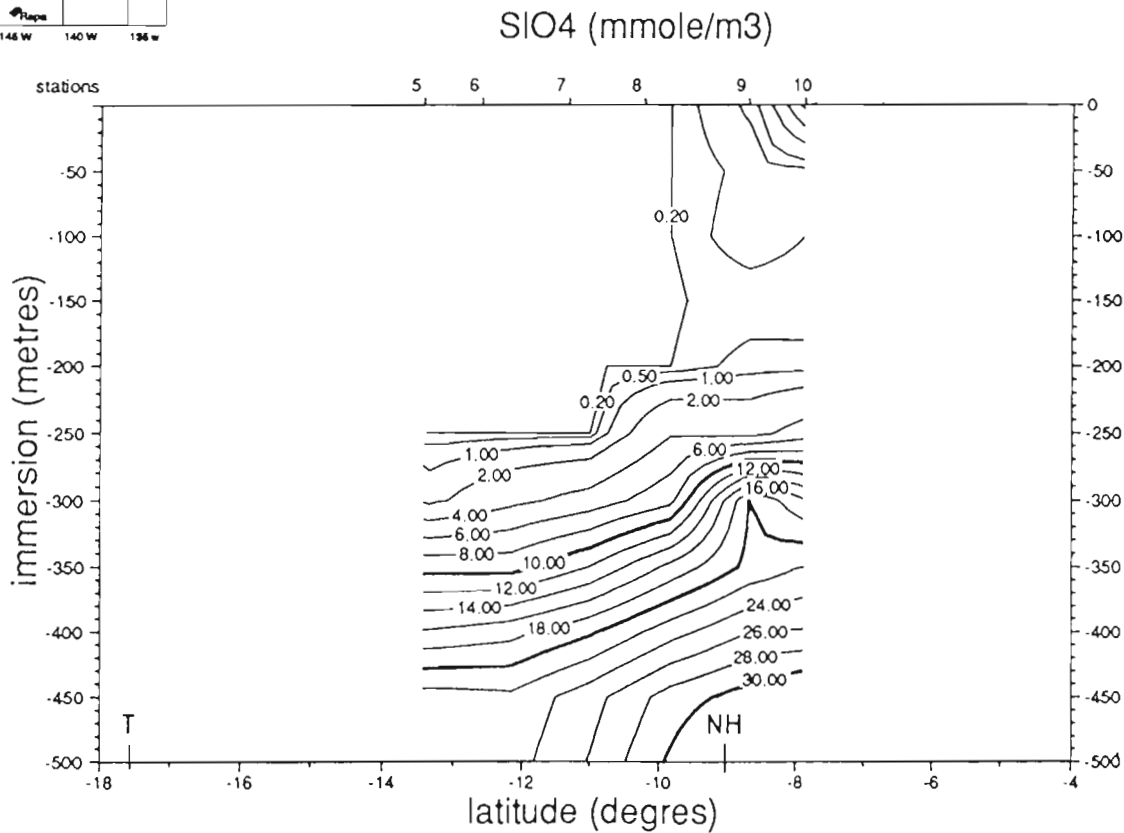


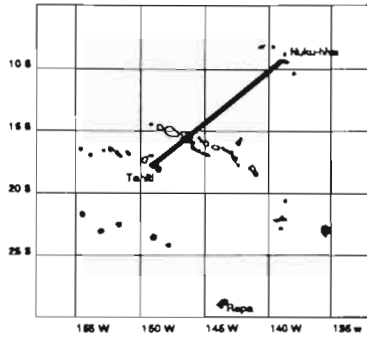




HYDROPOL 2 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

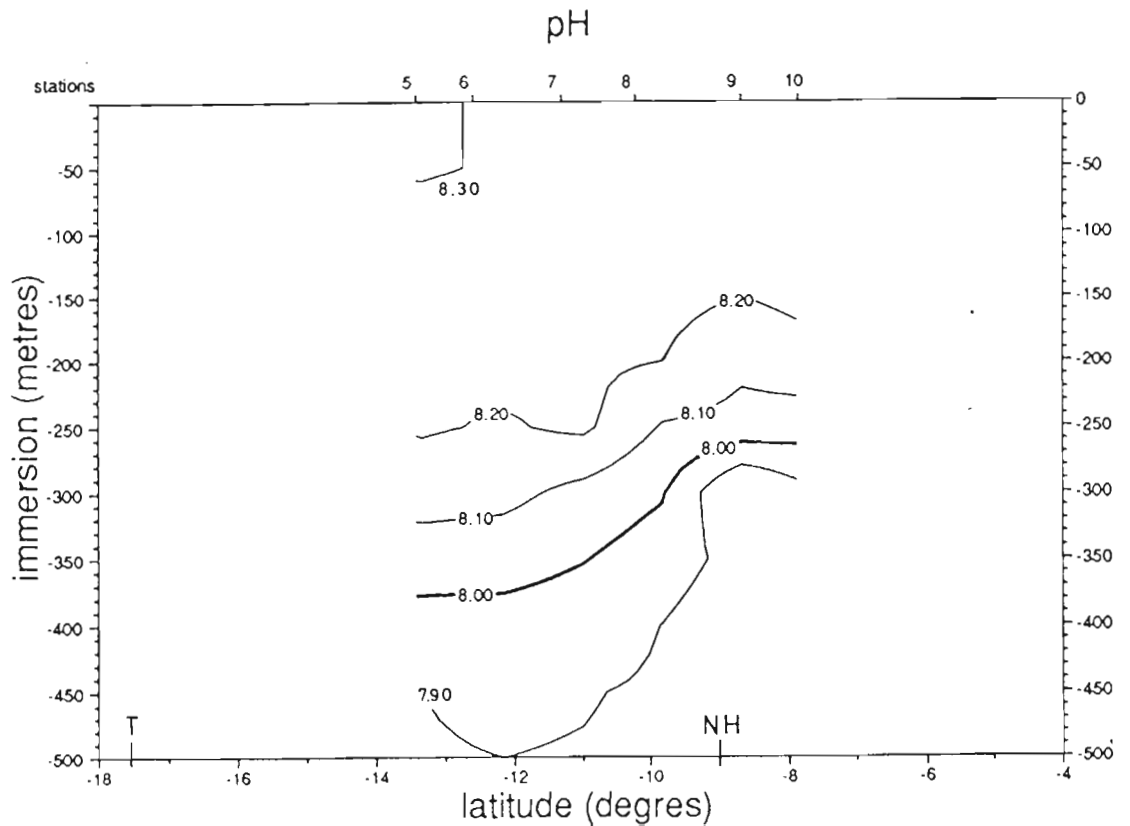
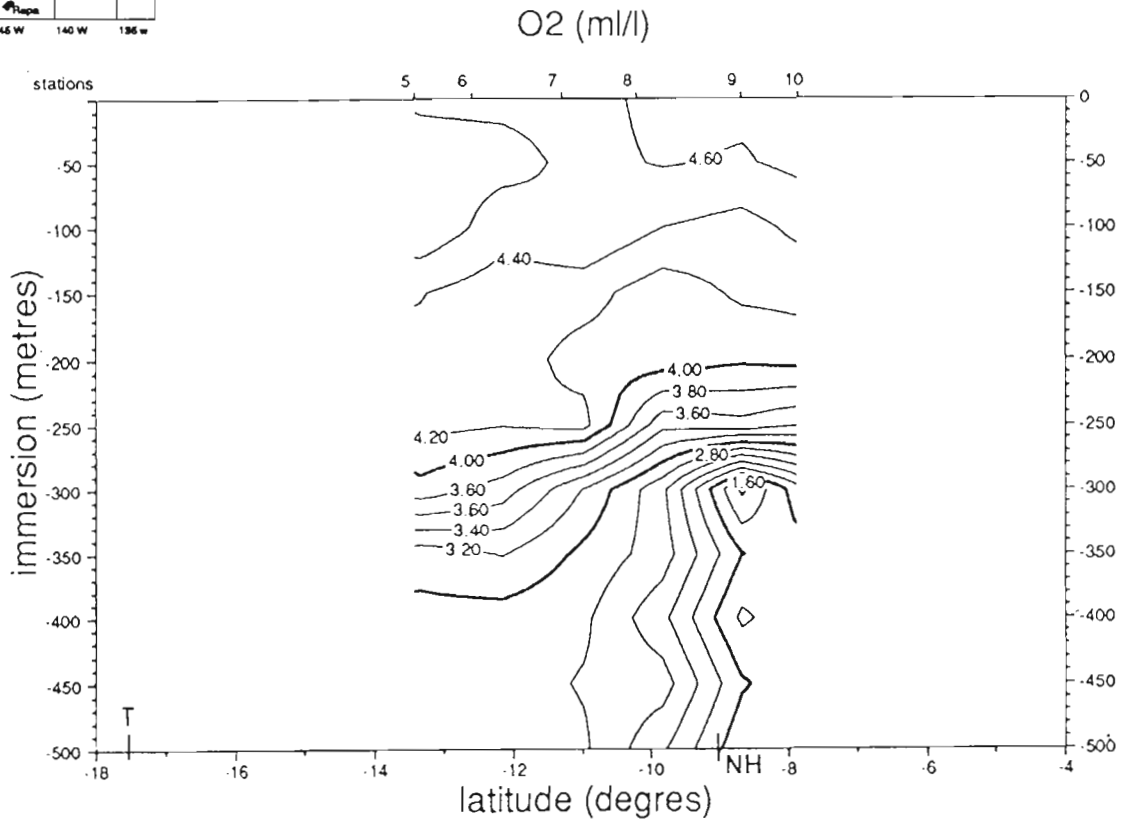
AVRIL 1986

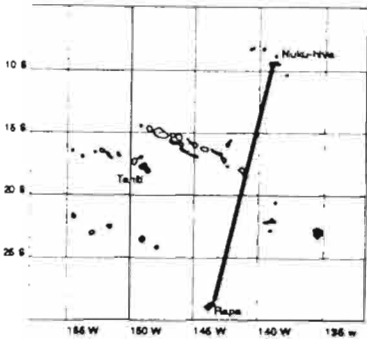




HYDROPOL 2 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

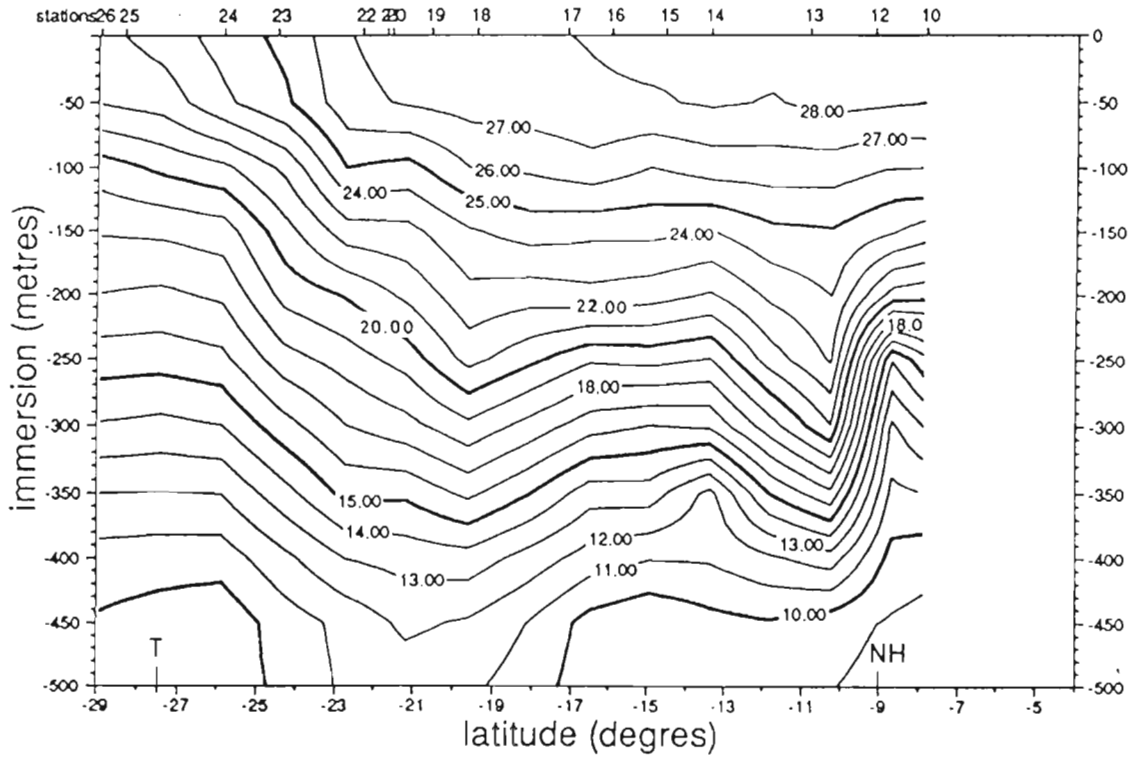
AVRIL 1986



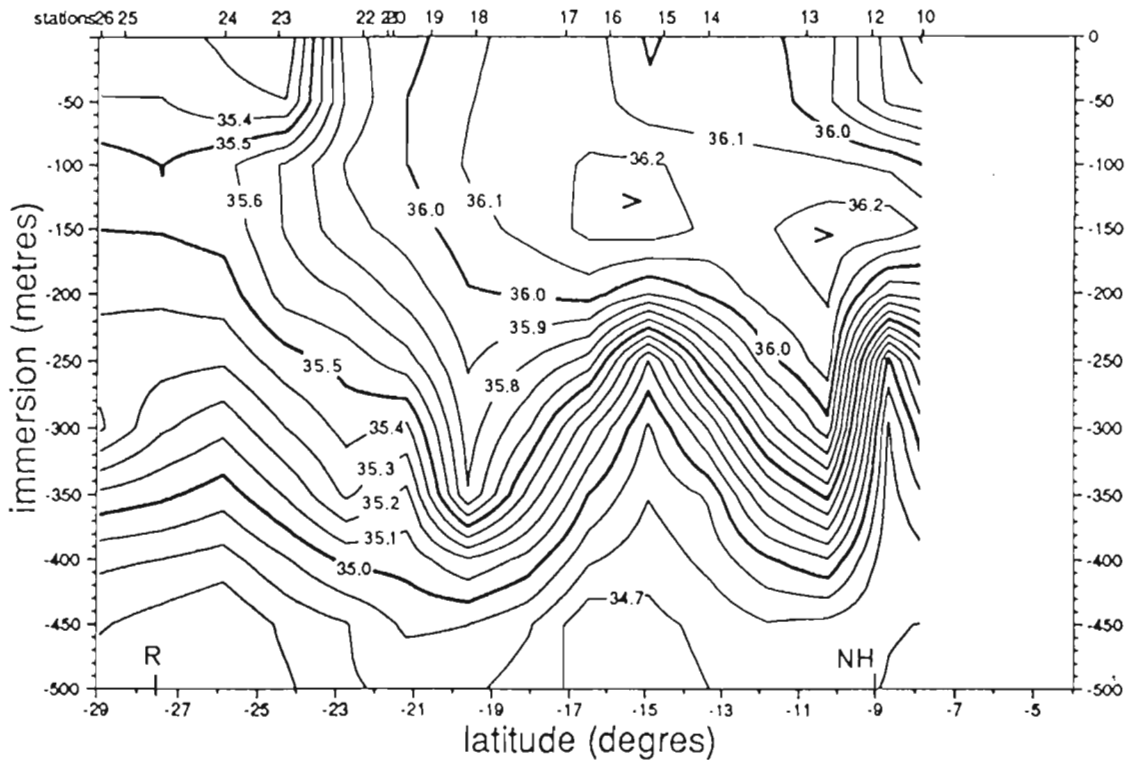


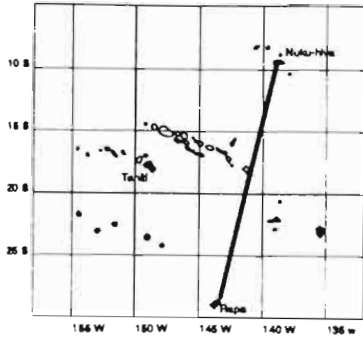
HYDROPOL 2 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES AVRIL 1986

TEMPERATURE (DEGRES C)



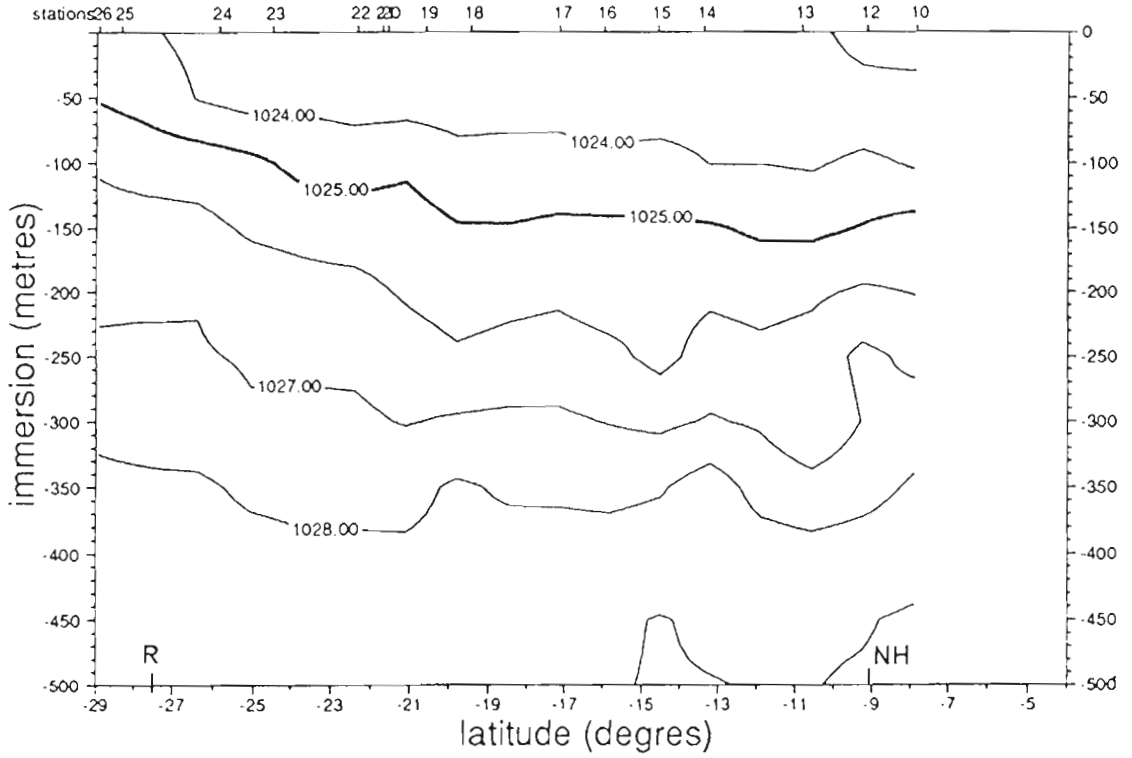
SALINITE (PSU)



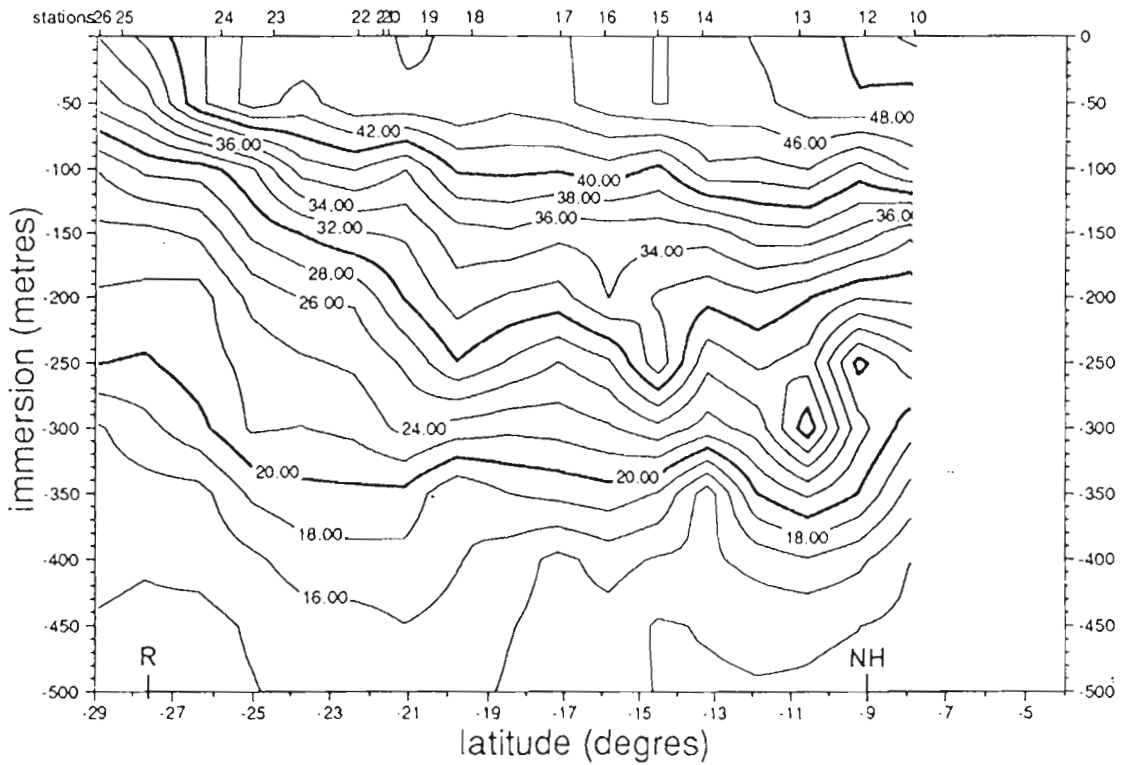


HYDROPOL 2 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES AVRIL 1986

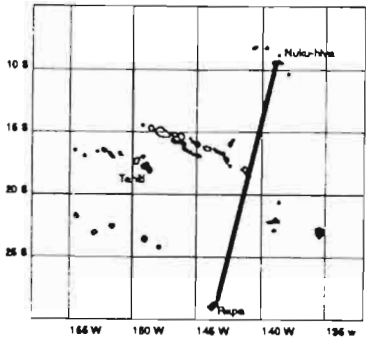
DENSITE (kg/m3)



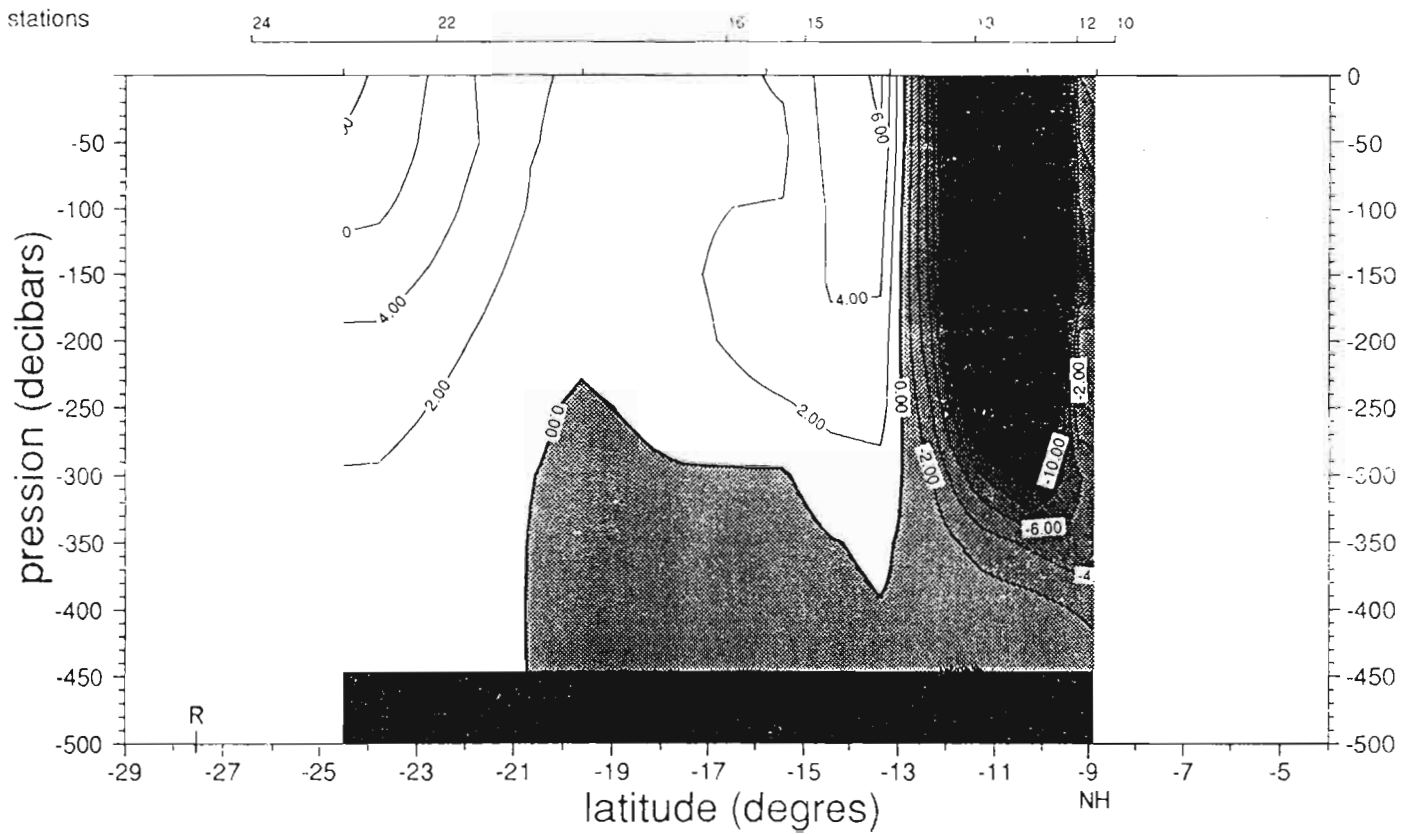
AVS (dl/tonne)

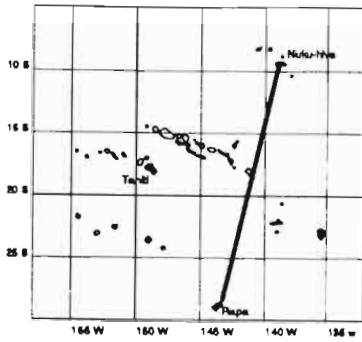


HYDROPOL 2 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES AVRIL 1986



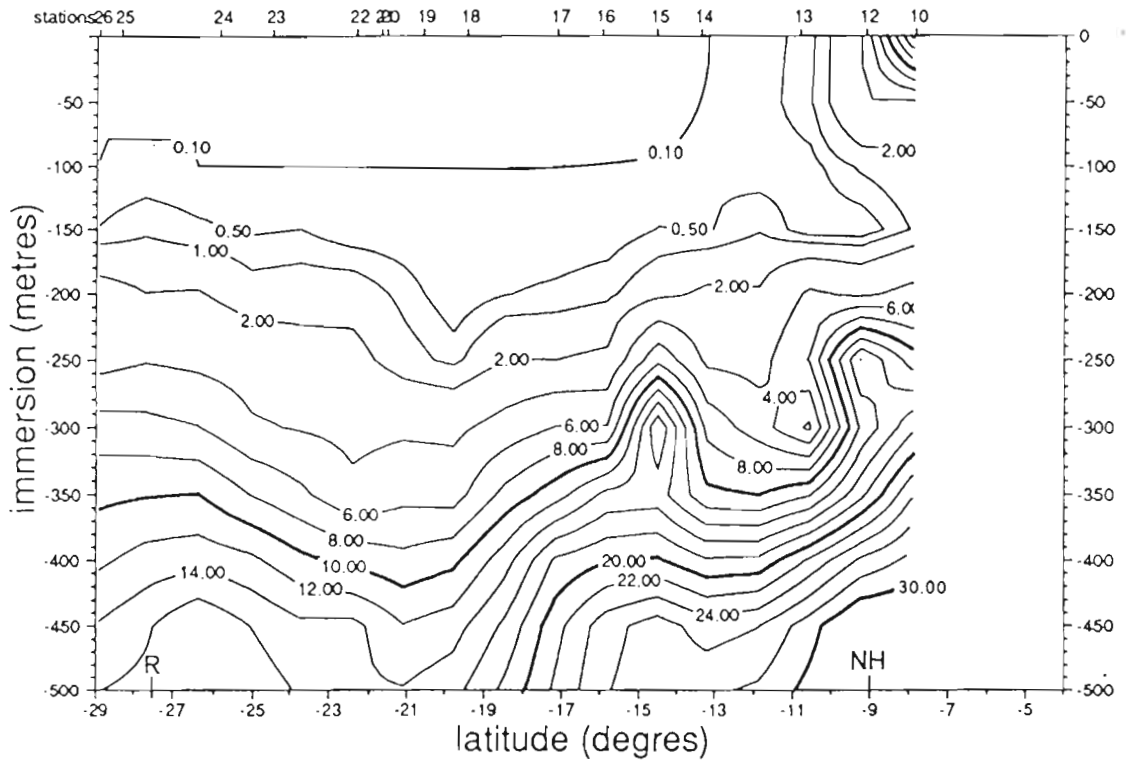
VITESSE CM/S (est : +)



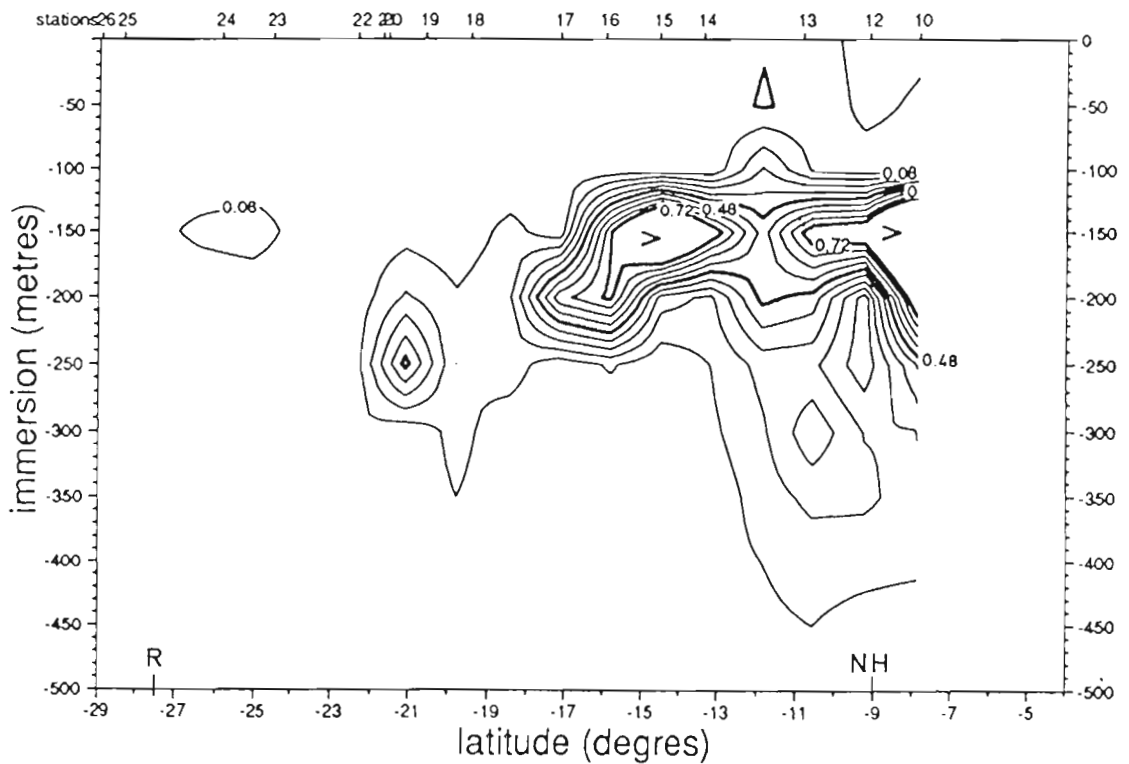


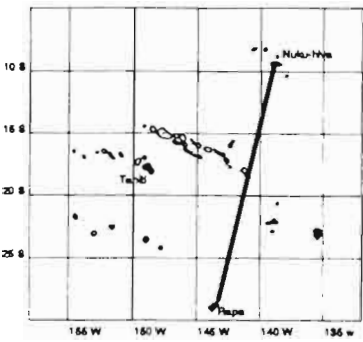
HYDROPOL 2 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES AVRIL 1986

NO3 (mmole/m3)



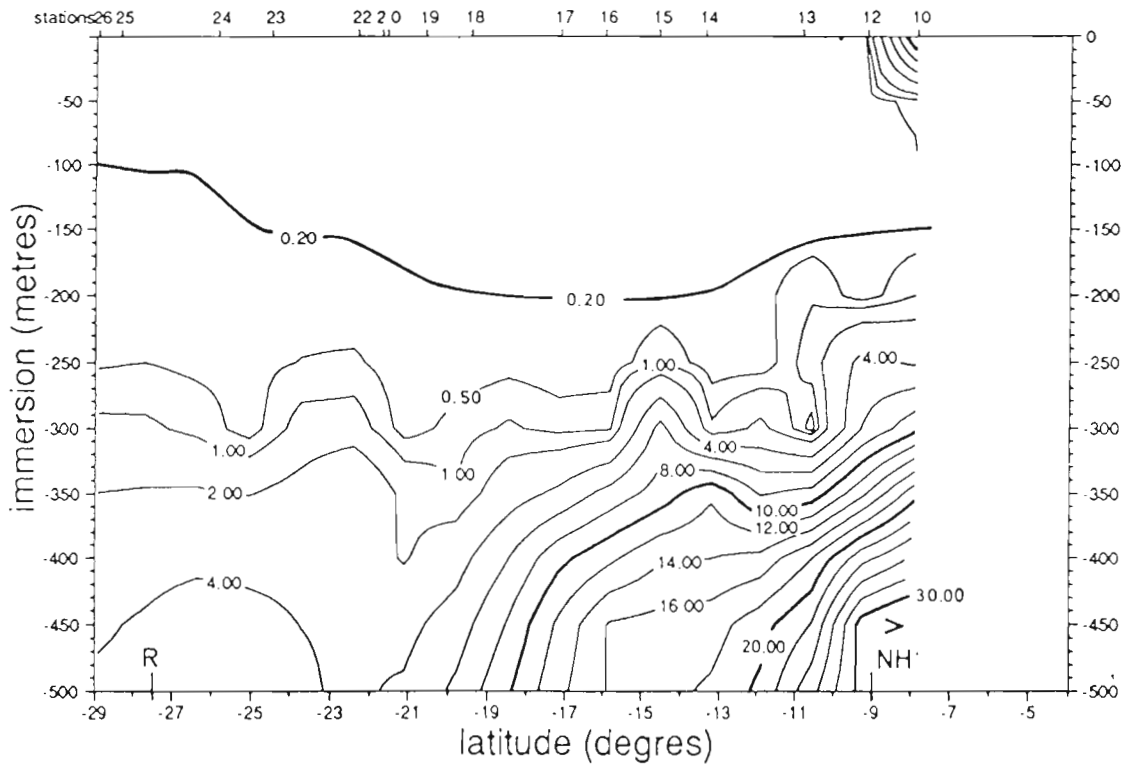
NO2 (mmole/l)



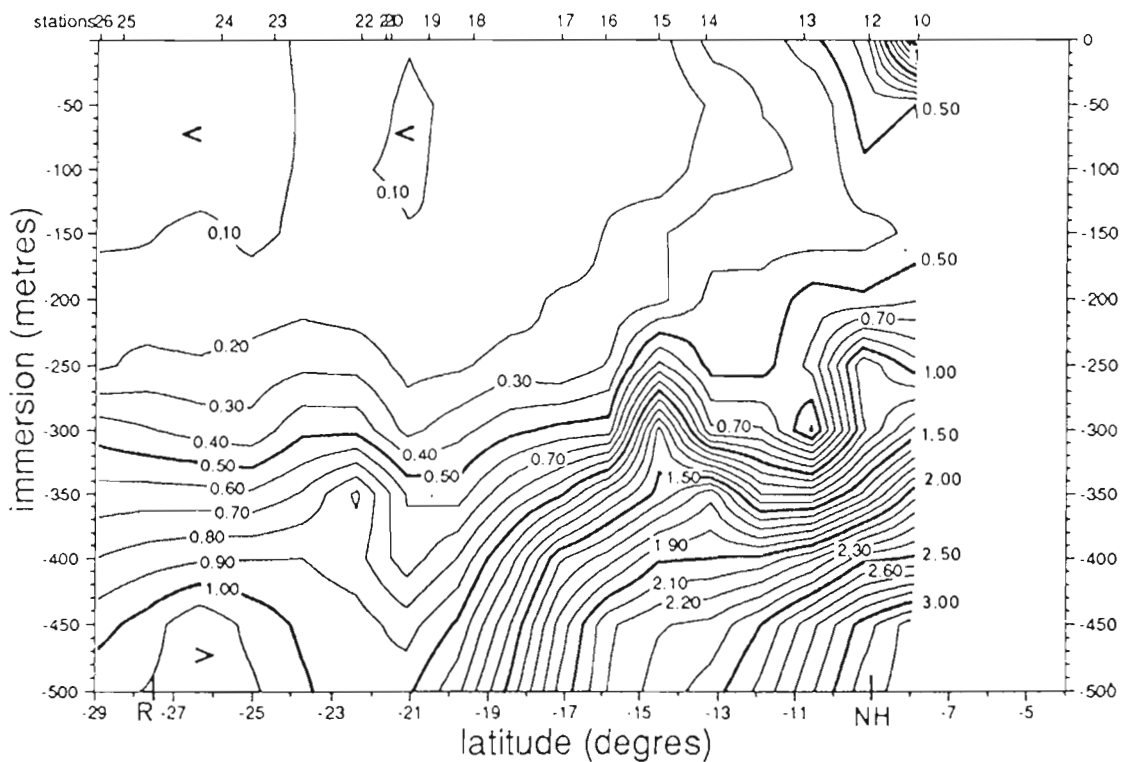


HYDROPOL 2 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES AVRIL 1986

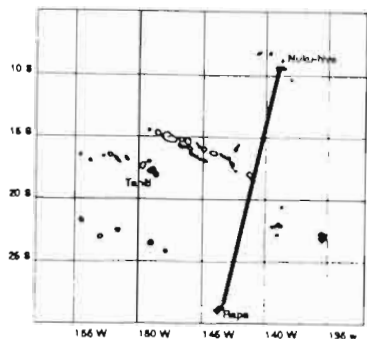
SIO₄ (mmole/m³)



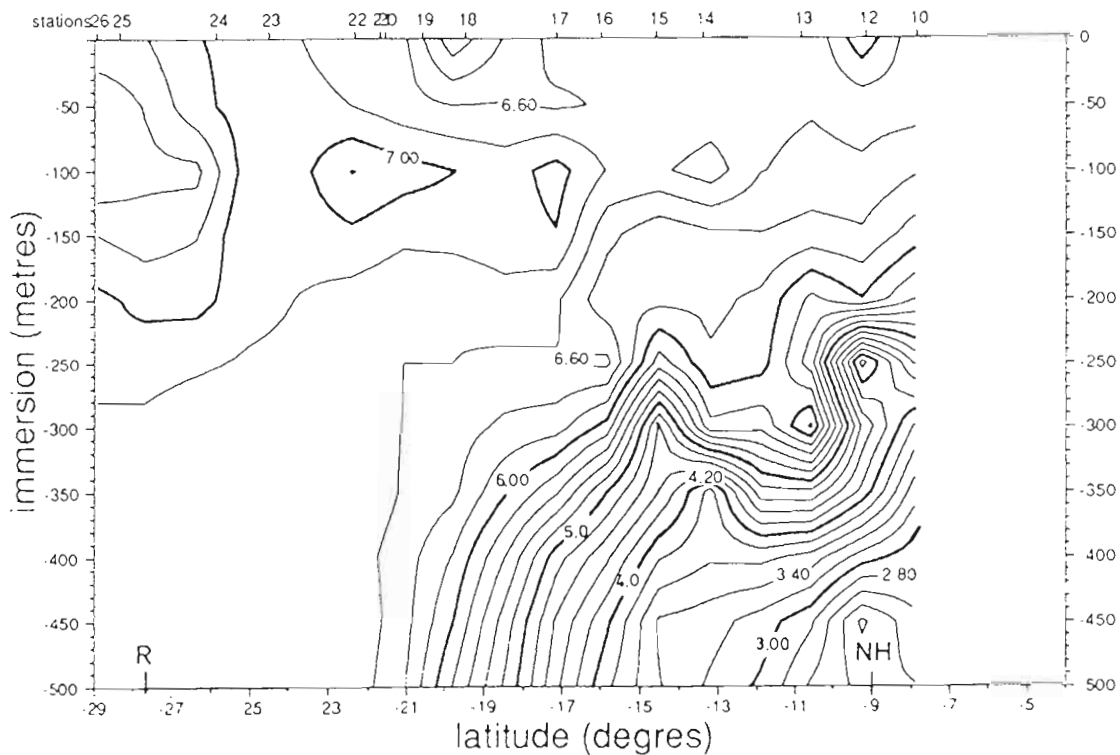
PO₄ (mmole/m³)



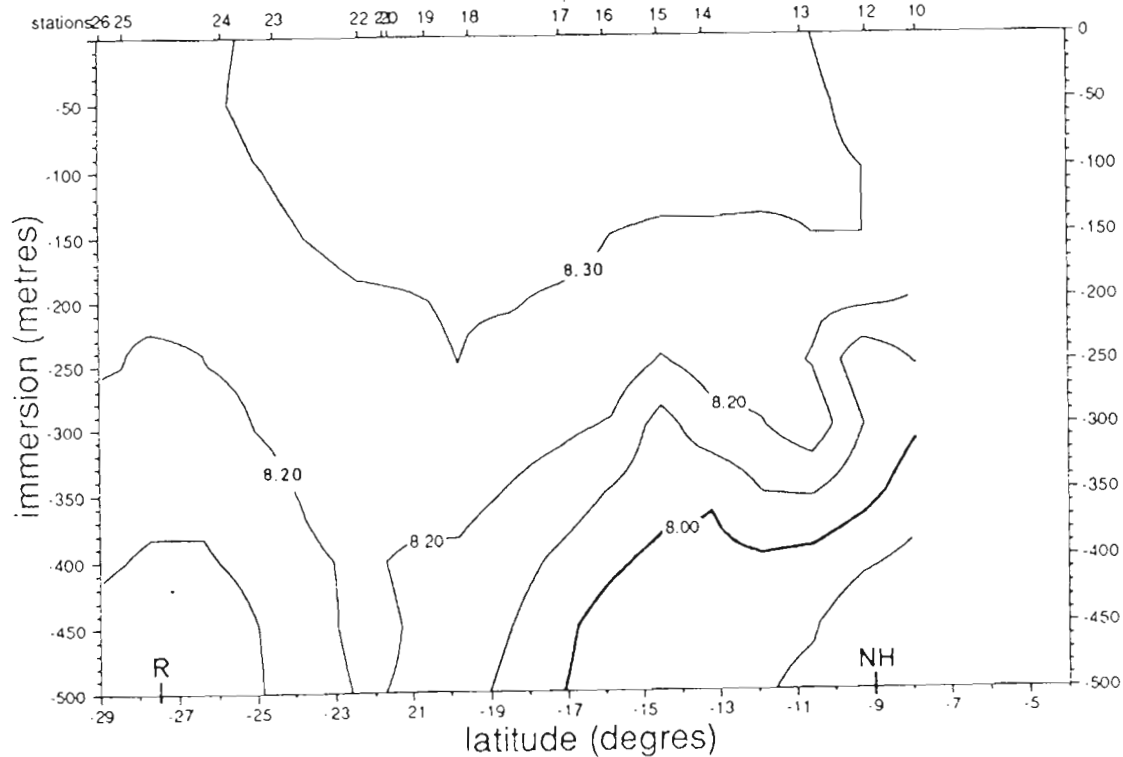
HYDROPOL 2 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES AVRIL 1986

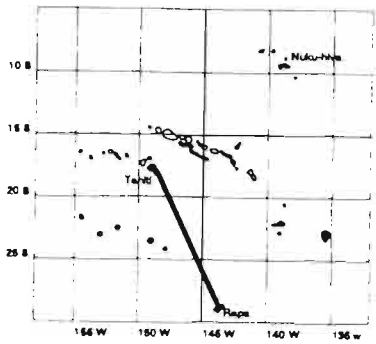


O₂ (mmole/l)



PH

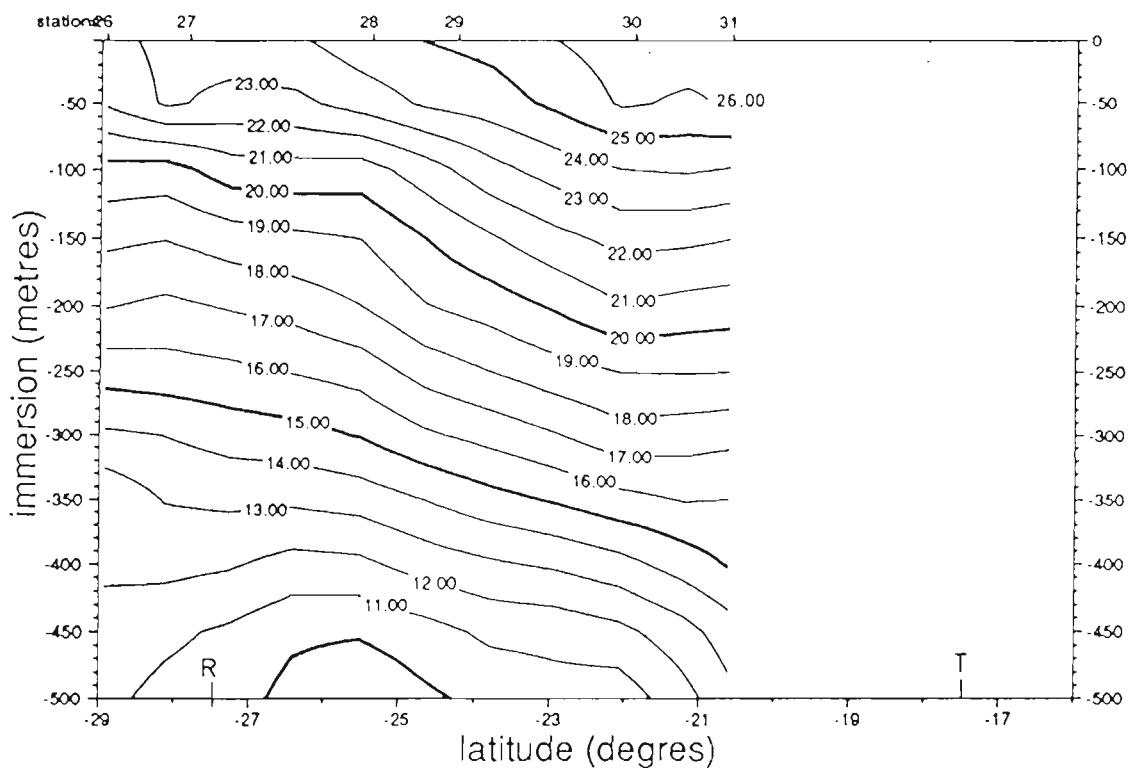




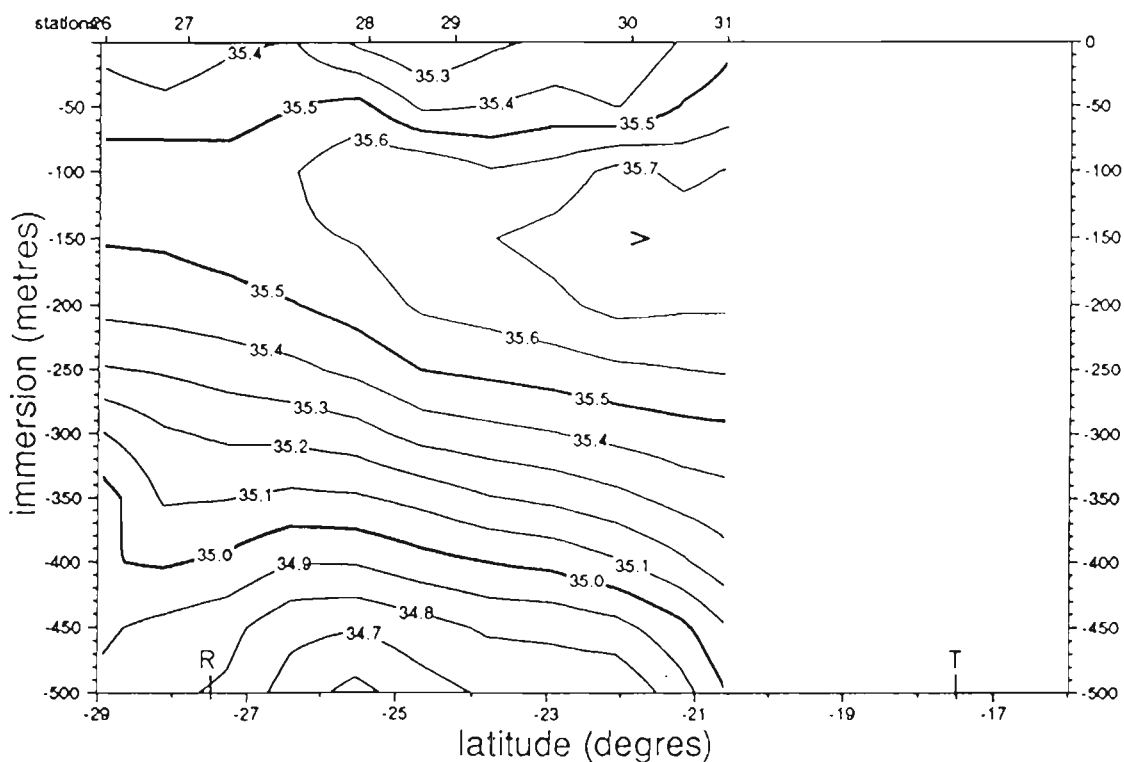
HYDROPOL 2 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

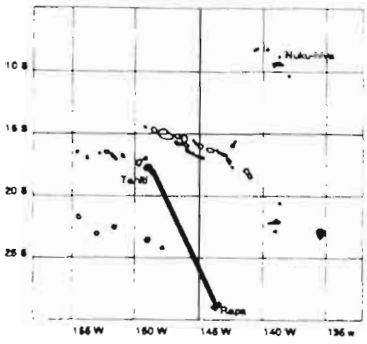
AVRIL 1986

TEMPERATURE (DEGRES C)

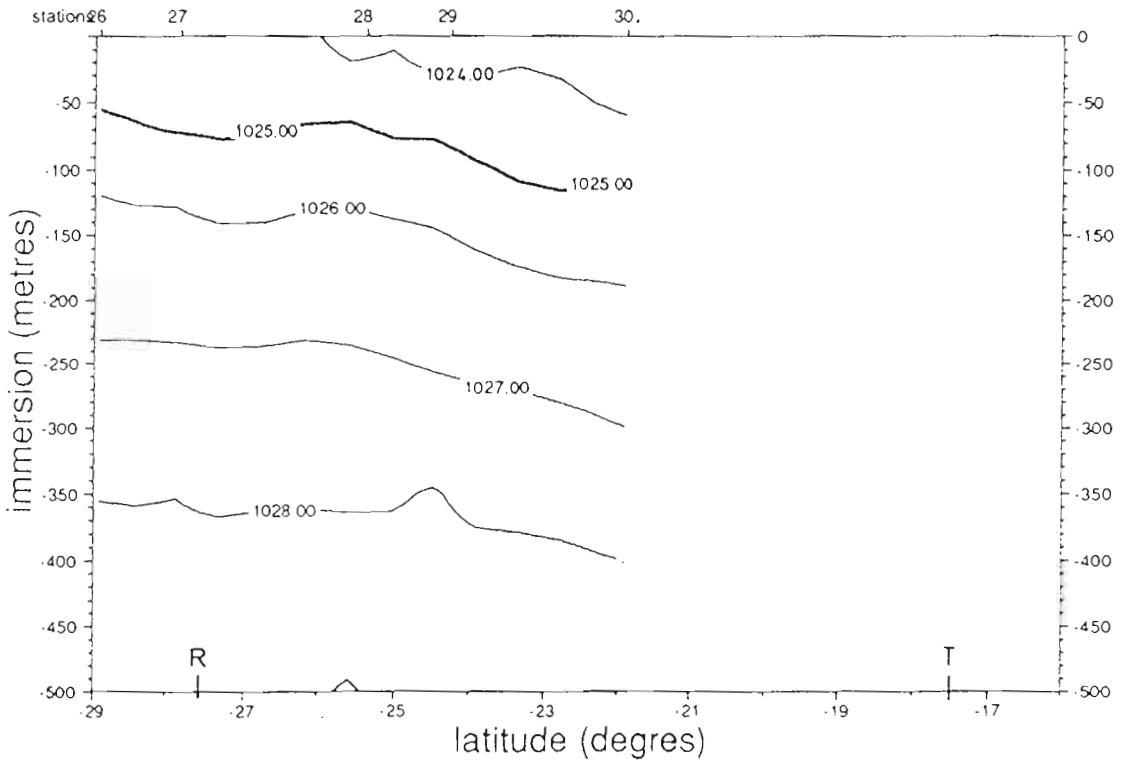


SALINITE (PSU)

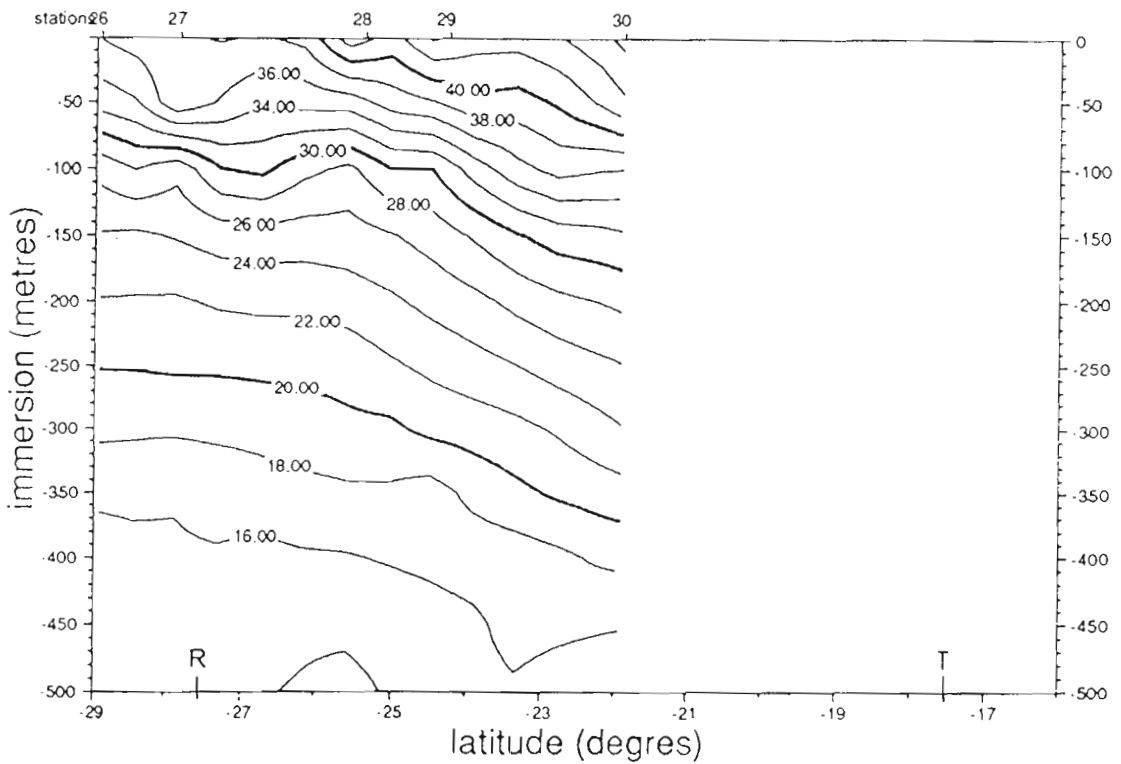


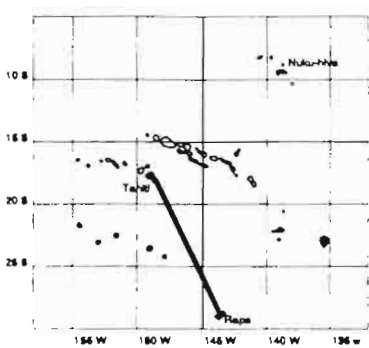


DENSITE (kg/m3)



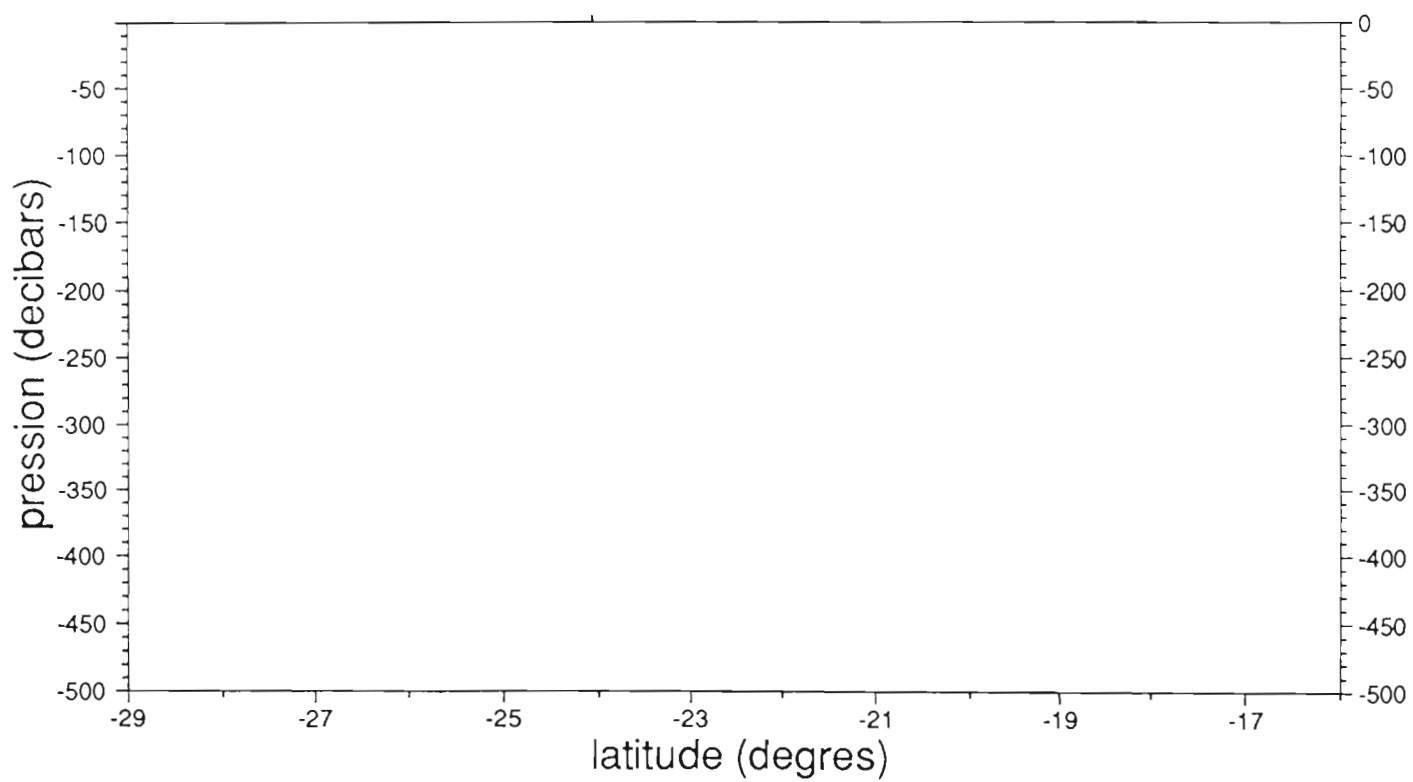
AVS (dl/tonne)

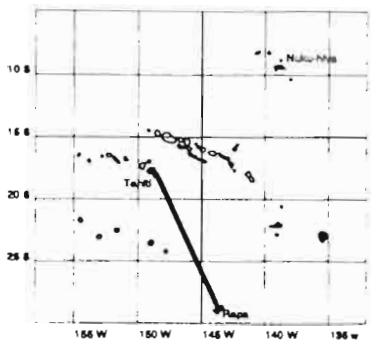




VITESSE CM/S (est : +)

stations

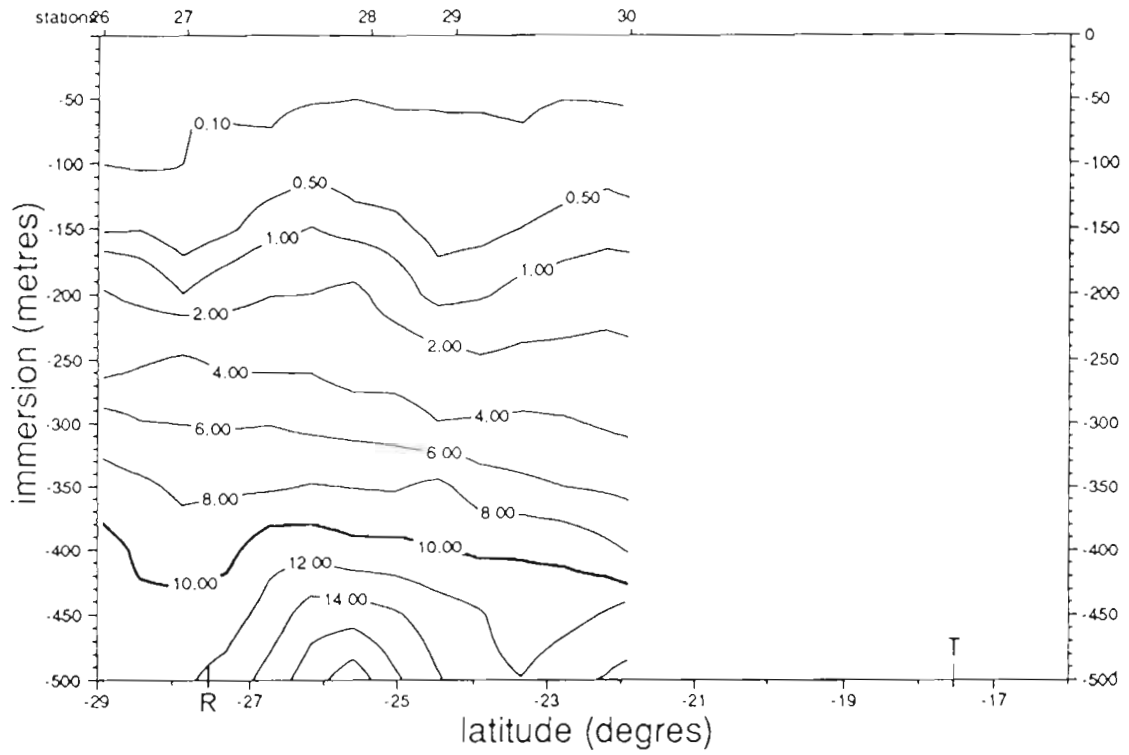




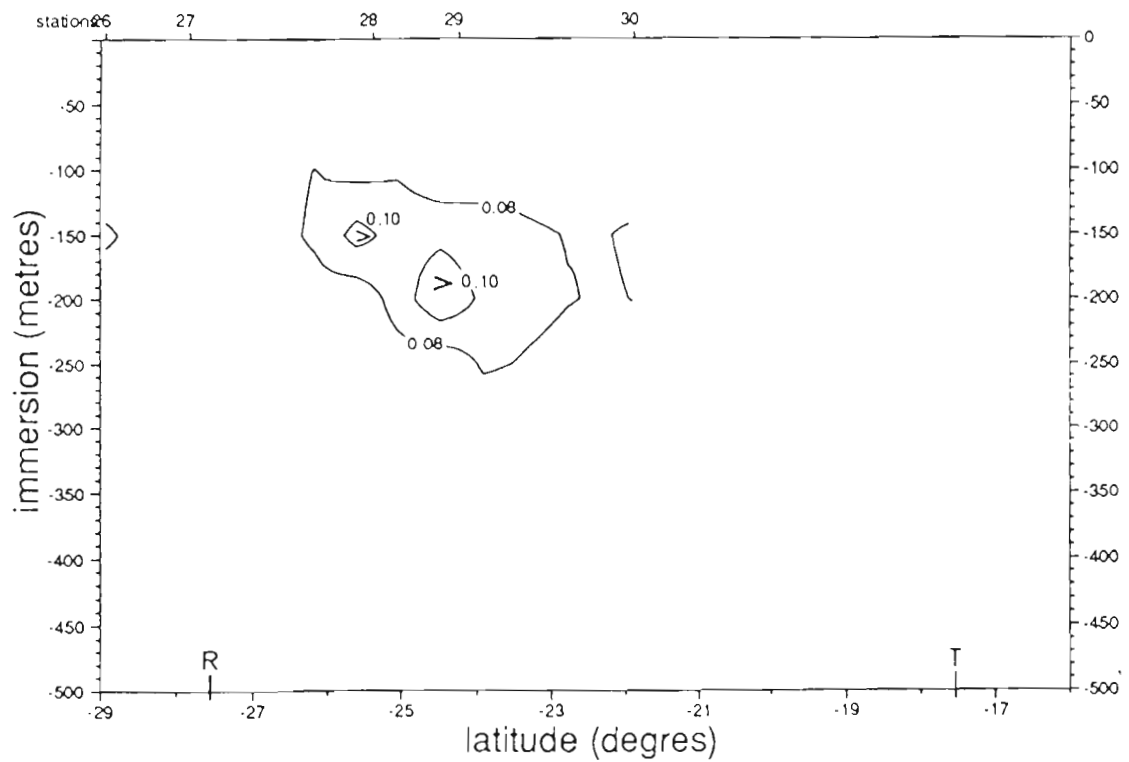
HYDROPOL 2 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

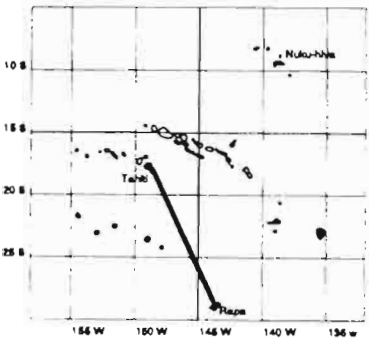
AVRIL 1986

NO3 (mmole/m3)



NO2 (mmole/m3)

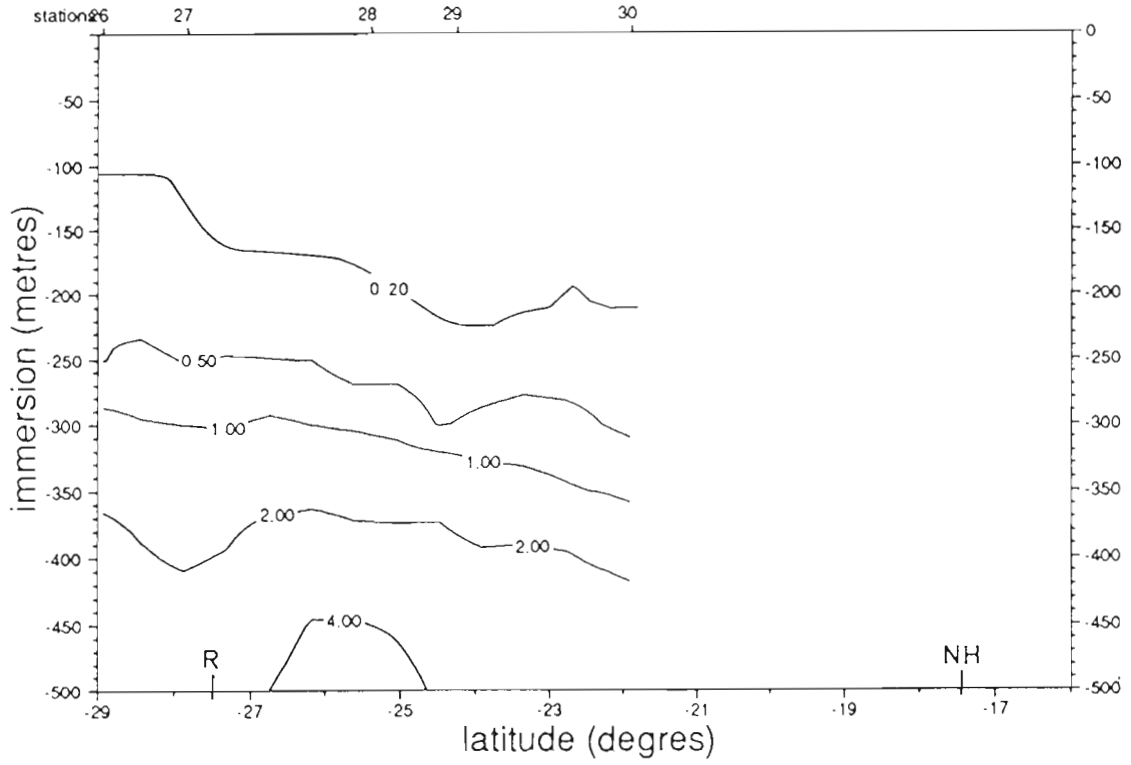




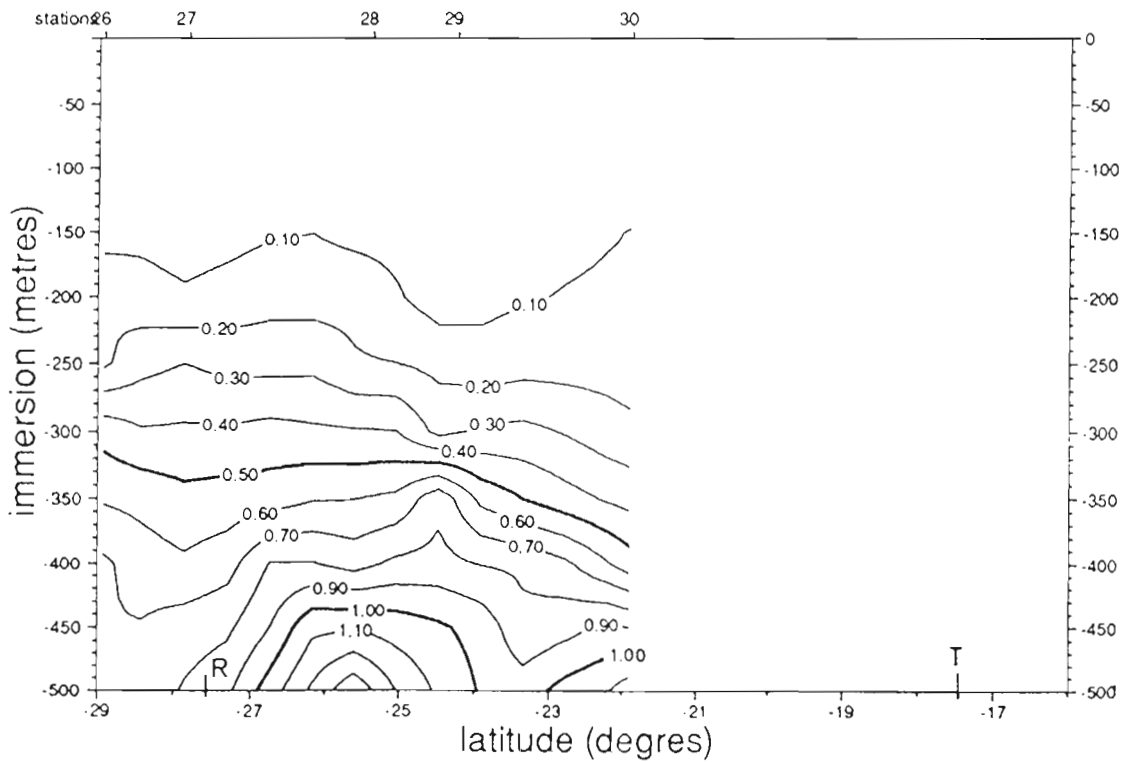
HYDROPOL 2 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

AVRIL 1986

SIO4 (mmole/m3)

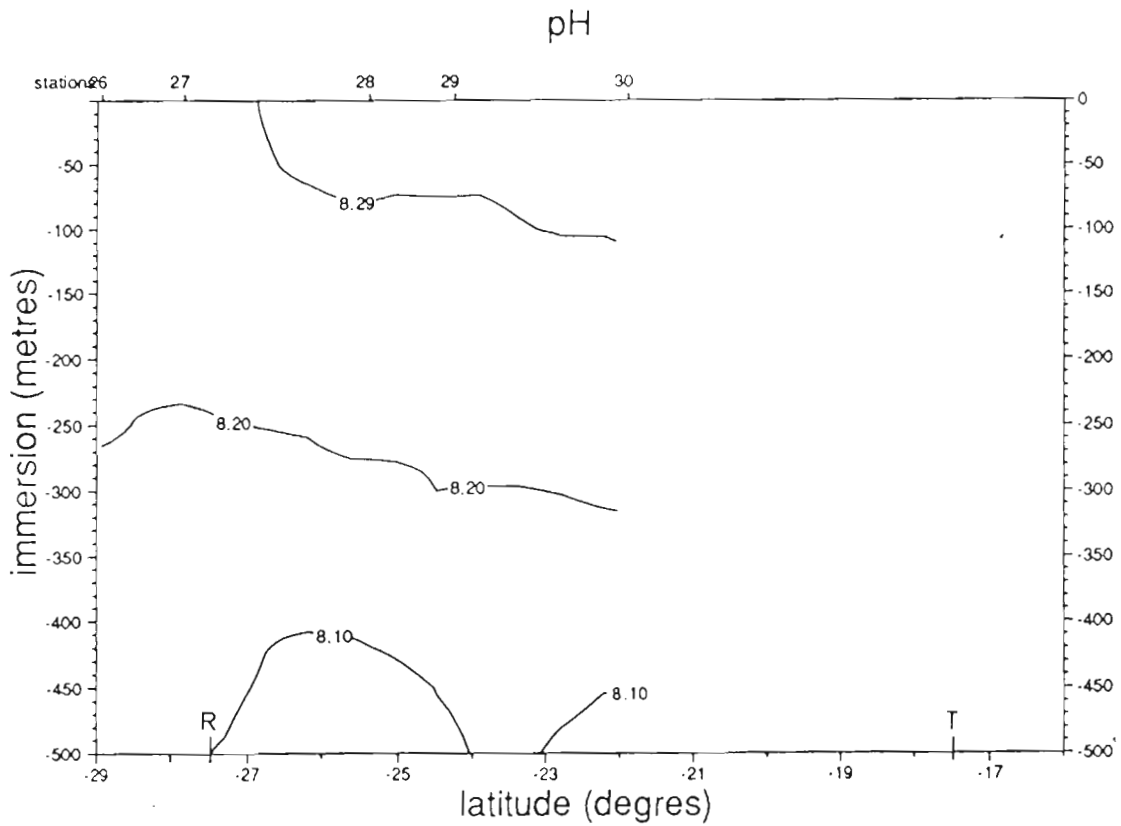
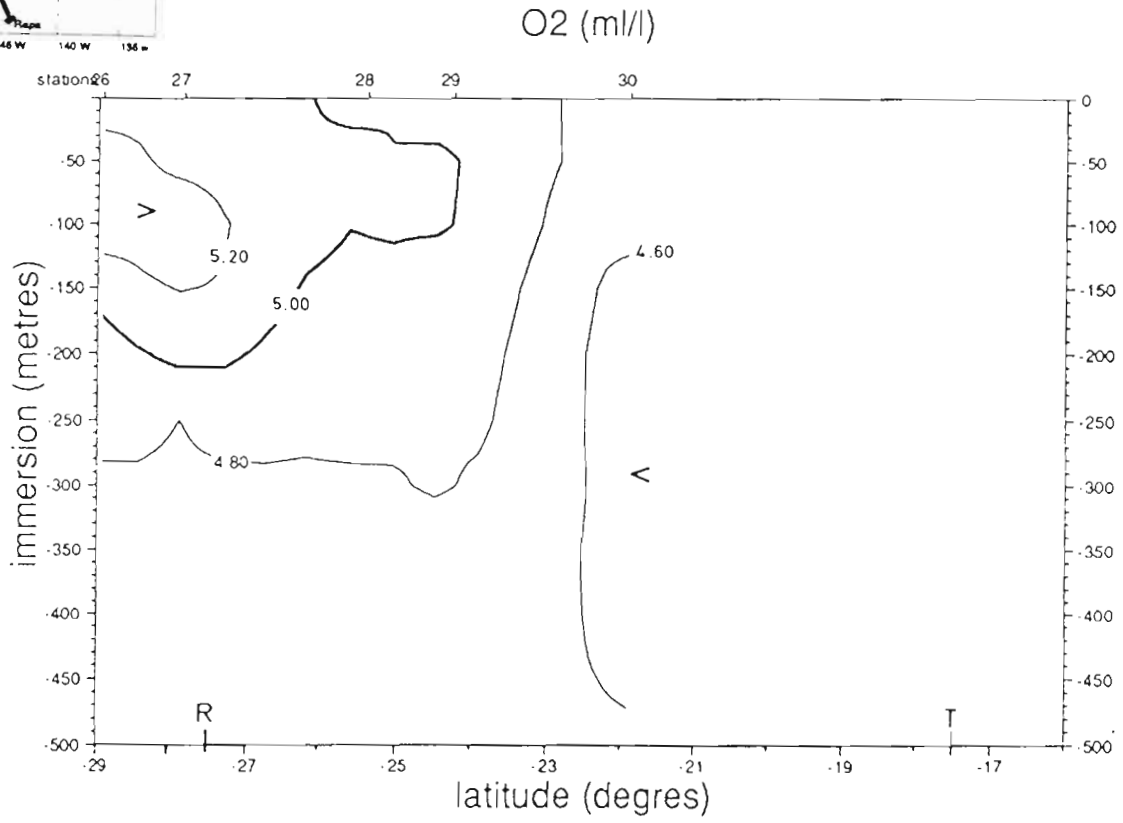
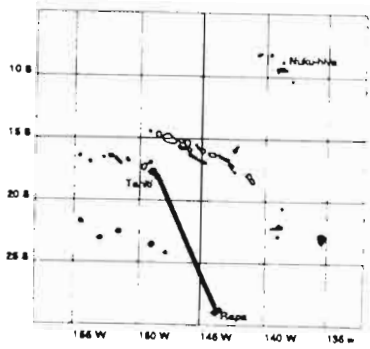


PO4 (mmole/m3)

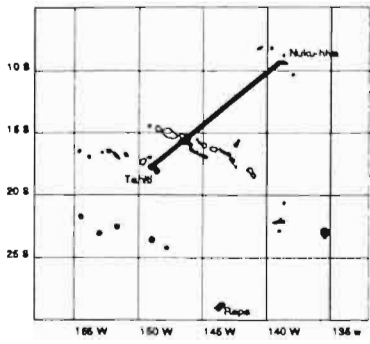


HYDROPOL 2 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

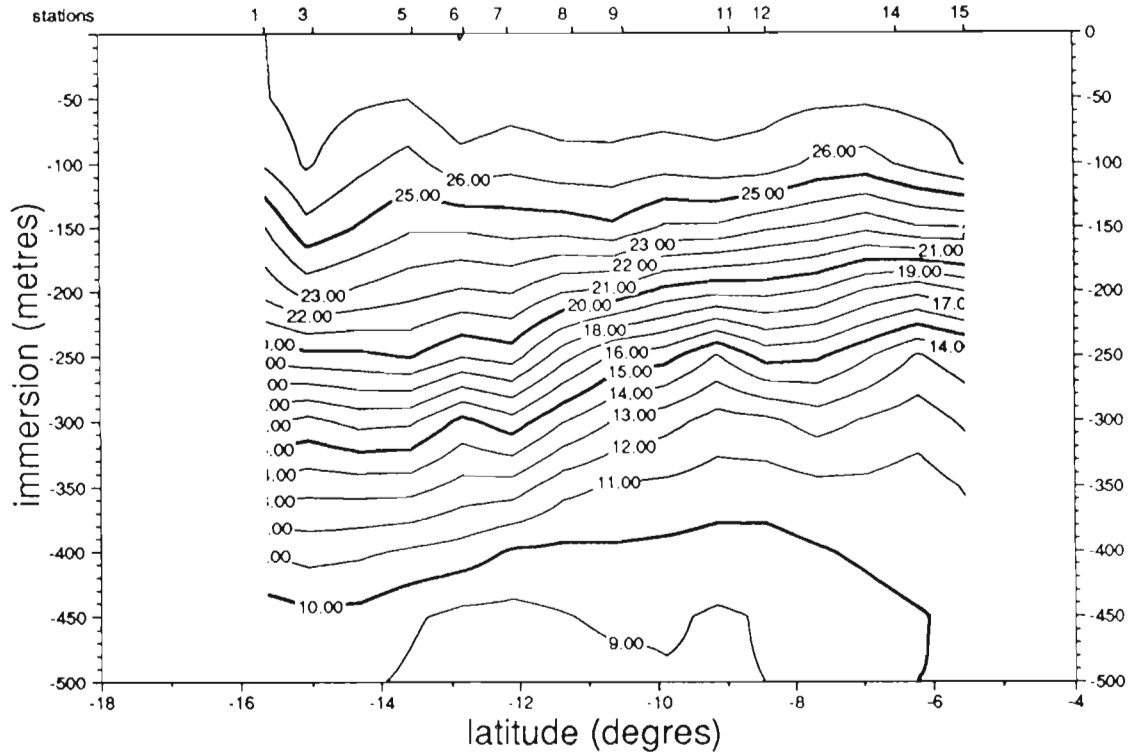
AVRIL 1986



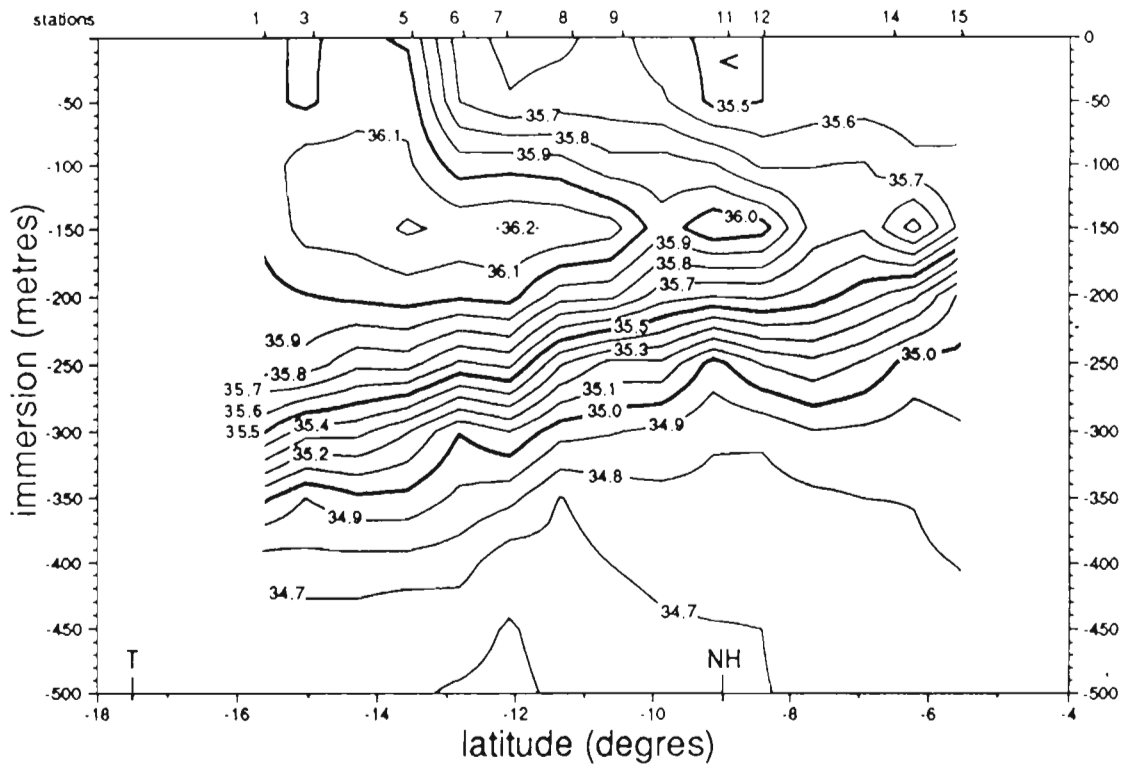
HYDROPOL 3 - Coupe SOCIETE-MARQUISES OCTOBRE 1986

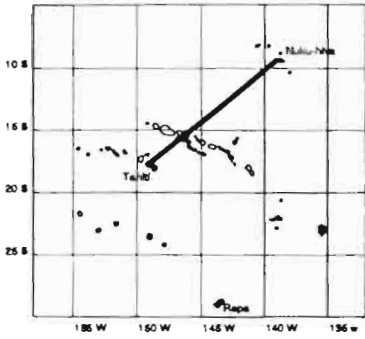


TEMPERATURE (DEGRES C)



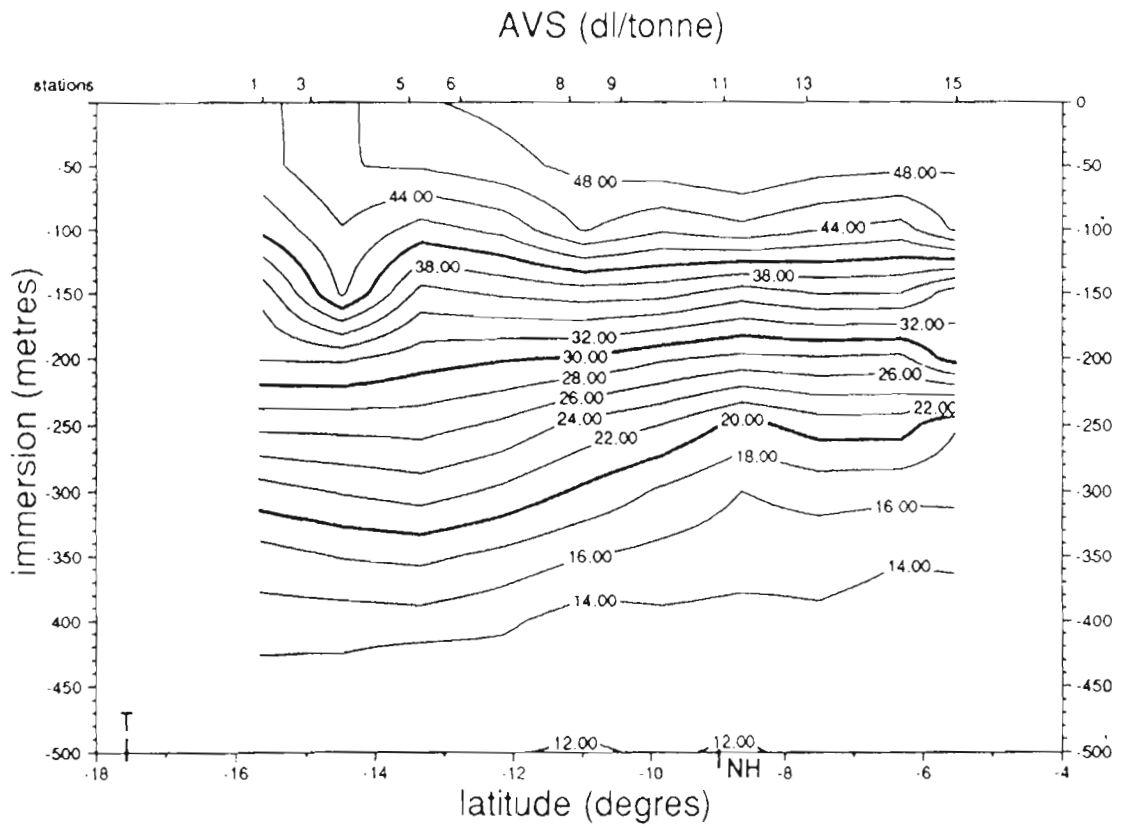
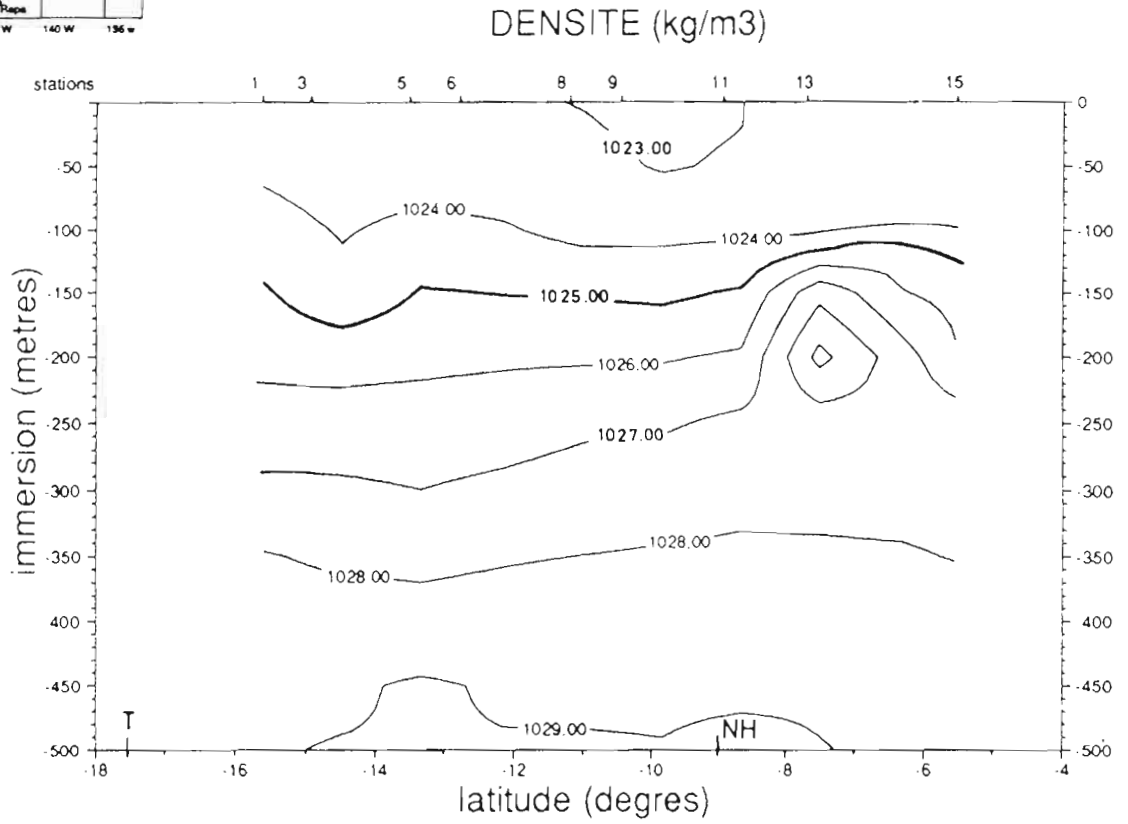
SALINITE



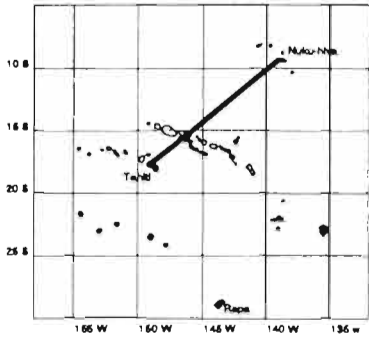


HYDROPOL 3 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

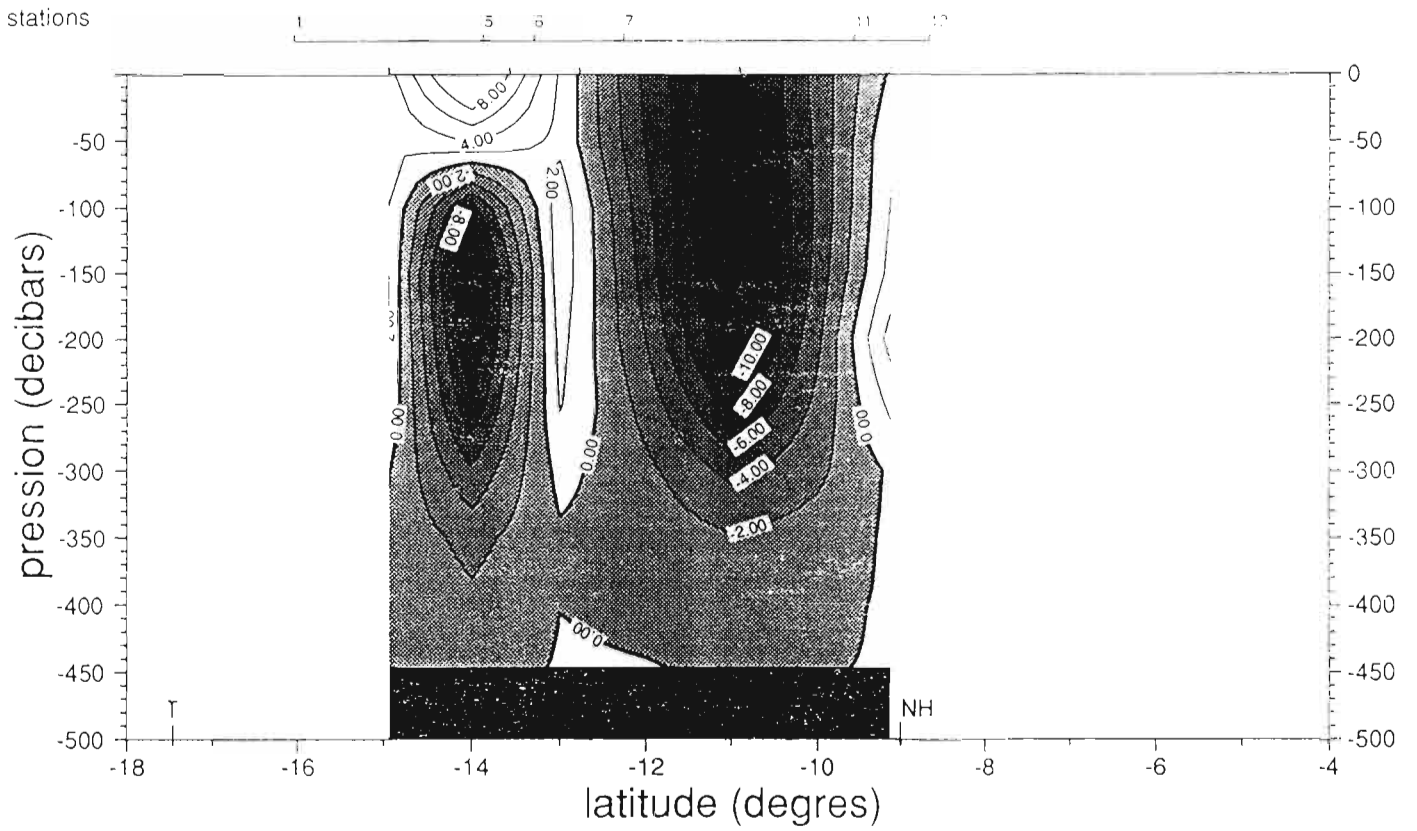
OCTOBRE 1986

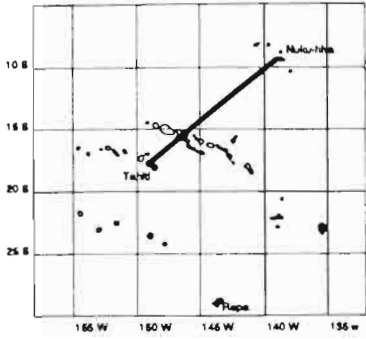


HYDROPOL 3 - Coupe SOCIETE-MARQUISES OCTOBRE 1986



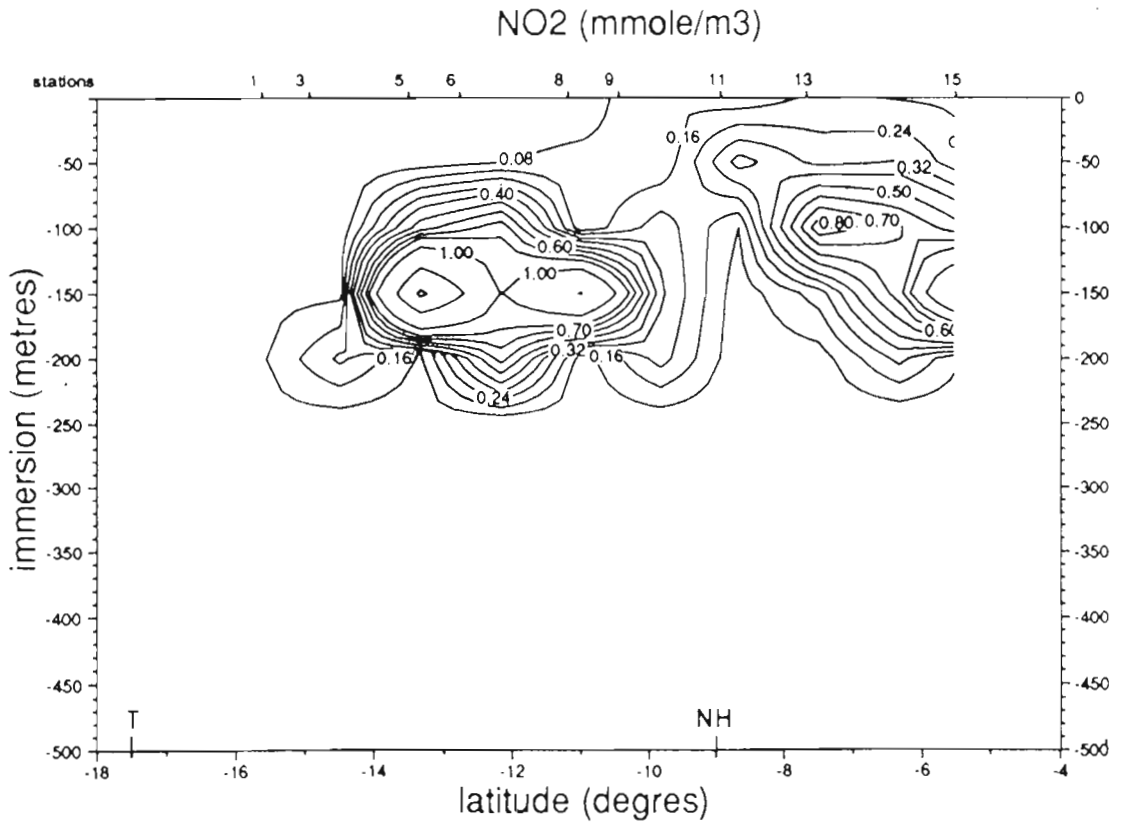
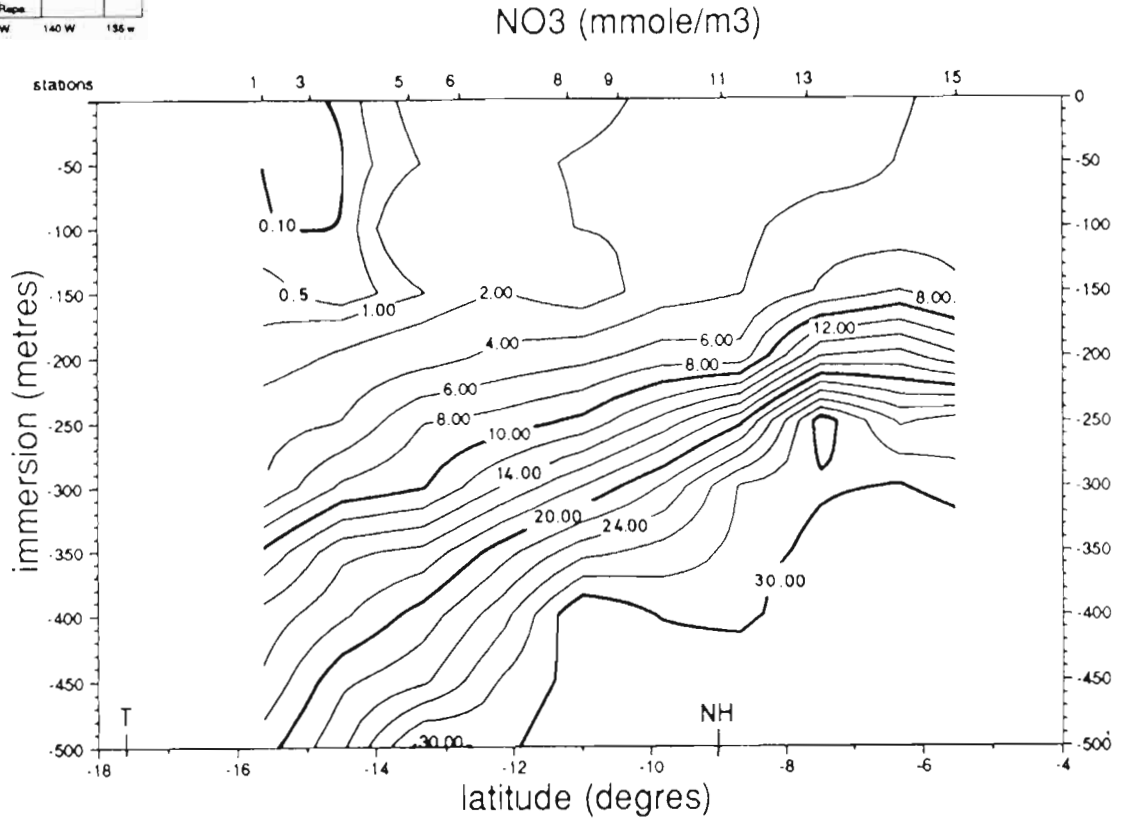
VITESSE CM/S (est : +)



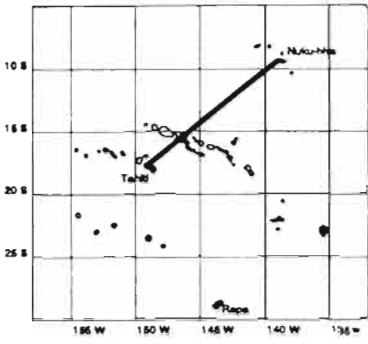


HYDROPOL 3 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

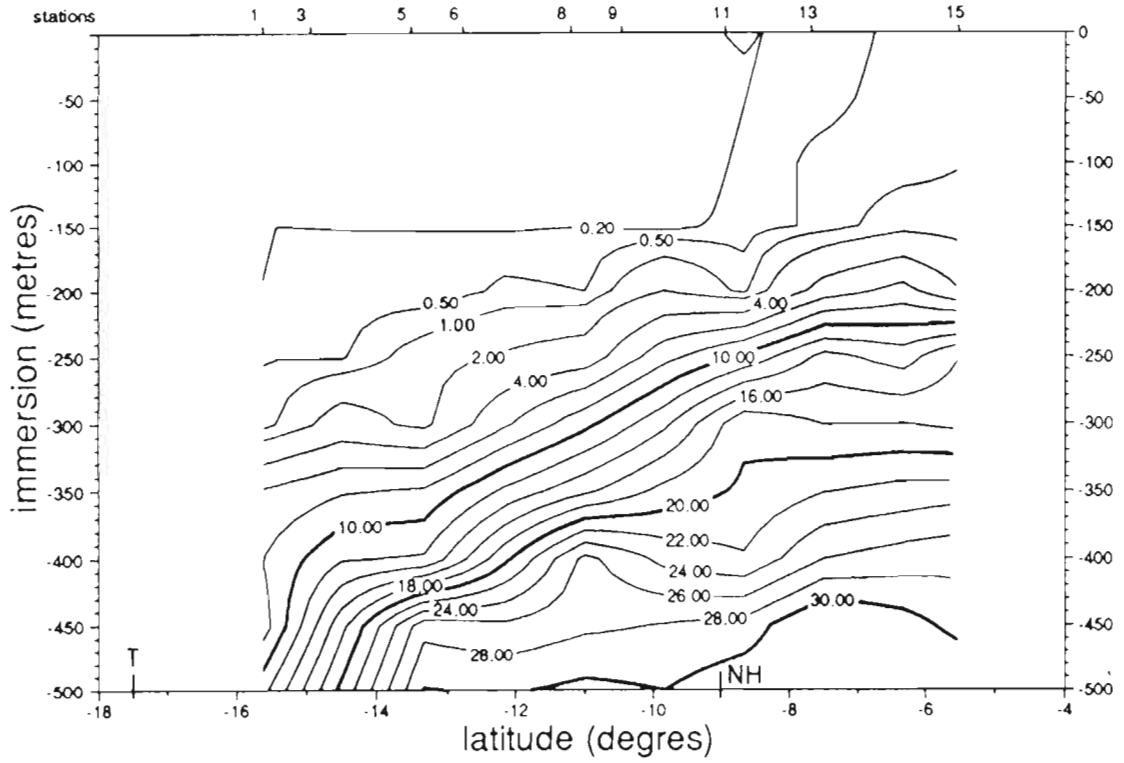
OCTOBRE 1986



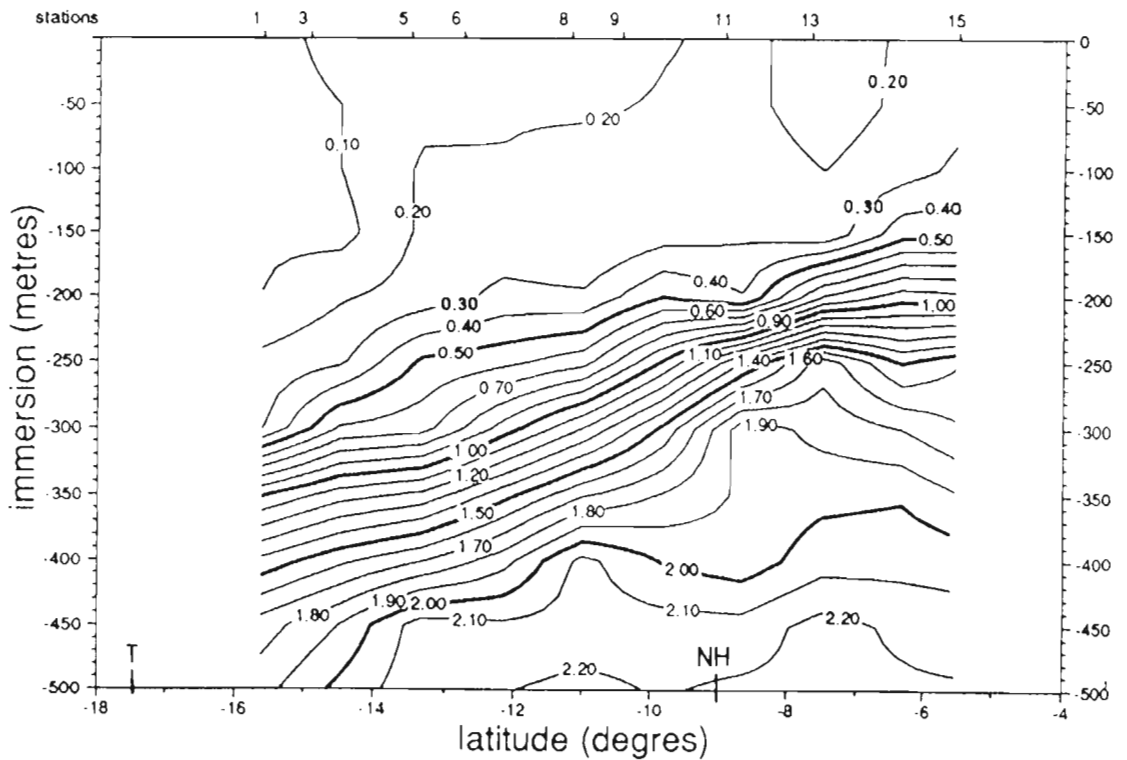
HYDROPOL 3 - Coupe SOCIETE-MARQUISES OCTOBRE 1986

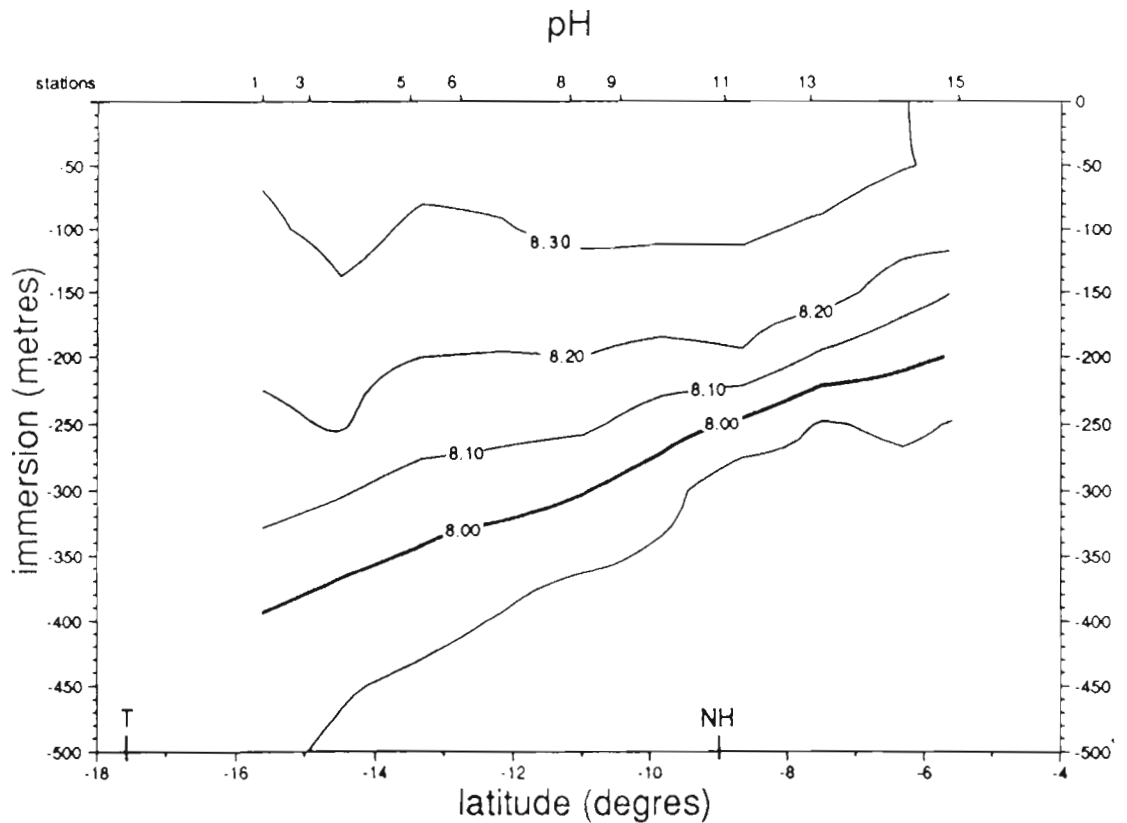
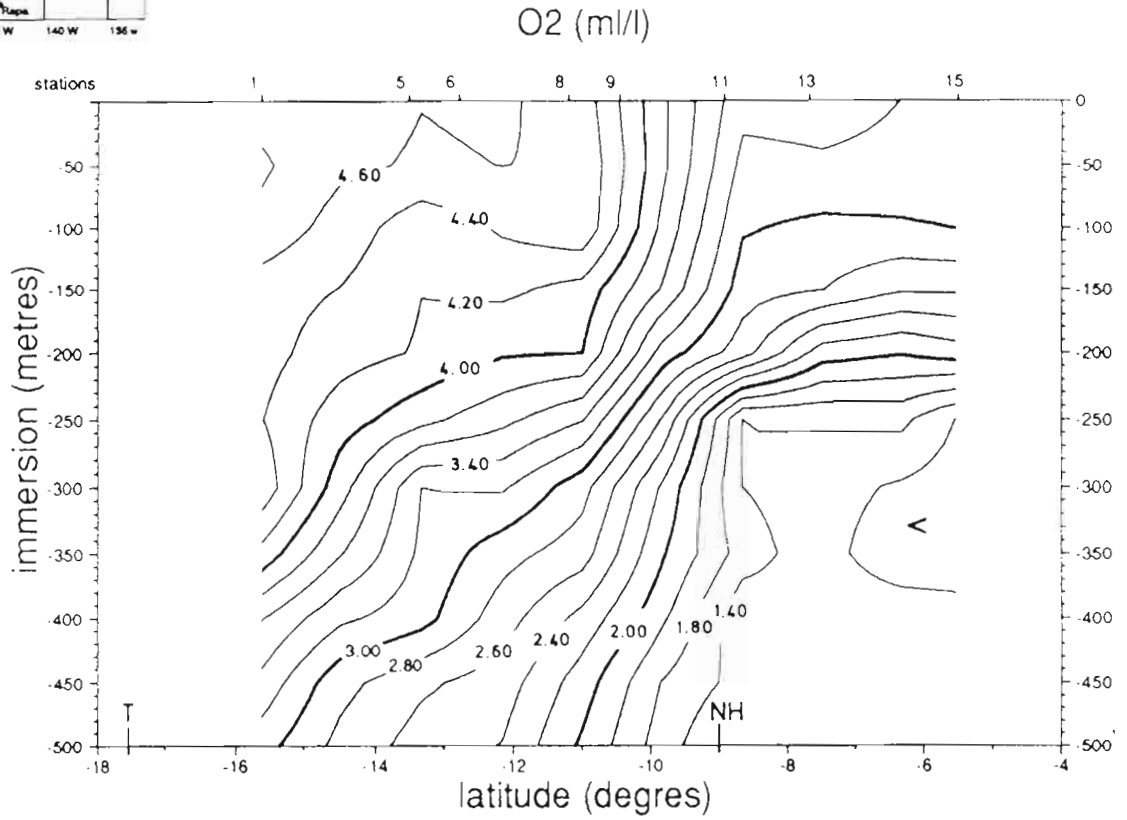
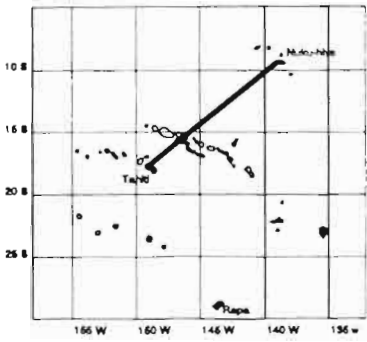


SiO₄ (mmole/m³)

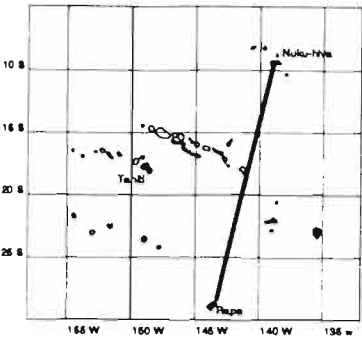


PO₄ (mmole/m³)

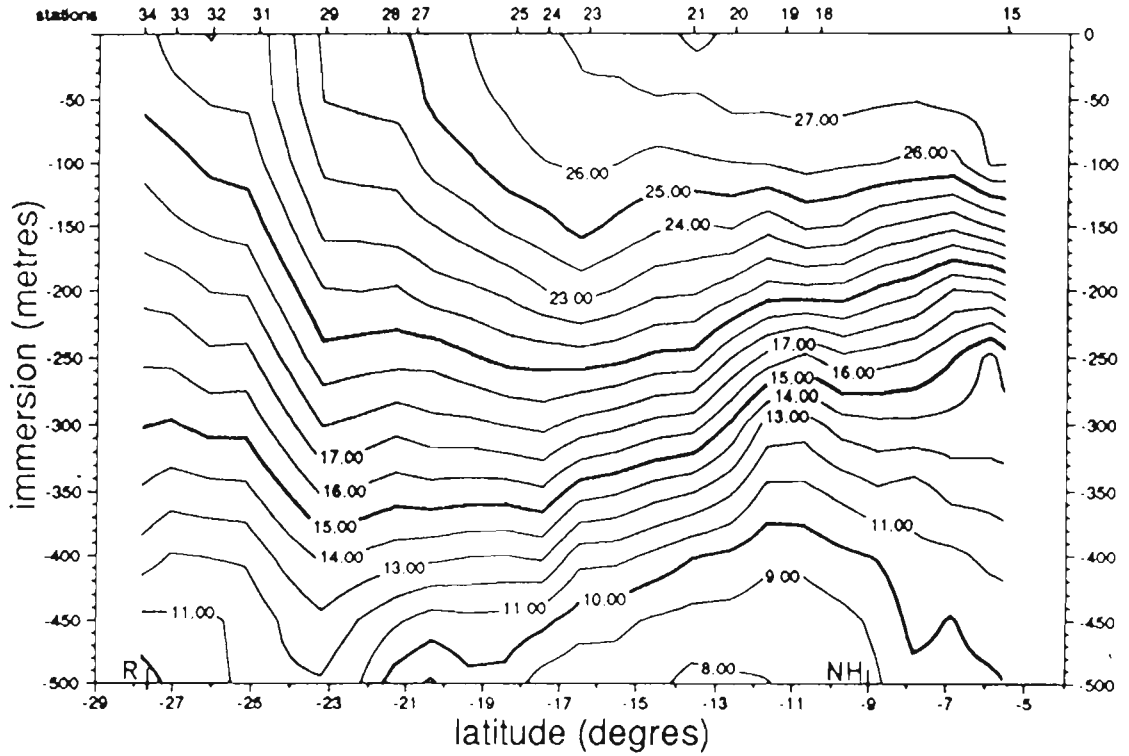




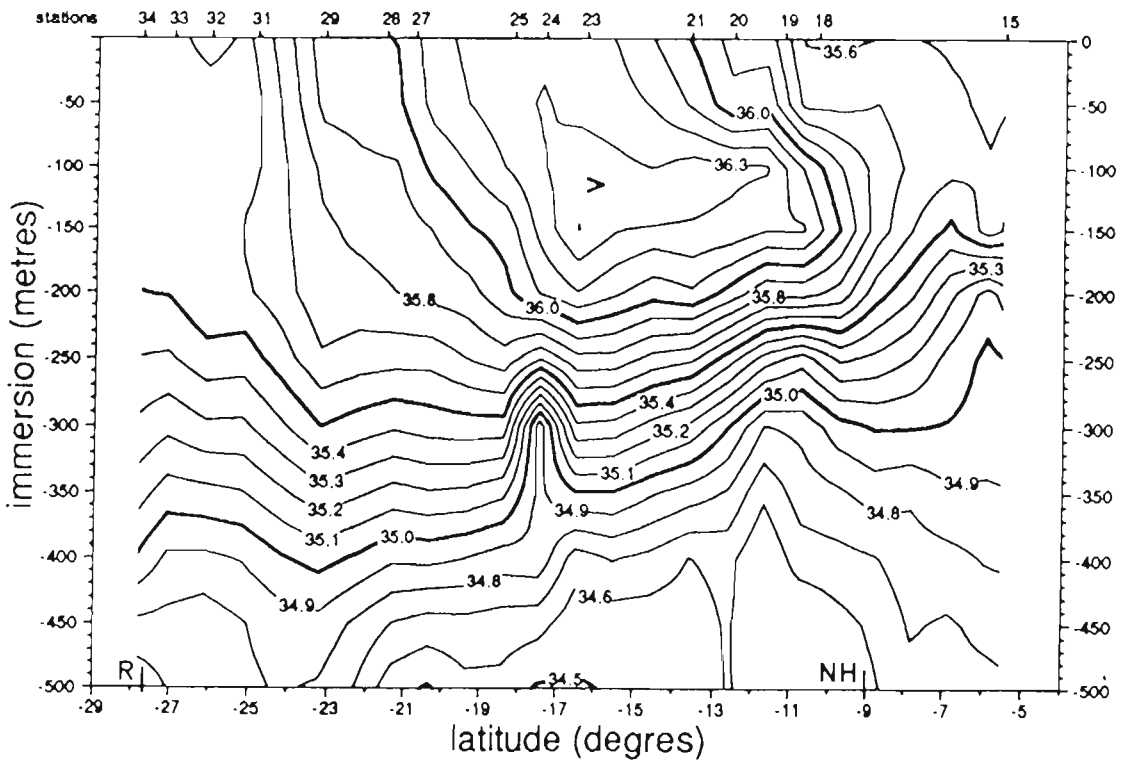
HYDROPOL 3 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1986



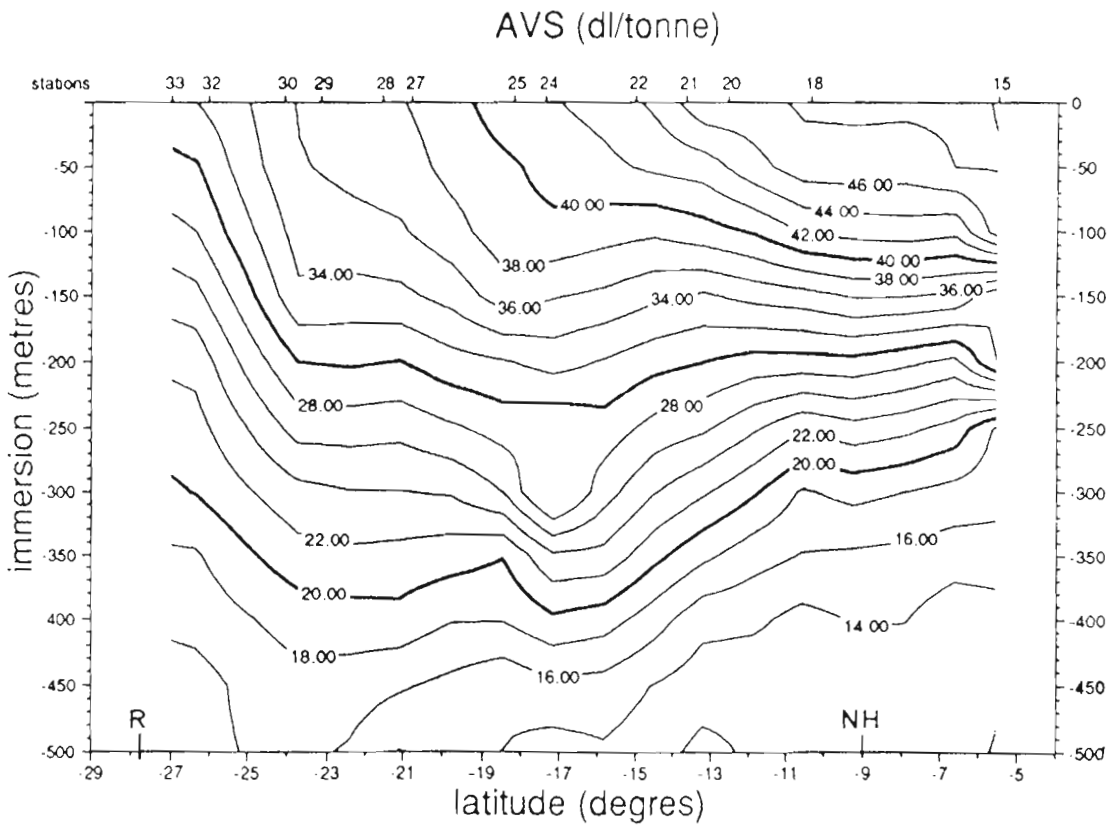
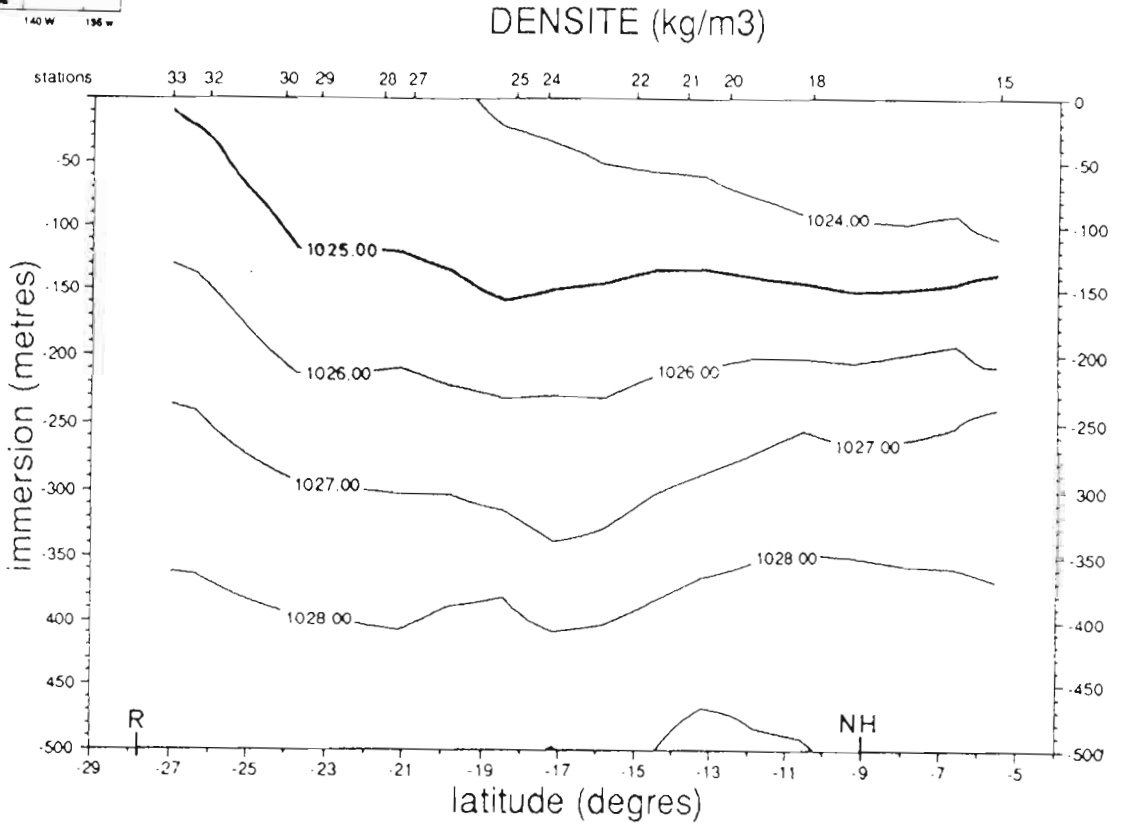
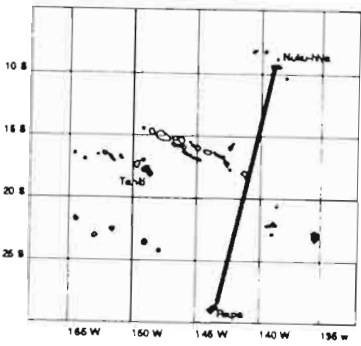
TEMPERATURE (DEGRES C)



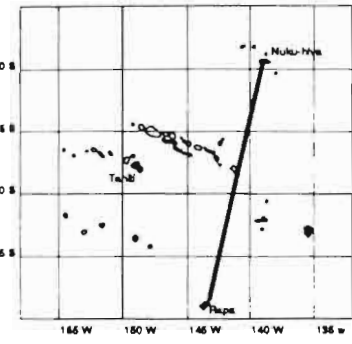
SALINITE (PSU)



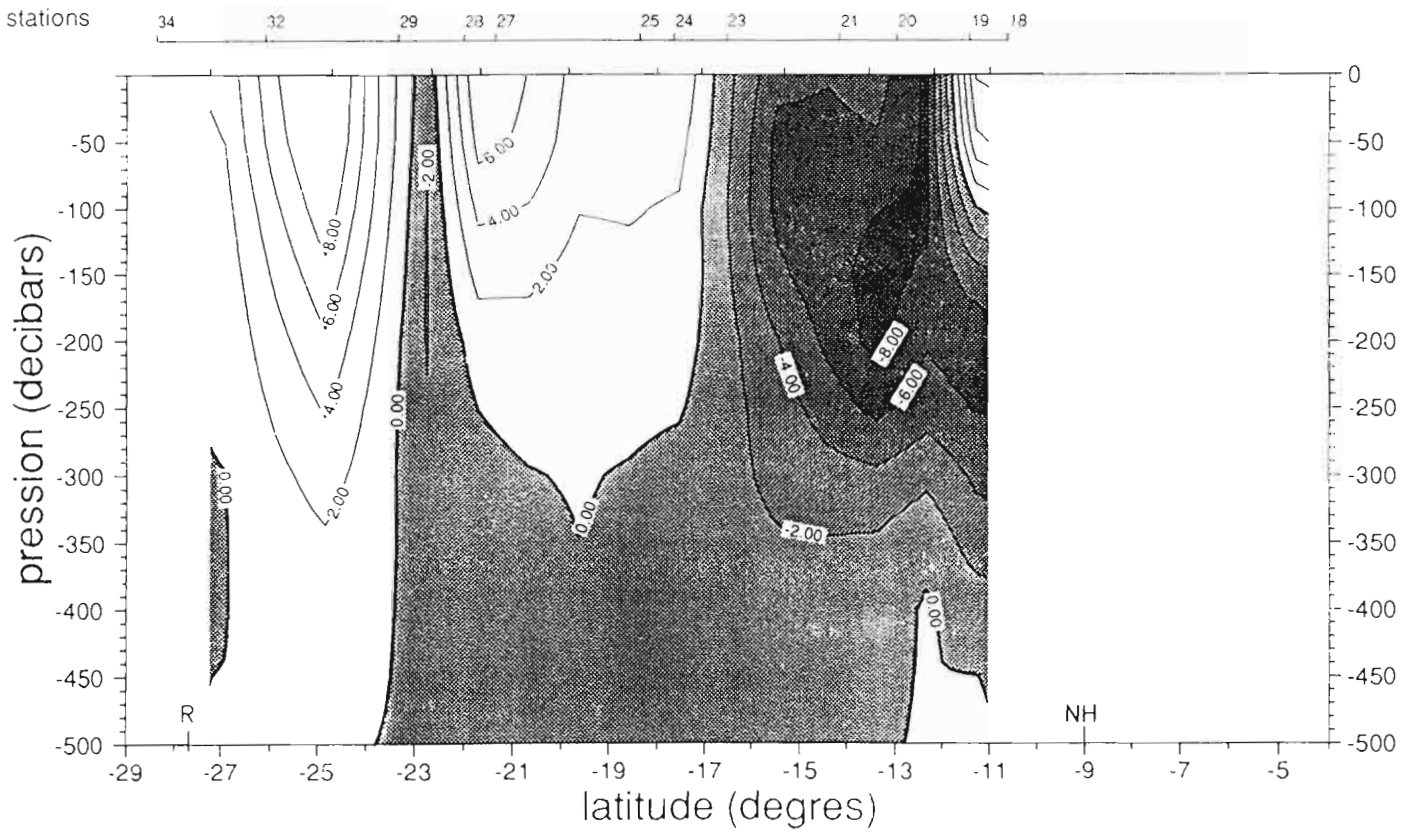
HYDROPOL 3 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1986

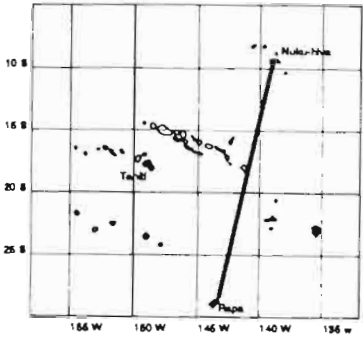


HYDROPOL 3 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1986



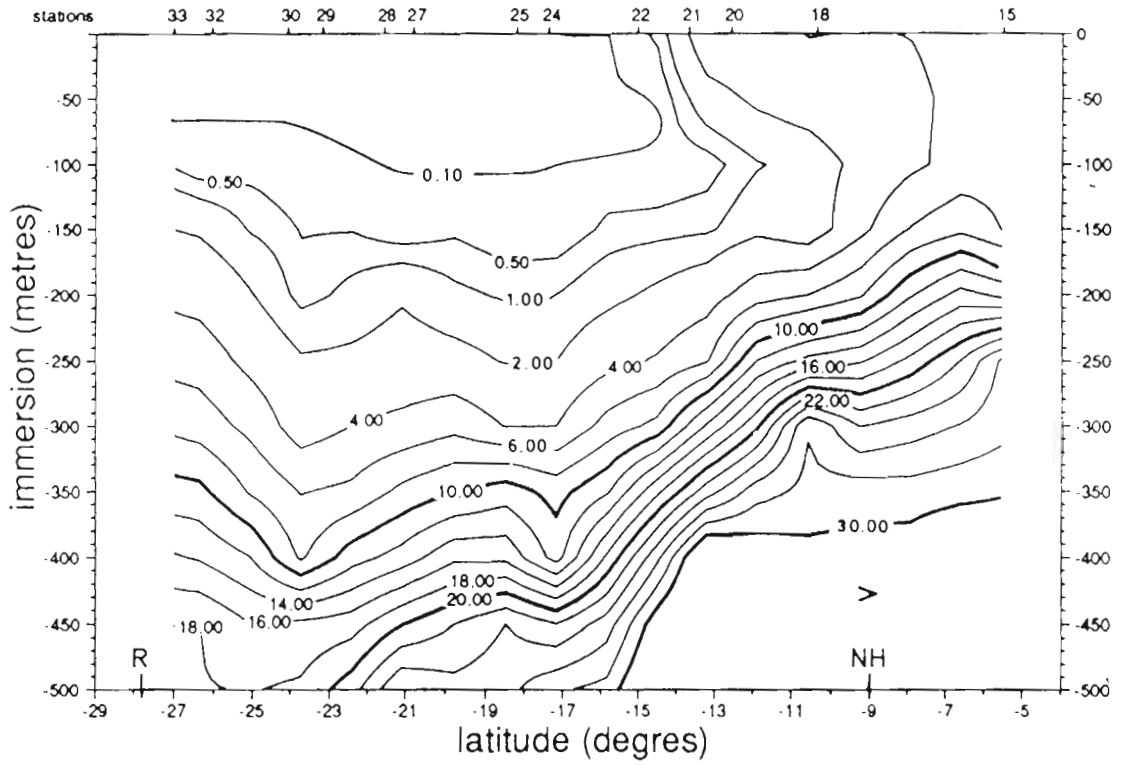
VITESSE CM/S (est : +)



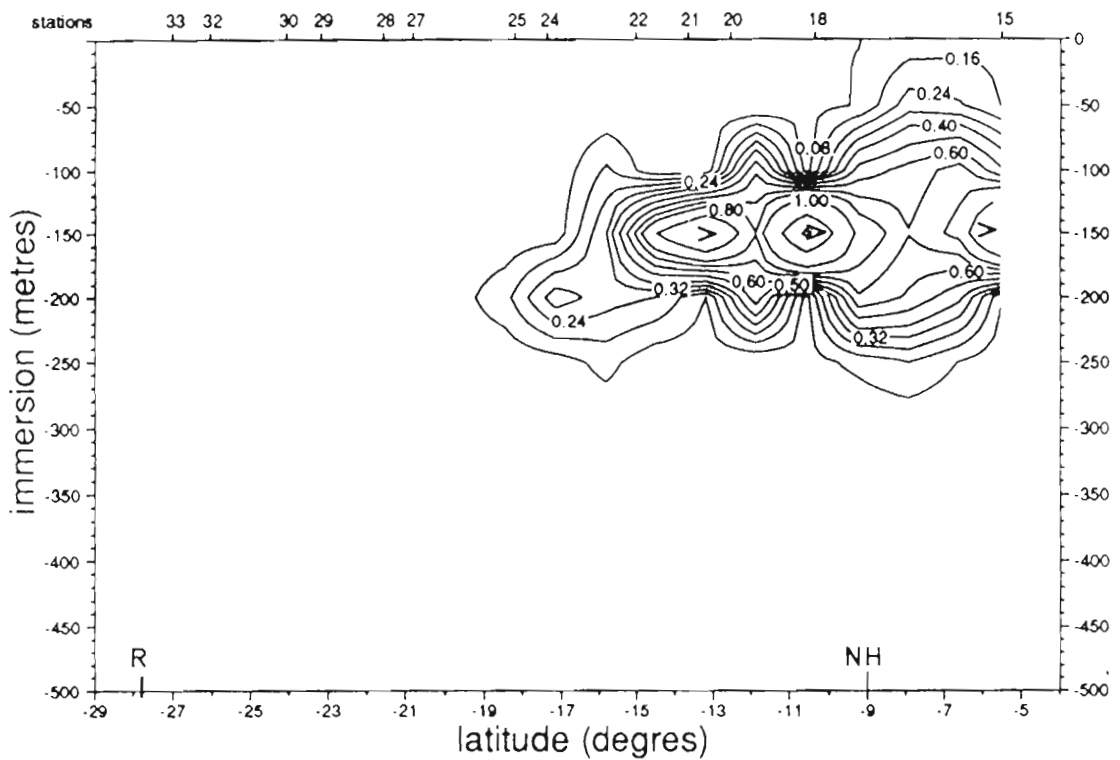


HYDROPOL 3 - Coupe MARQUESAS-AUSTRALES OCTOBRE 1986

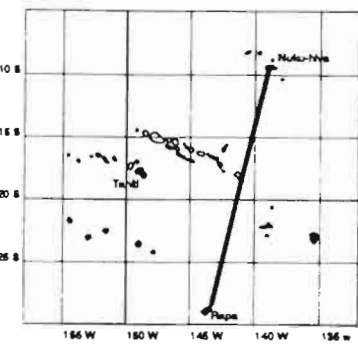
NO3 (mmole/m3)



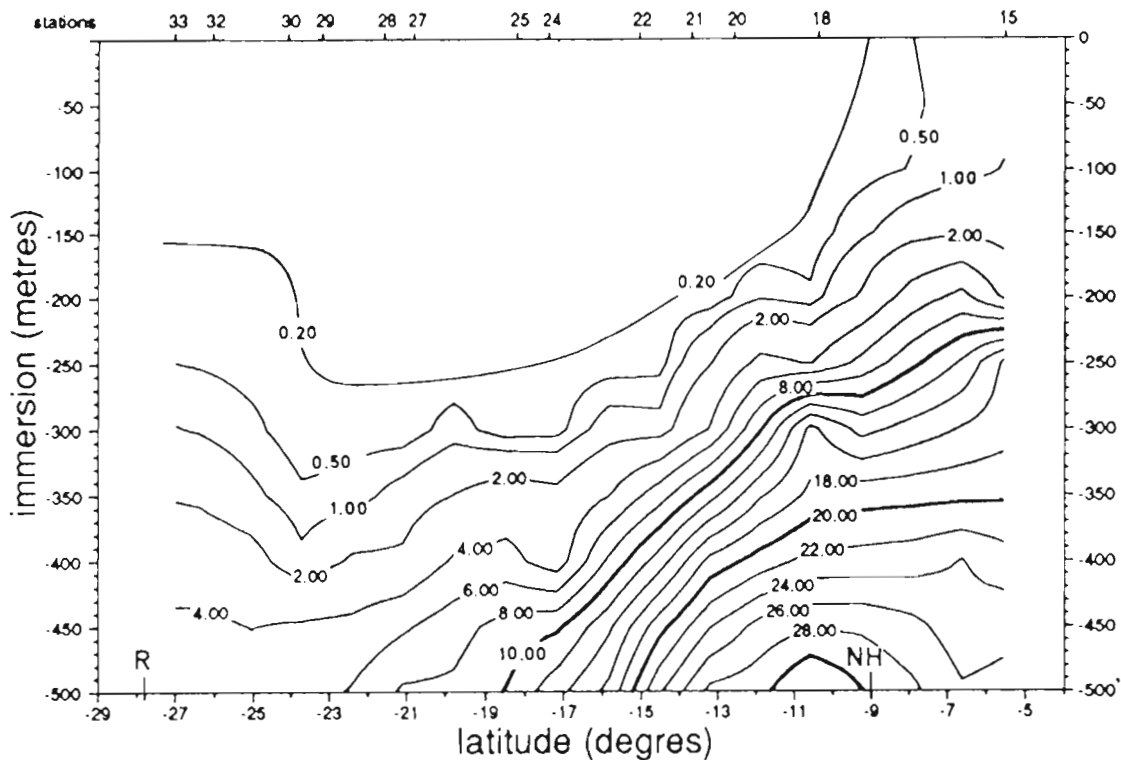
NO2 (mmole/m3)



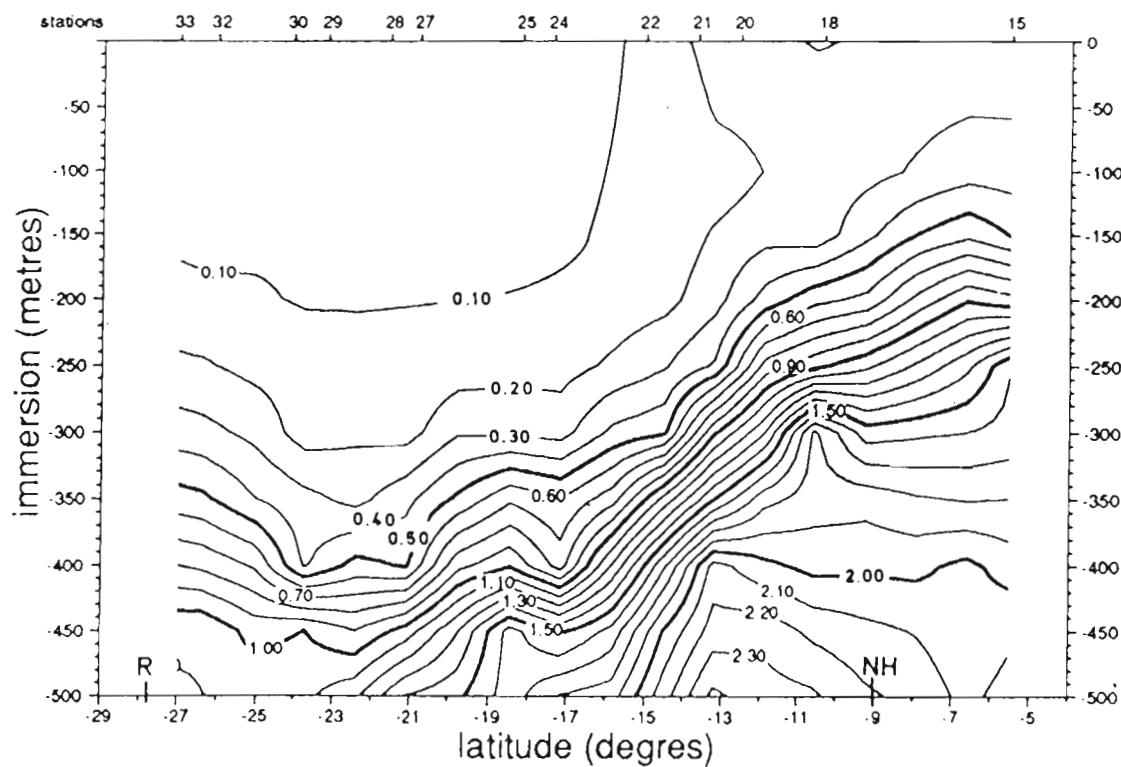
HYDROPOL 3 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1986

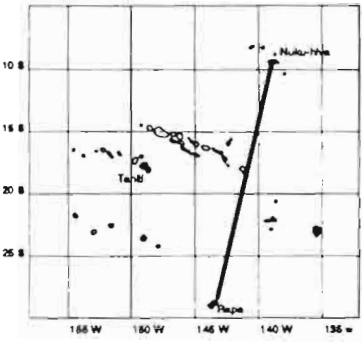


SIO4 (mmole/m3)

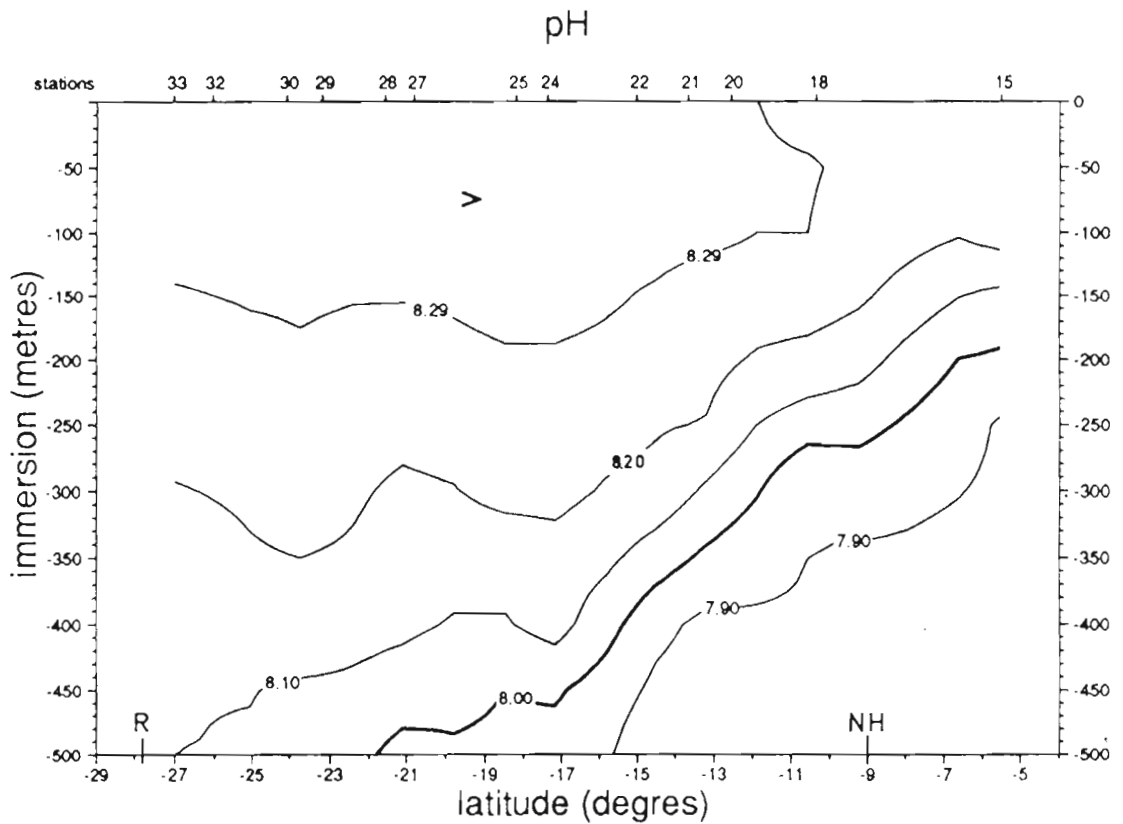
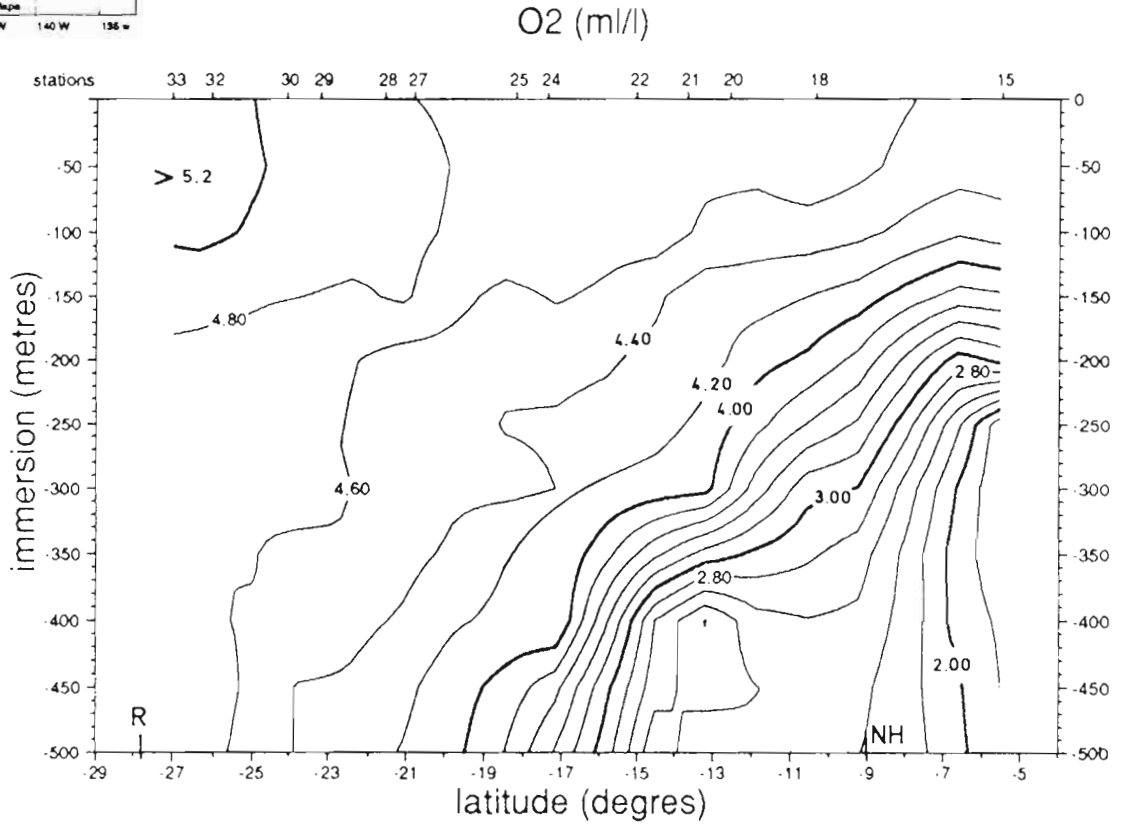


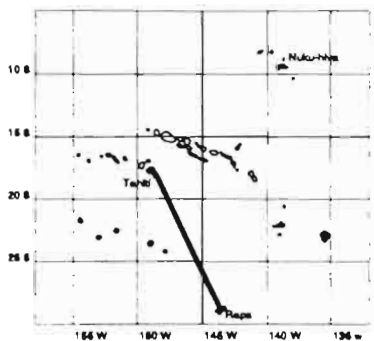
PO4 (mmole/m3)



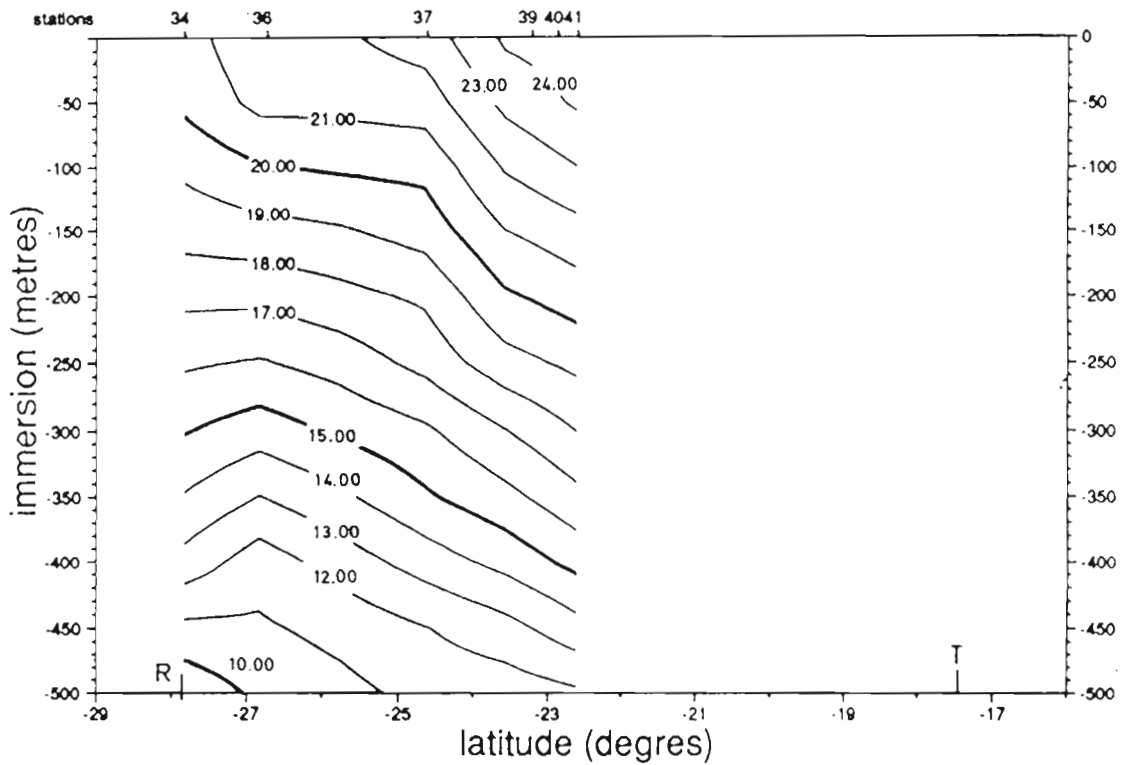


HYDROPOL 3 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1986

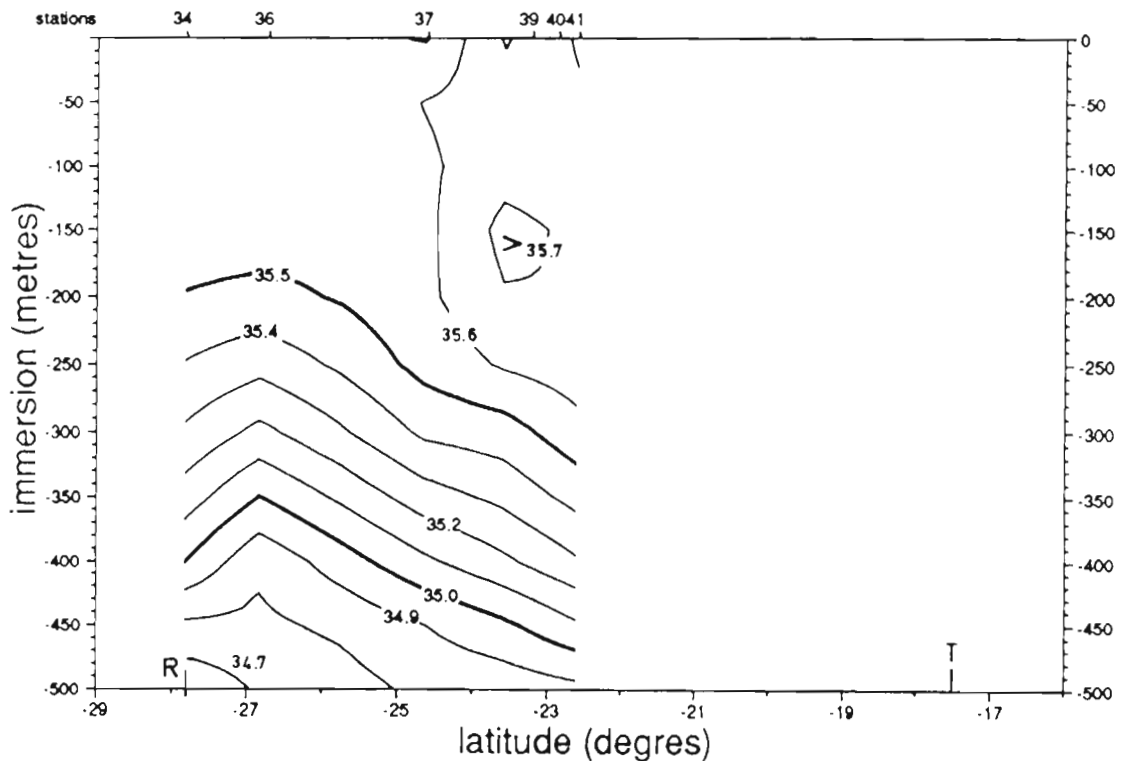




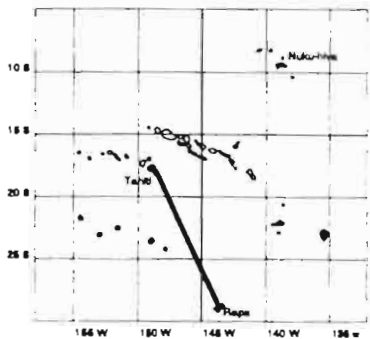
TEMPERATURE (DEGRES C)



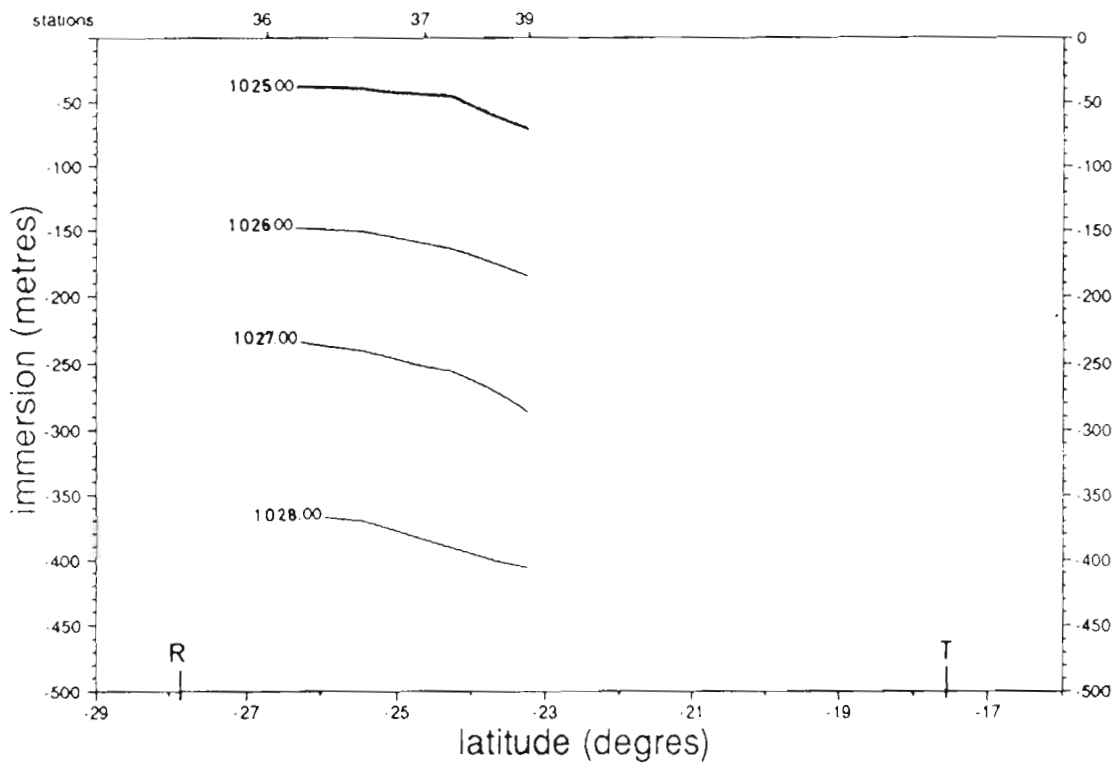
SALINITE (PSU)



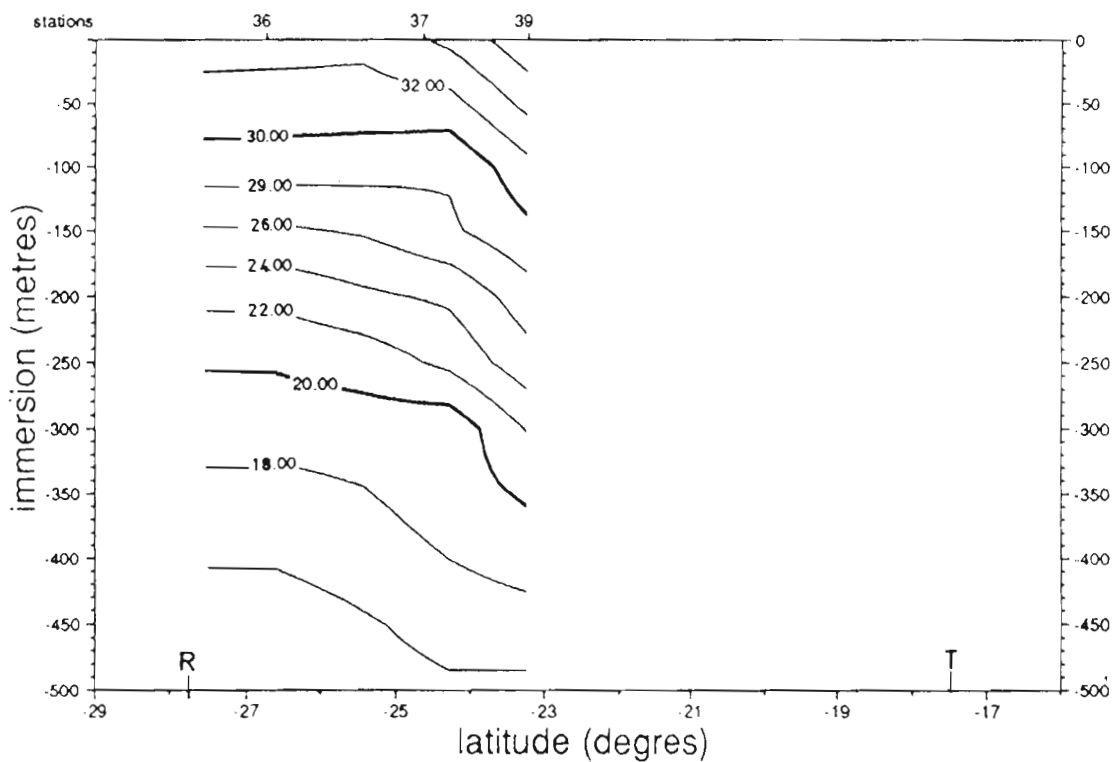
HYDROPOL 3 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE OCTOBRE 1986



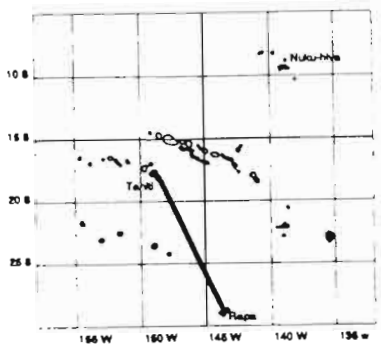
DENSITE (kg/m3)



AVS (dl/tonne)



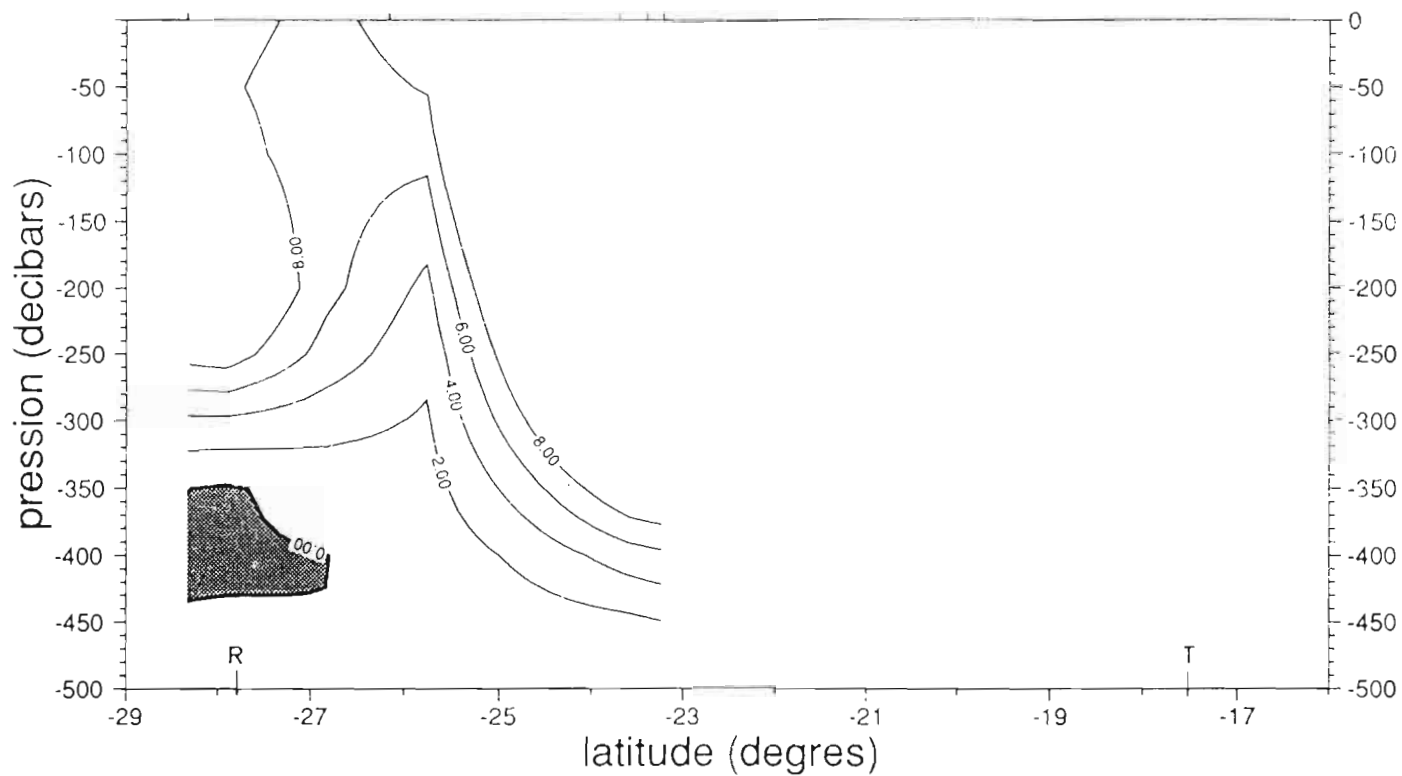
HYDROPOL 3 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE OCTOBRE 1986

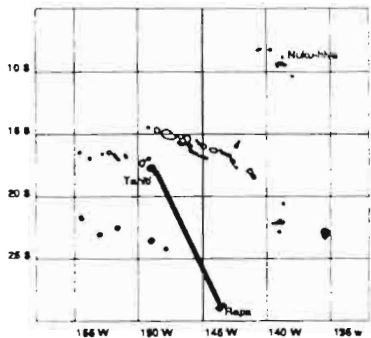


VITESSE CM/S (est : +)

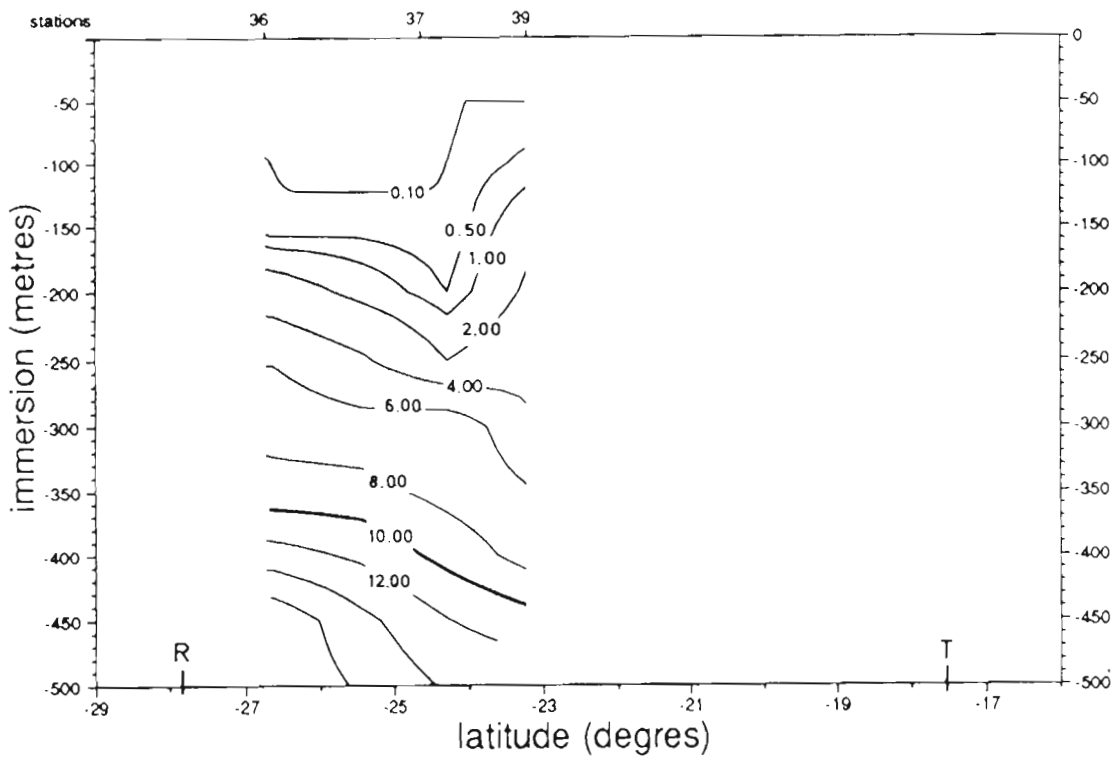
stations

385 38 40 41

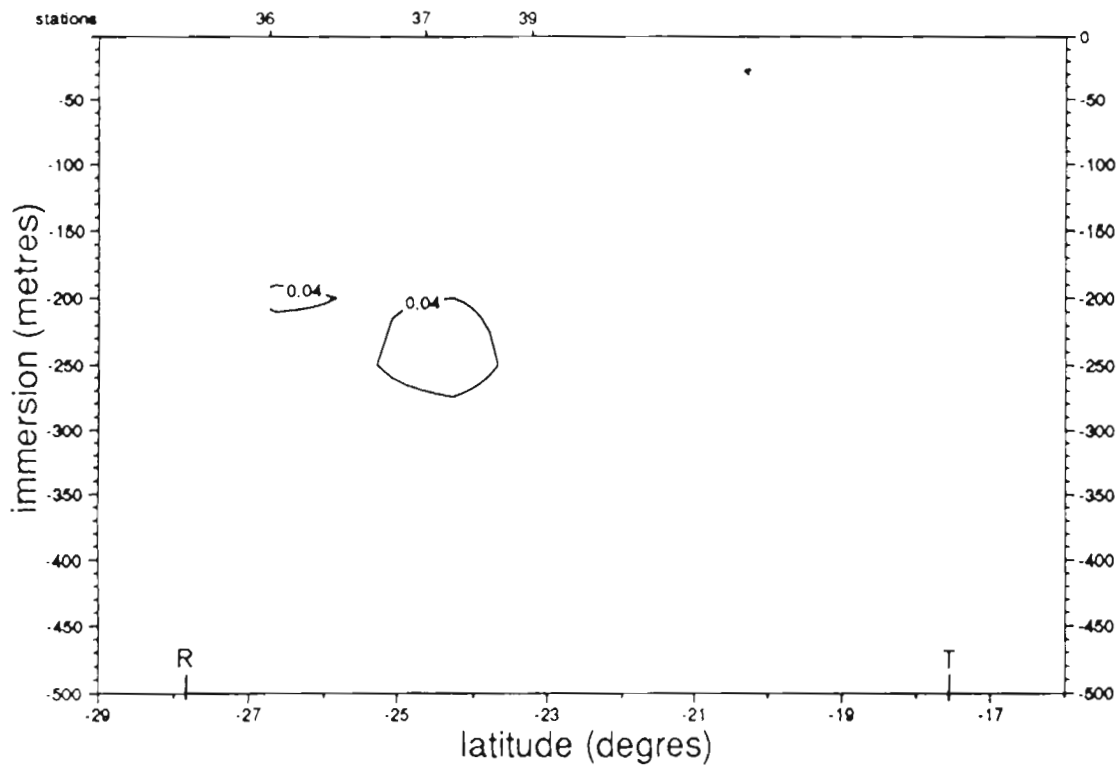




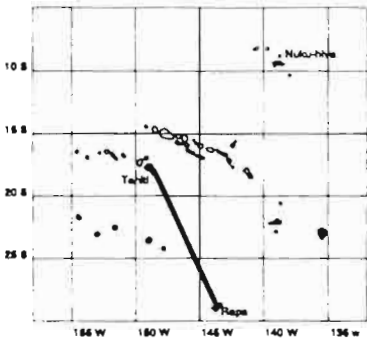
NO3 (mmole/m3)



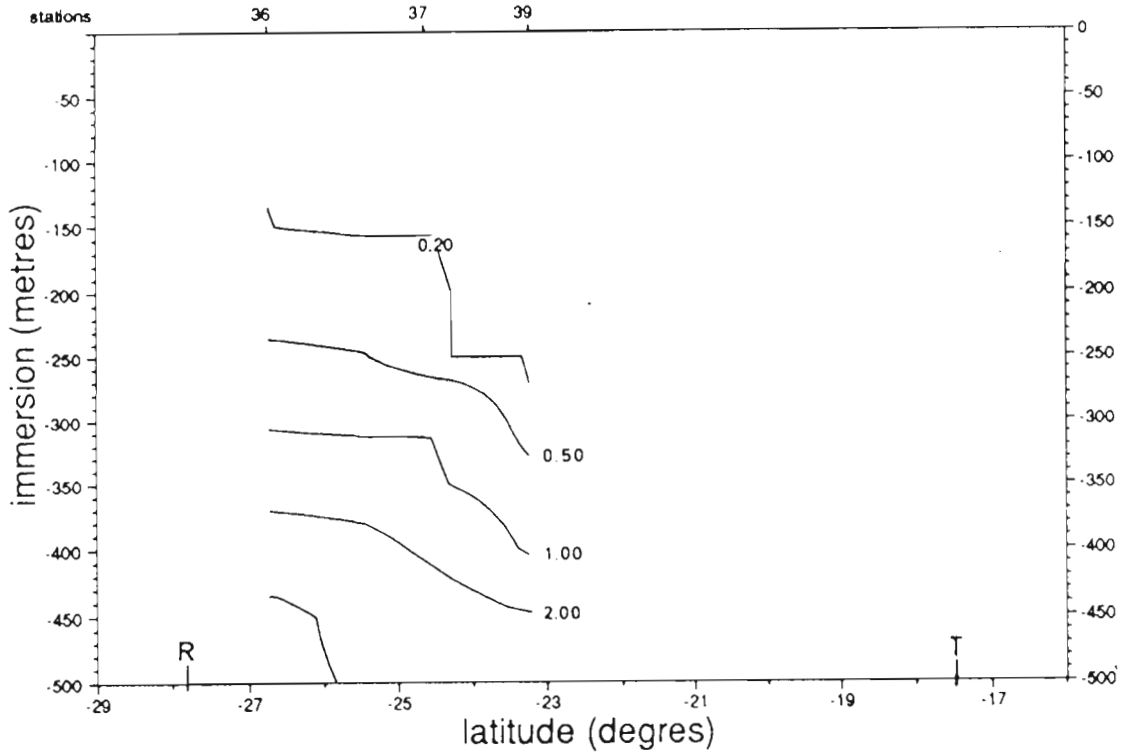
NO2 (mmole/l)



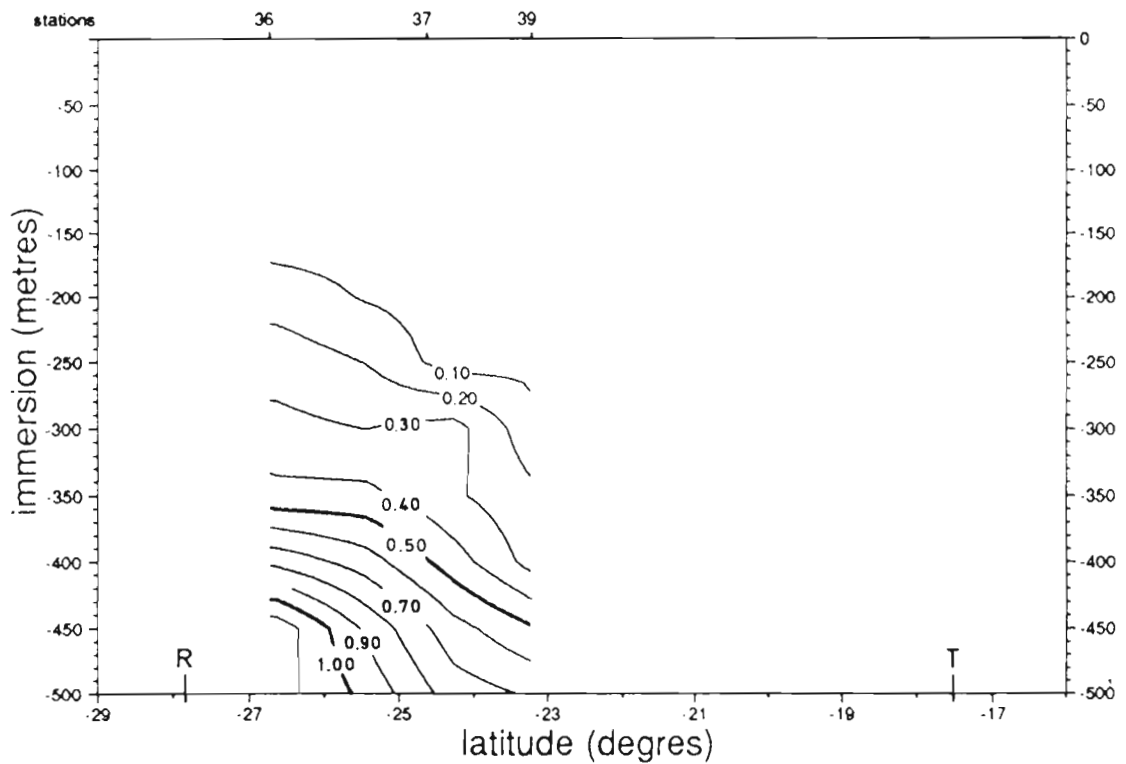
HYDROPOL 3 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE OCTOBRE 1986



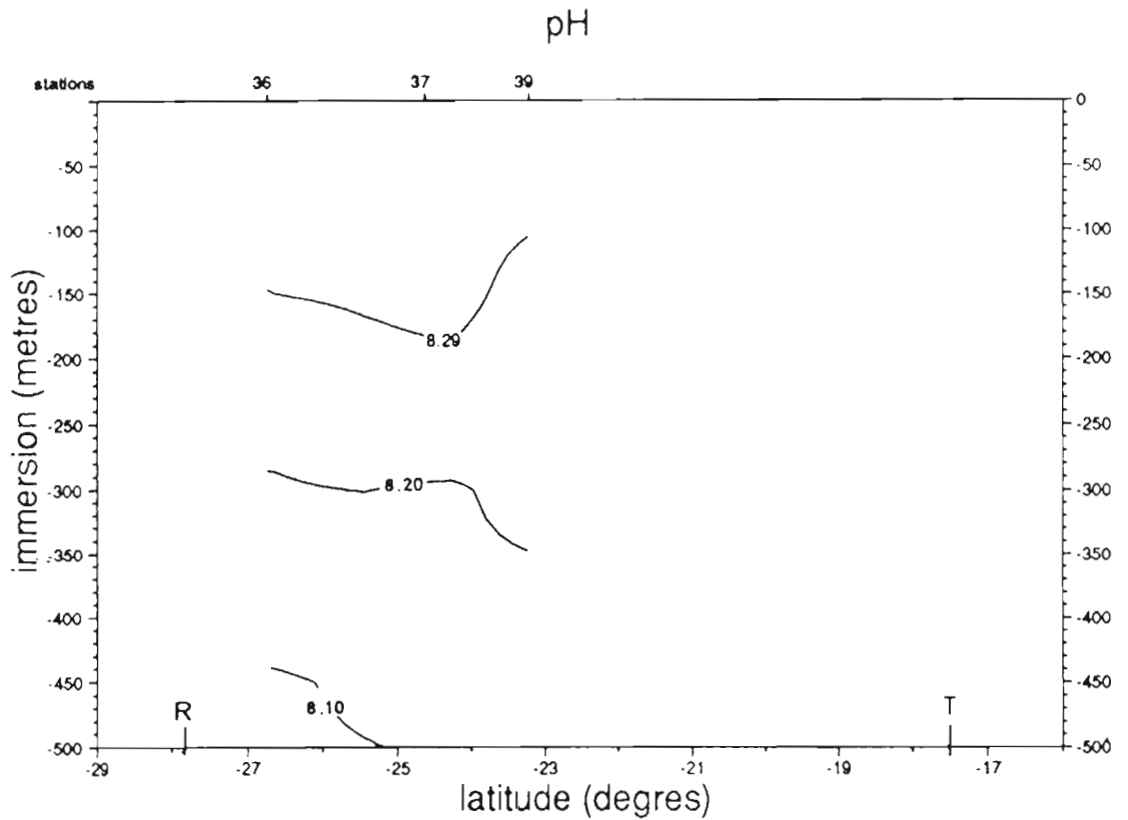
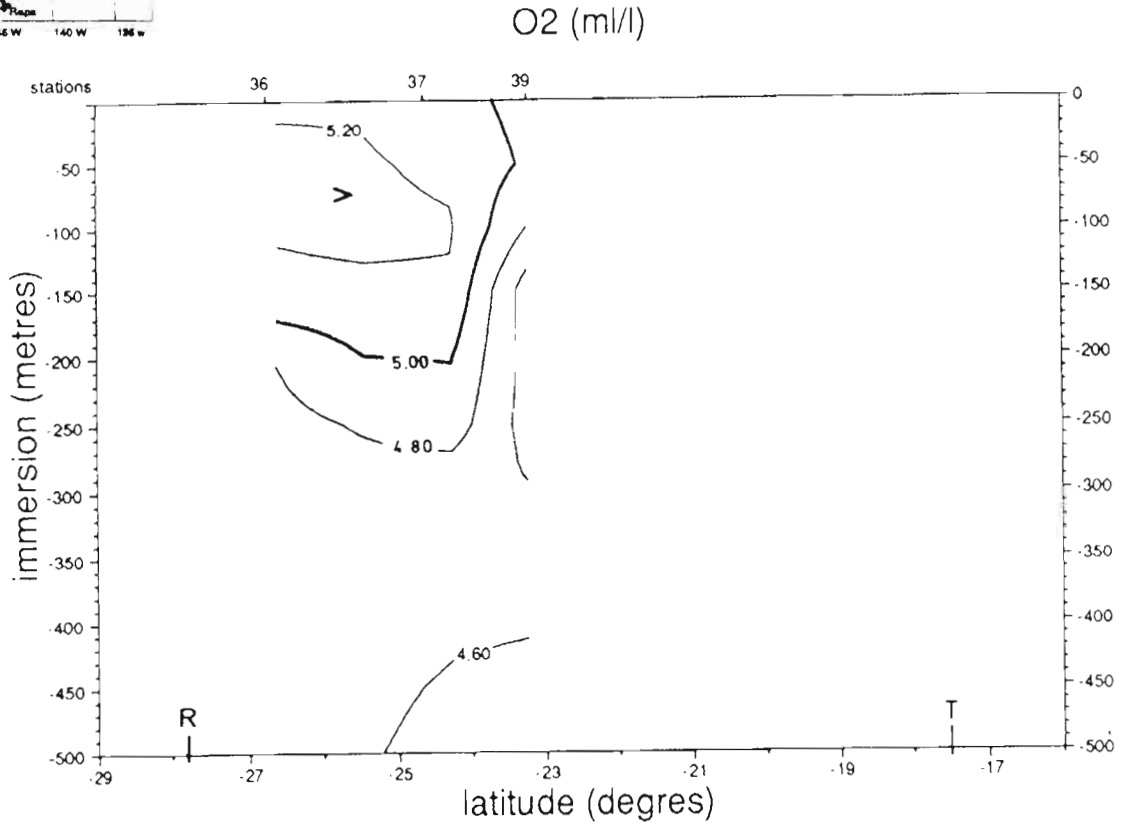
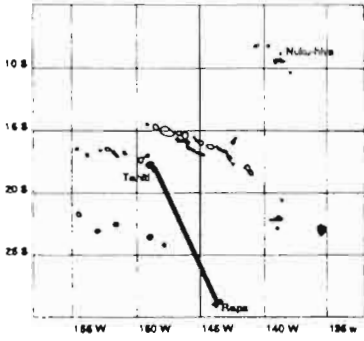
SiO₄ (mmole/m³)

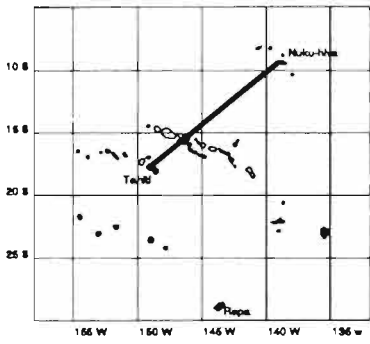


PO₄ (mmole/m³)



HYDROPOL 3 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE OCTOBRE 1986

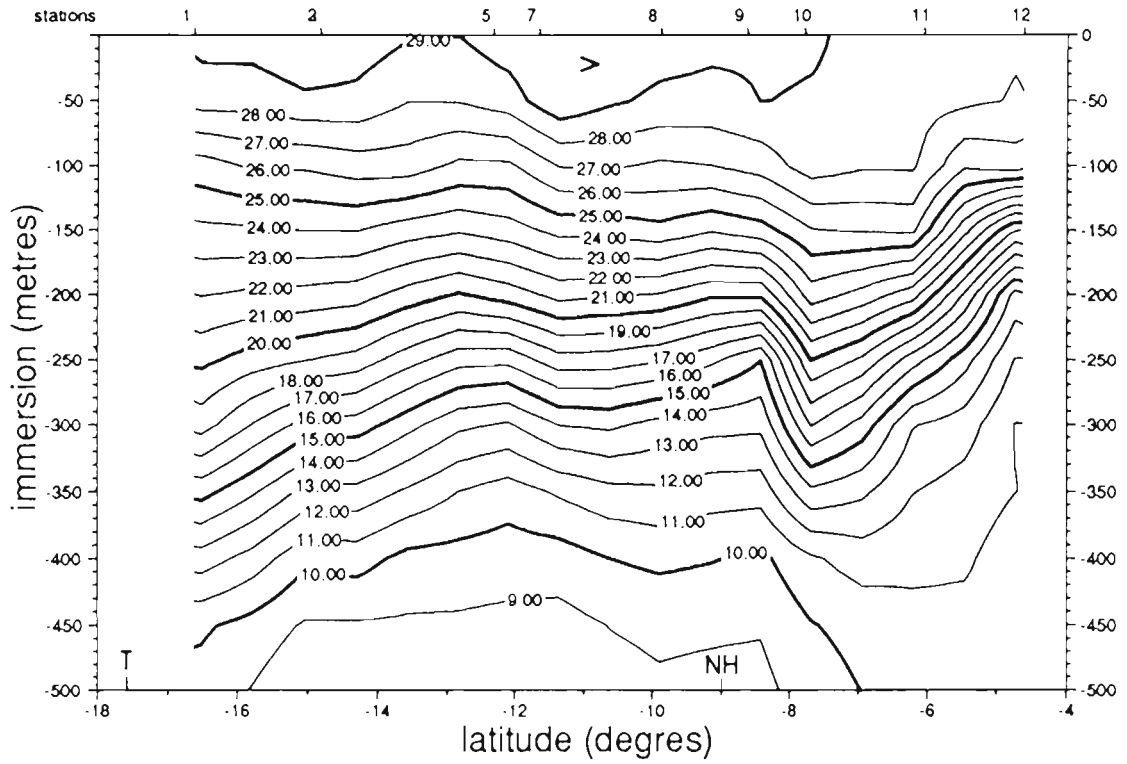




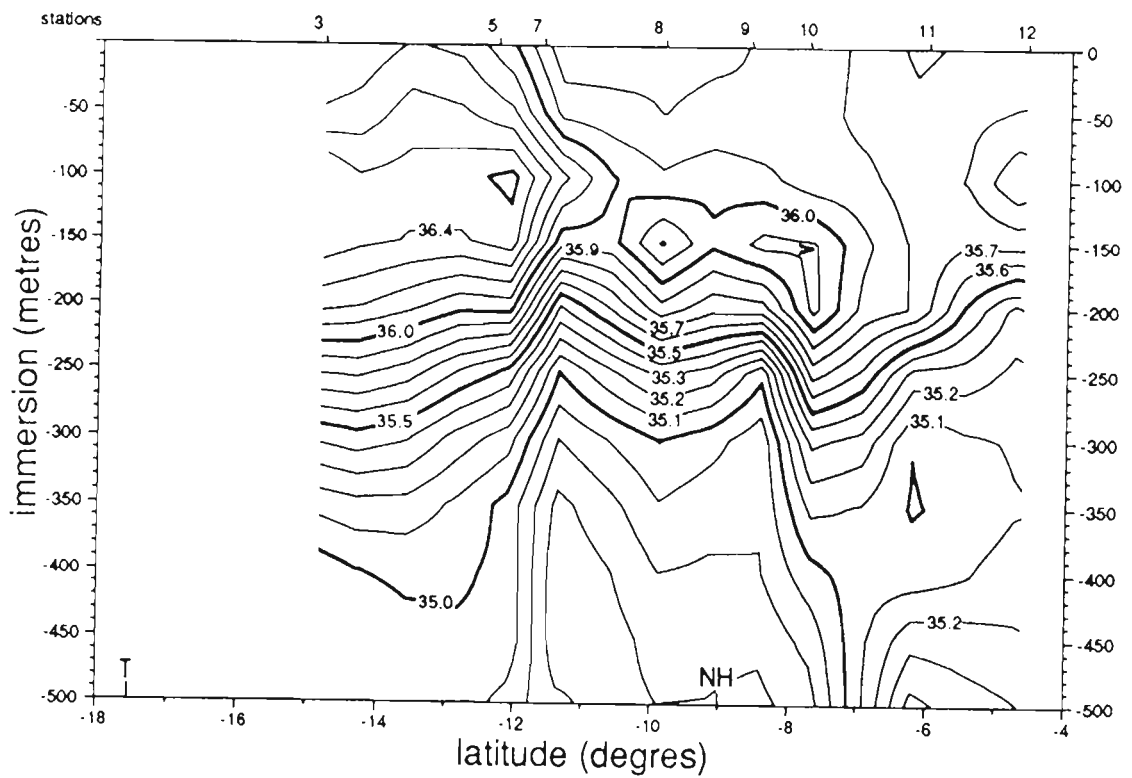
HYDROPOL 4 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

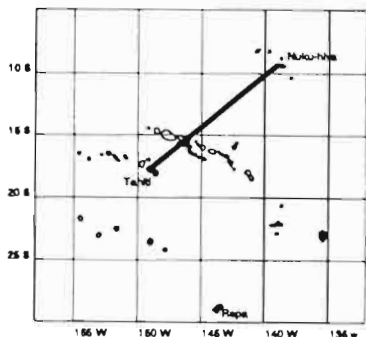
MARS 1987

TEMPERATURE (DEGRES C)



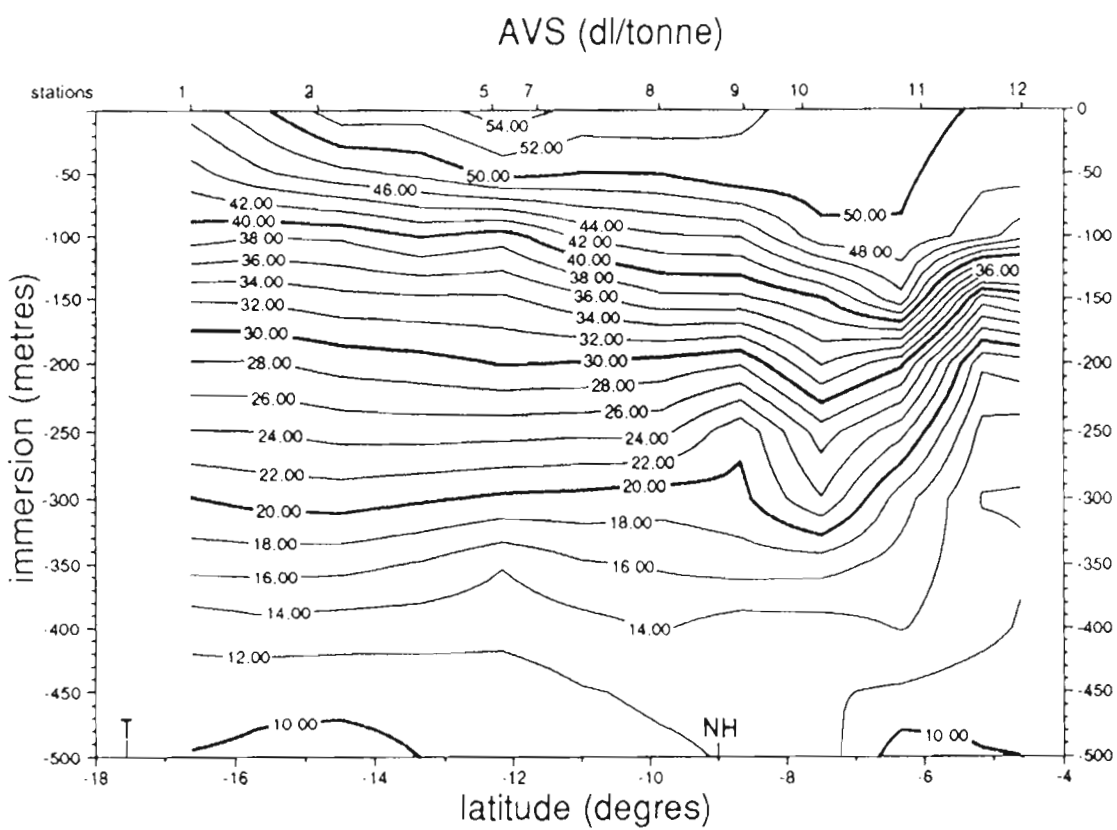
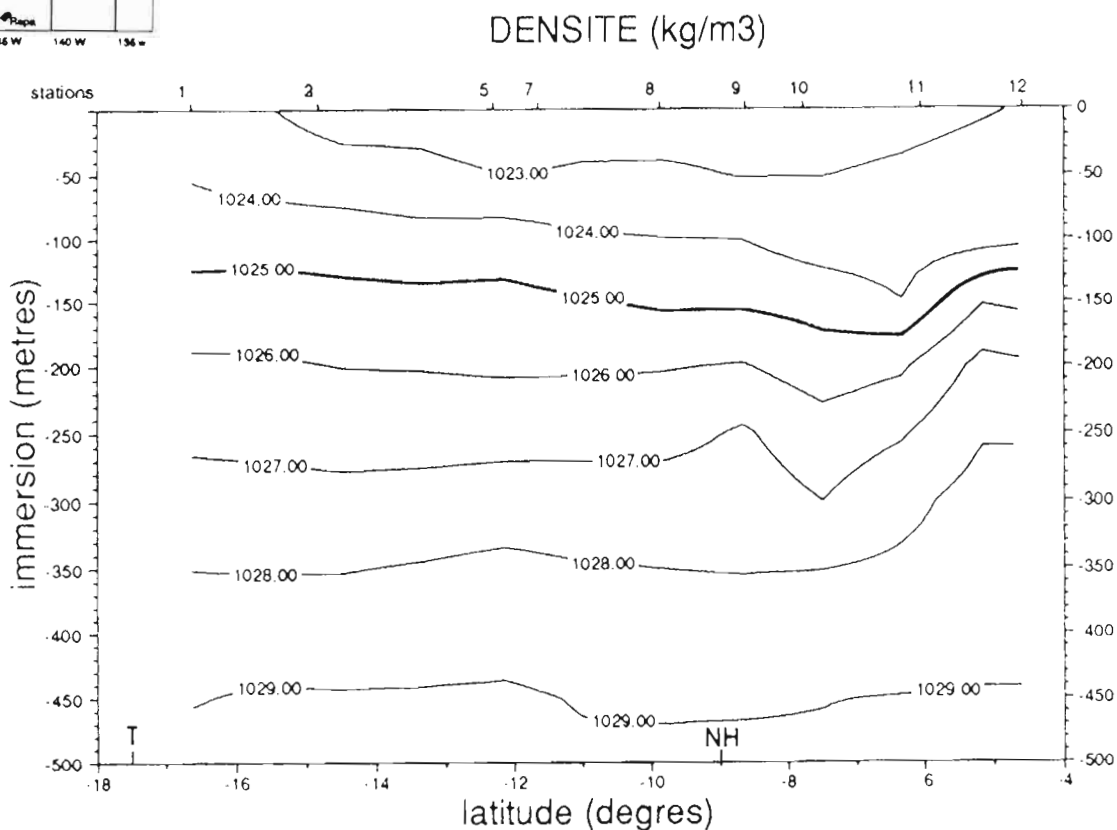
SALINITE (PSU)

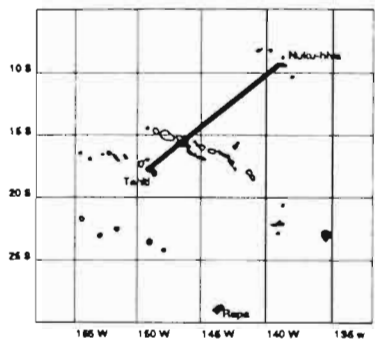




HYDROPOL 4 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

MARS 1987

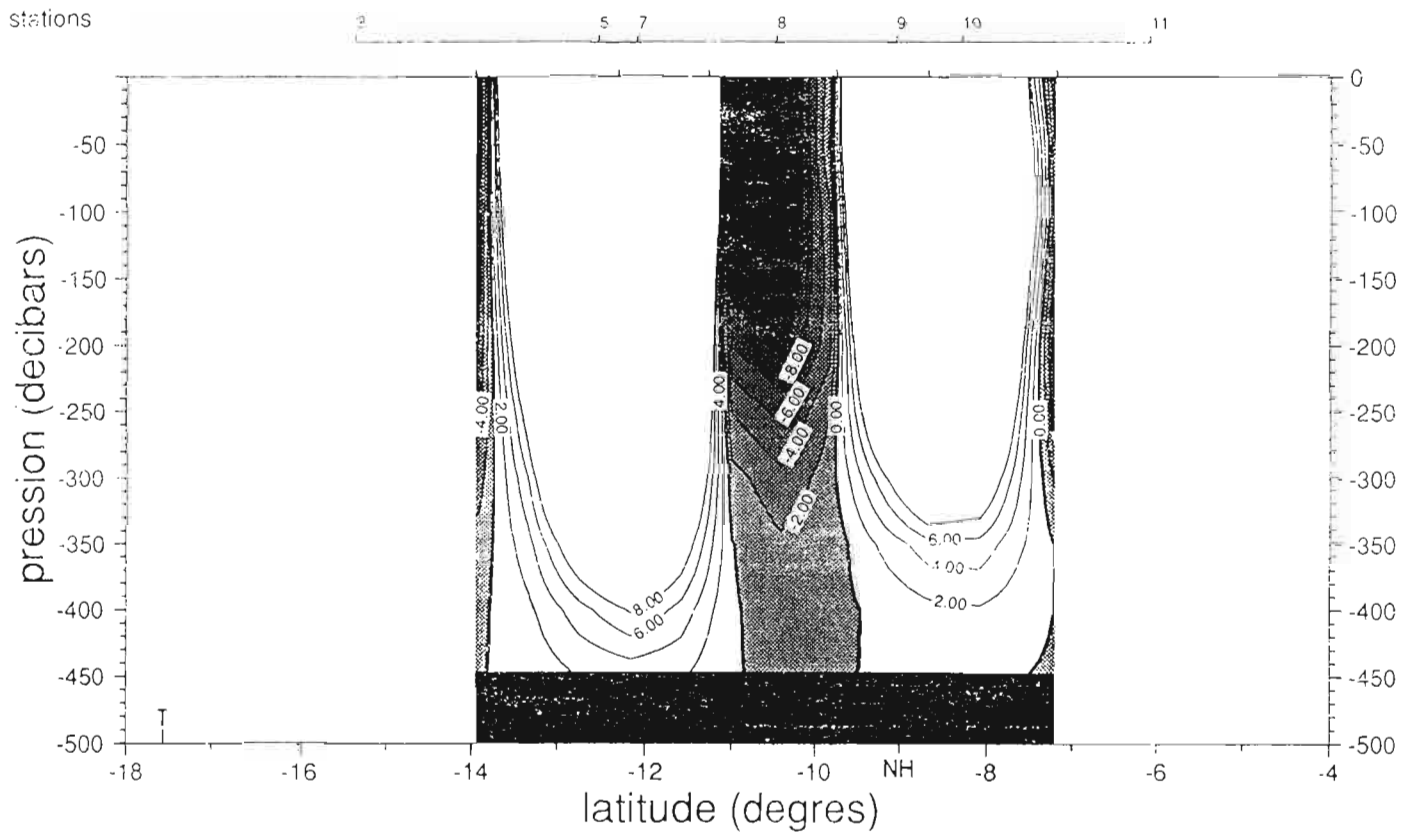


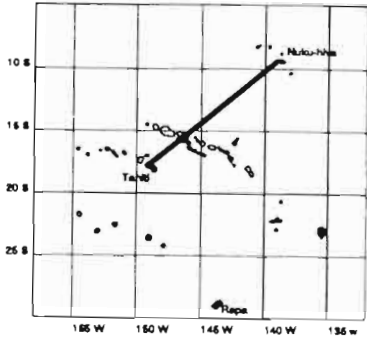


HYDROPOL 4 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

MARS 1987

VITESSE CM/S (est : +)

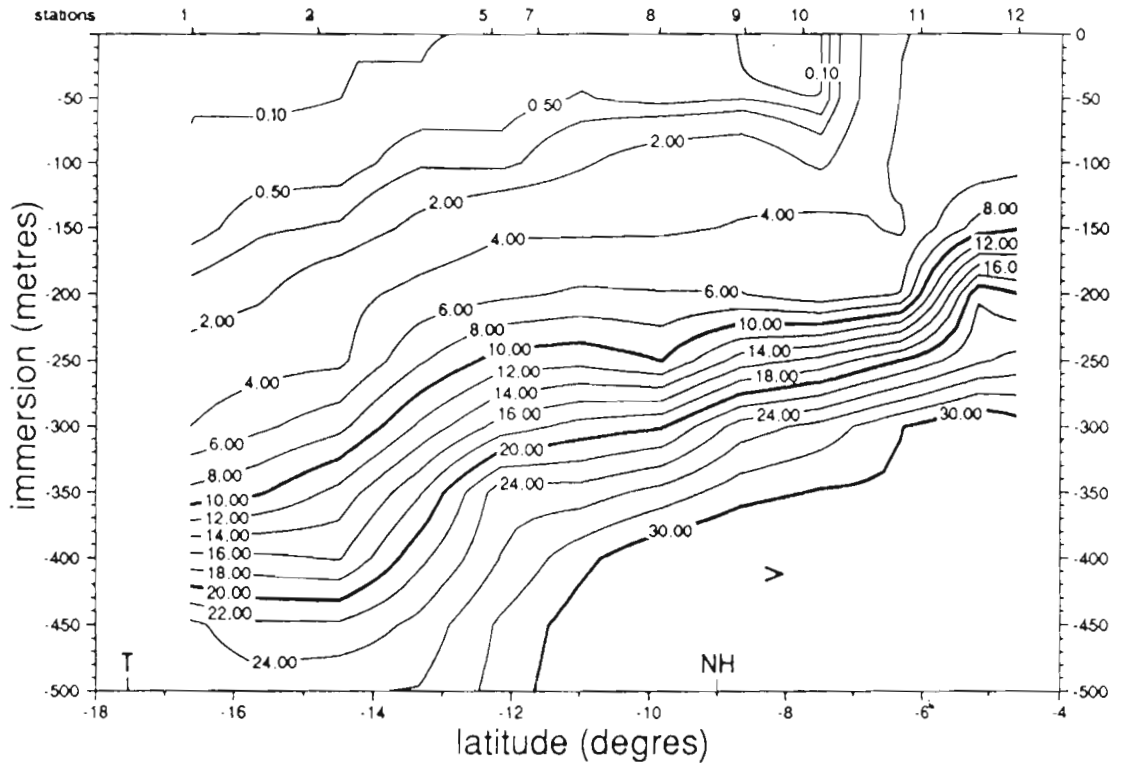




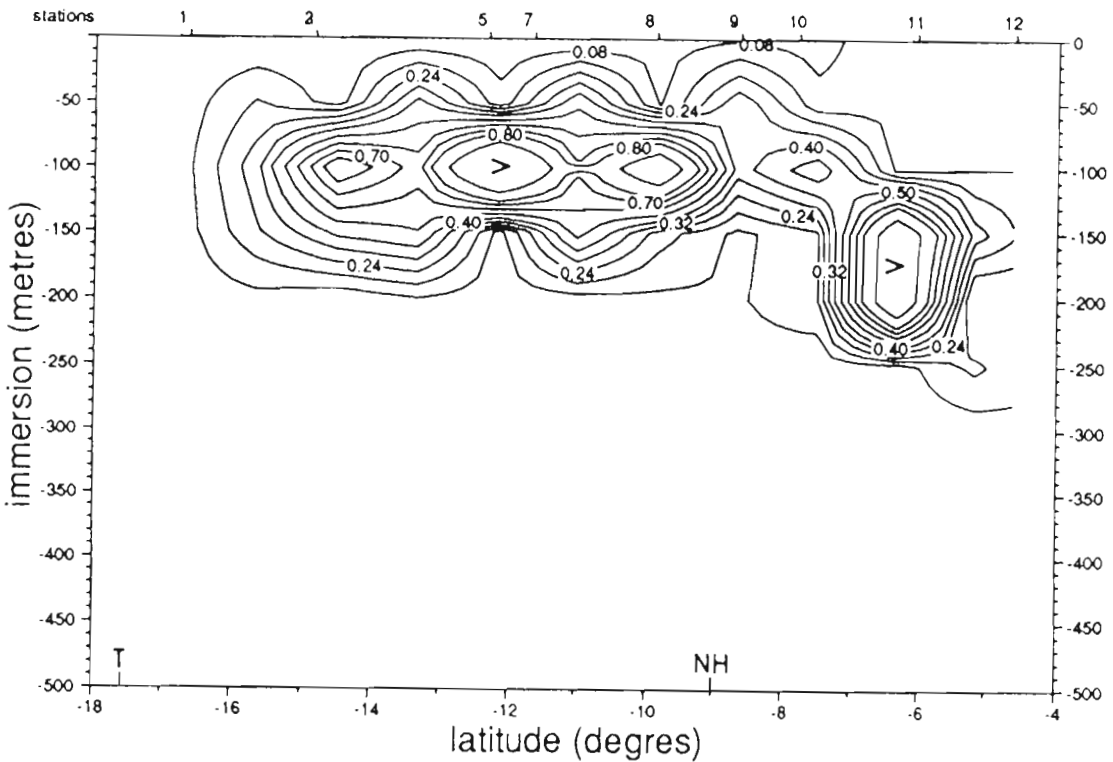
HYDROPOL 4 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

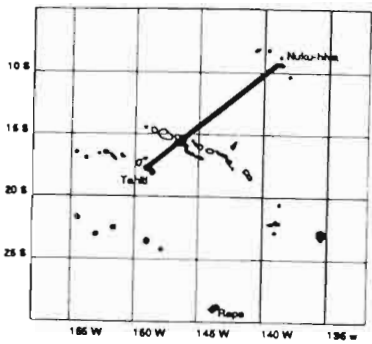
MARS 1987

NO3 (mmole/m3)



NO2 (mmole/m3)

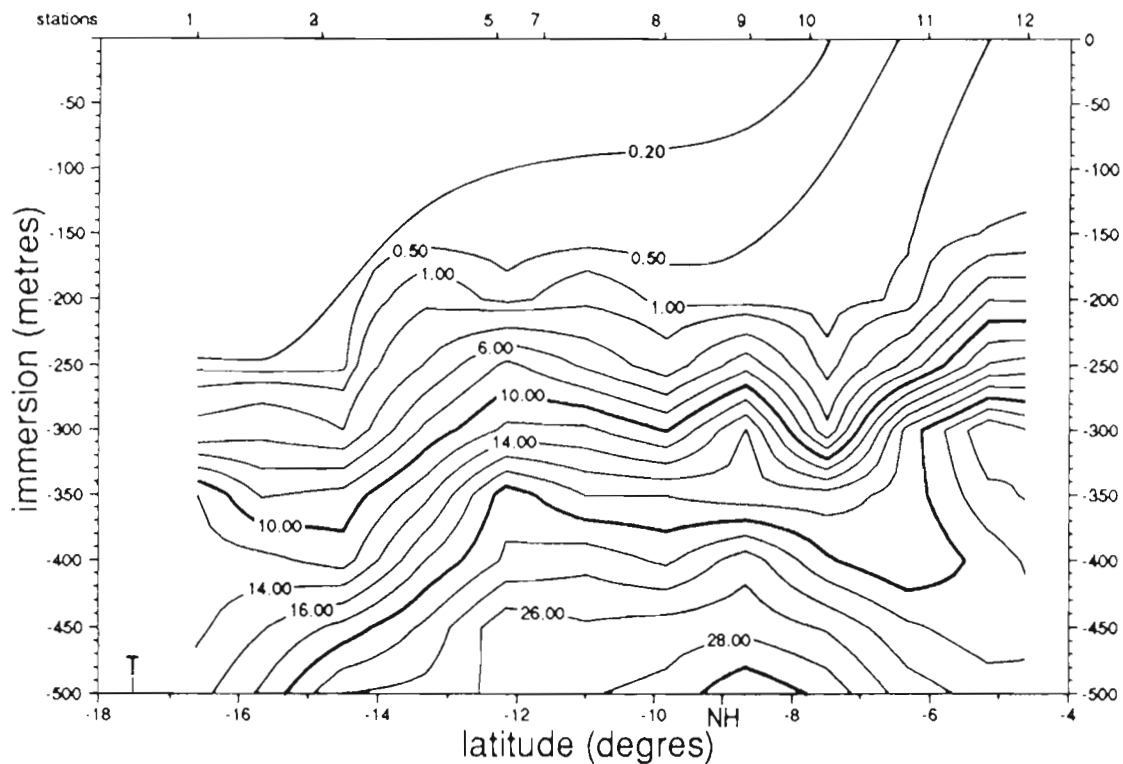




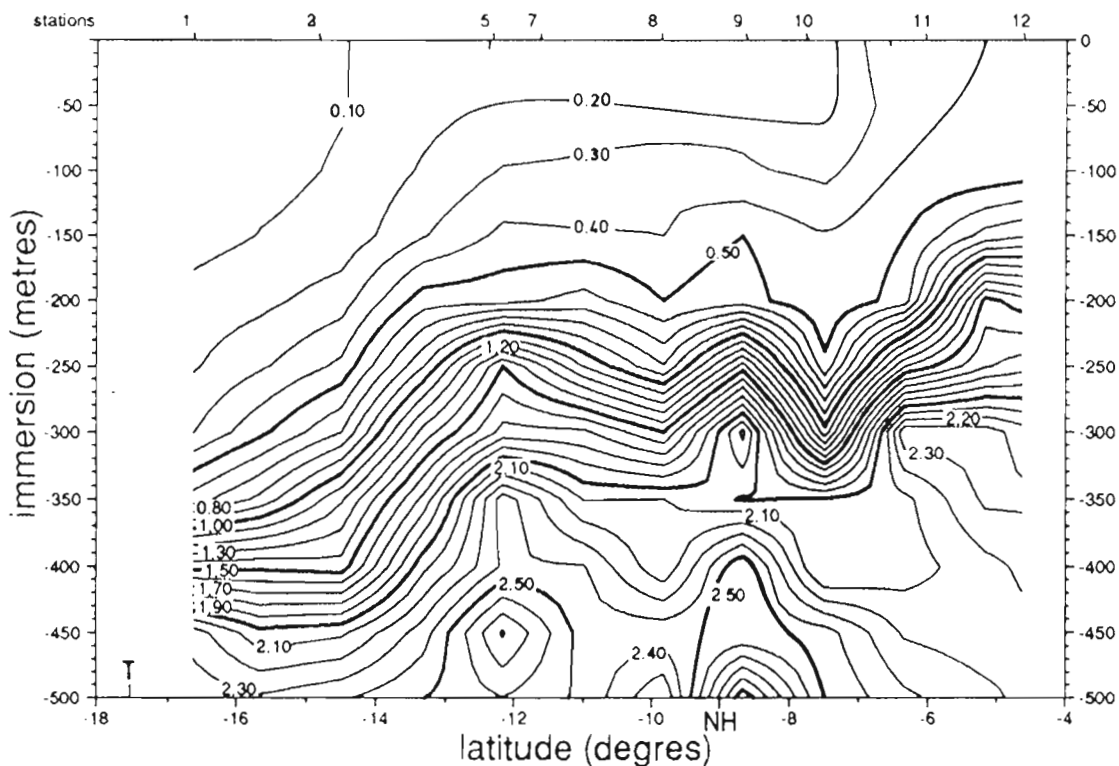
HYDROPOL 4 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

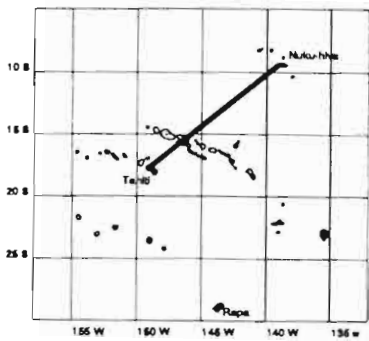
MARS 1987

SiO₄ (mmole/m³)



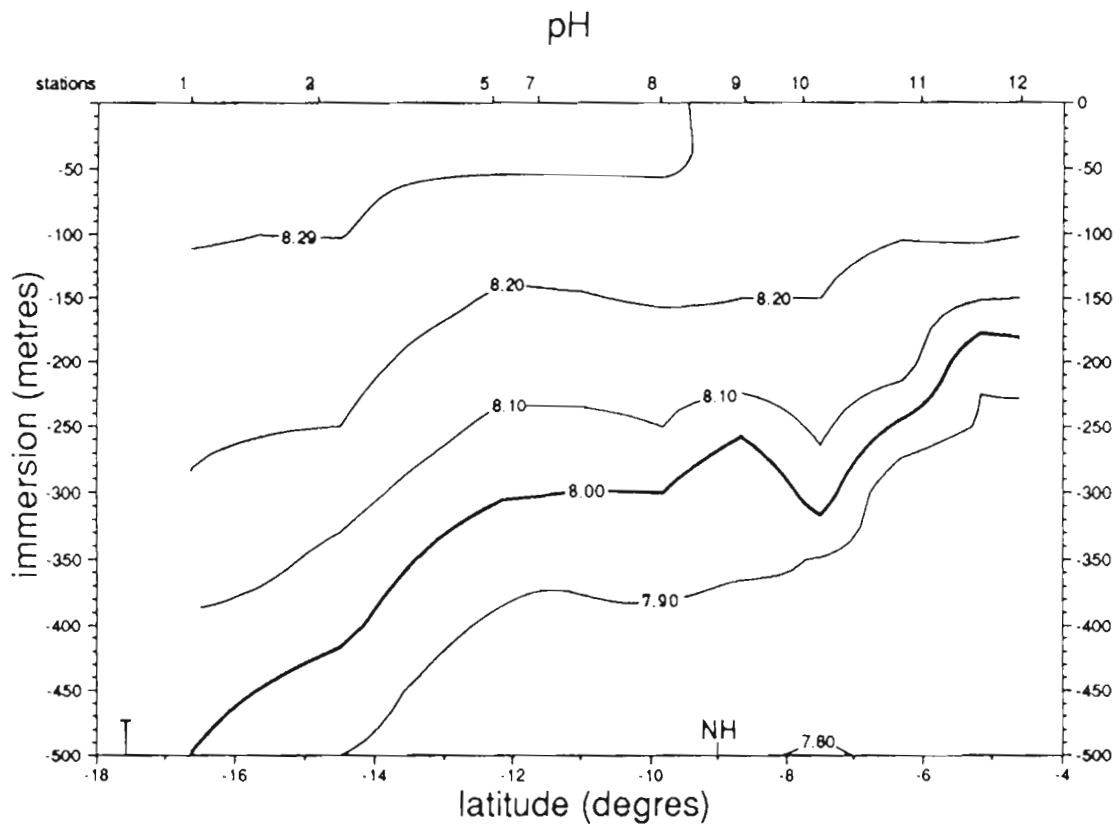
PO₄ (mmole/m³)



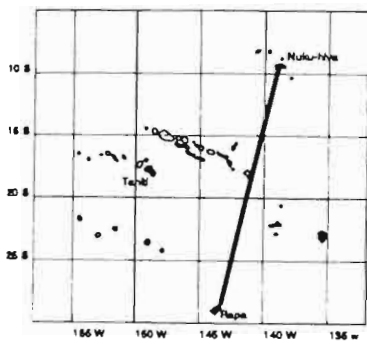


HYDROPOL 4 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

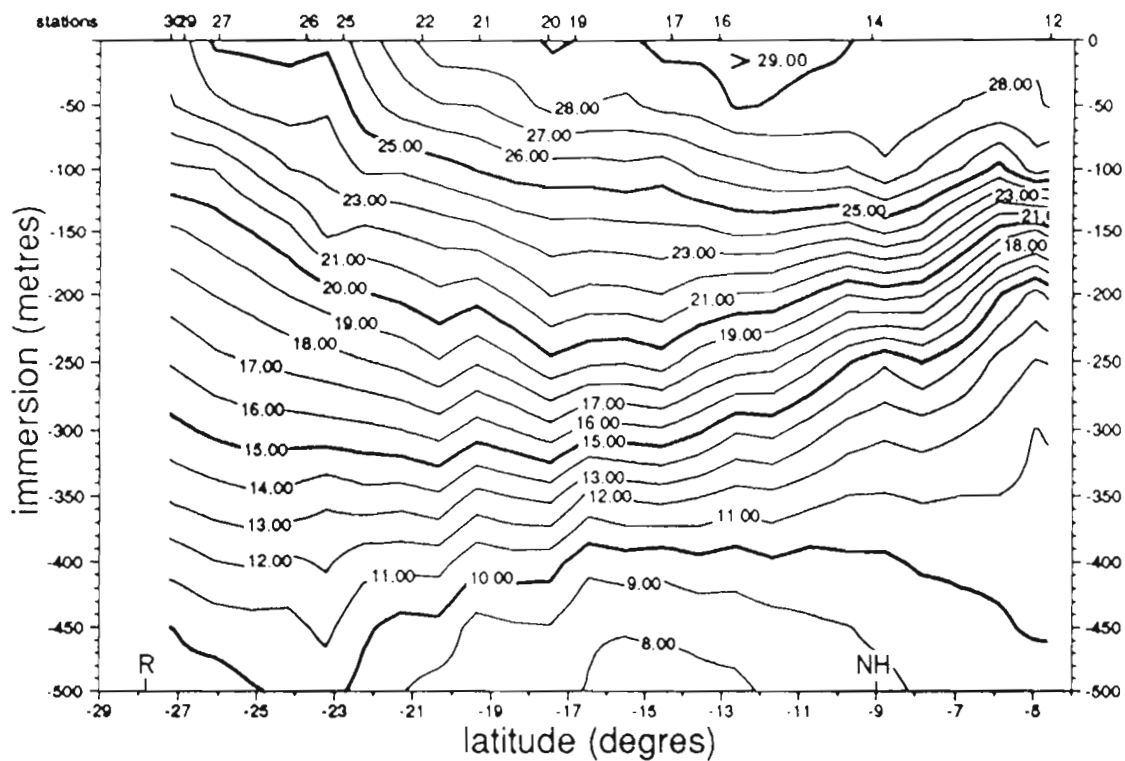
MARS 1987



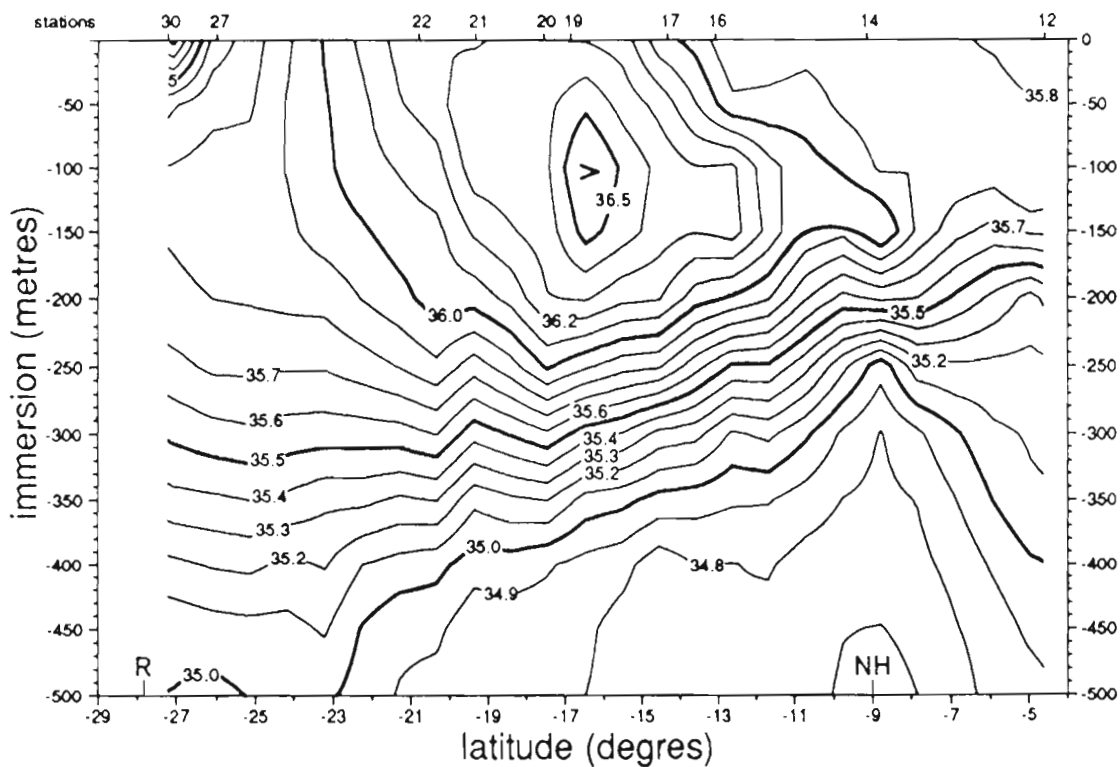
HYDROPOL 4 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1987



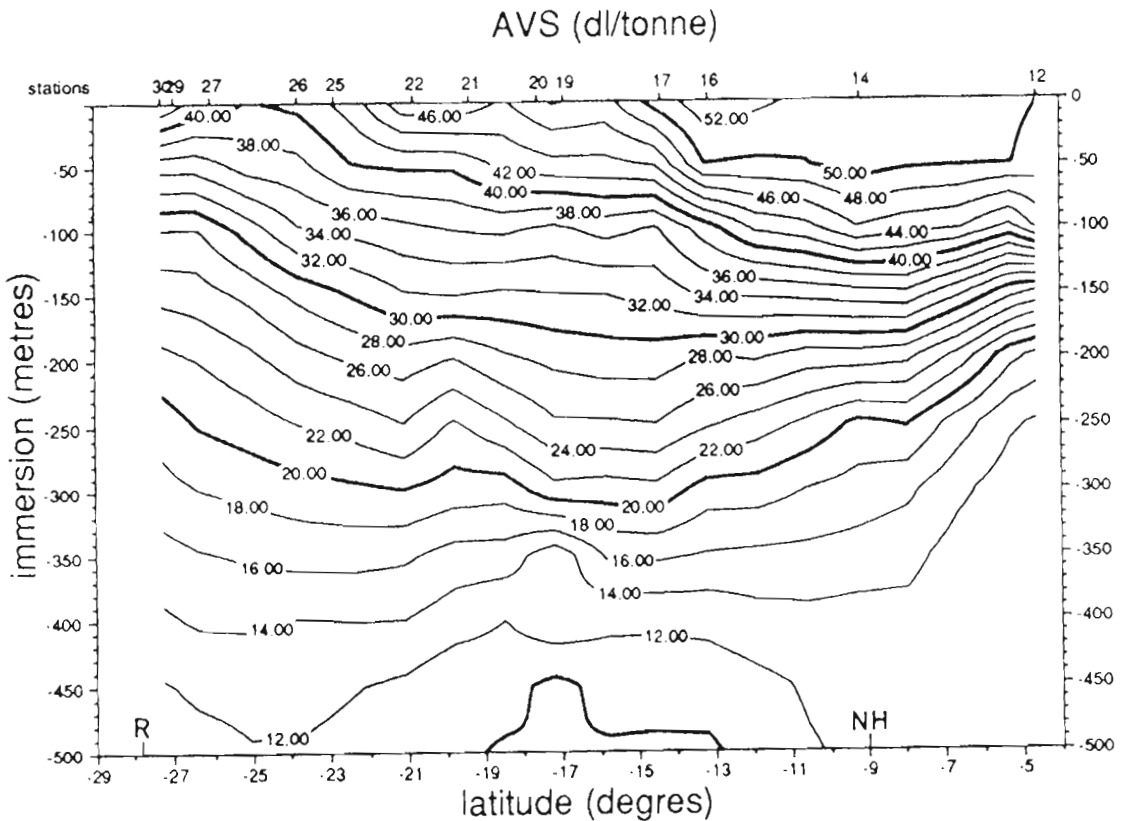
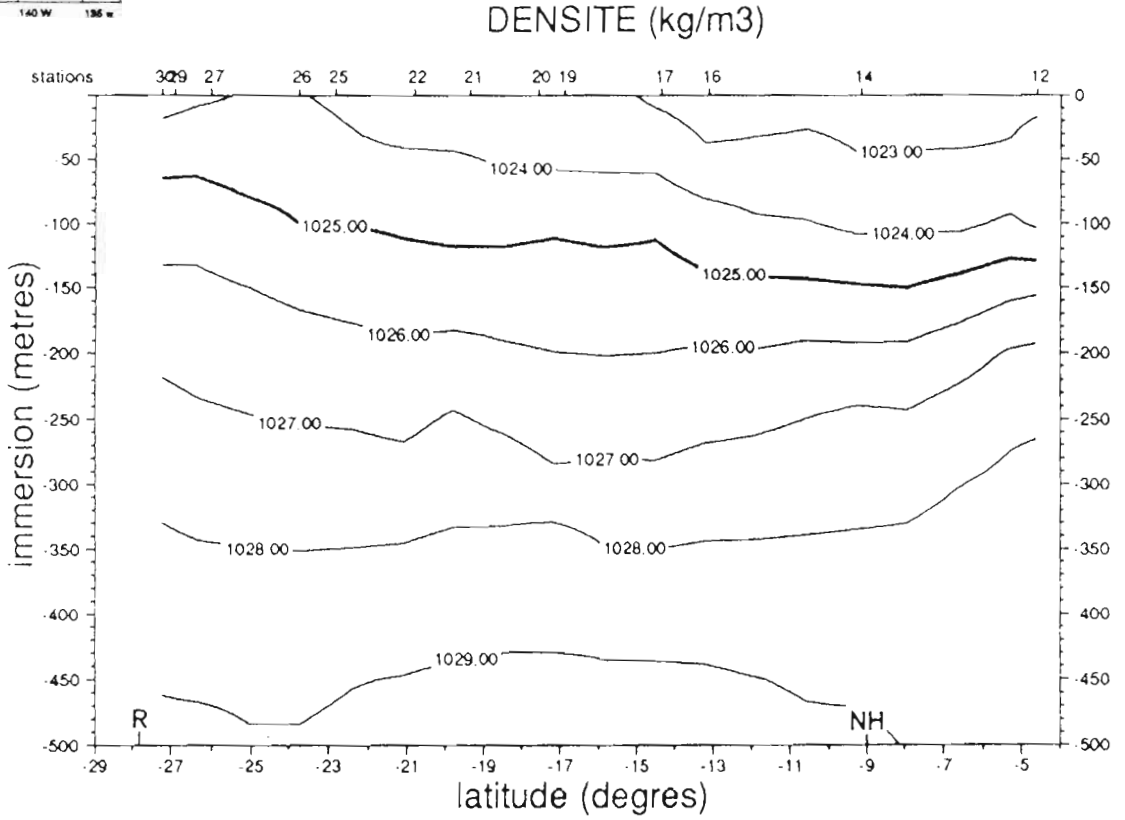
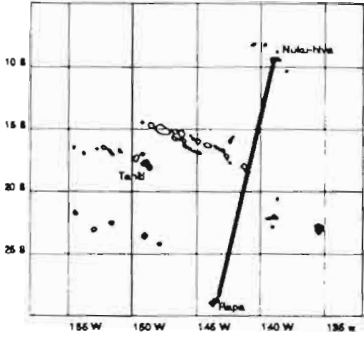
TEMPERATURE (DEGRES C)



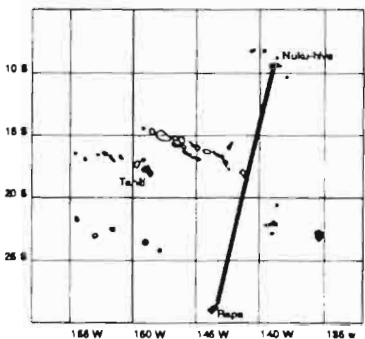
SALINITE (PSU)



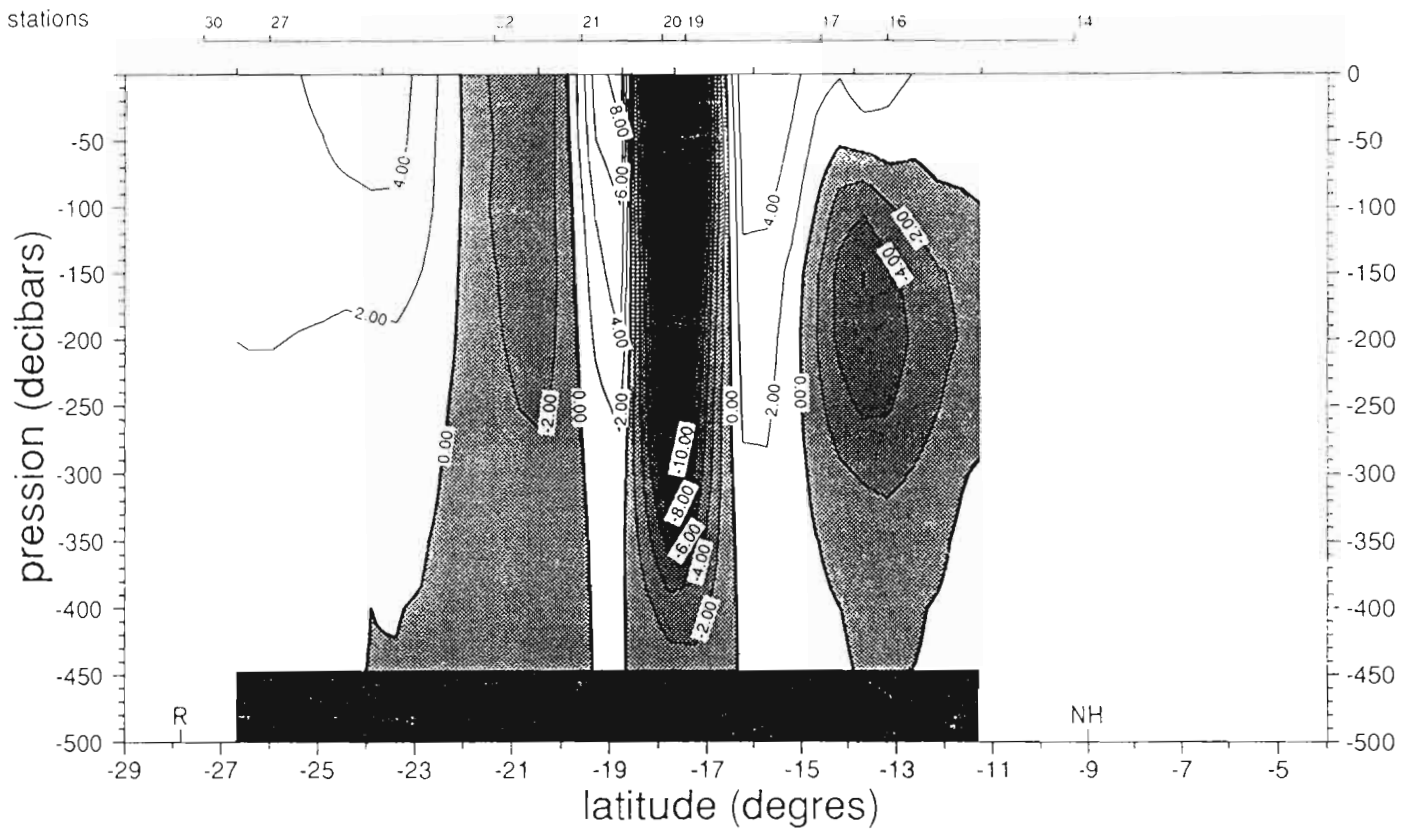
HYDROPOL 4 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1987



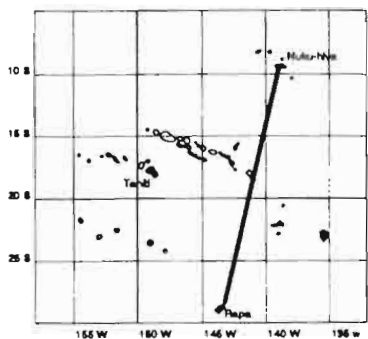
HYDROPOL 4 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1987



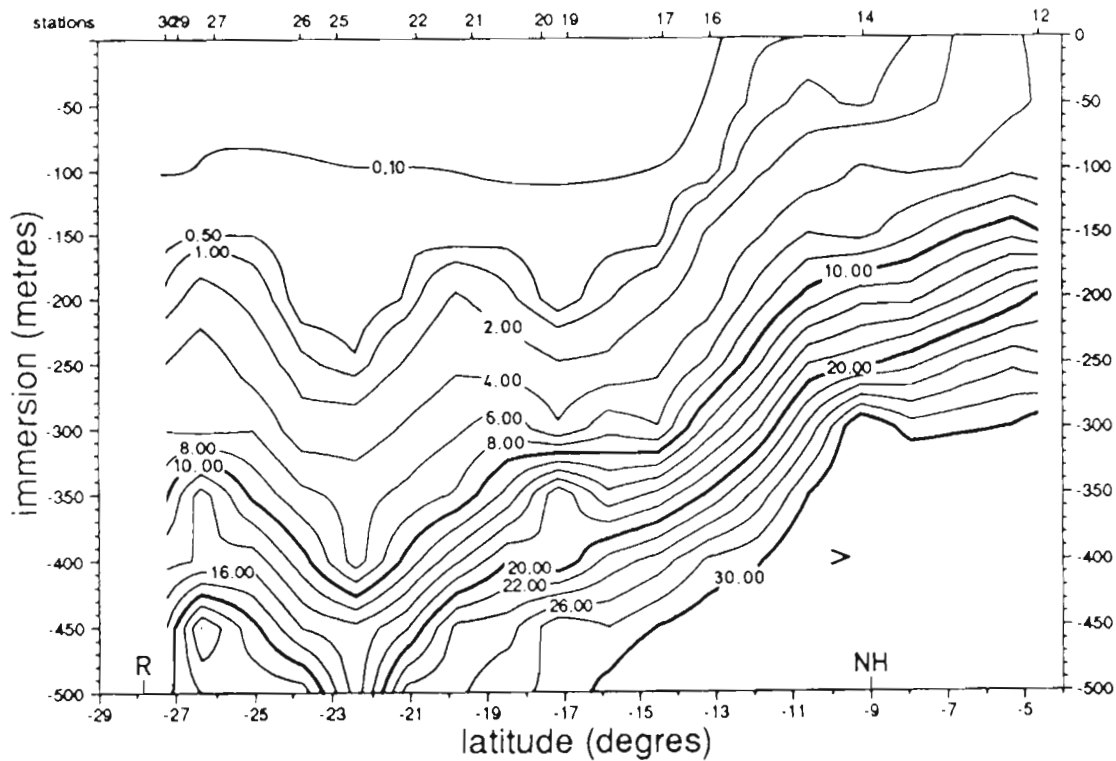
VITESSE CM/S (est : +)



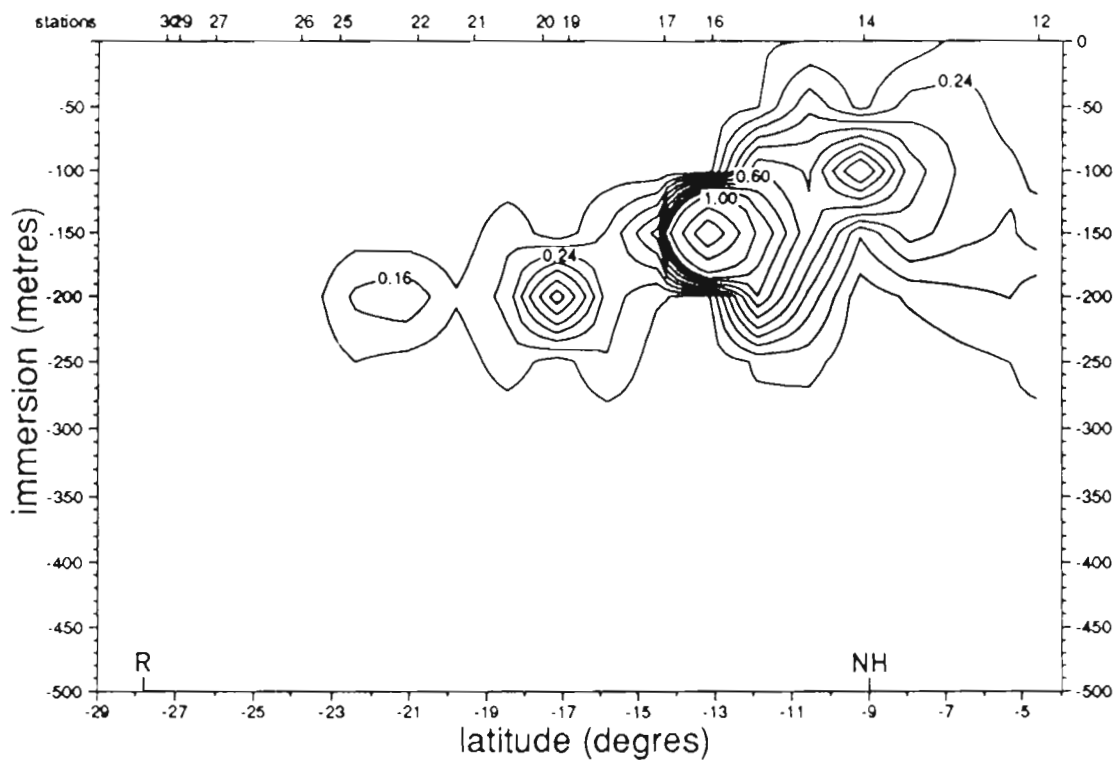
HYDROPOL 4 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1987



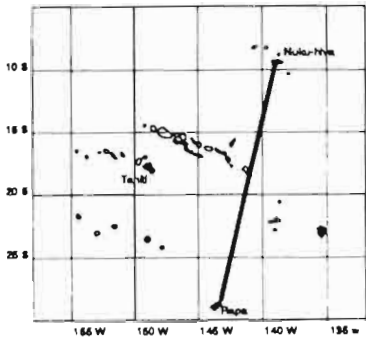
NO₃ (mmole/m³)



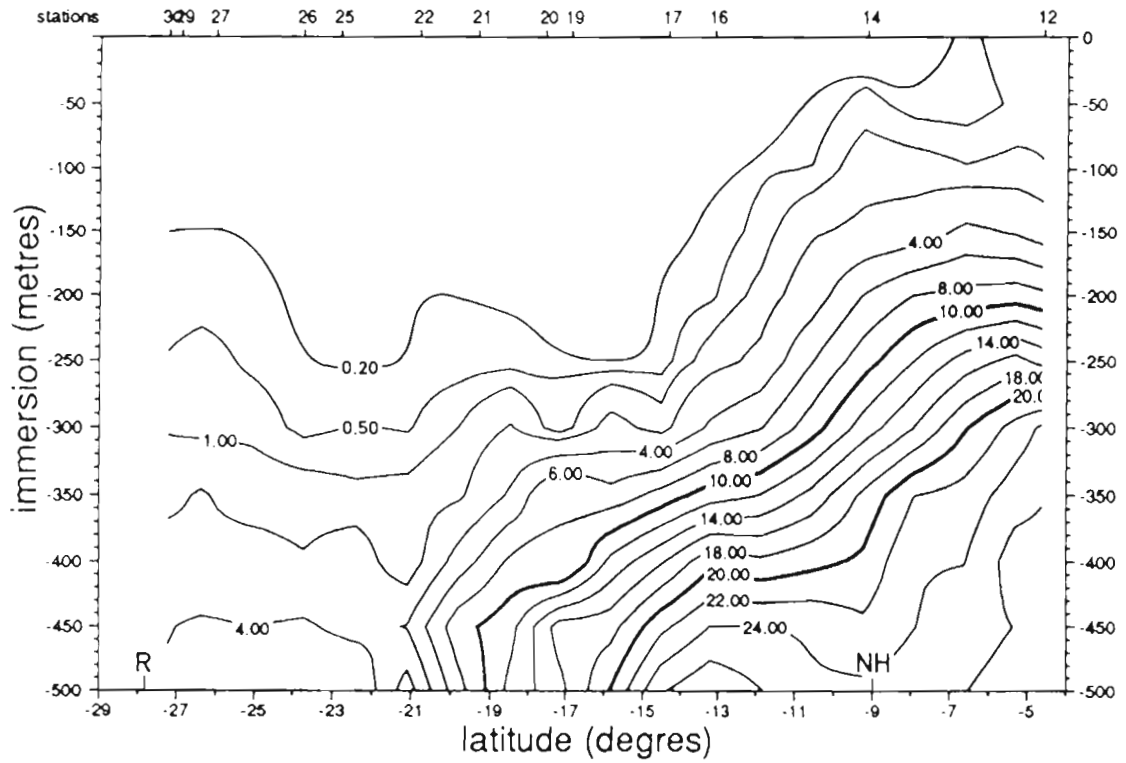
NO₂ (mmole/m³)



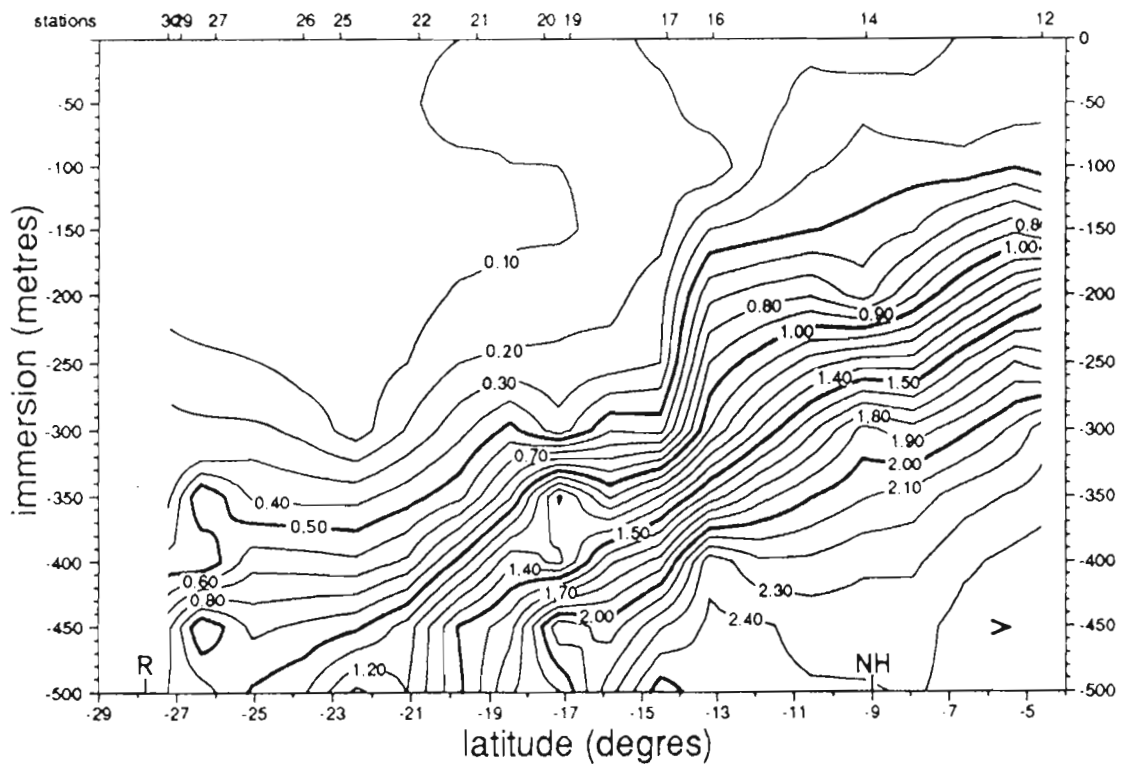
HYDROPOL 4 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1987

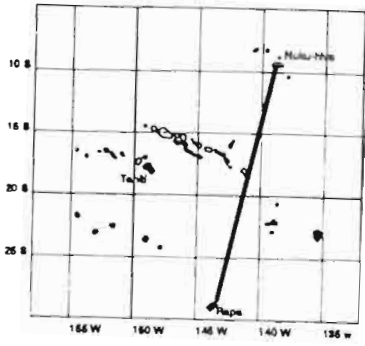


SiO₄ (mmole/m³)

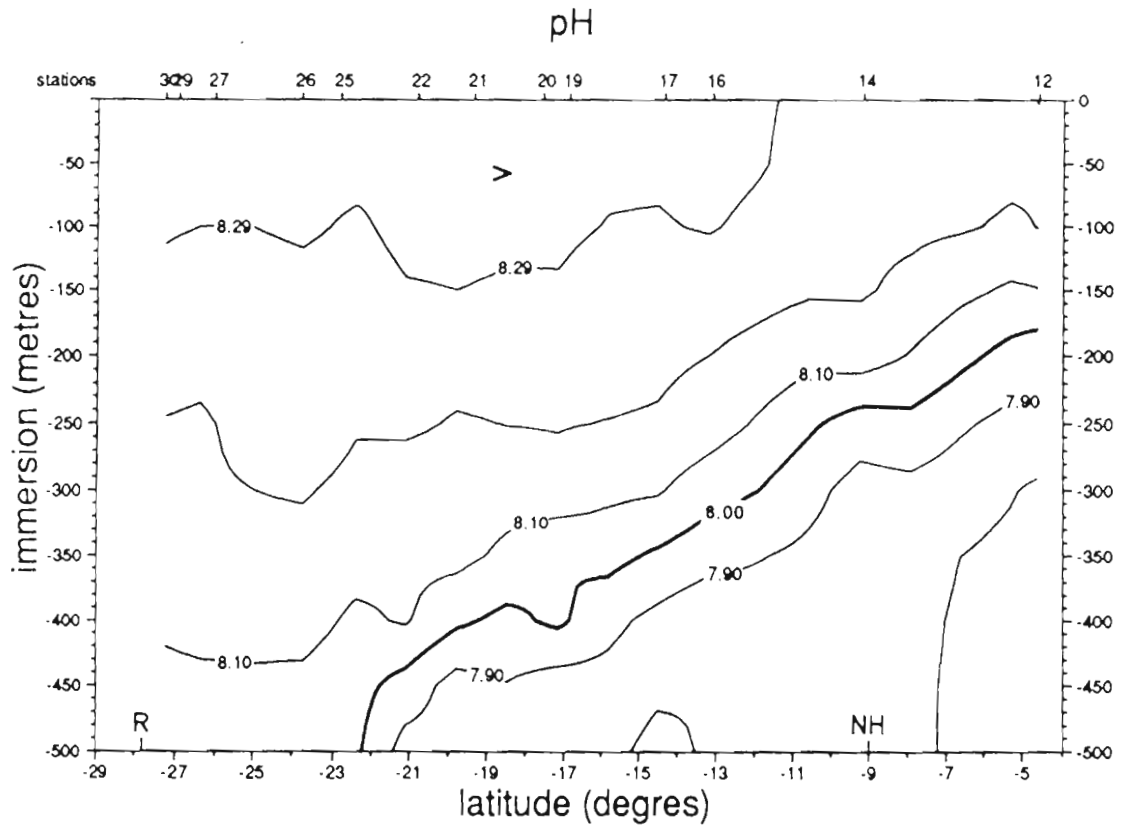


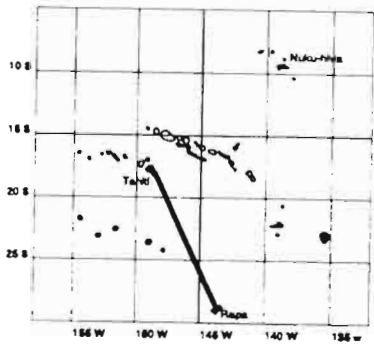
PO₄ (mmole/m³)



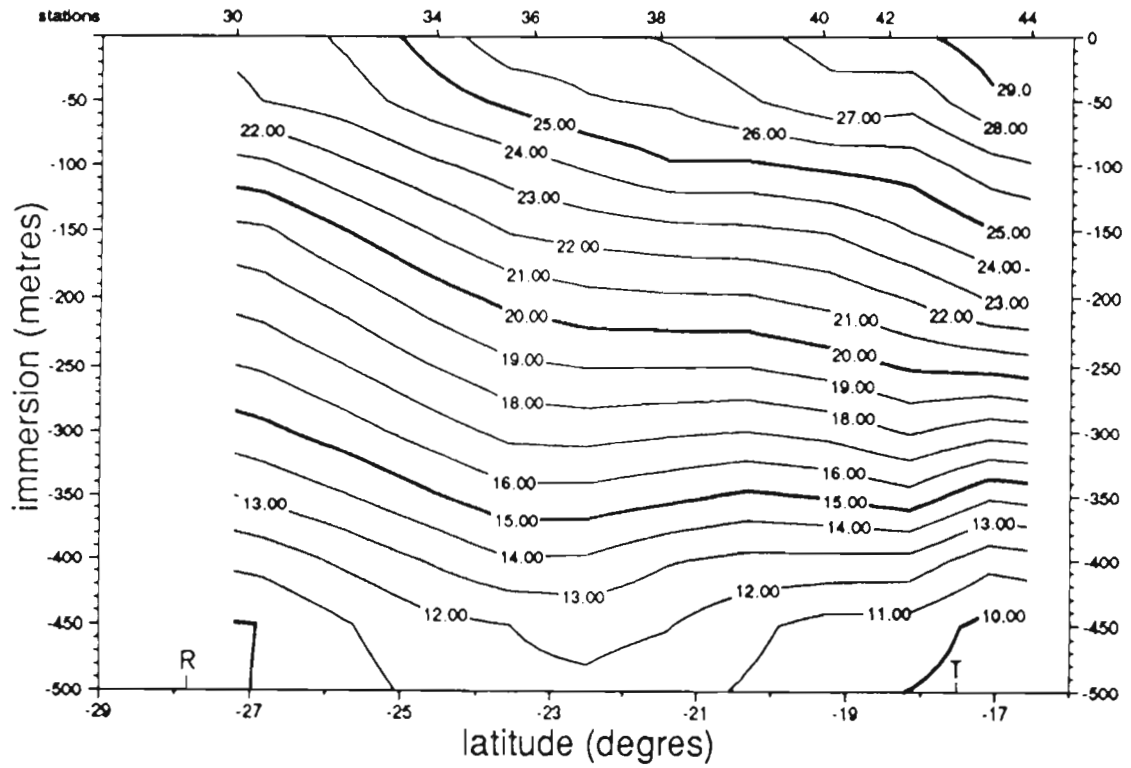


HYDROPOL 4 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1987

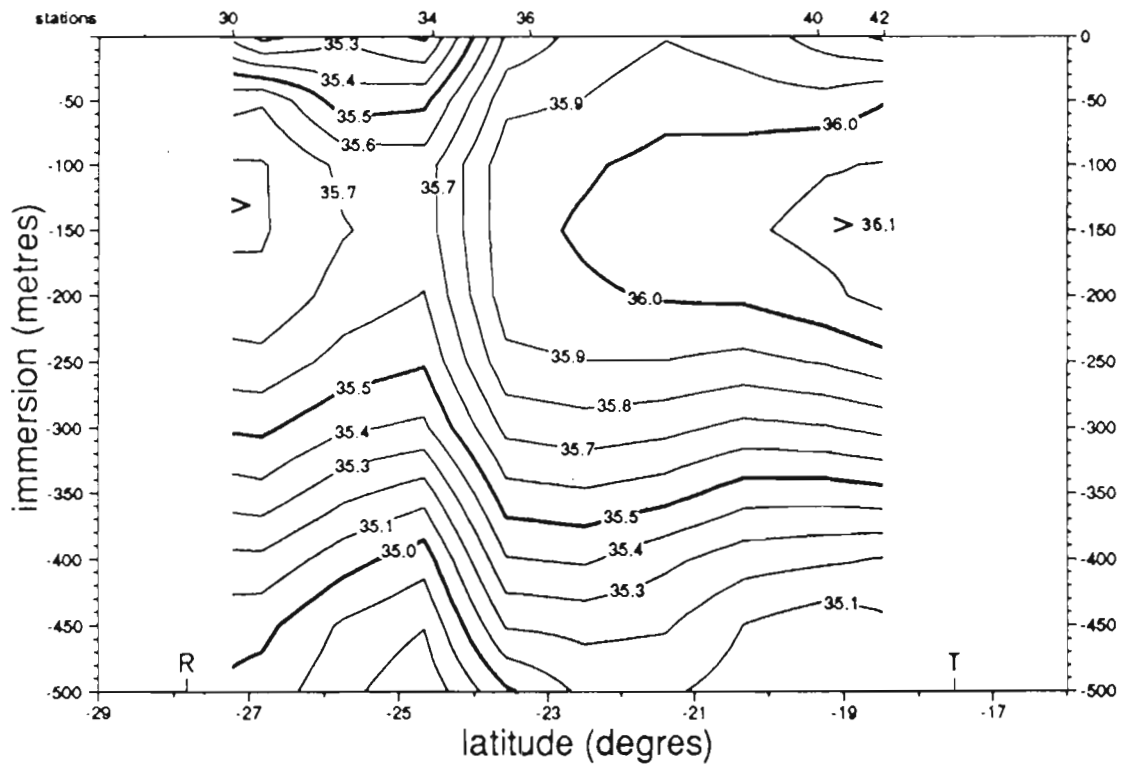


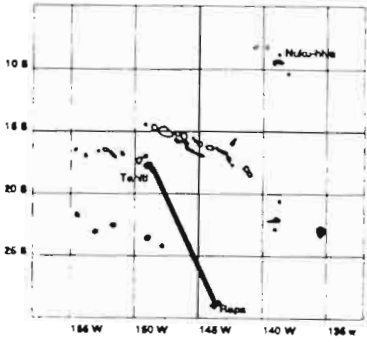


TEMPERATURE (DEGRES C)



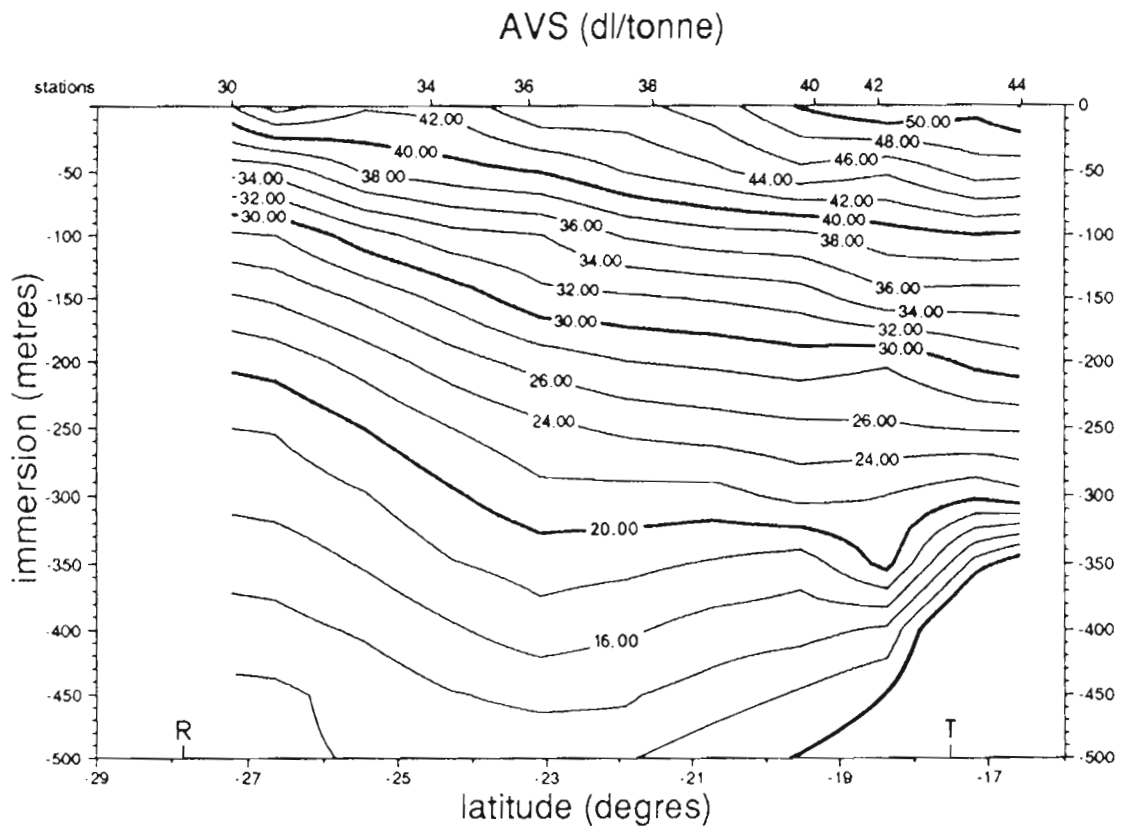
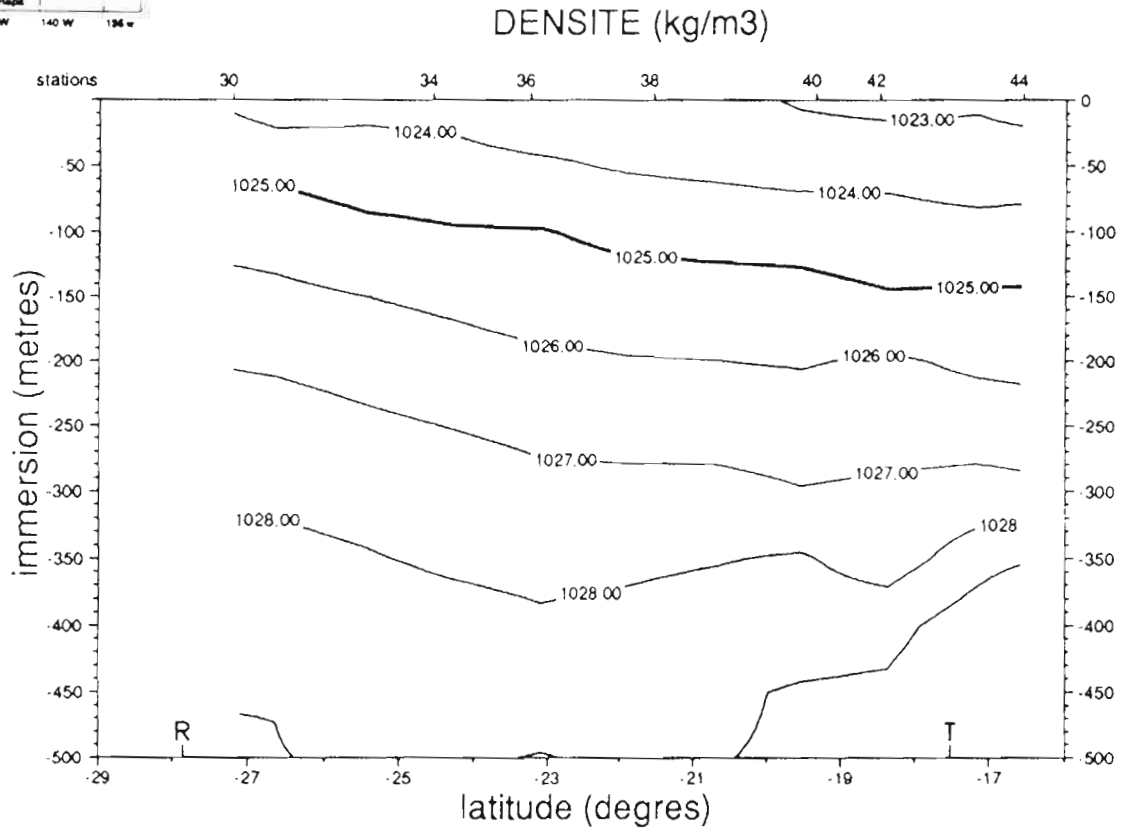
SALINITE (PSU)

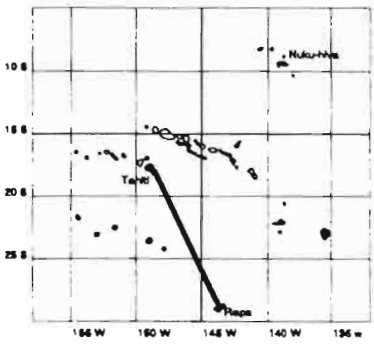




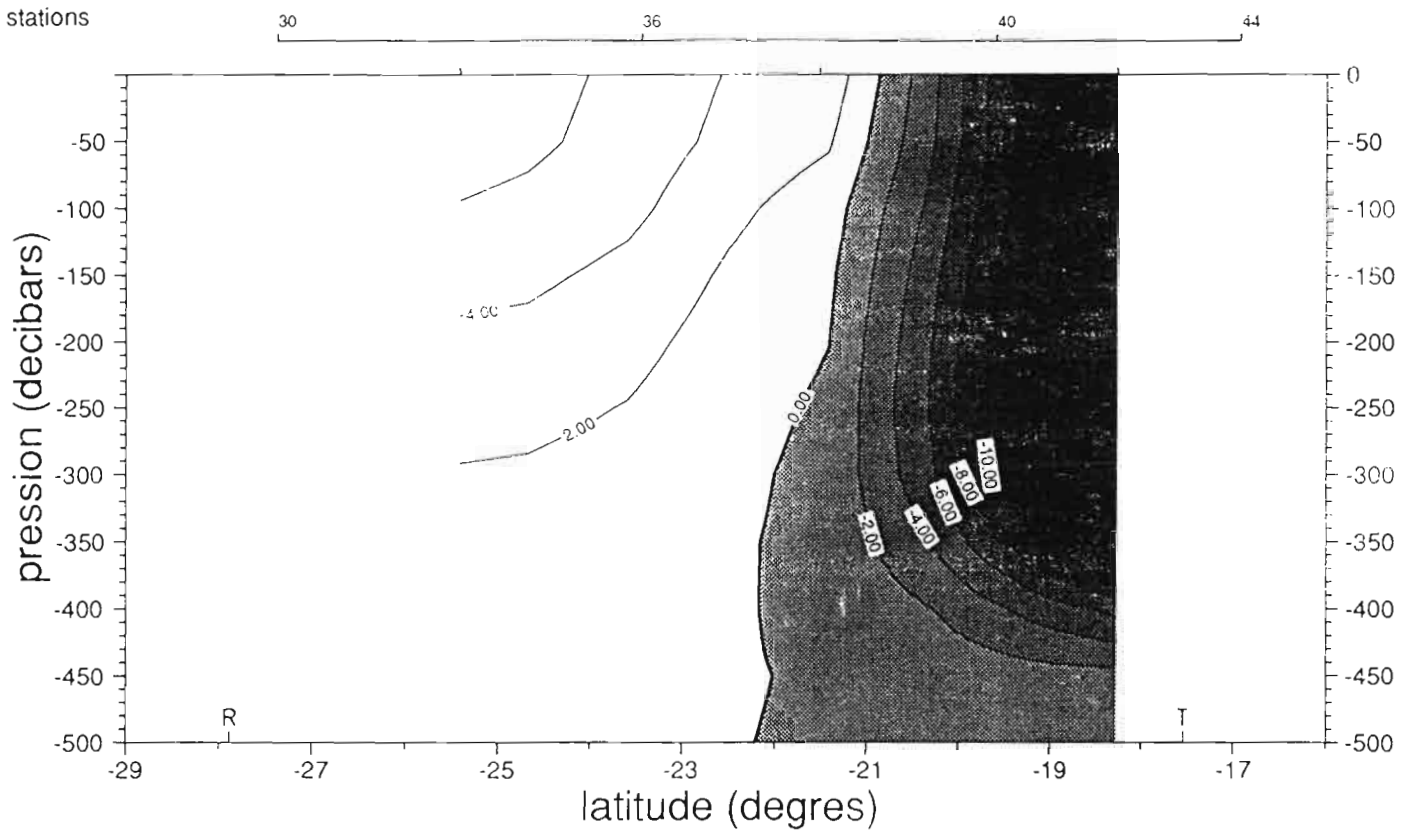
HYDROPOL 4 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

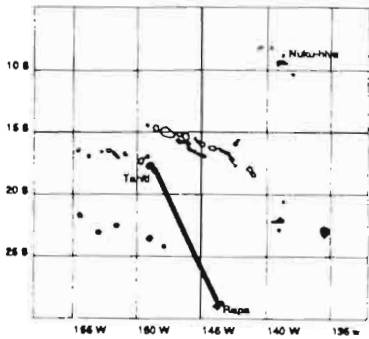
MARS 1987





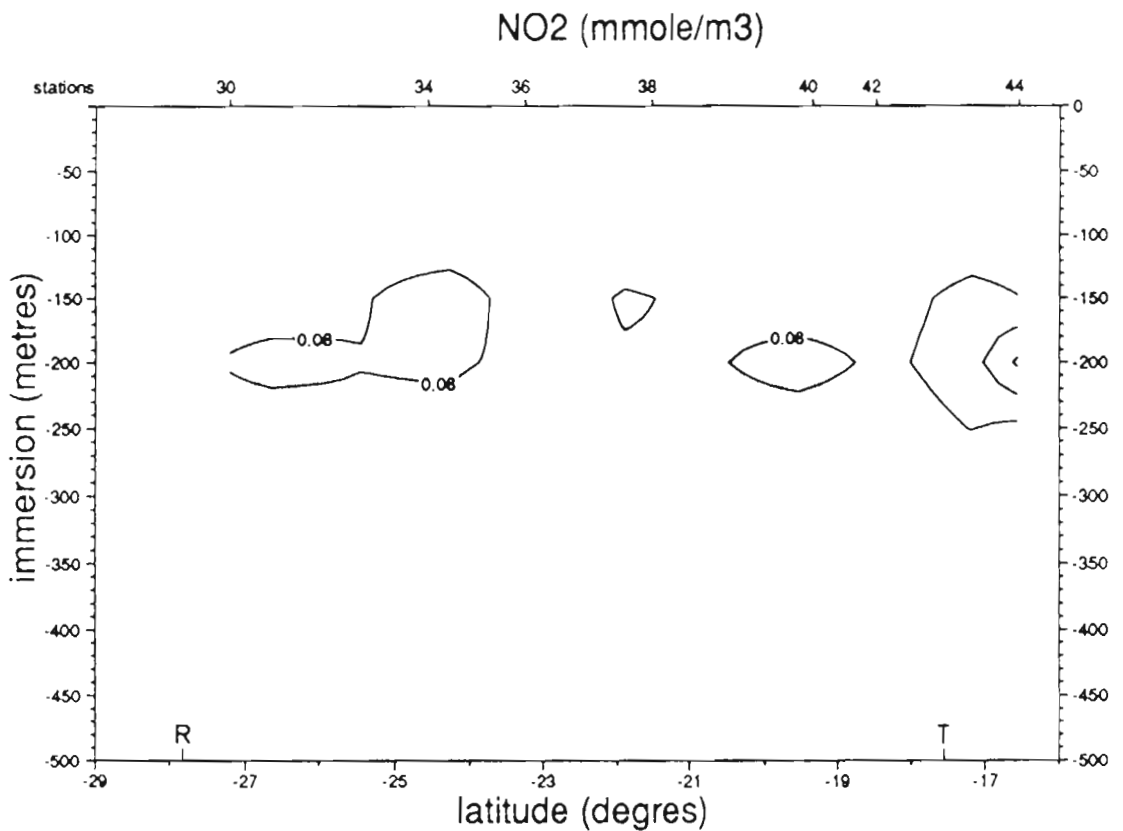
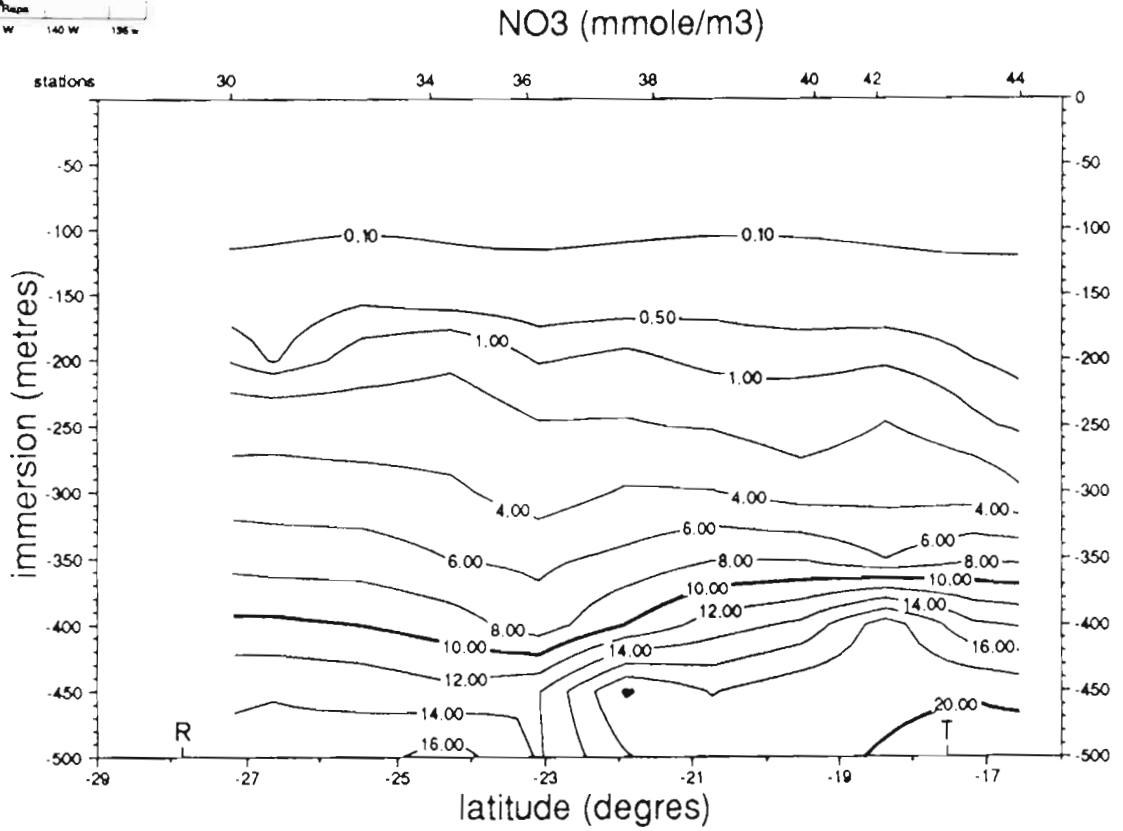
VITESSE CM/S (est : +)

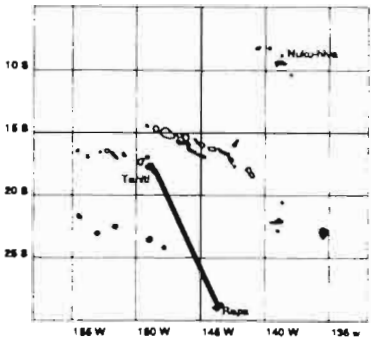




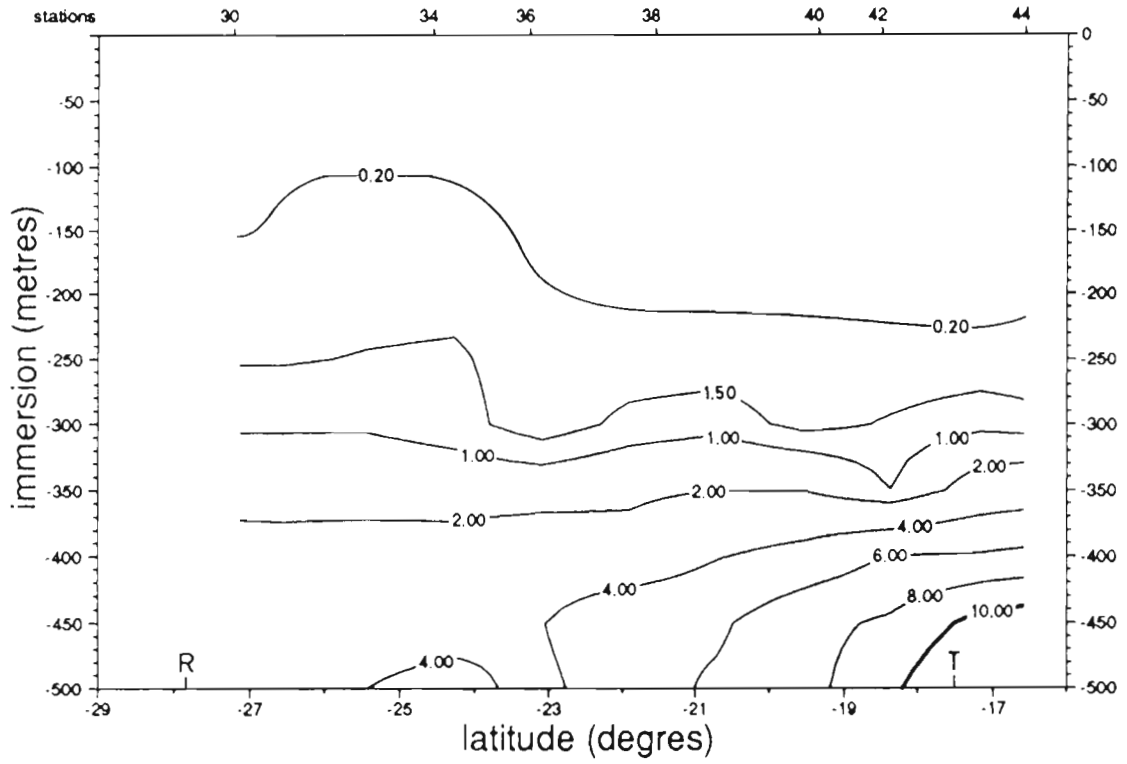
HYDROPOL 4 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

MARS 1987

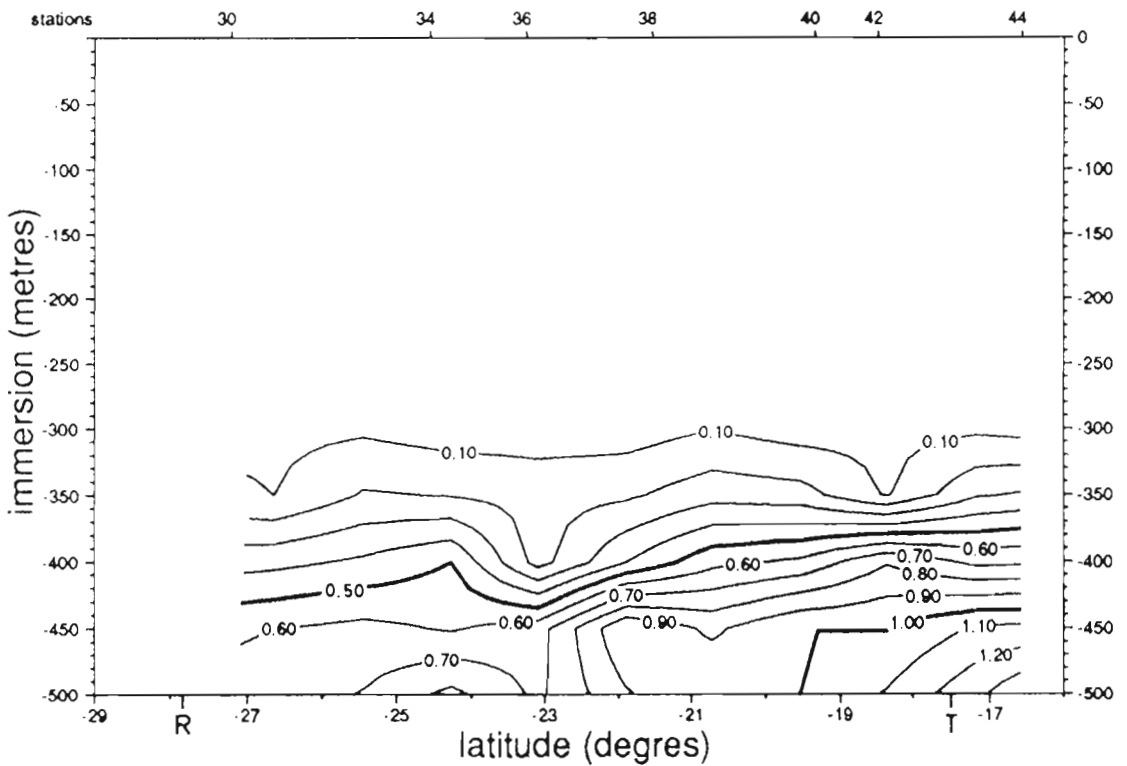


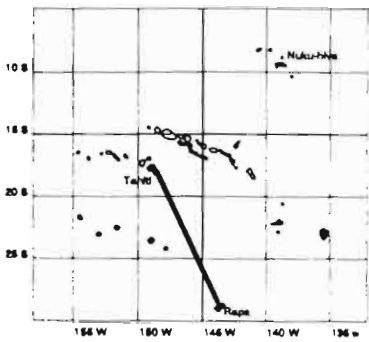


SIO4 (mmole/m3)



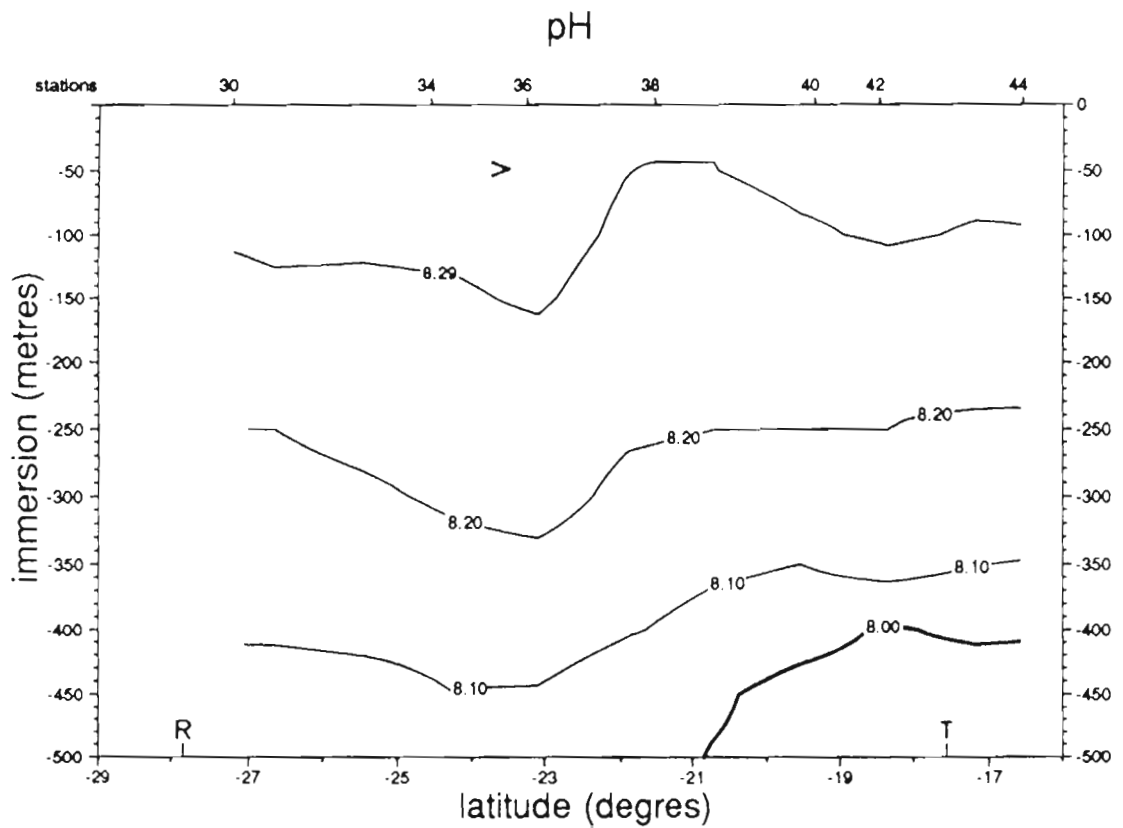
PO4 (mmole/m3)

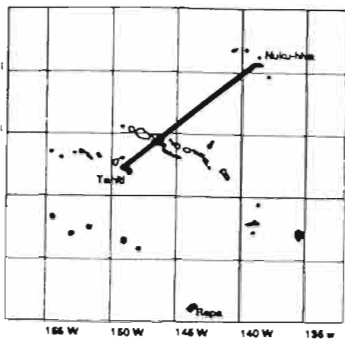




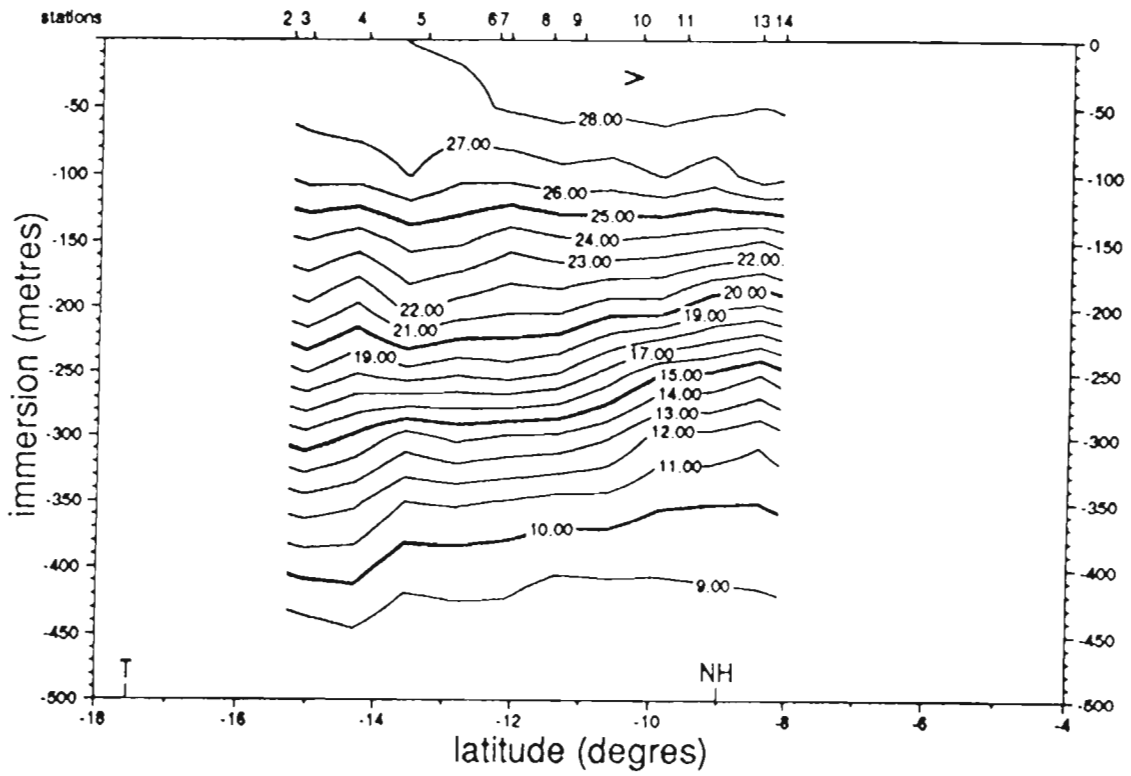
HYDROPOL 4 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

MARS 1987

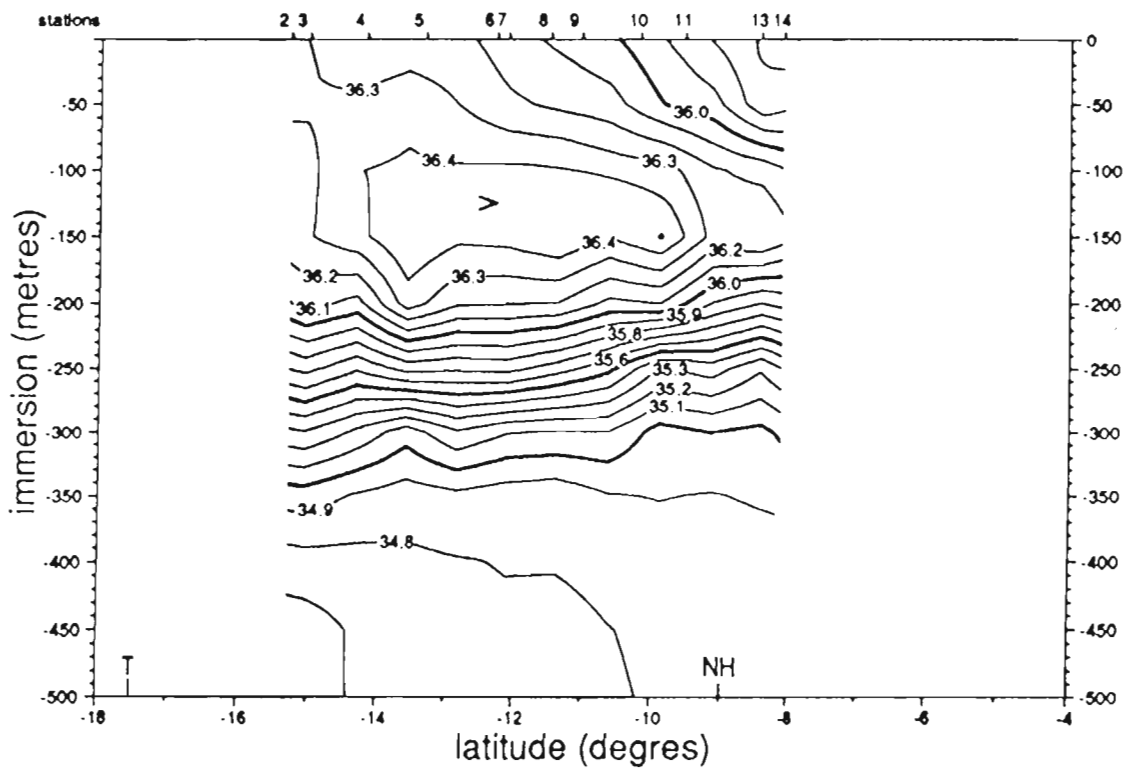


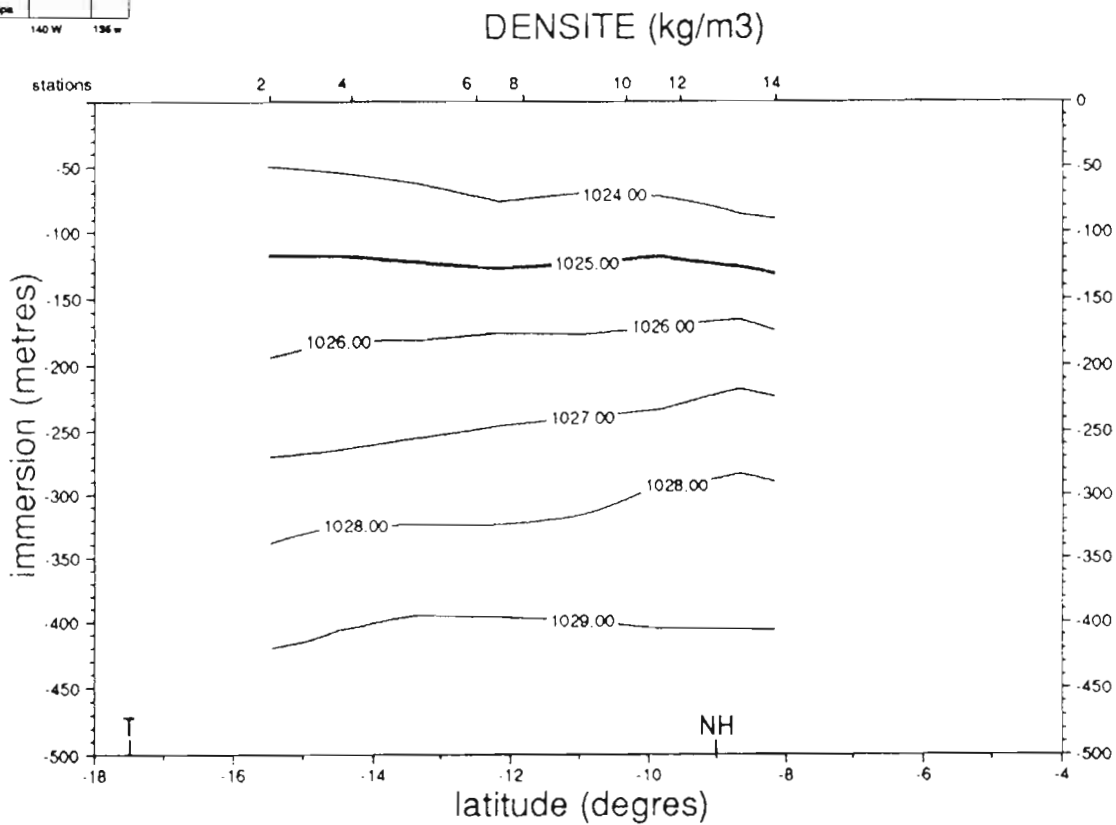
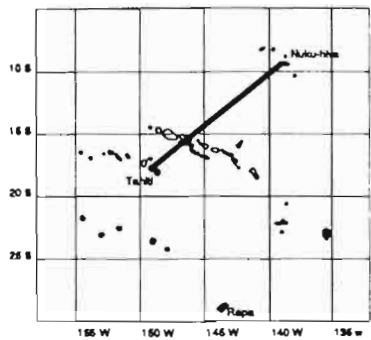


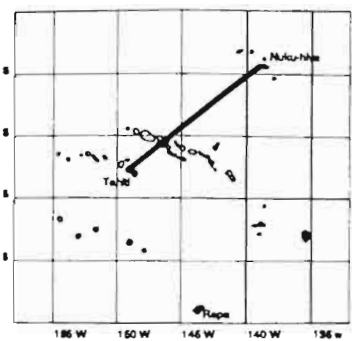
TEMPERATURE (DEGRES C)



SALINITE (PSU)



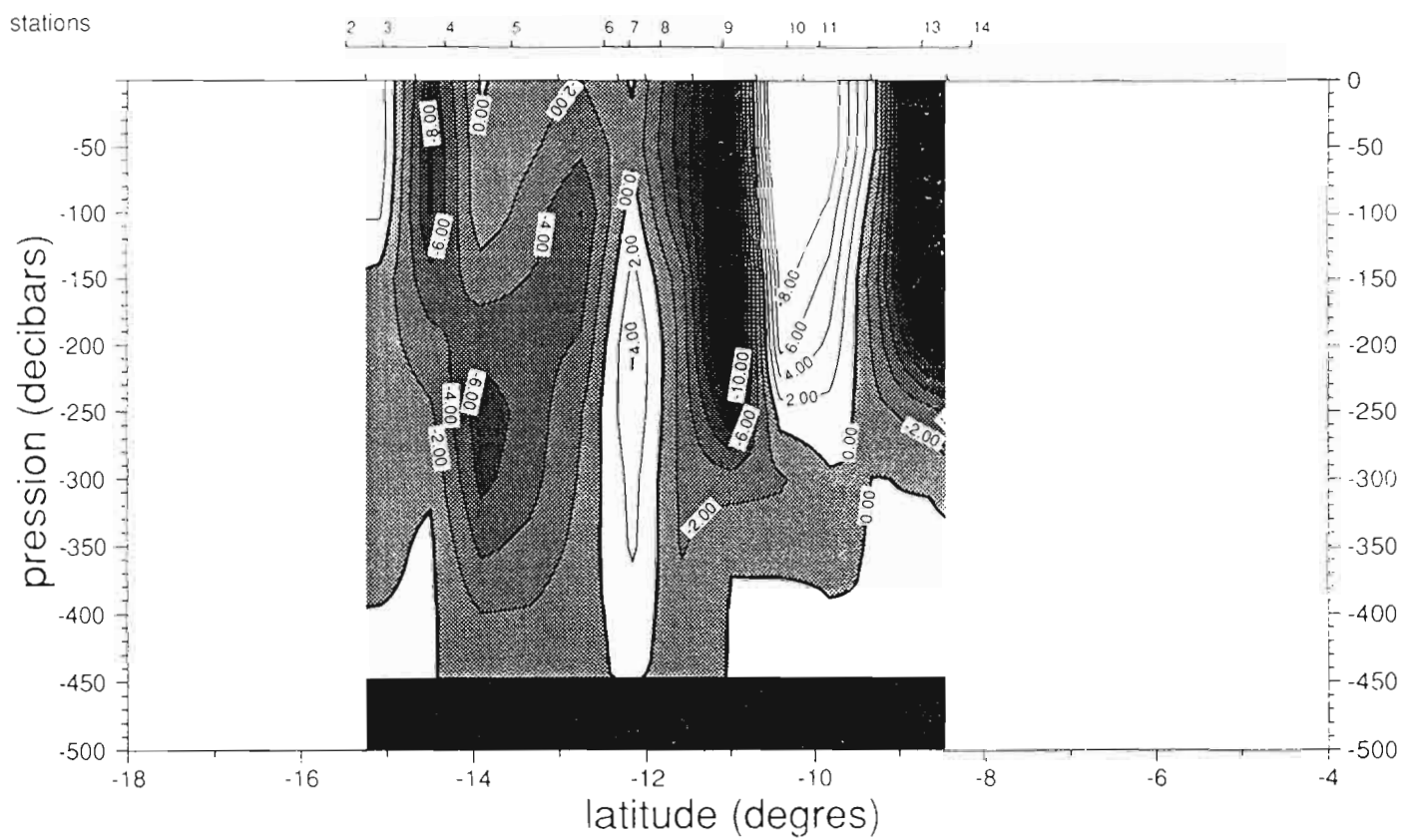


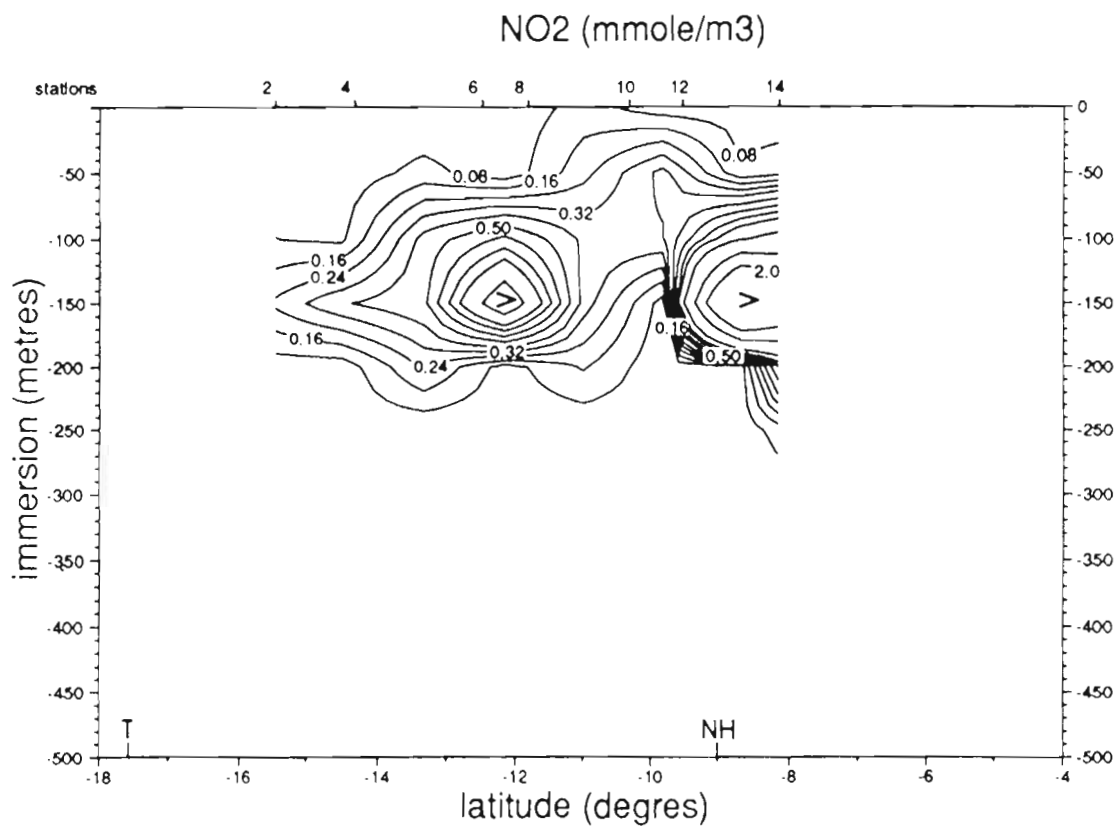
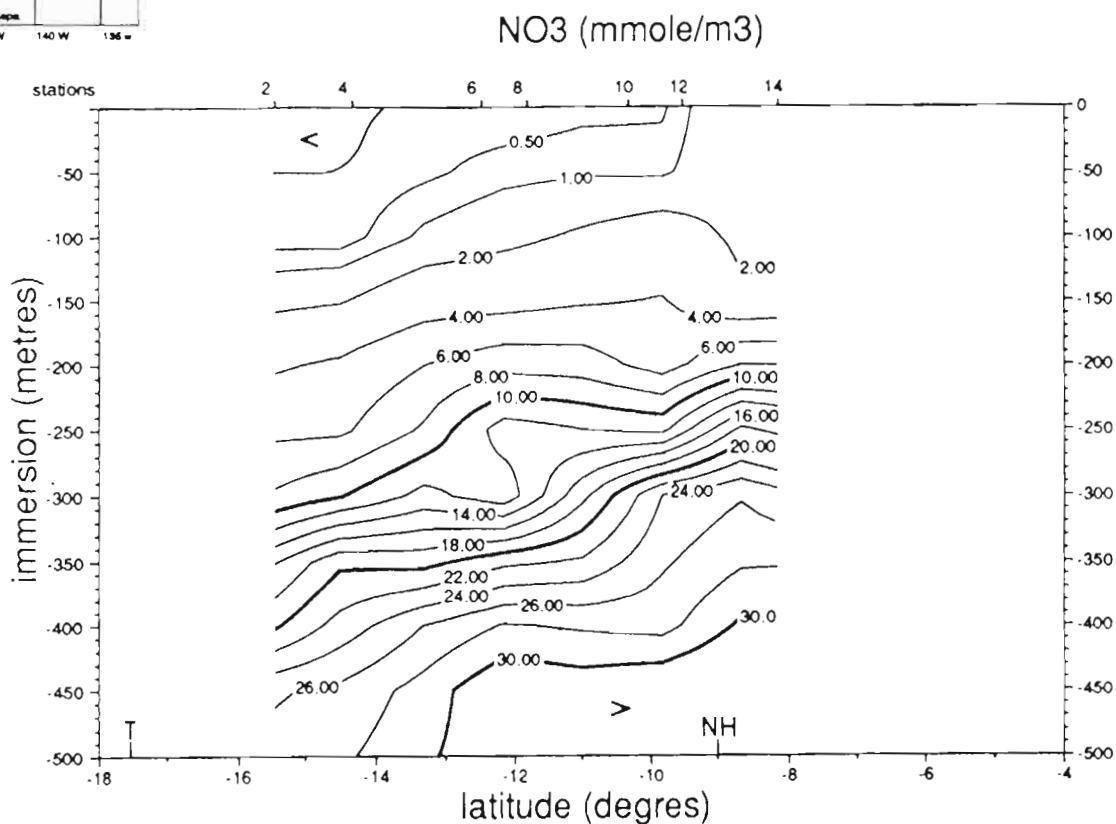
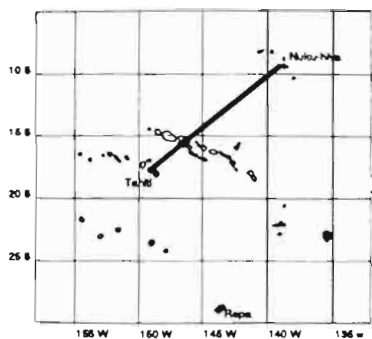


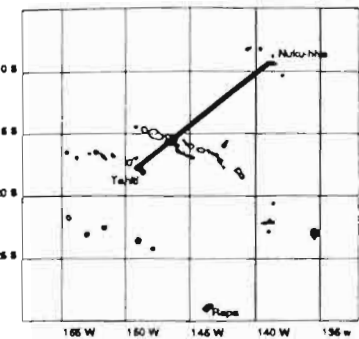
HYDROPOL 5 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

OCTOBRE 1987

VITESSE CM/S (est : +)

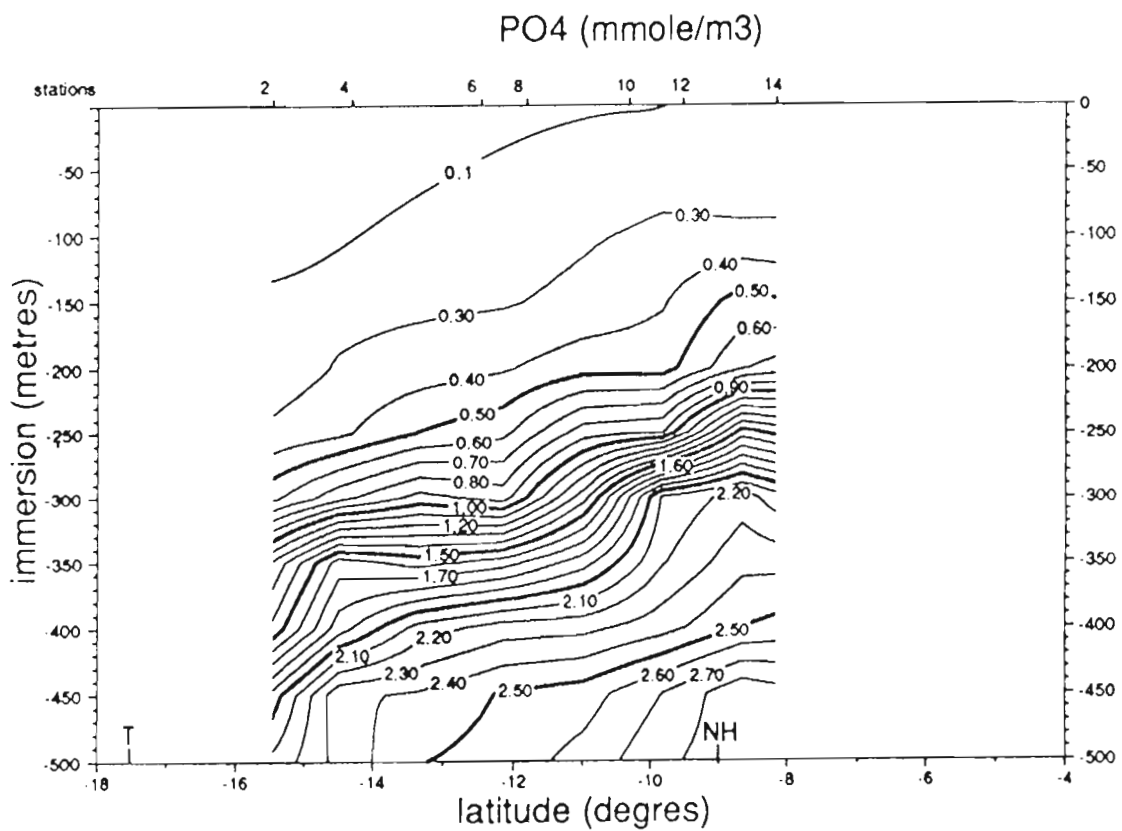
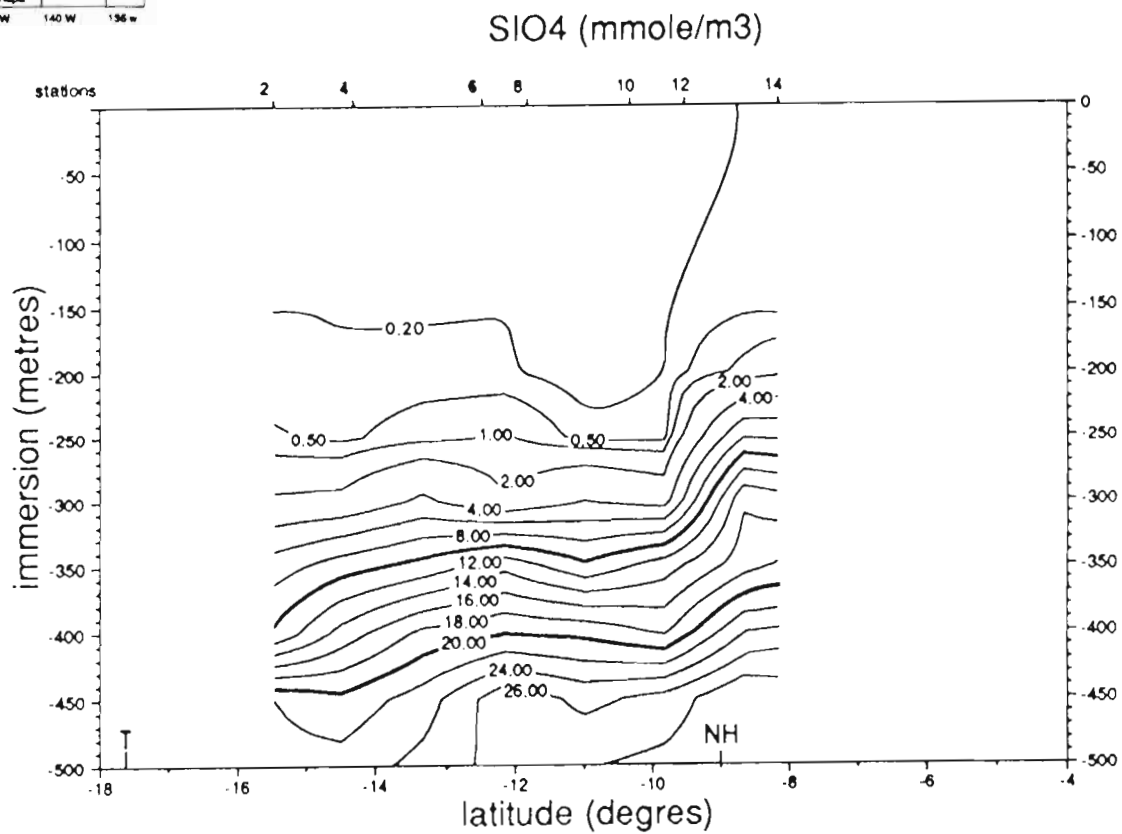


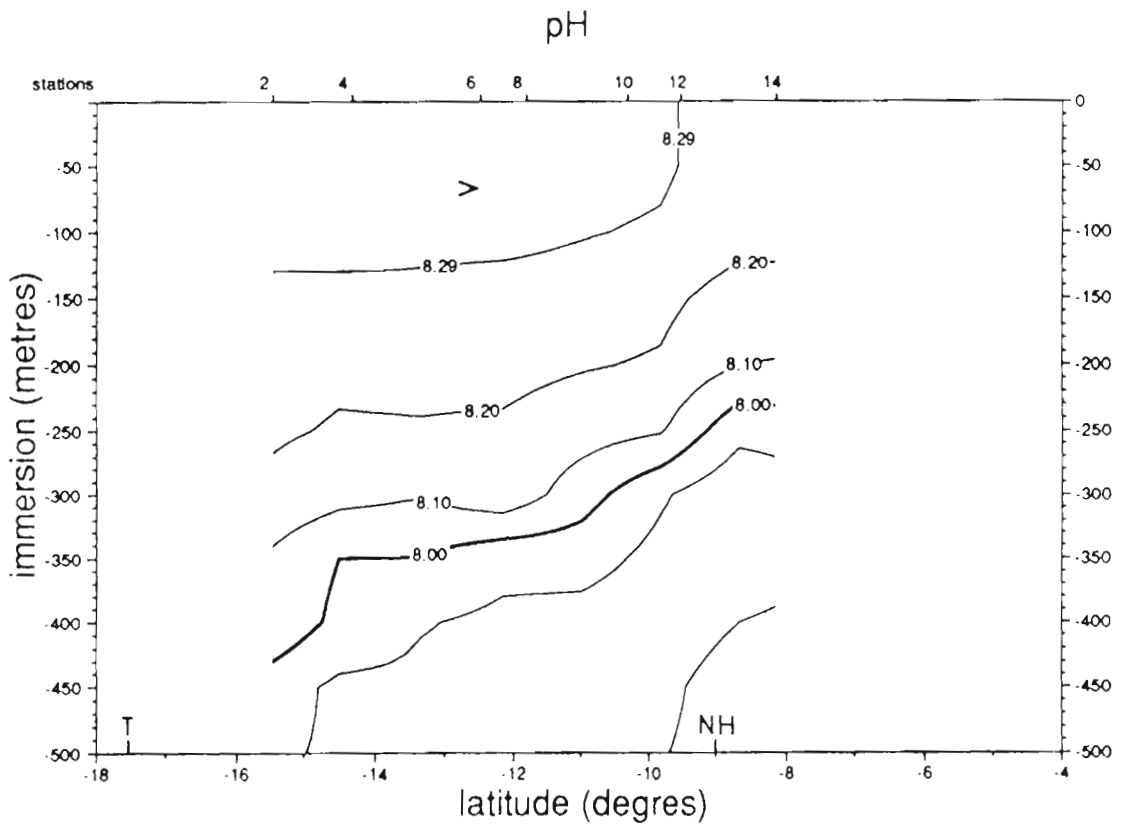
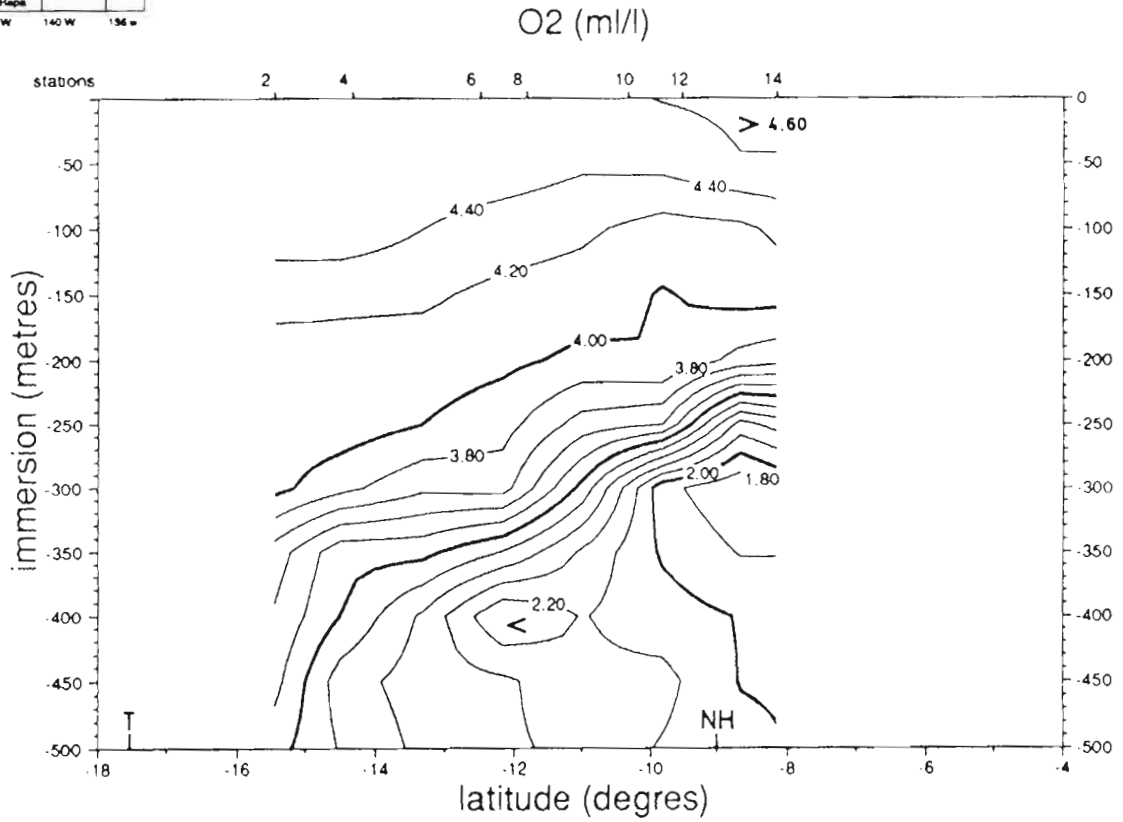
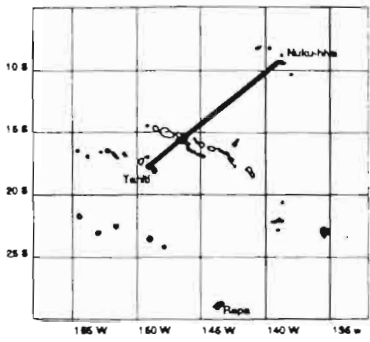


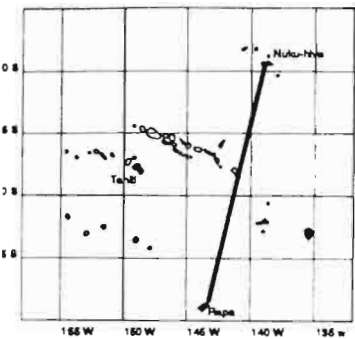


HYDROPOL 5 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

OCTOBRE 1987

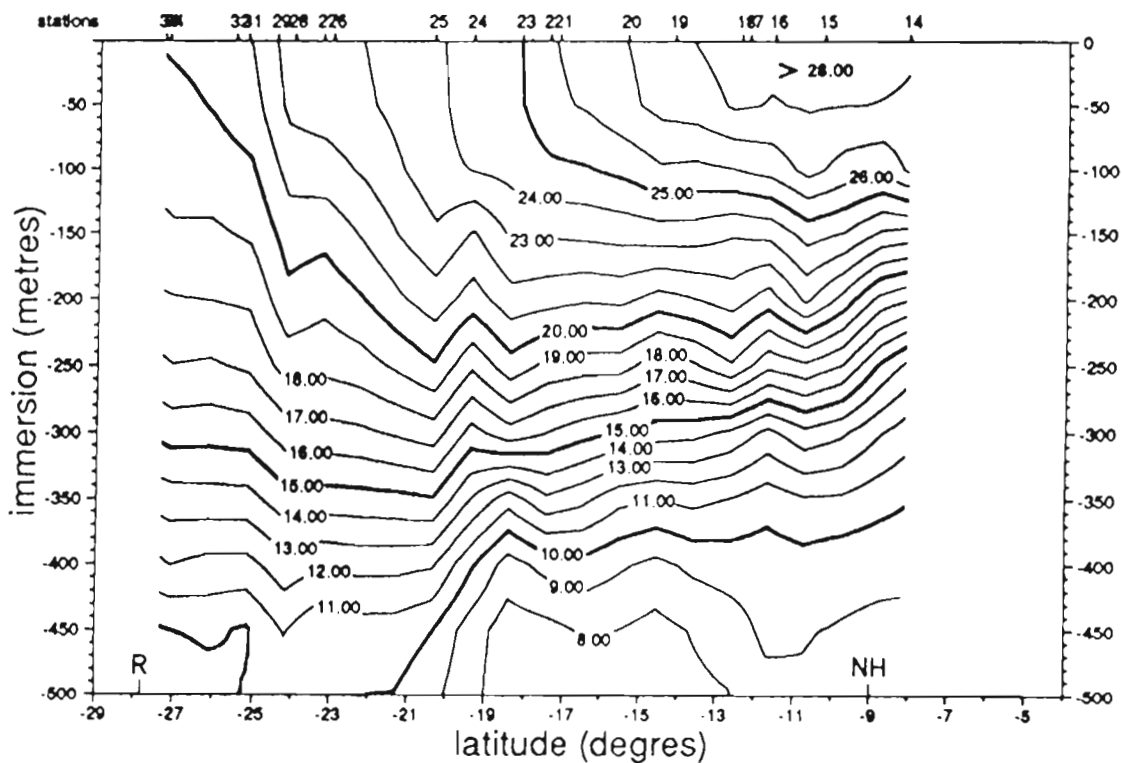




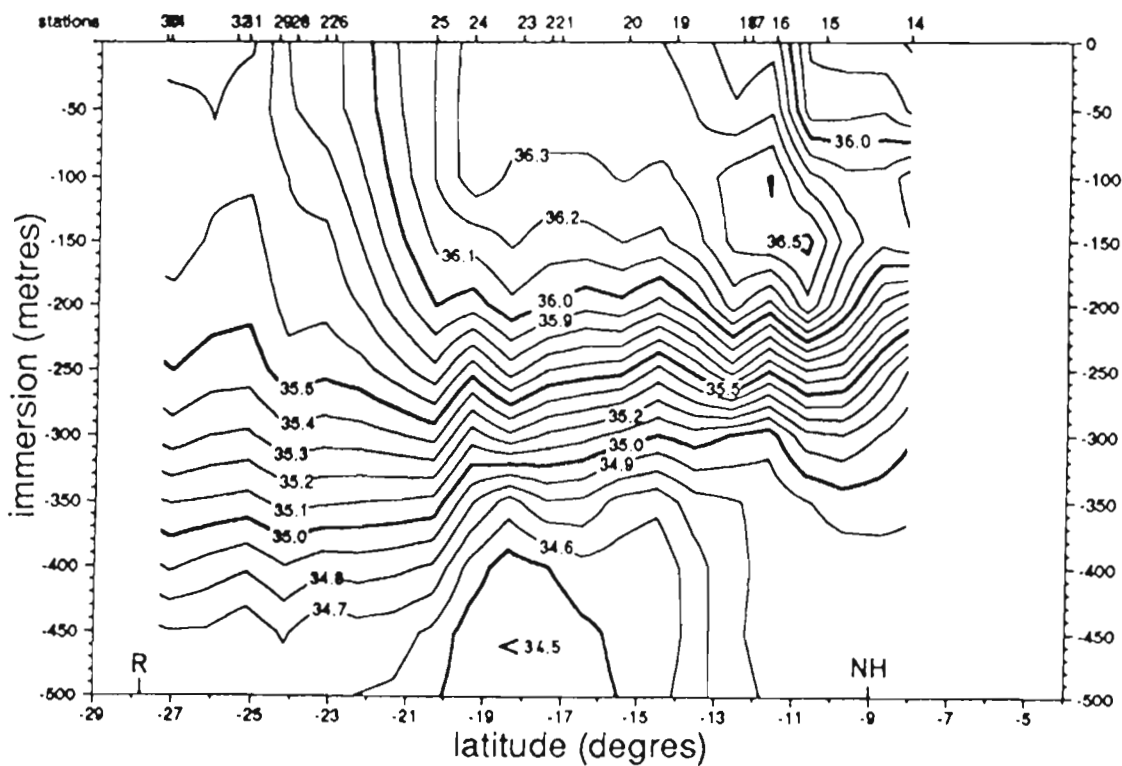


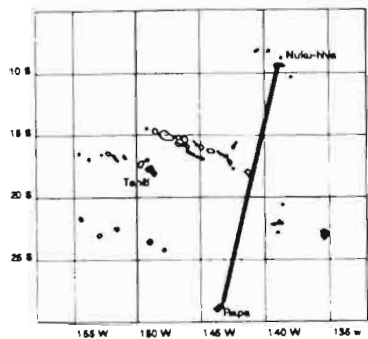
HYDROPOL 5 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1987

TEMPERATURE (DEGRES C)

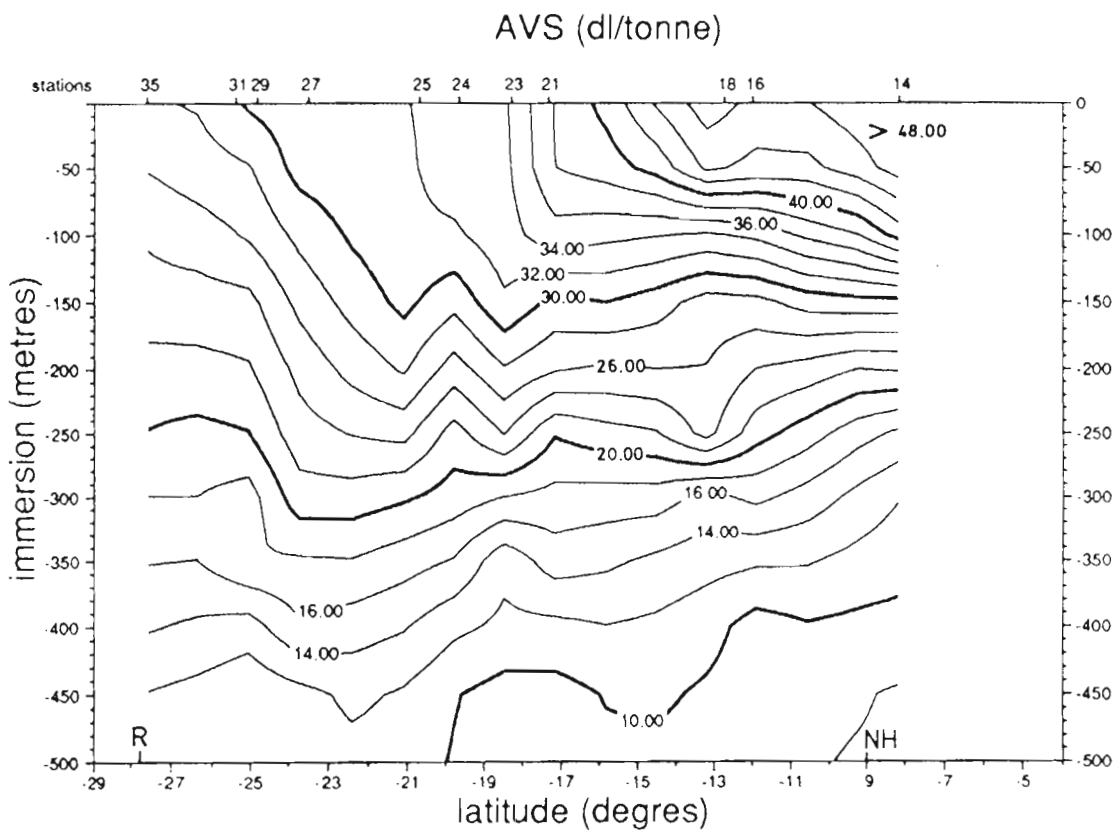
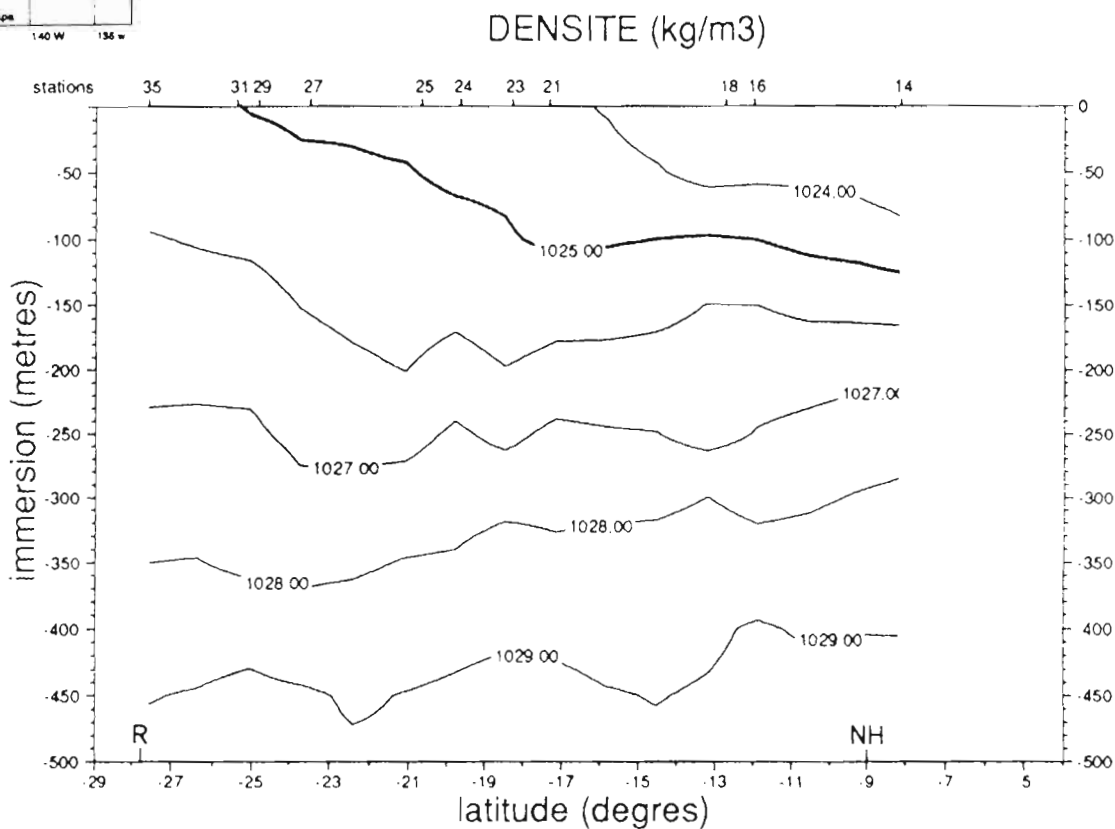


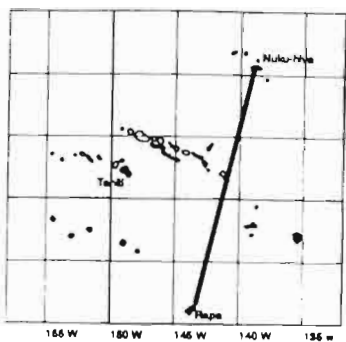
SALINITE (PSU)





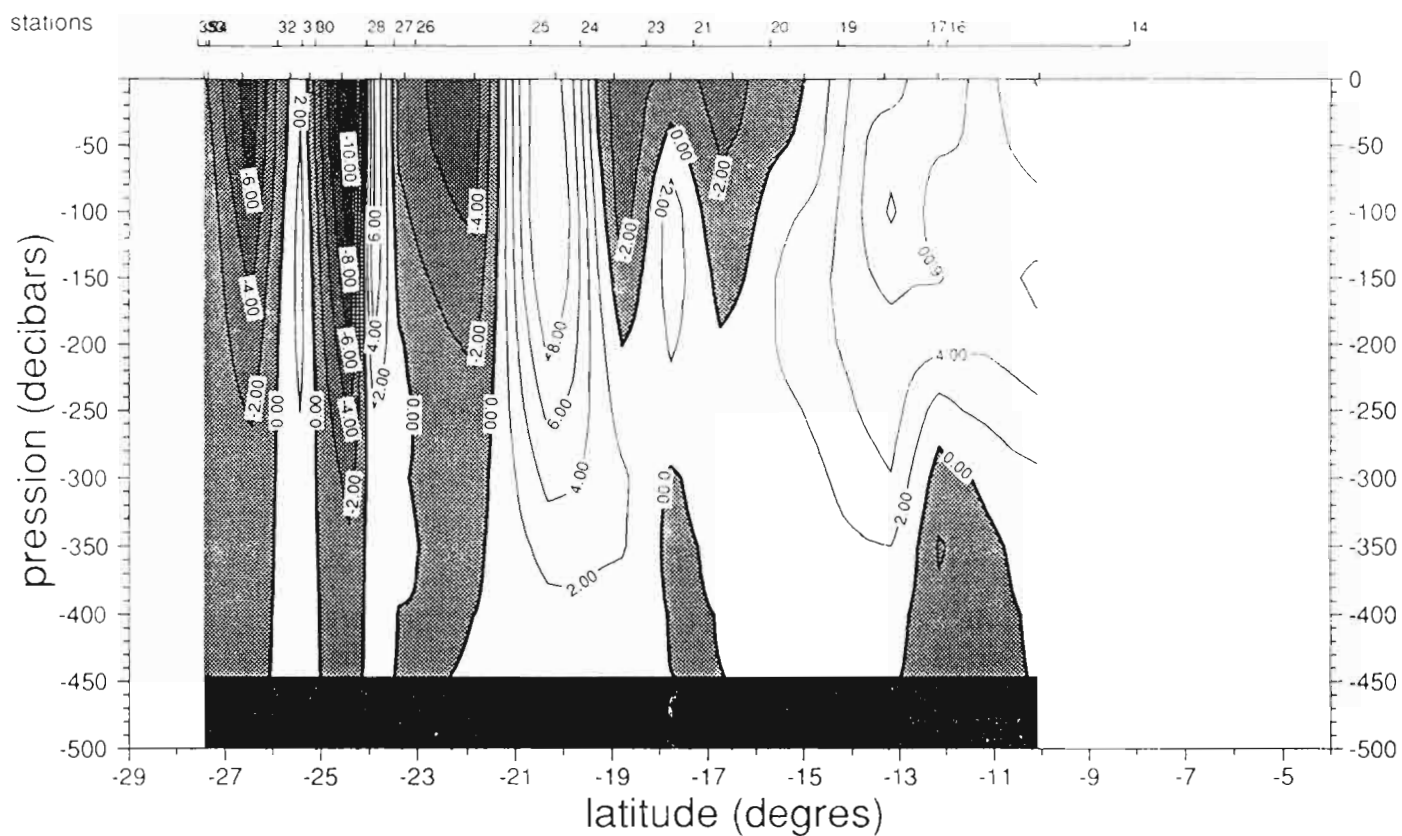
HYDROPOL 5 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1987



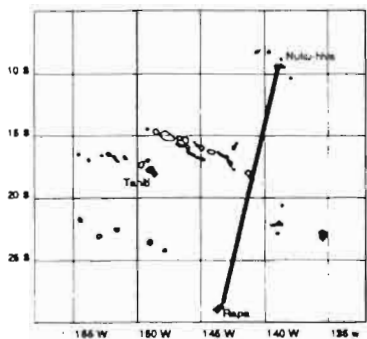


HYDROPOL 5 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1987

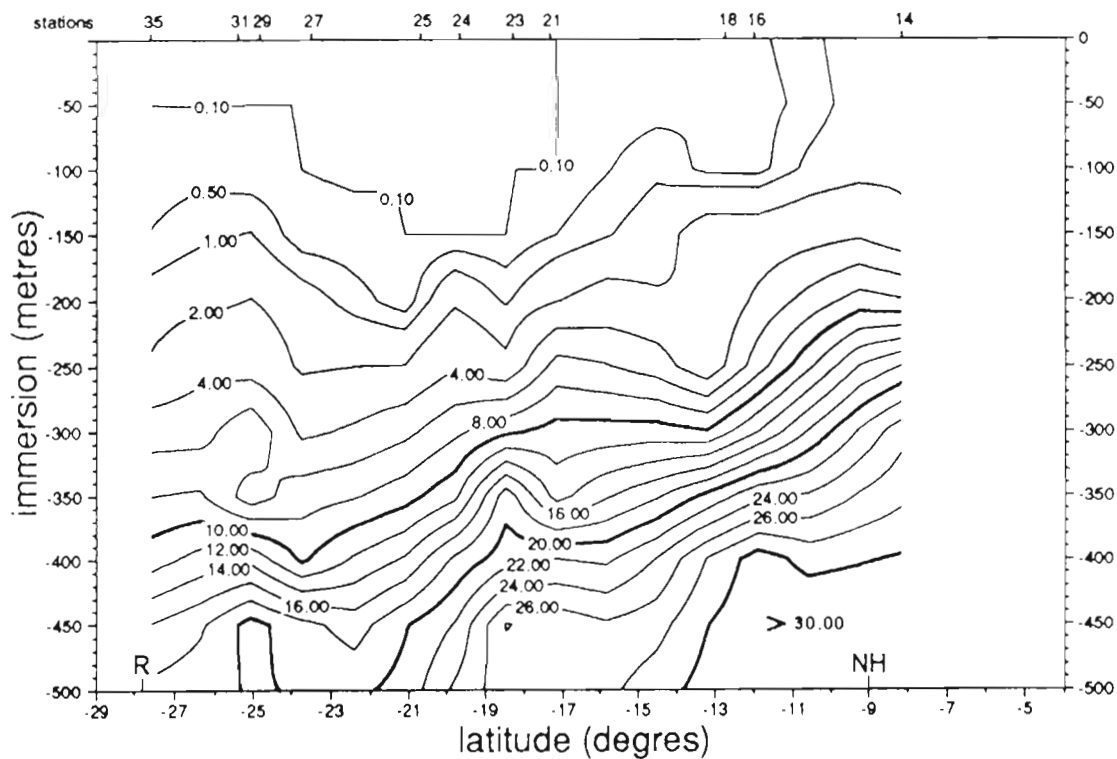
VITESSE CM/S (est : +)



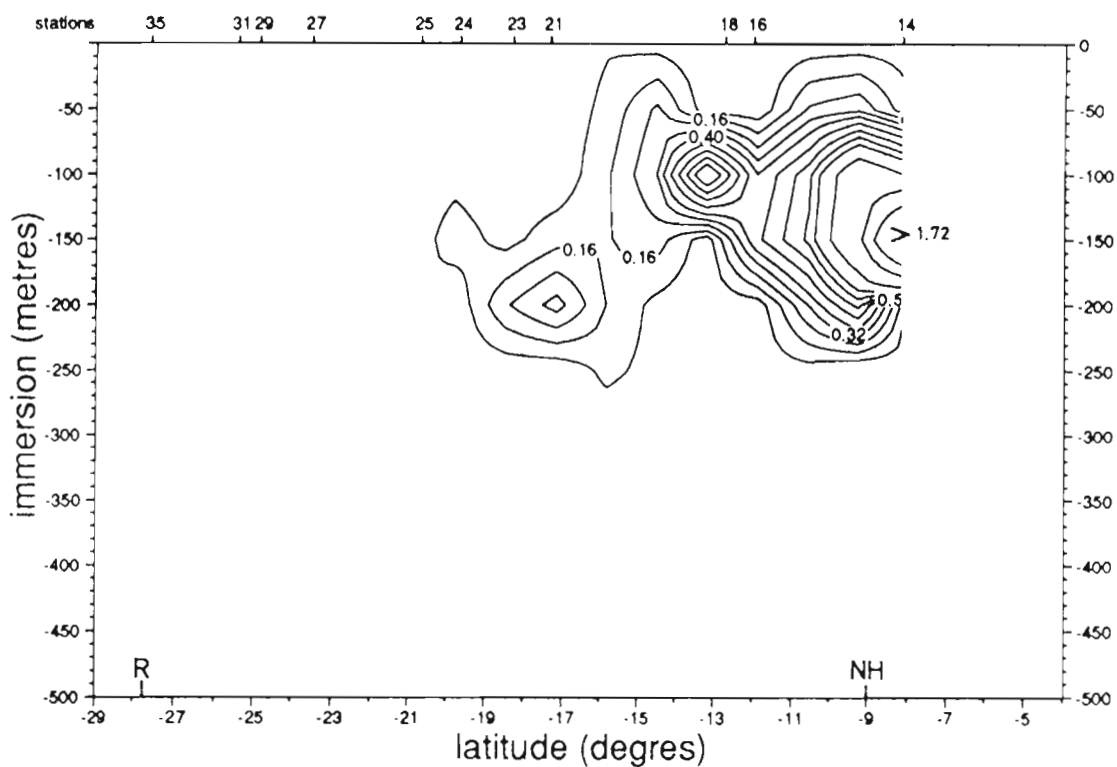
HYDROPOL 5 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1987

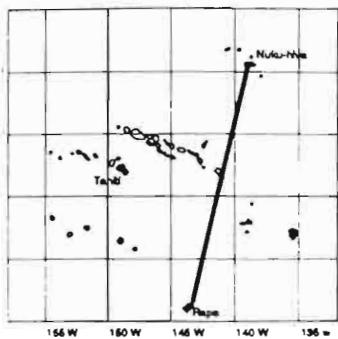


NO3 (mmole/m3)



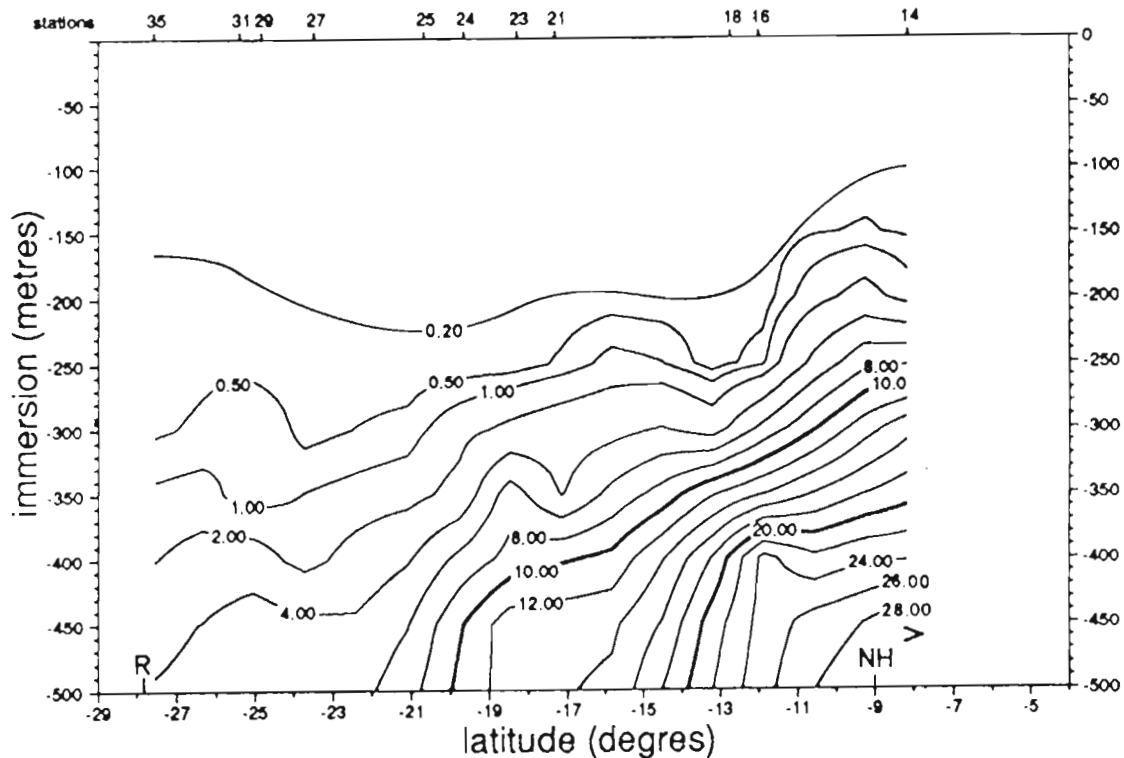
NO2 (mmole/m3)



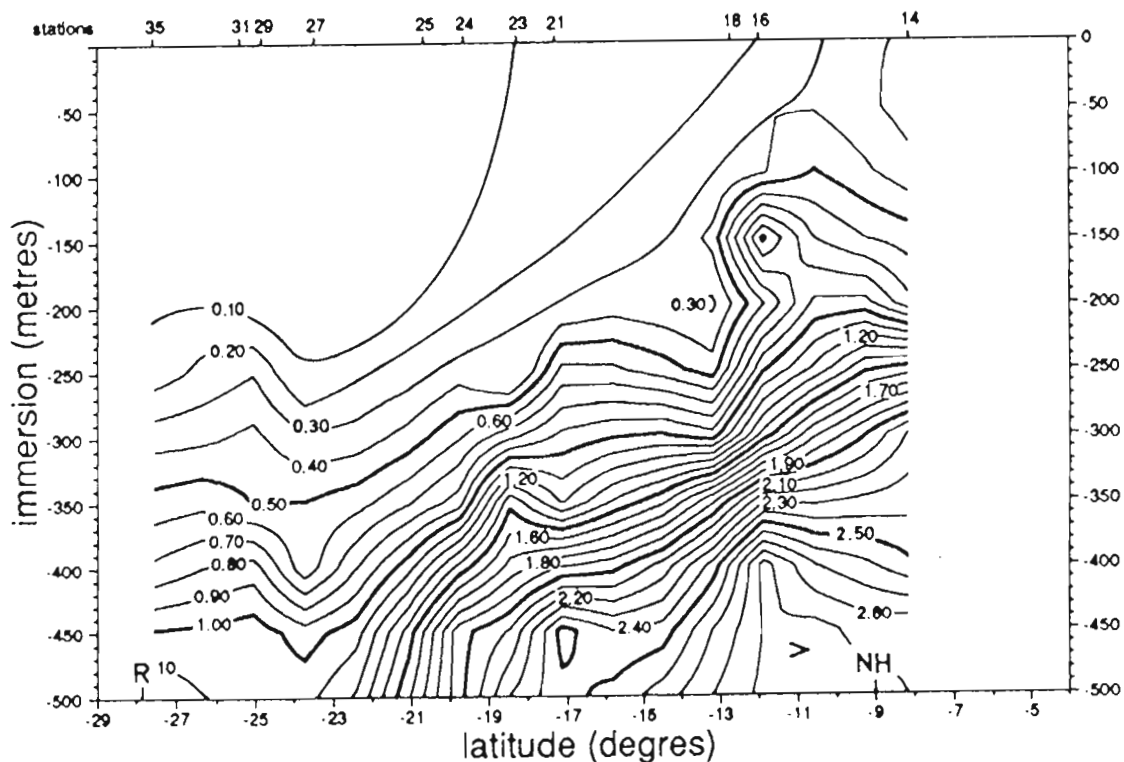


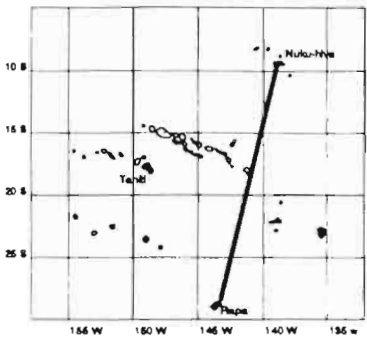
HYDROPOL 5 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1987

SIO₄ (mmole/m³)

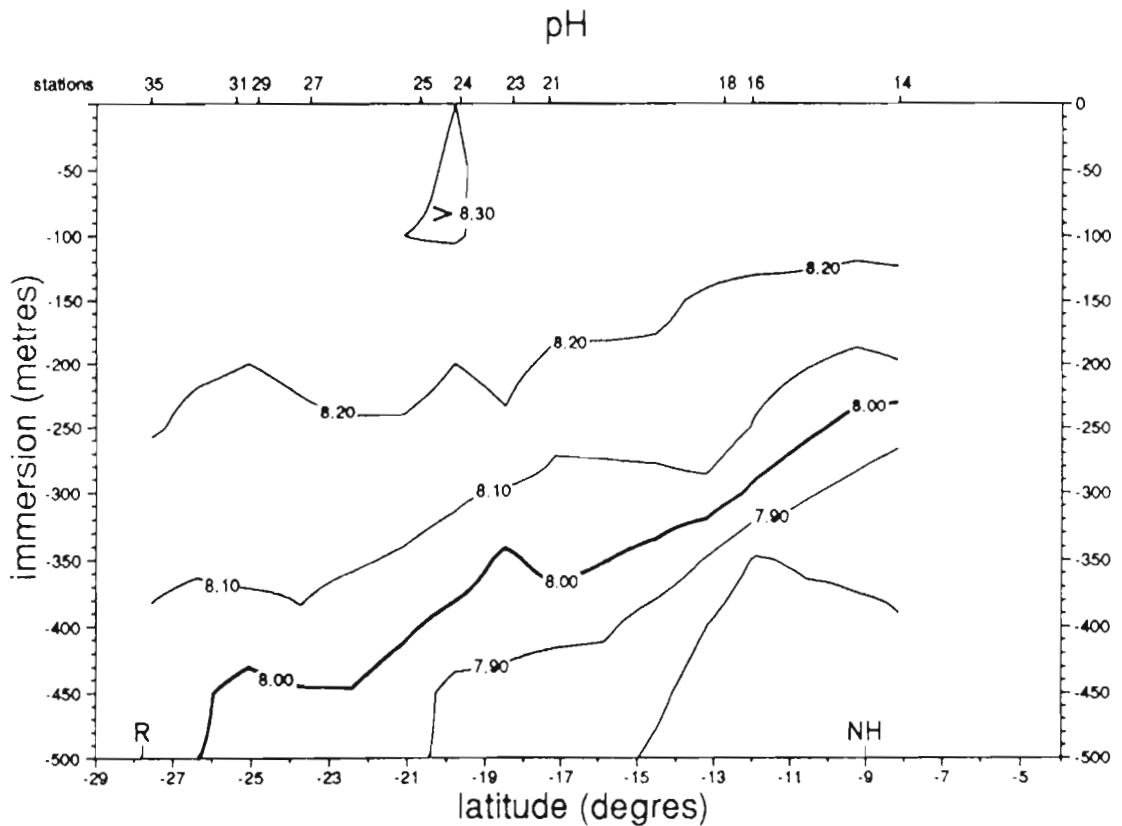
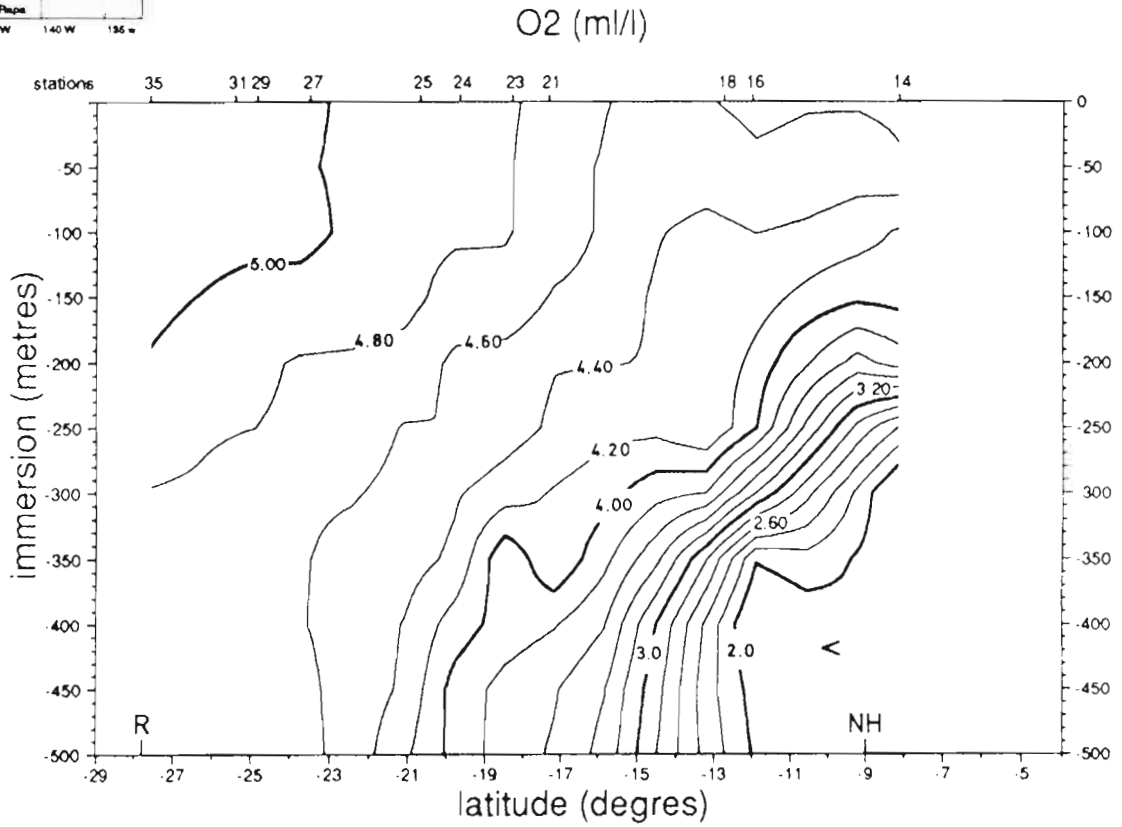


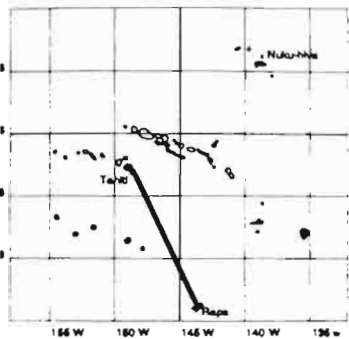
PO₄ (mmole/m³)



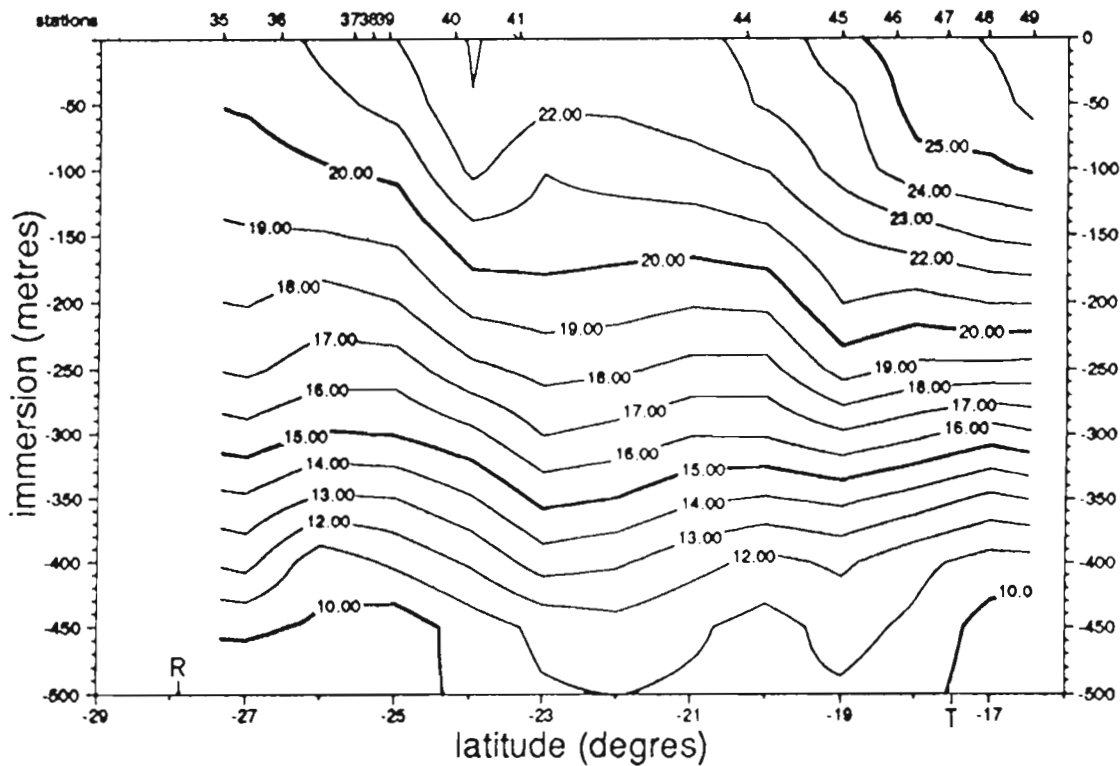


HYDROPOL 5 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1987

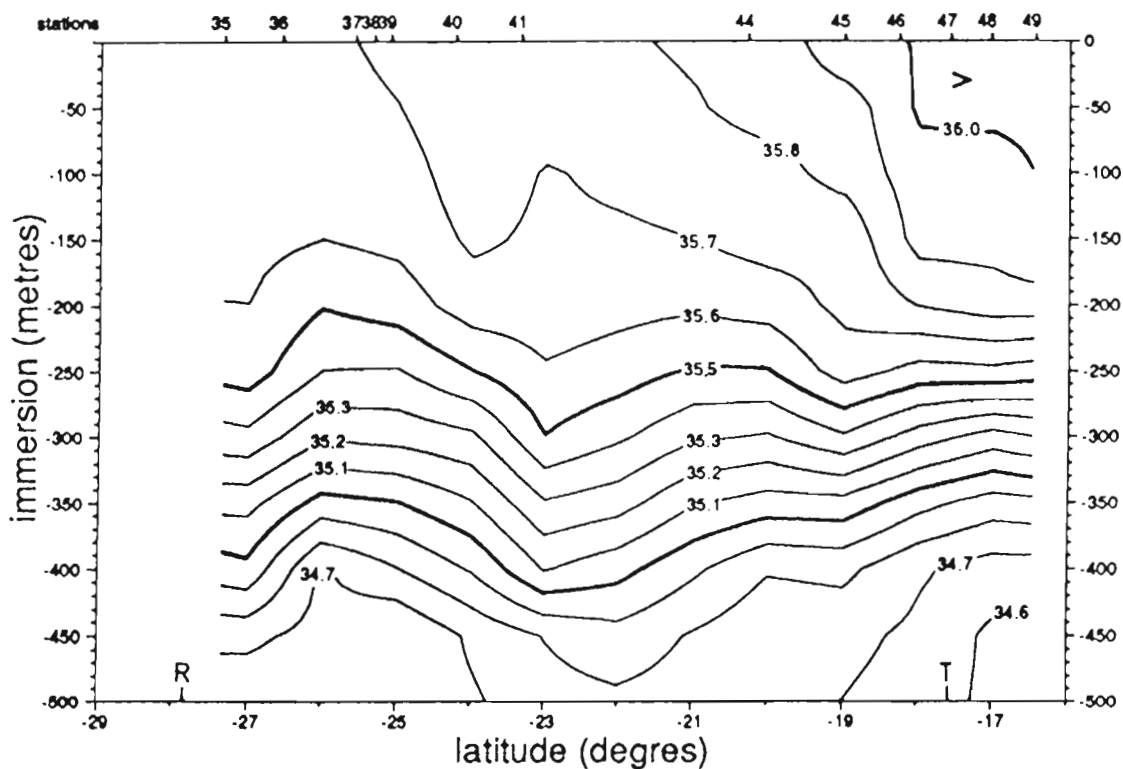


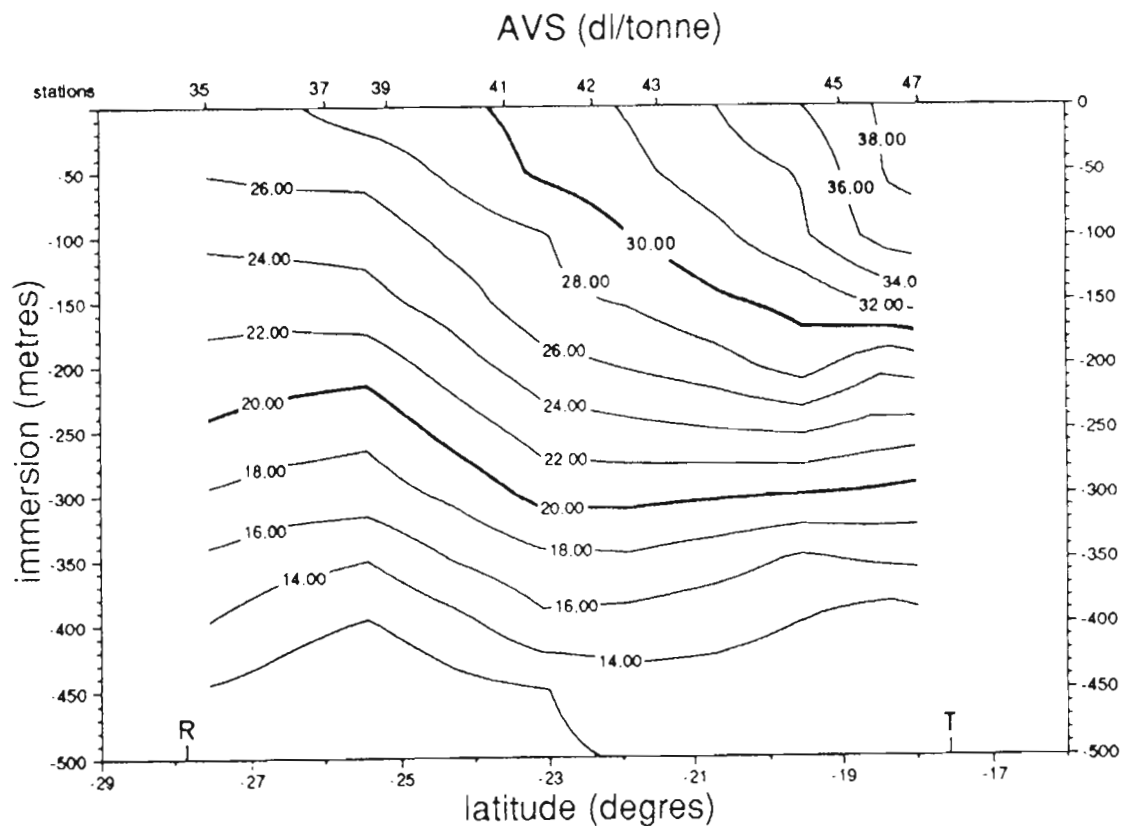
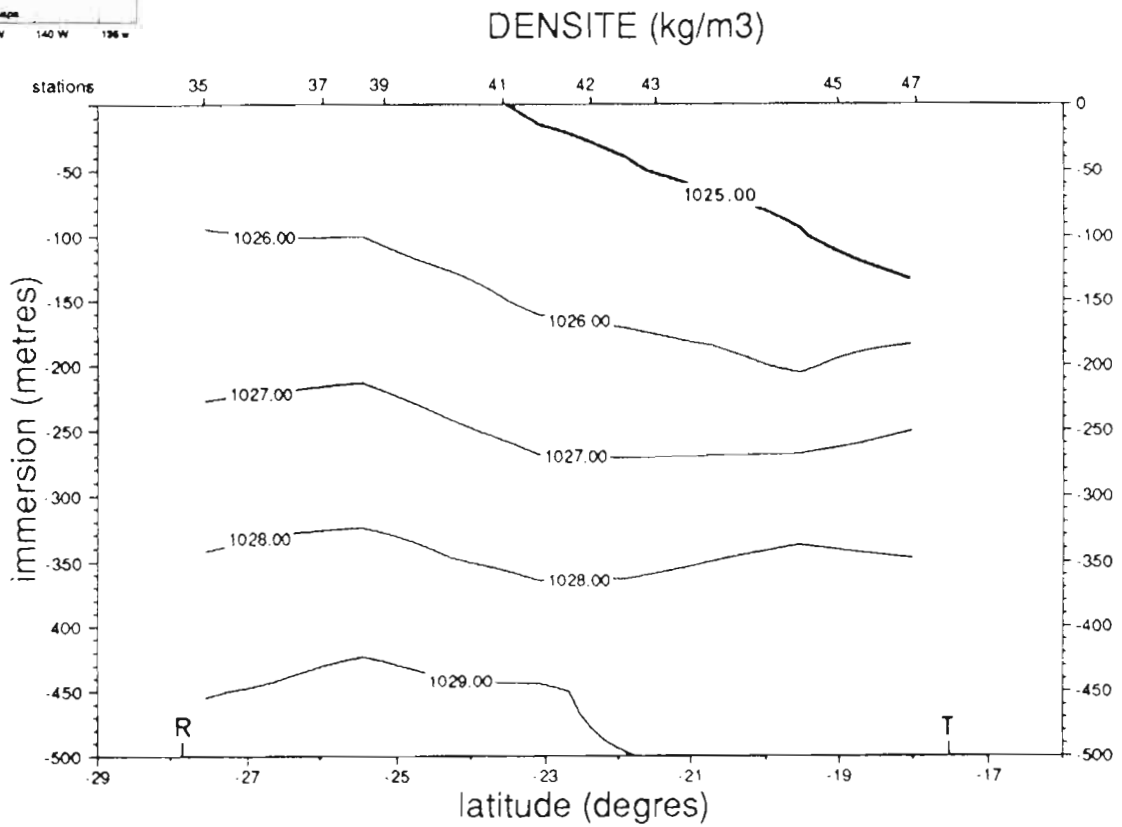
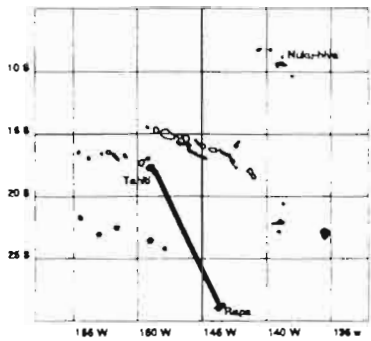


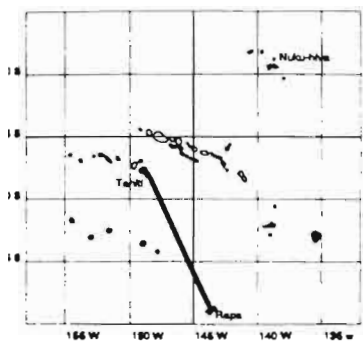
TEMPERATURE (DEGRES C)



SALINITE (PSU)



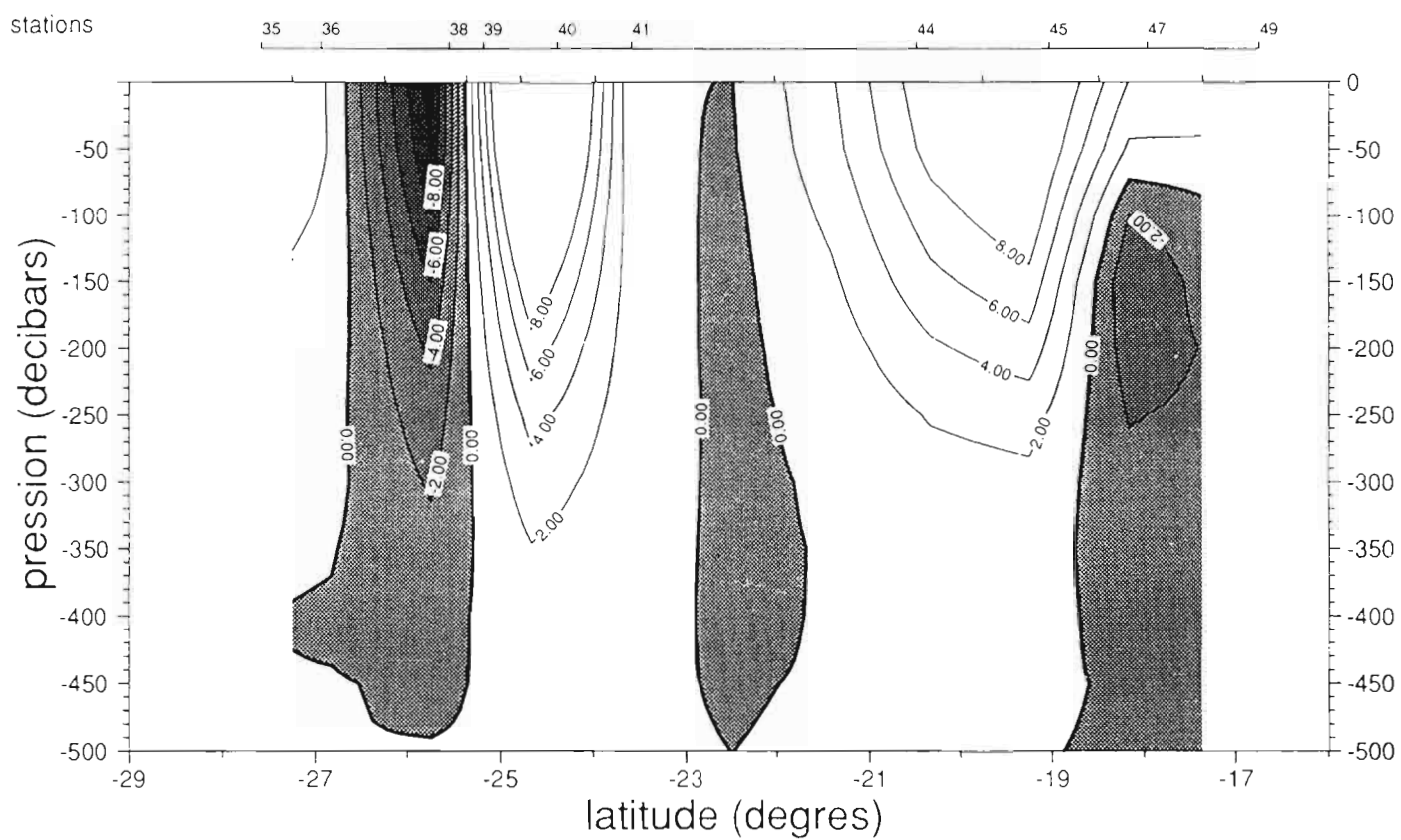


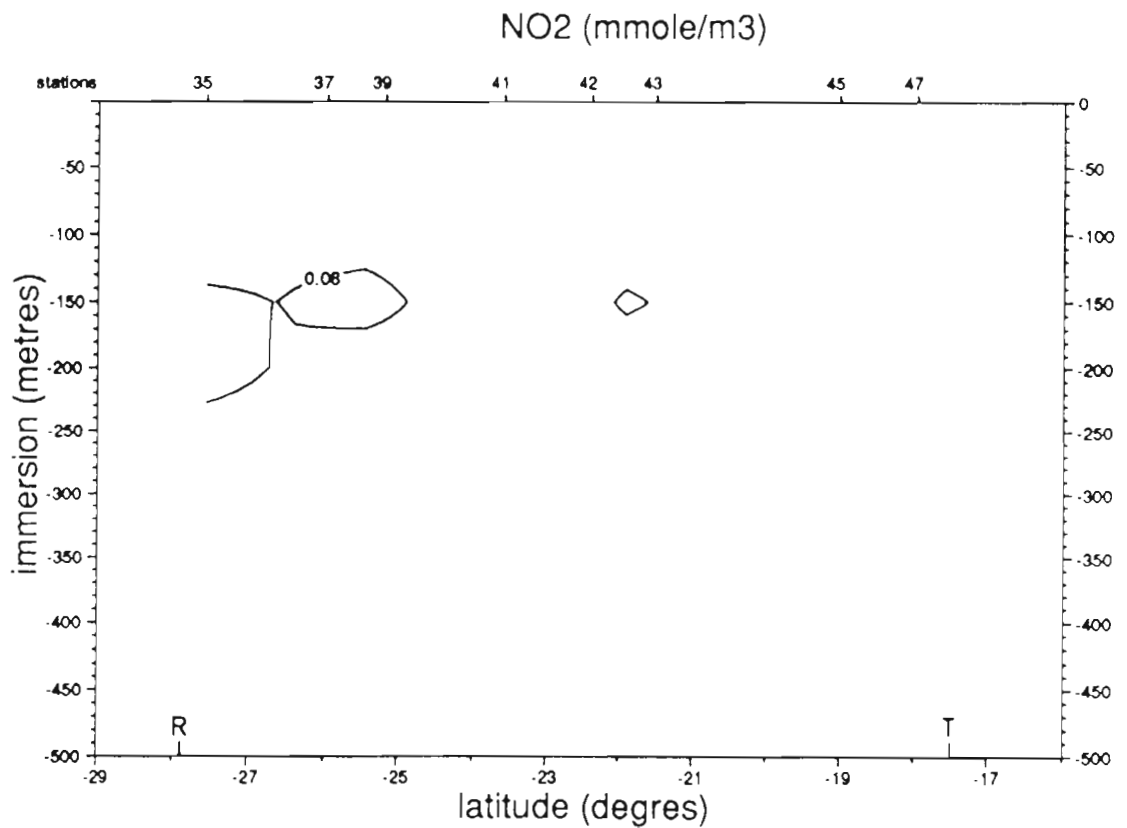
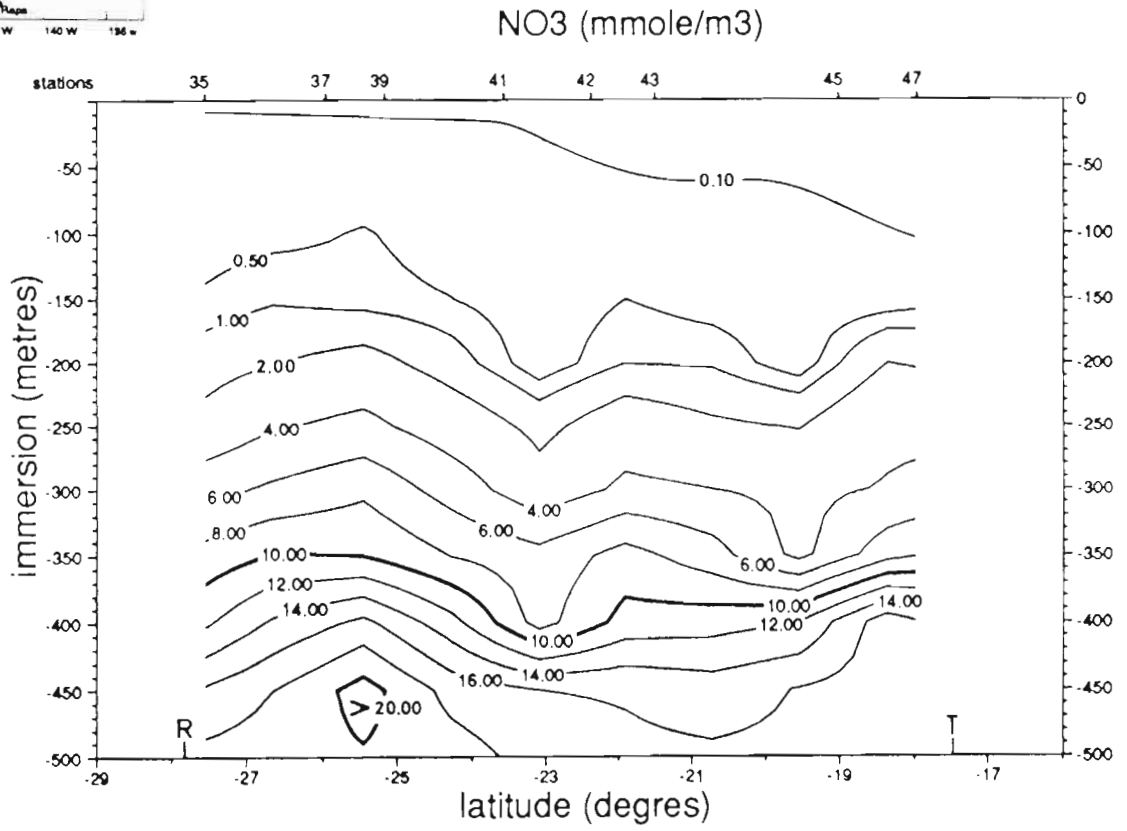
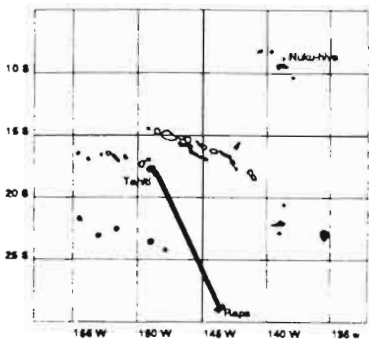


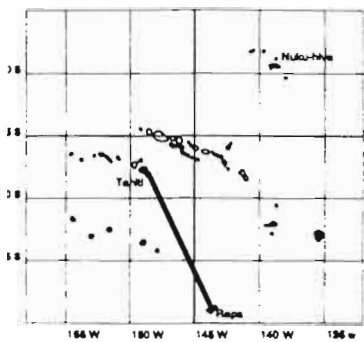
HYDROPOL 5 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

OCTOBRE 1987

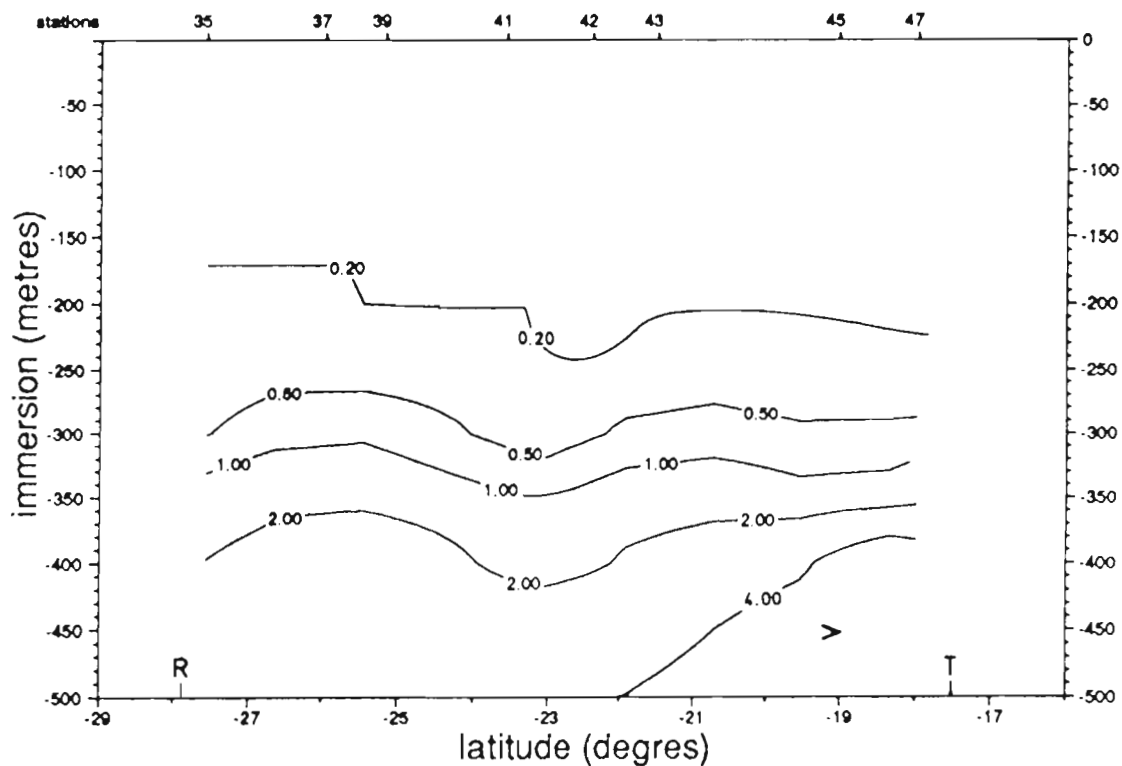
VITESSE CM/S (est : +)



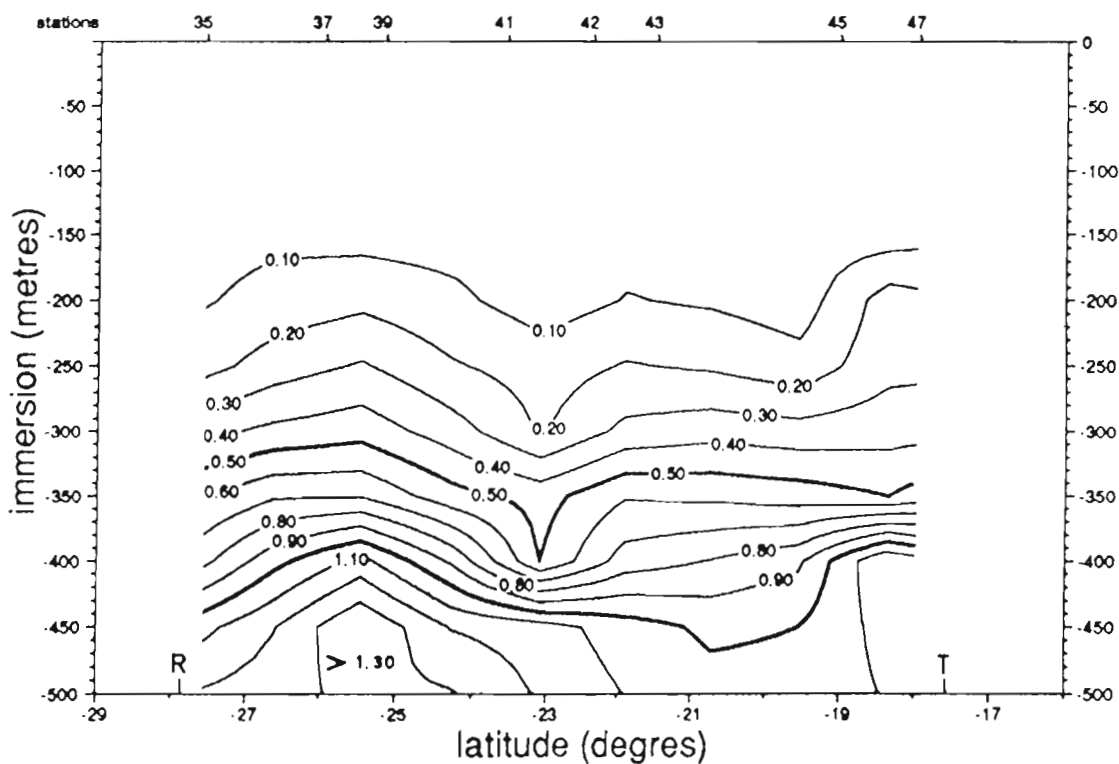


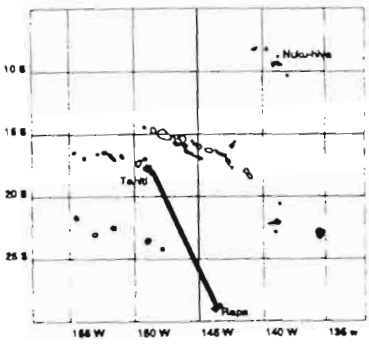


SIO₄ (mmole/m³)



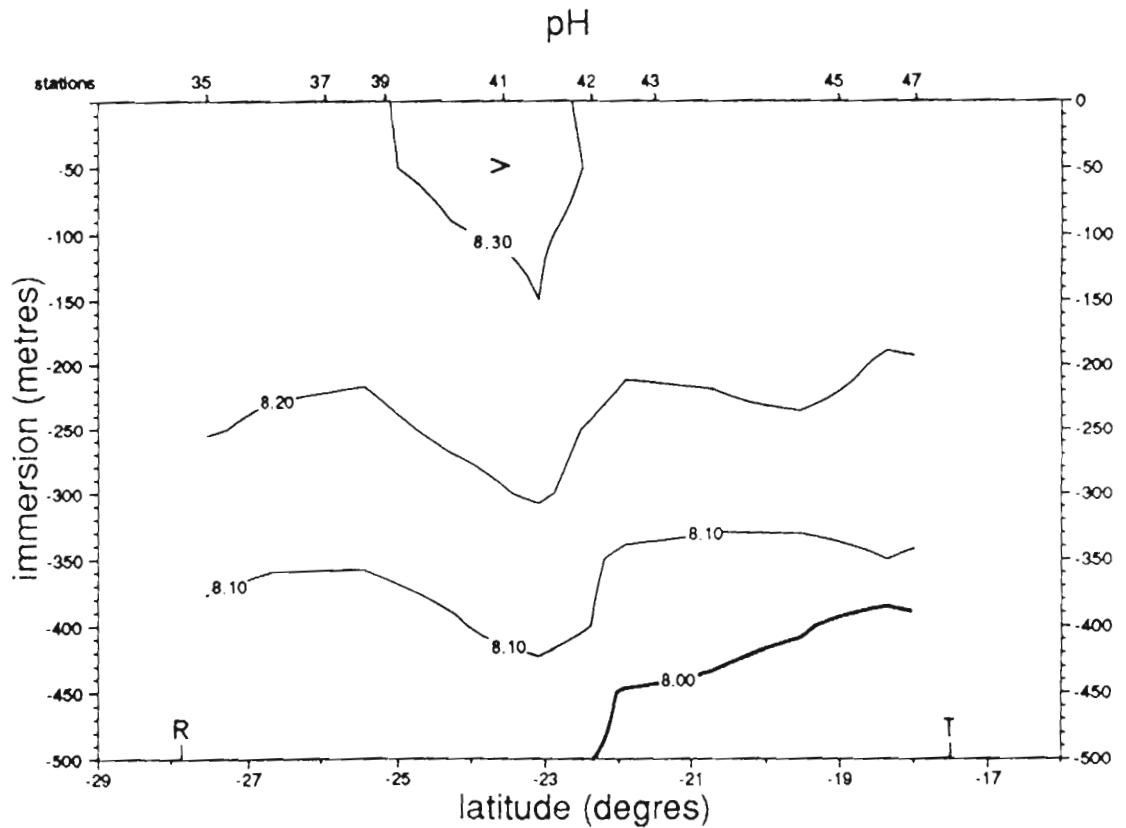
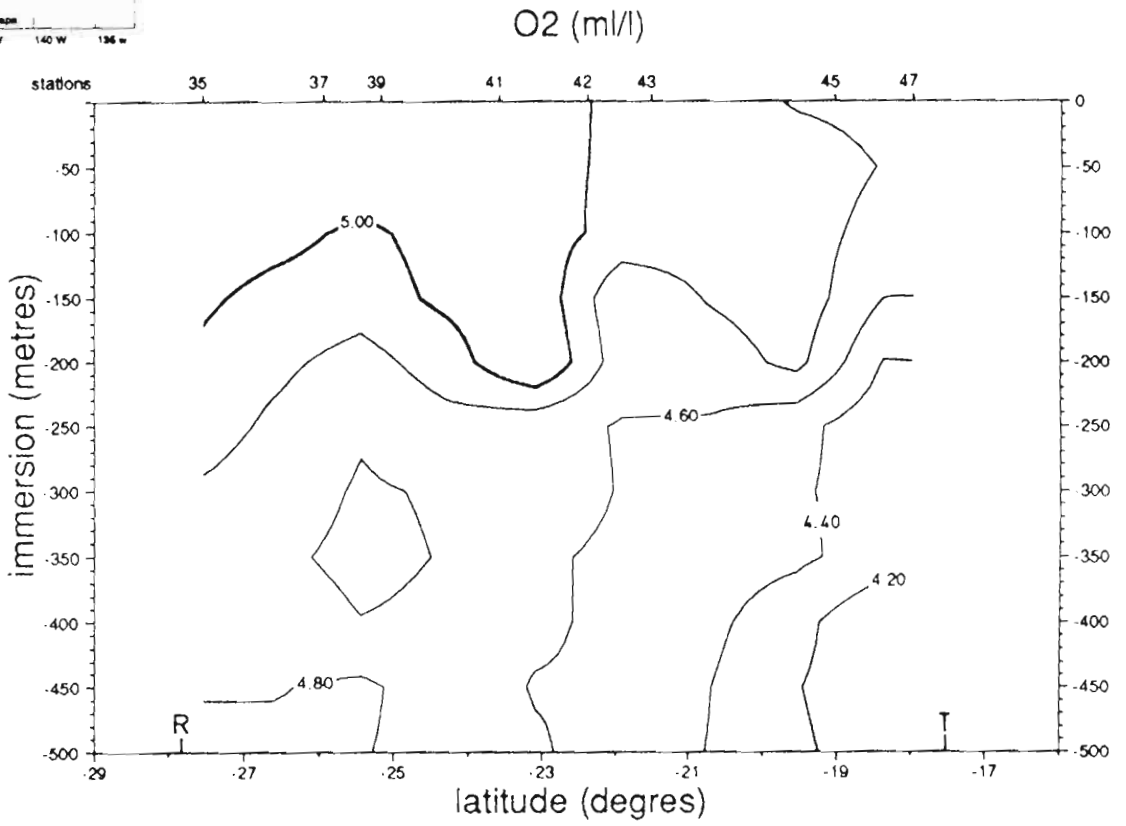
PO₄ (mmole/m³)

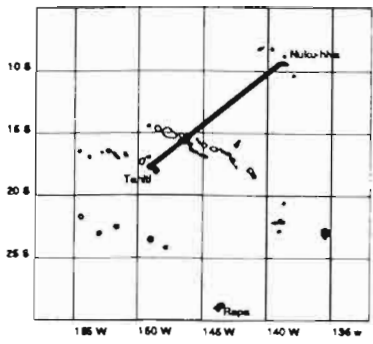




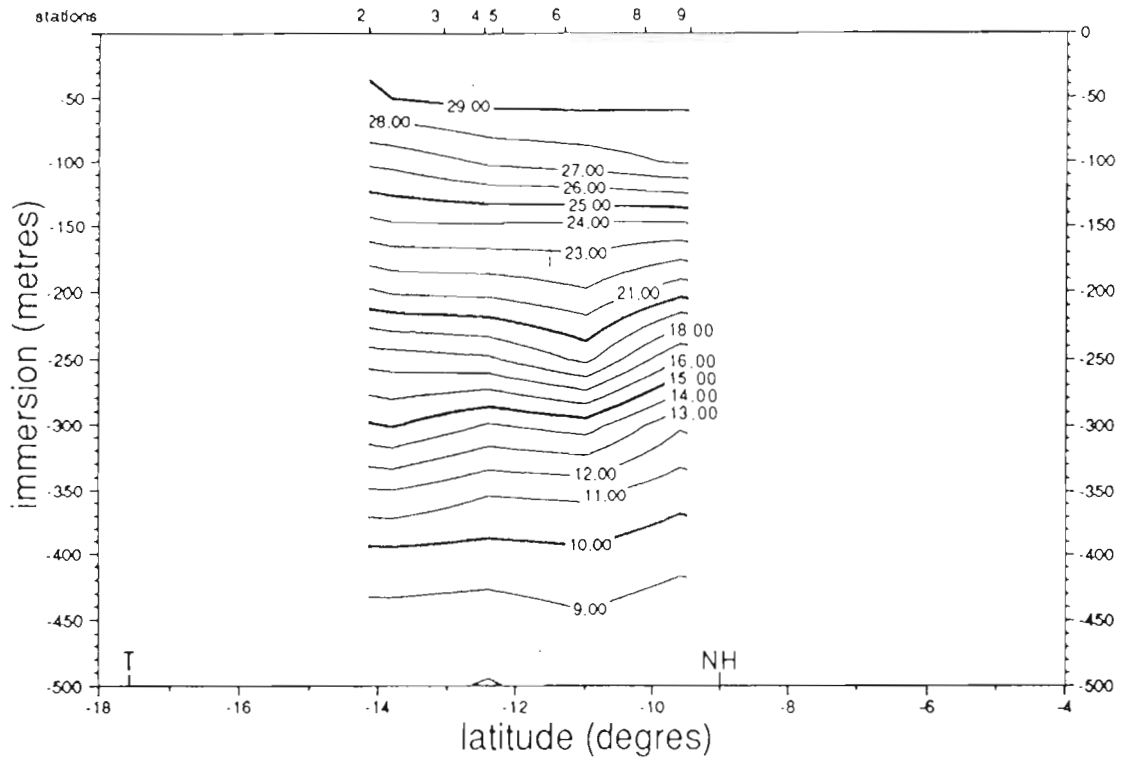
HYDROPOL 5 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

OCTOBRE 19

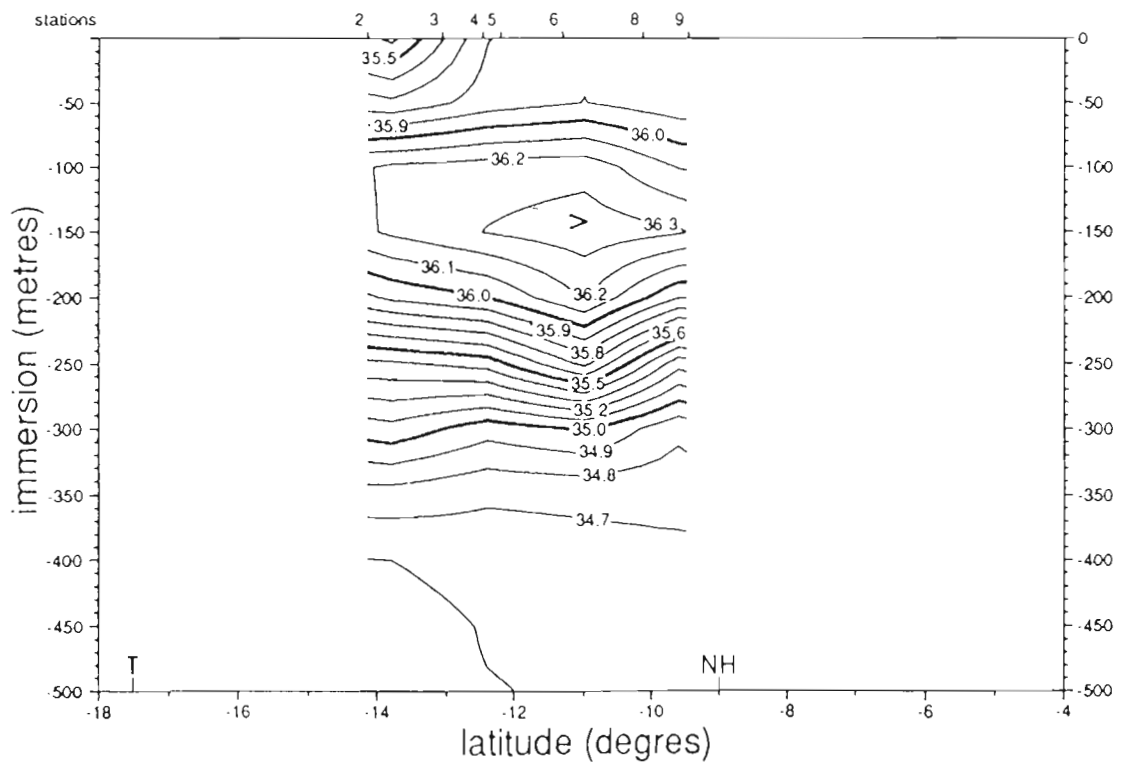


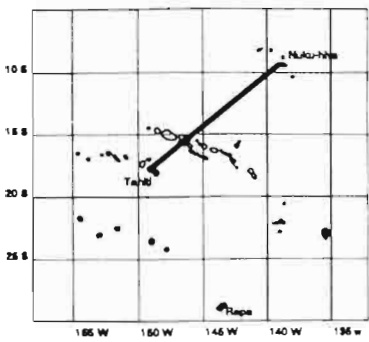


TEMPERATURE (DEGRES C)



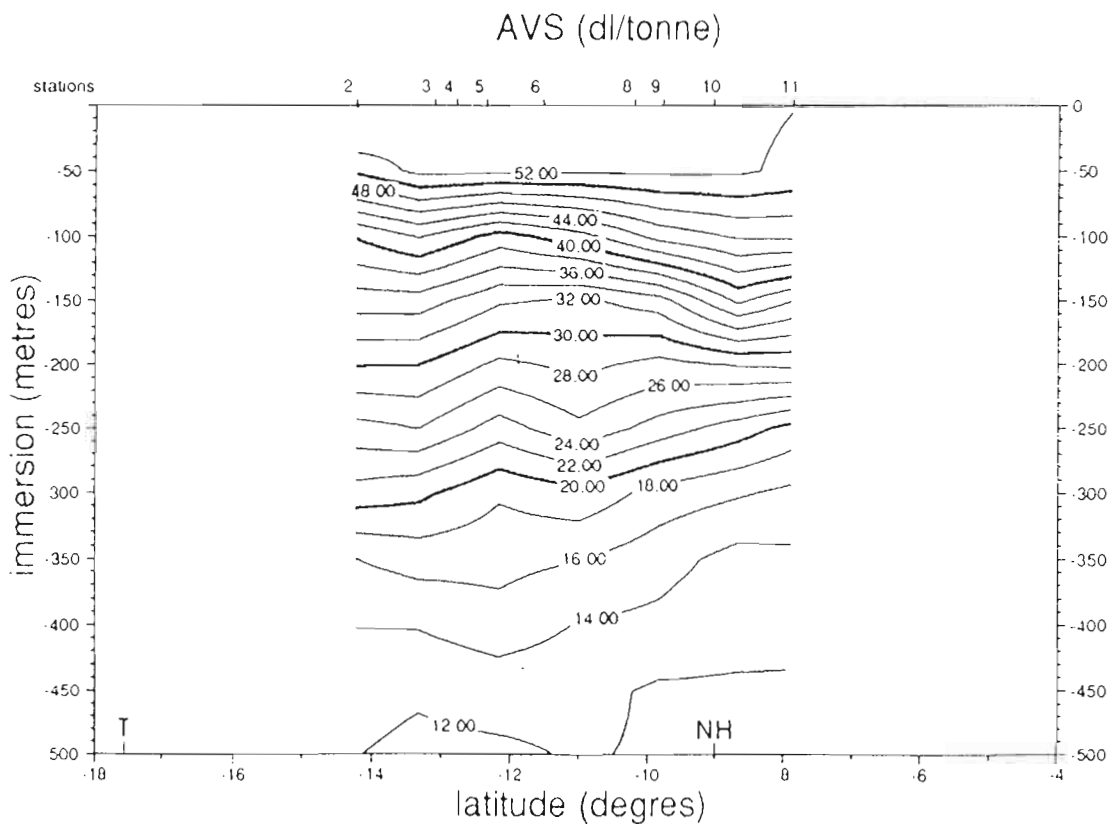
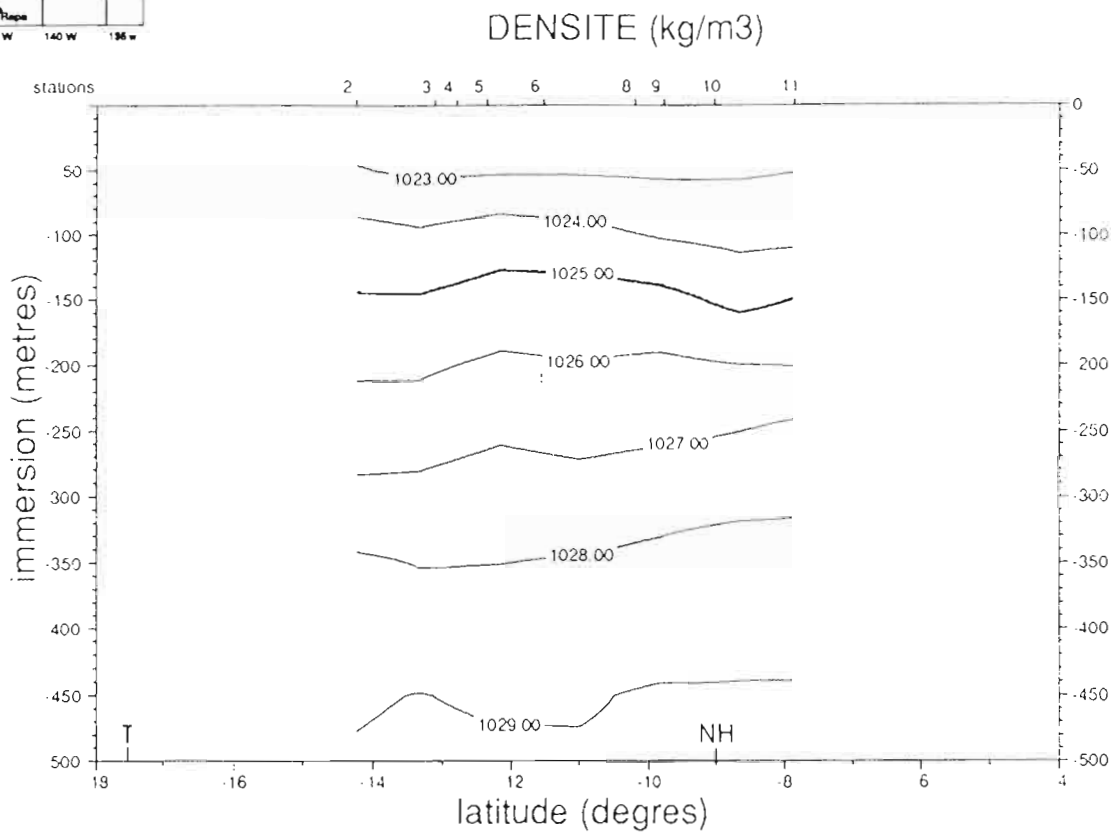
SALINITE (PSU)

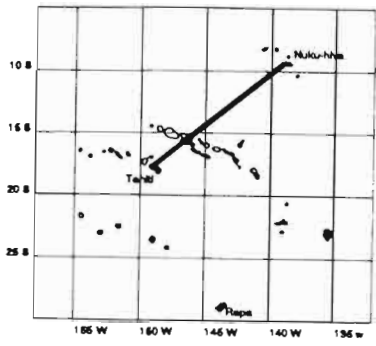




HYDROPOL 6 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

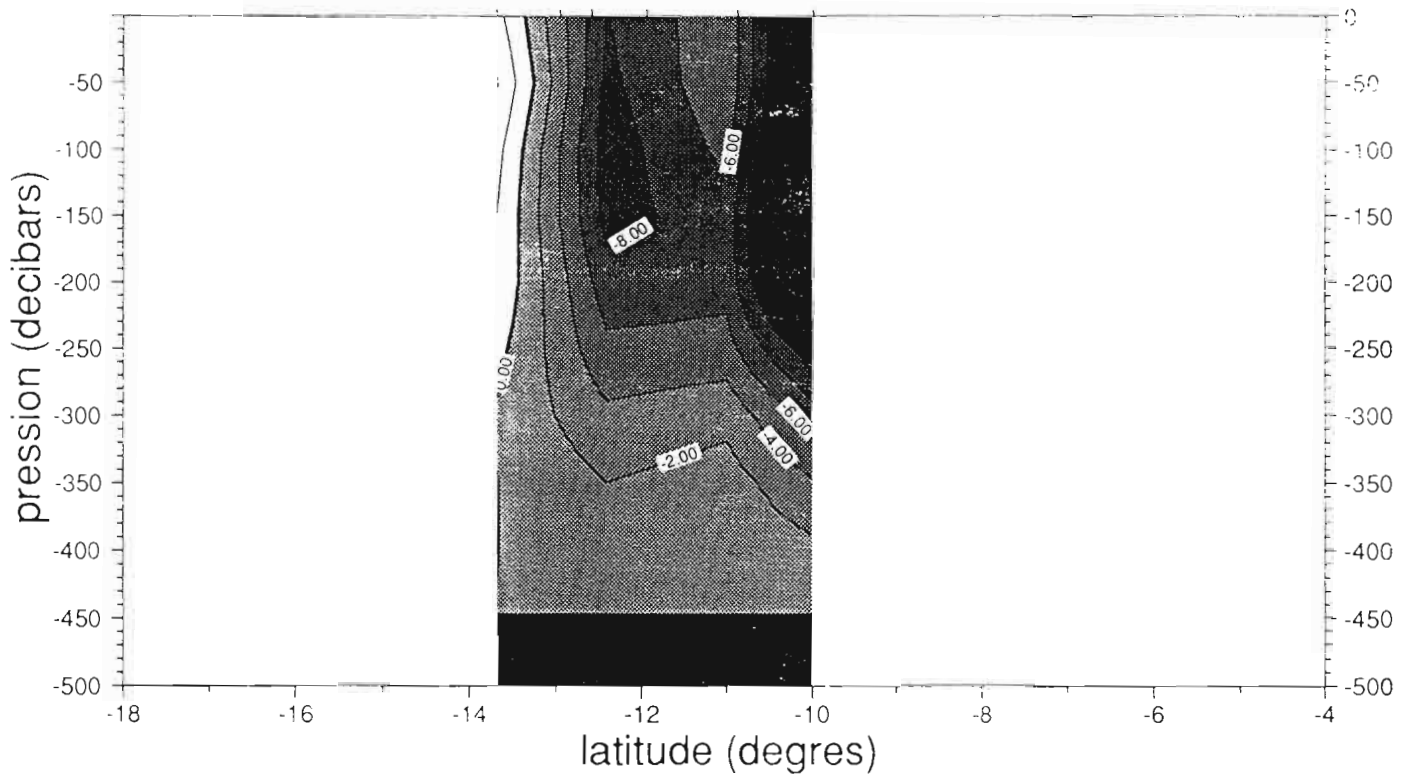
MARS 1988

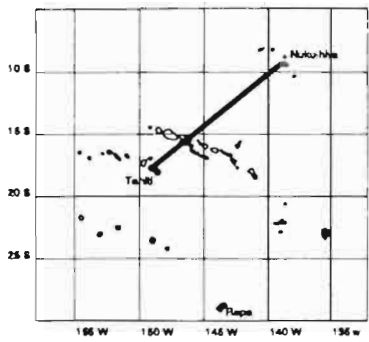




VITESSE CM/S (est : +)

stations

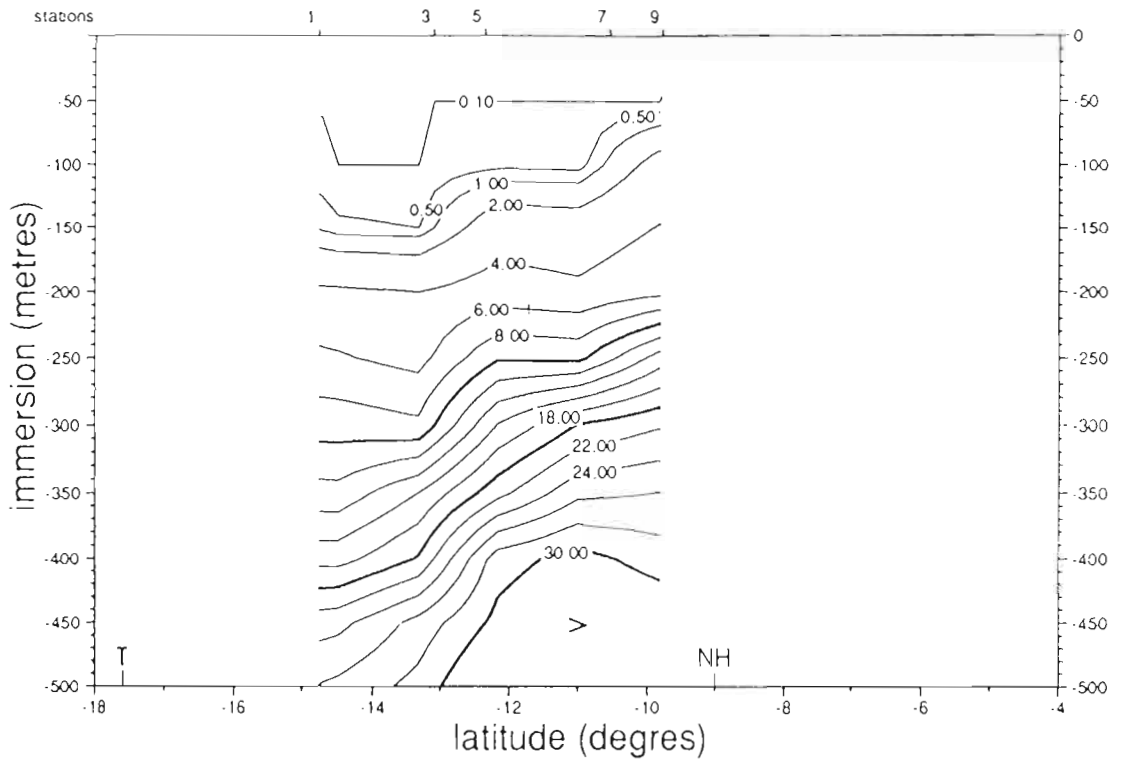




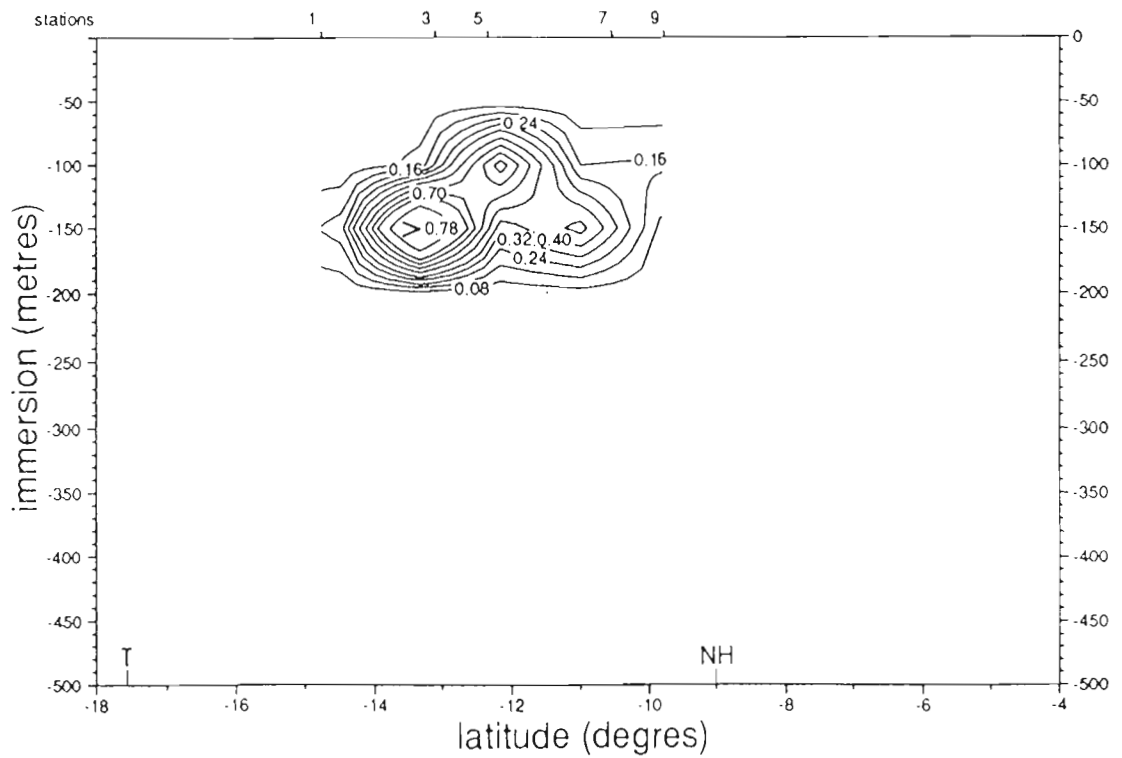
HYDROPOL 6 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

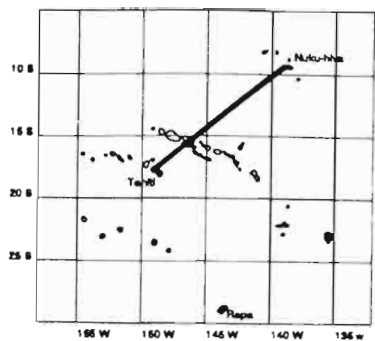
MARS 1988

NO3 (mmole/m3)

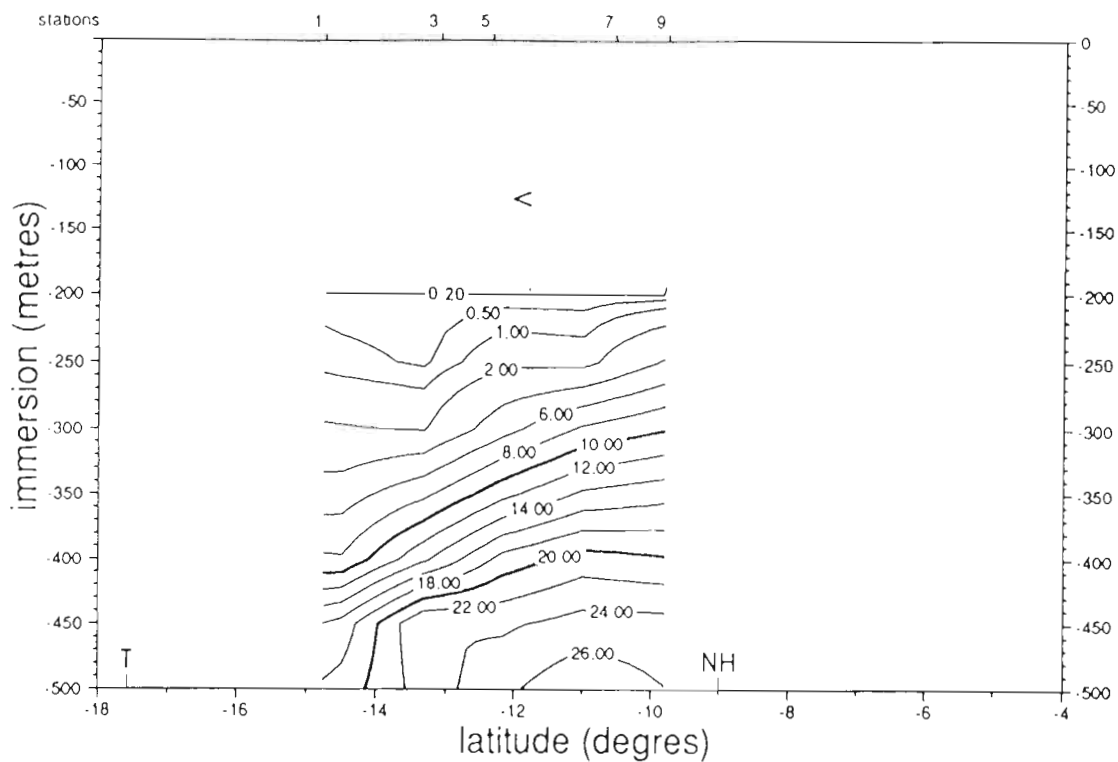


NO2 (mmole/m3)

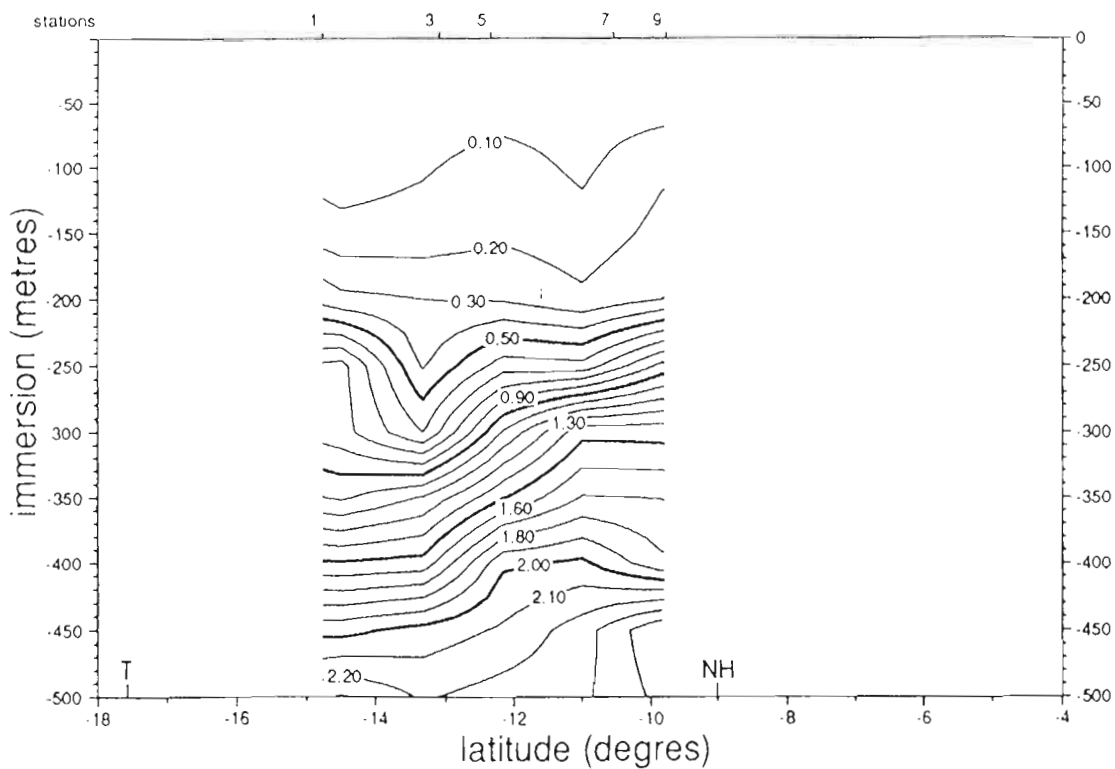


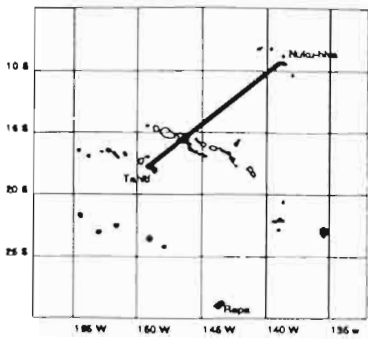


SiO4 (mmole/m3)



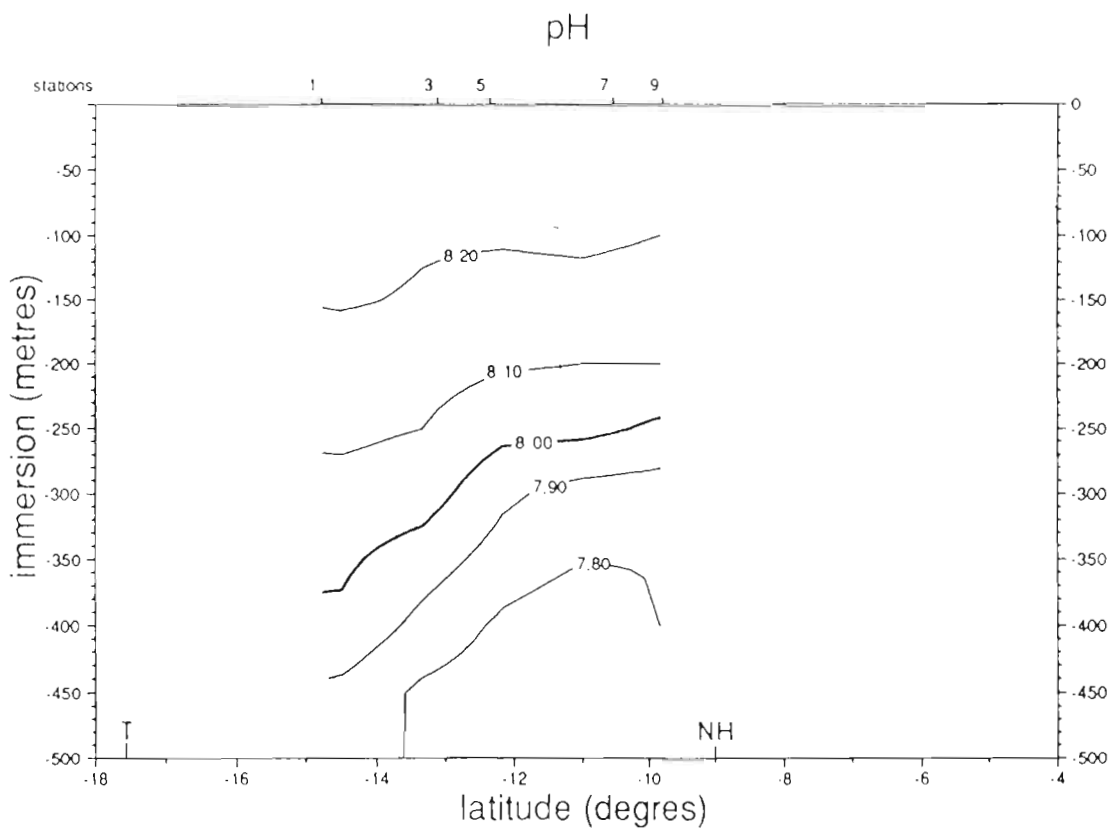
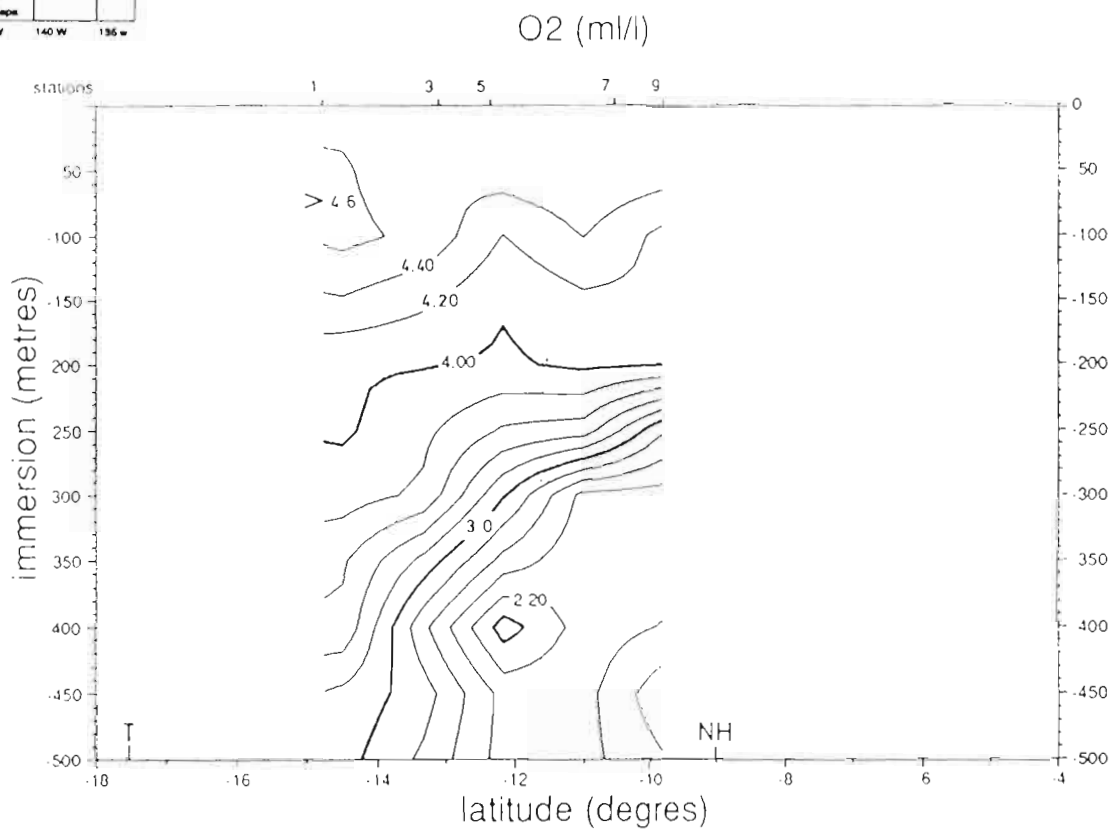
PO4 (mmole/m3)



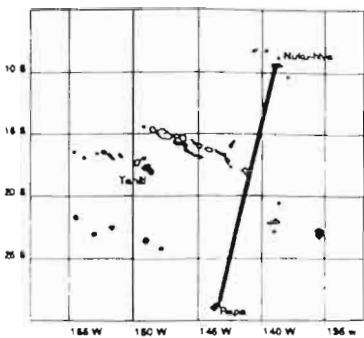


HYDROPOL 6 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

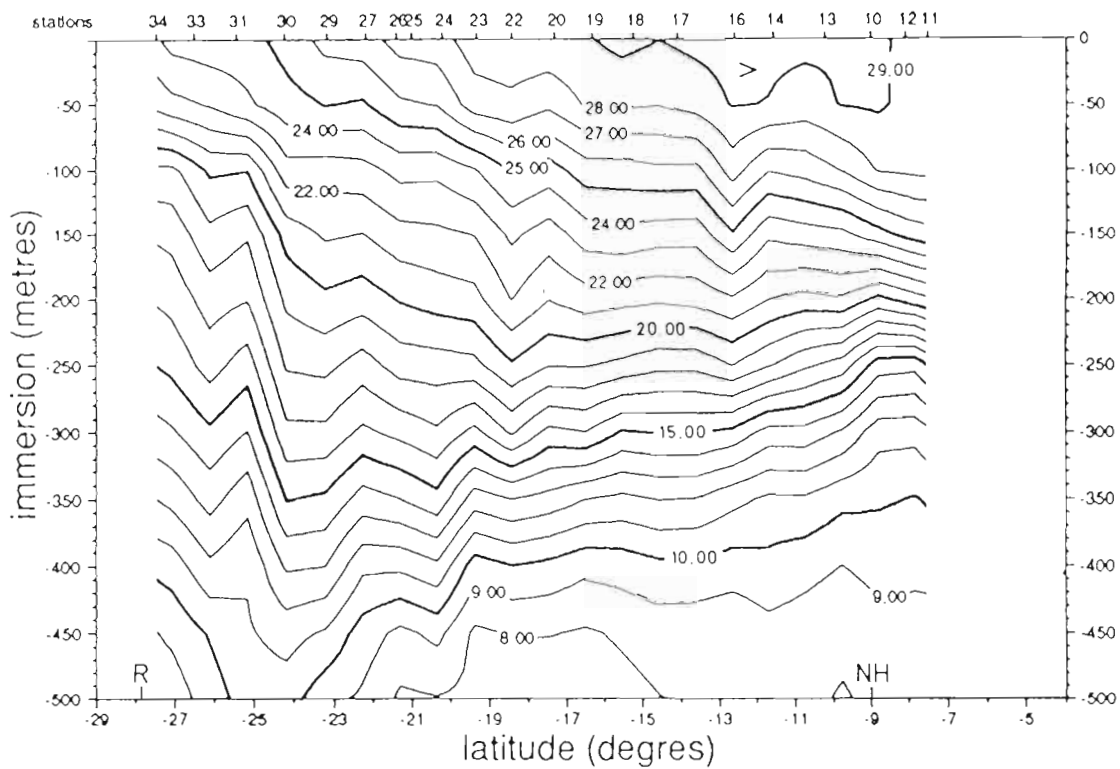
MARS 1988



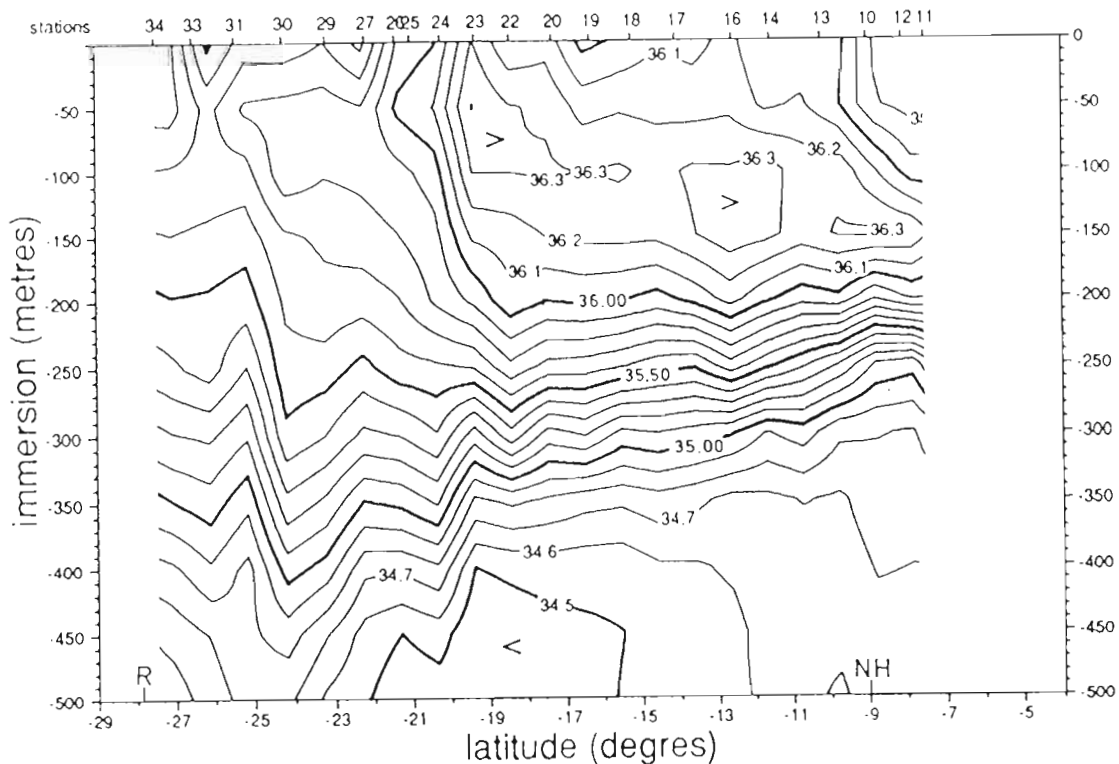
HYDROPOL 6 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1988

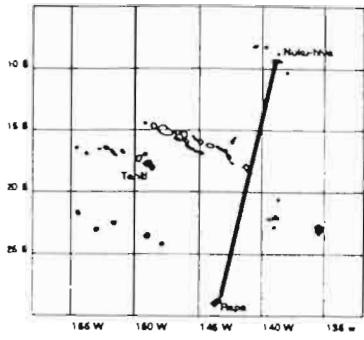


TEMPERATURE (DEGRES C)

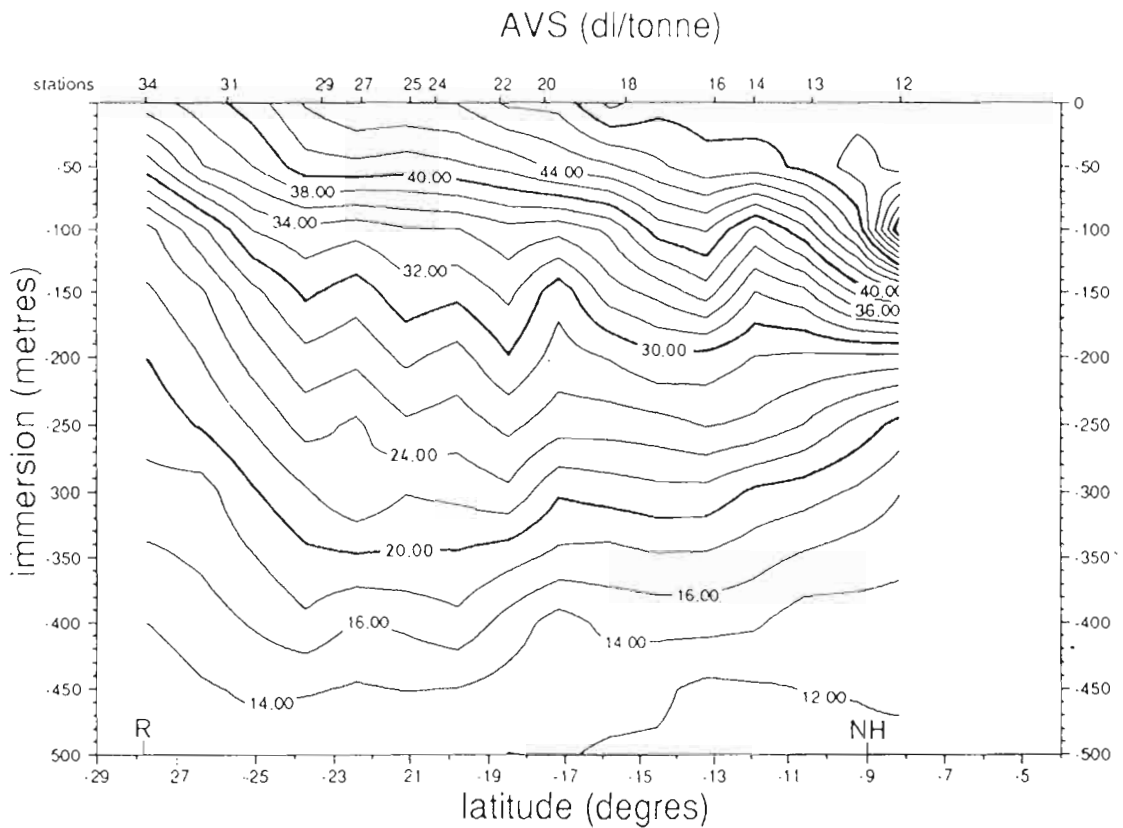
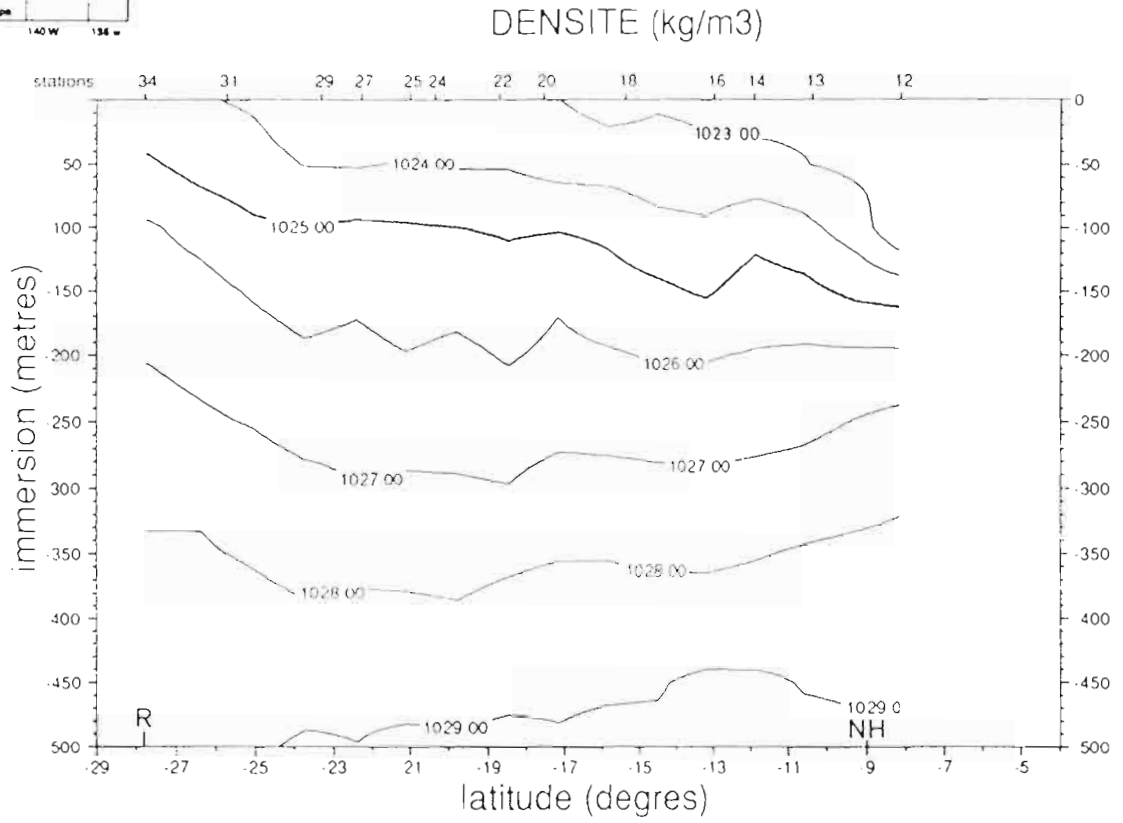


SALINITE (PSU)

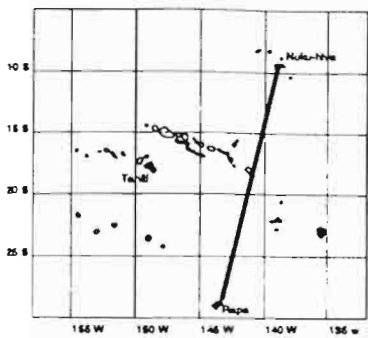




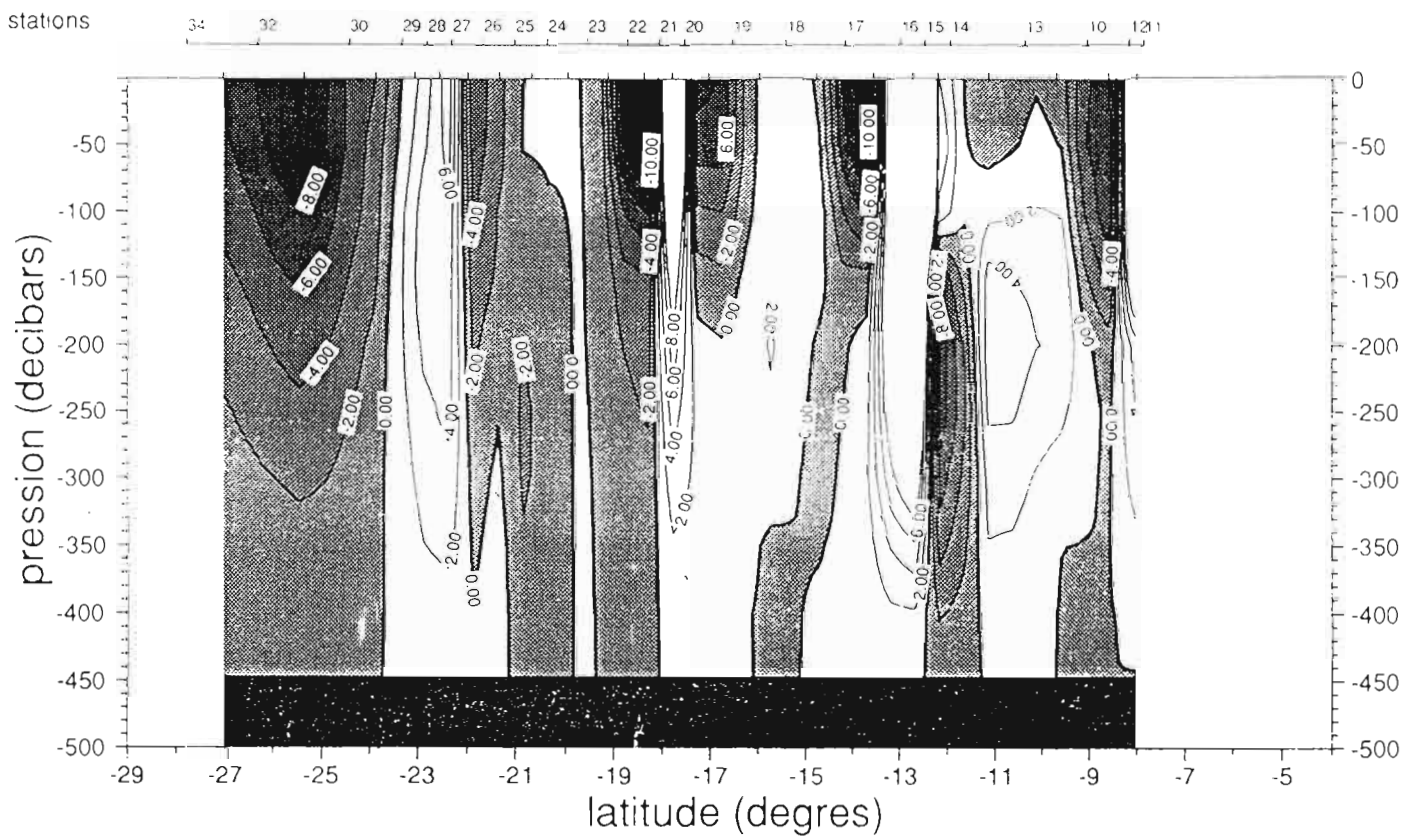
HYDROPOL 6 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1988



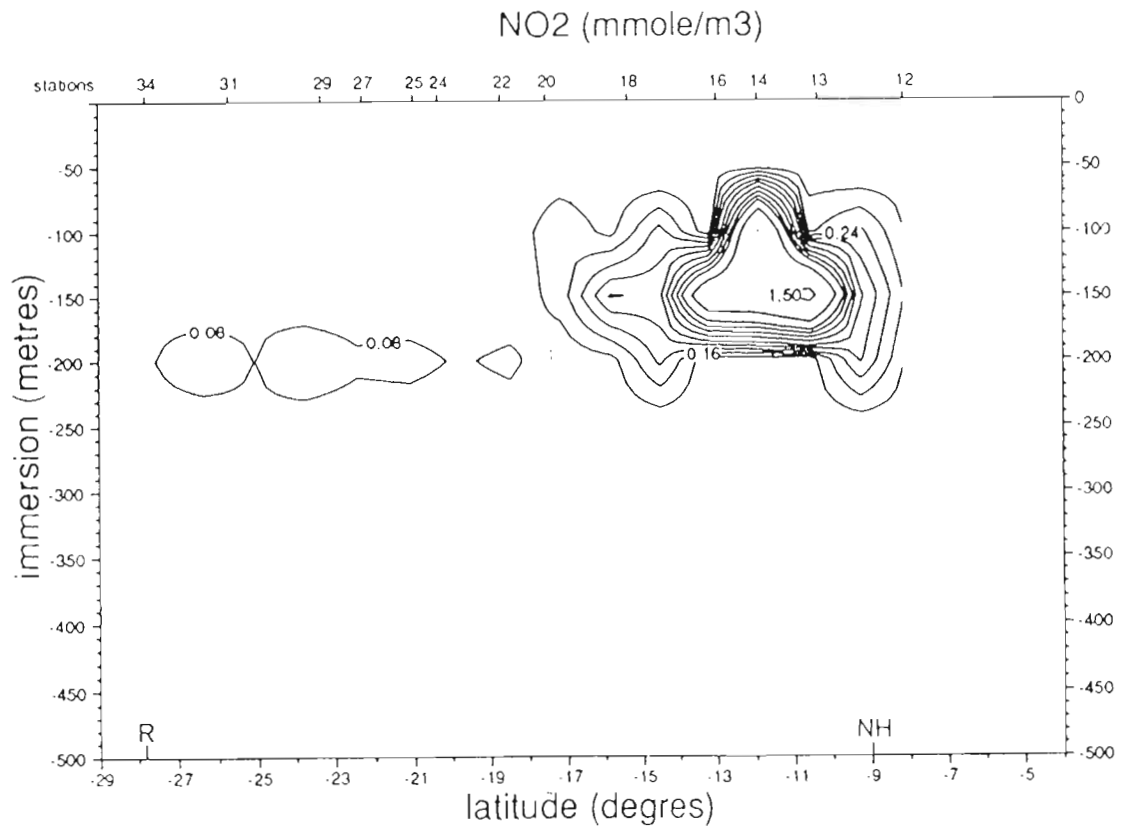
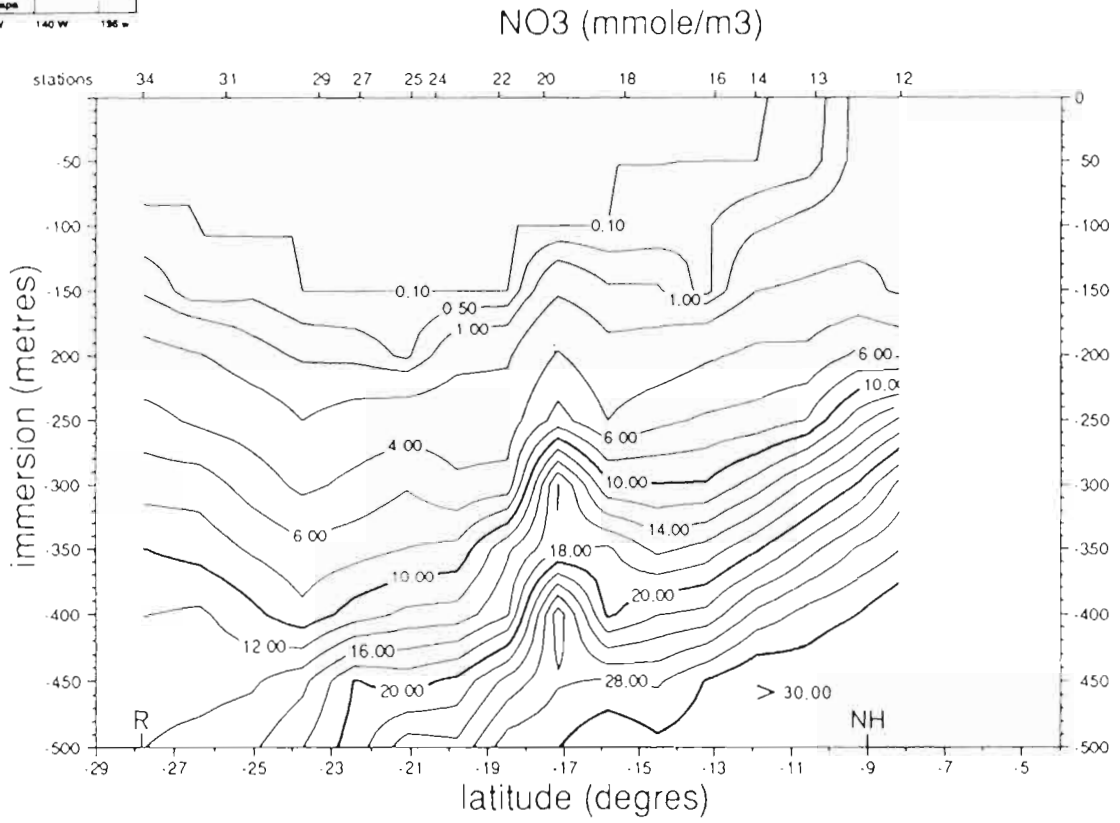
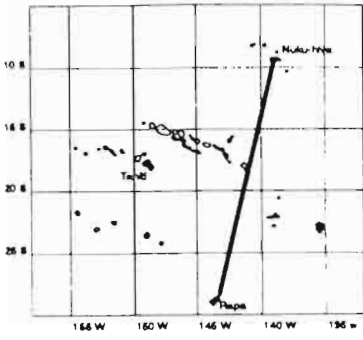
HYDROPOL 6 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1988

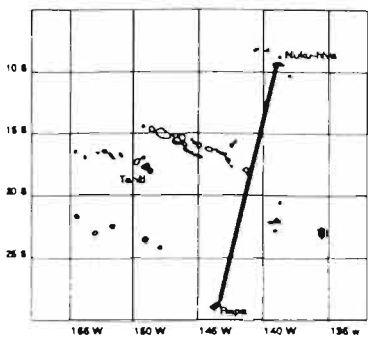


VITESSE CM/S (est : +)



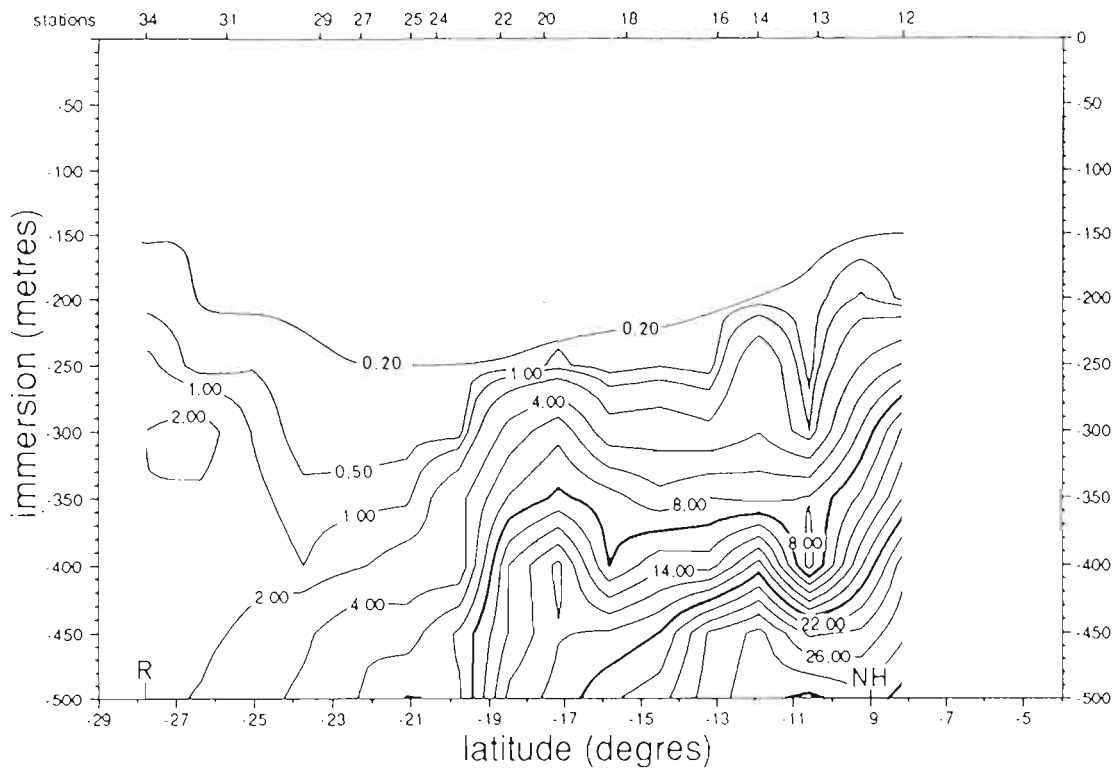
HYDROPOL 6 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1988



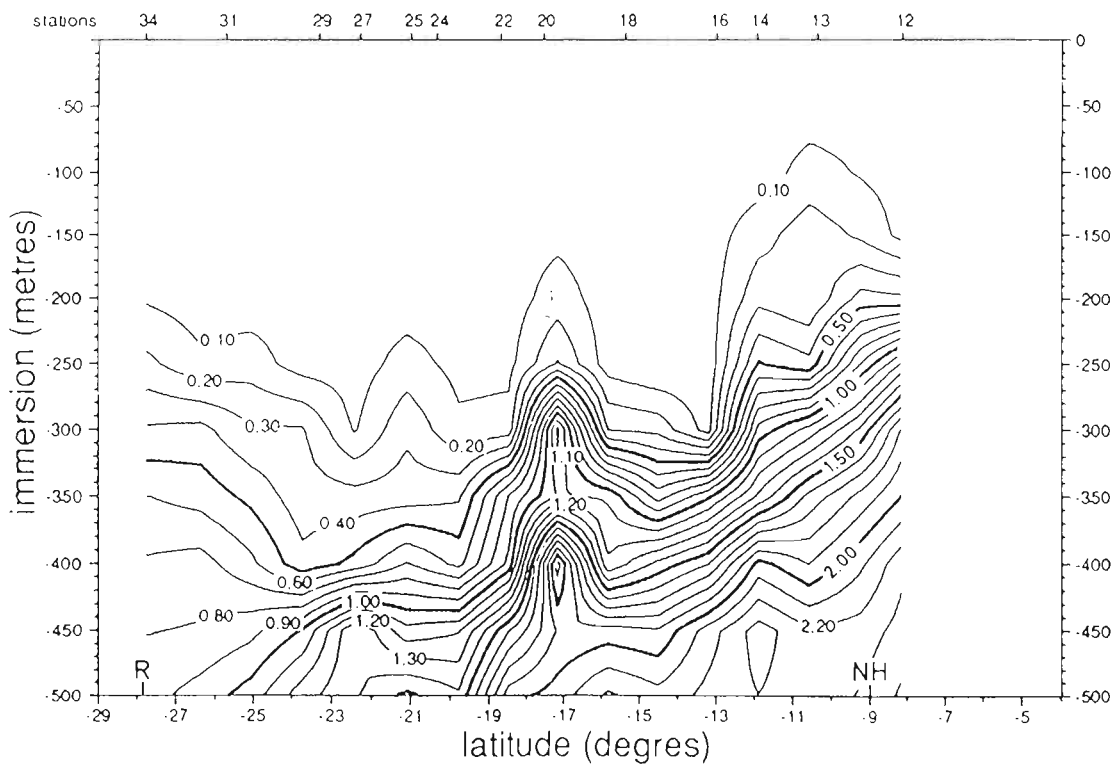


HYDROPOL 6 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1988

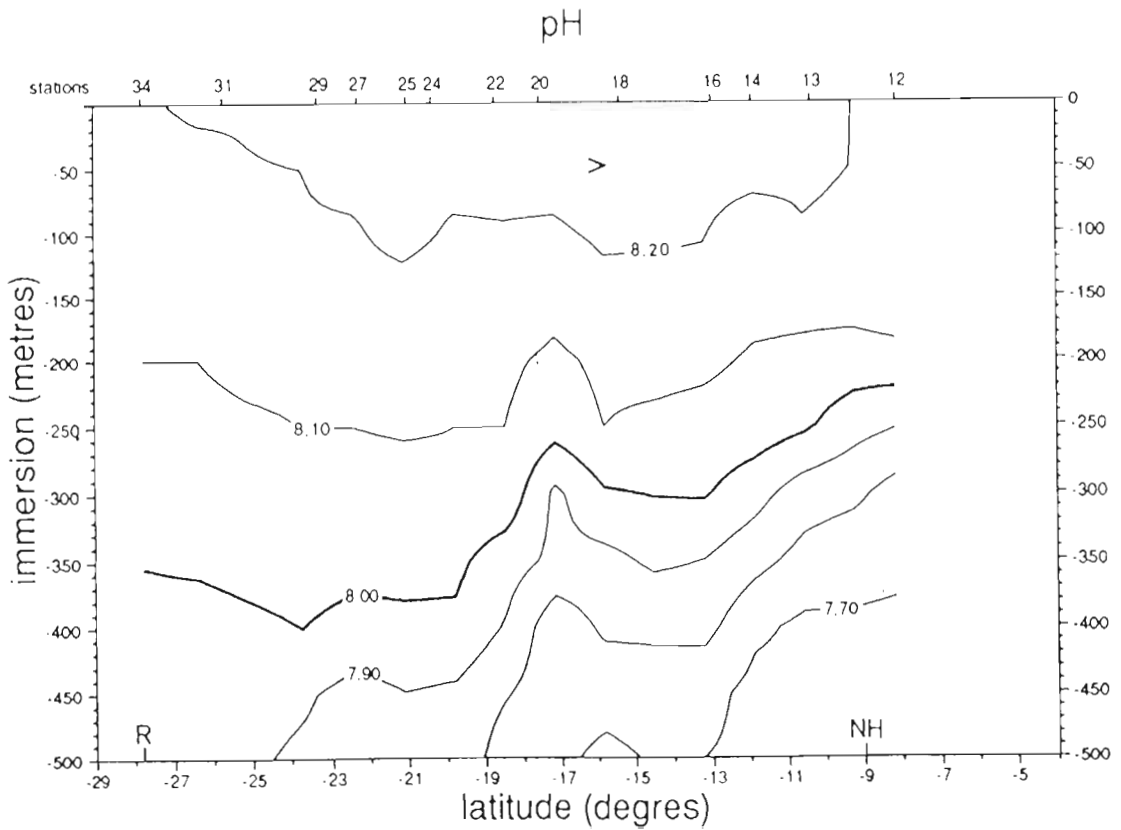
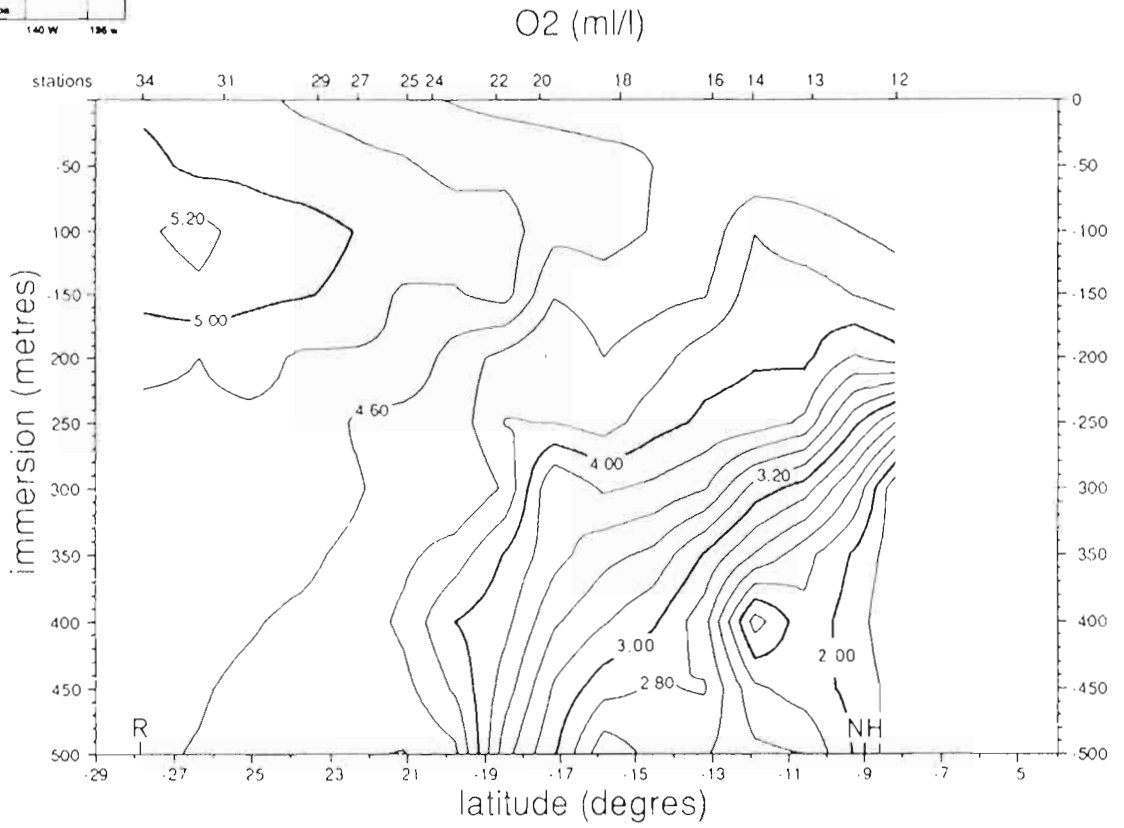
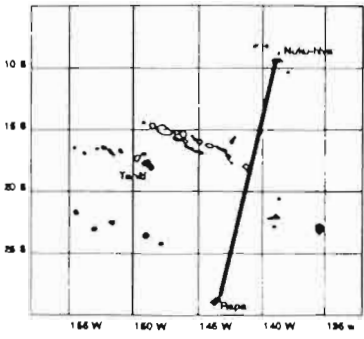
SIO₄ (mmole/m³)

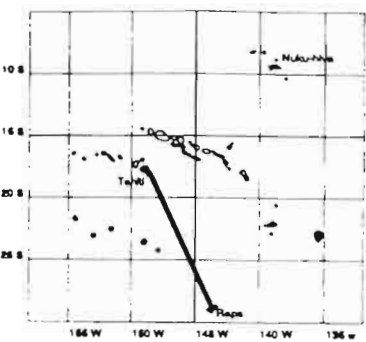


PO₄ (mmole/m³)

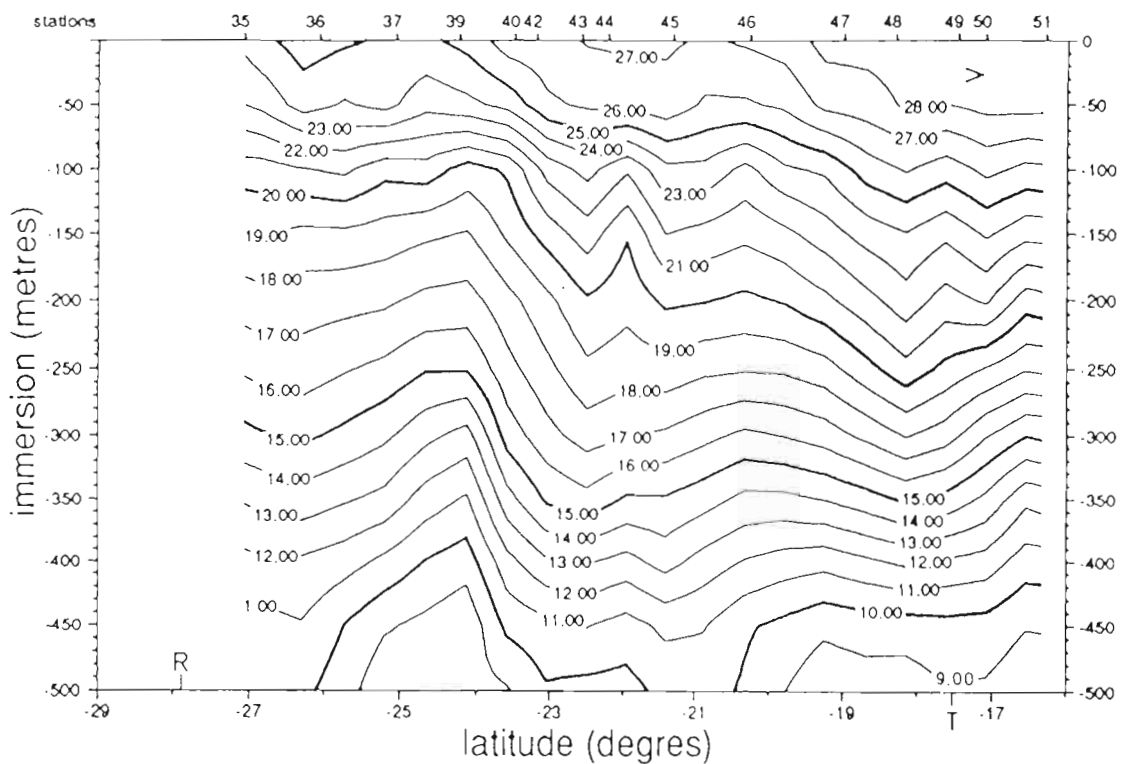


HYDROPOL 6 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES MARS 1988

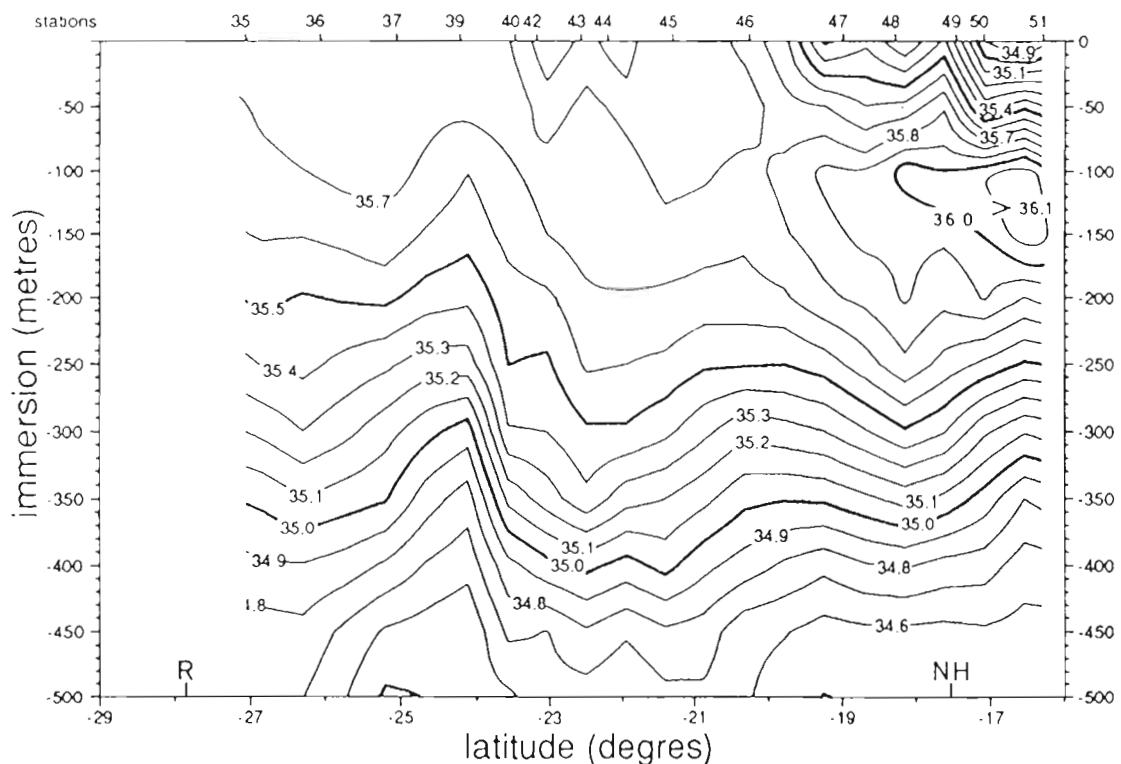


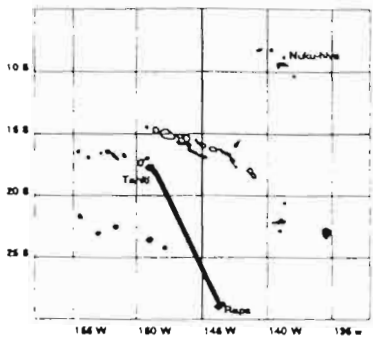


TEMPERATURE (DEGRES C)



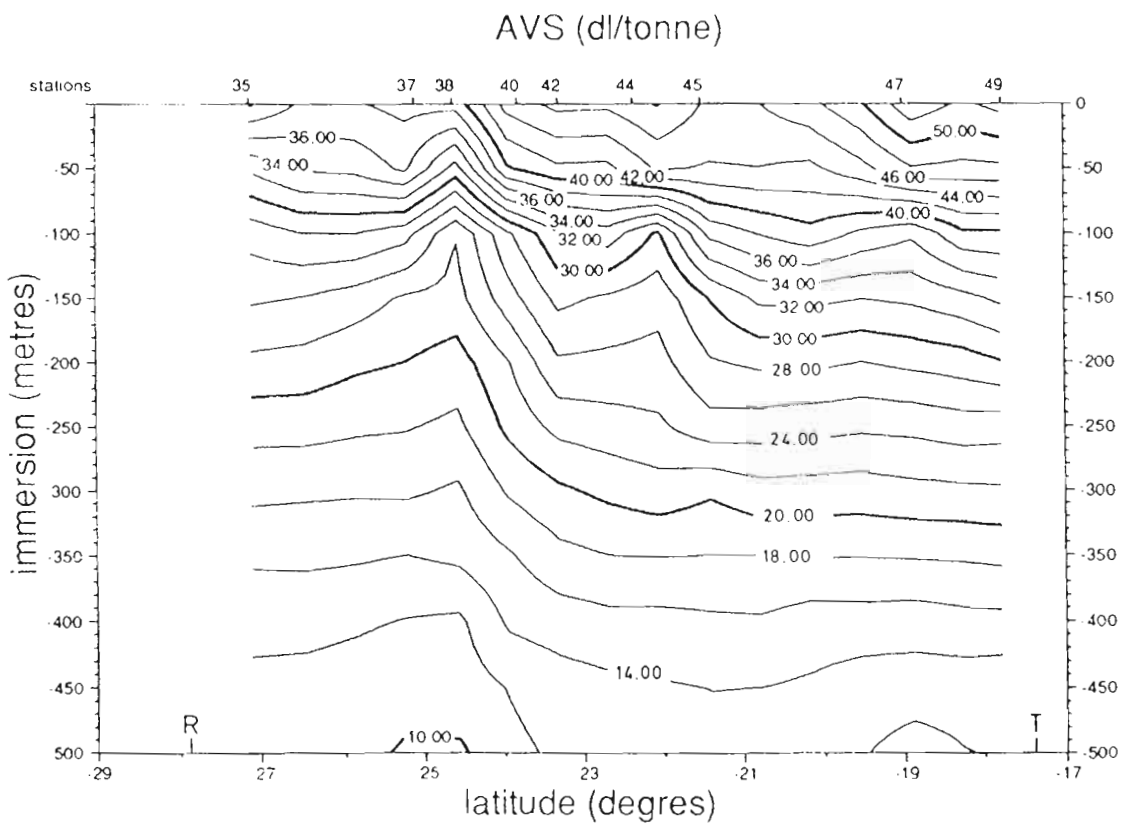
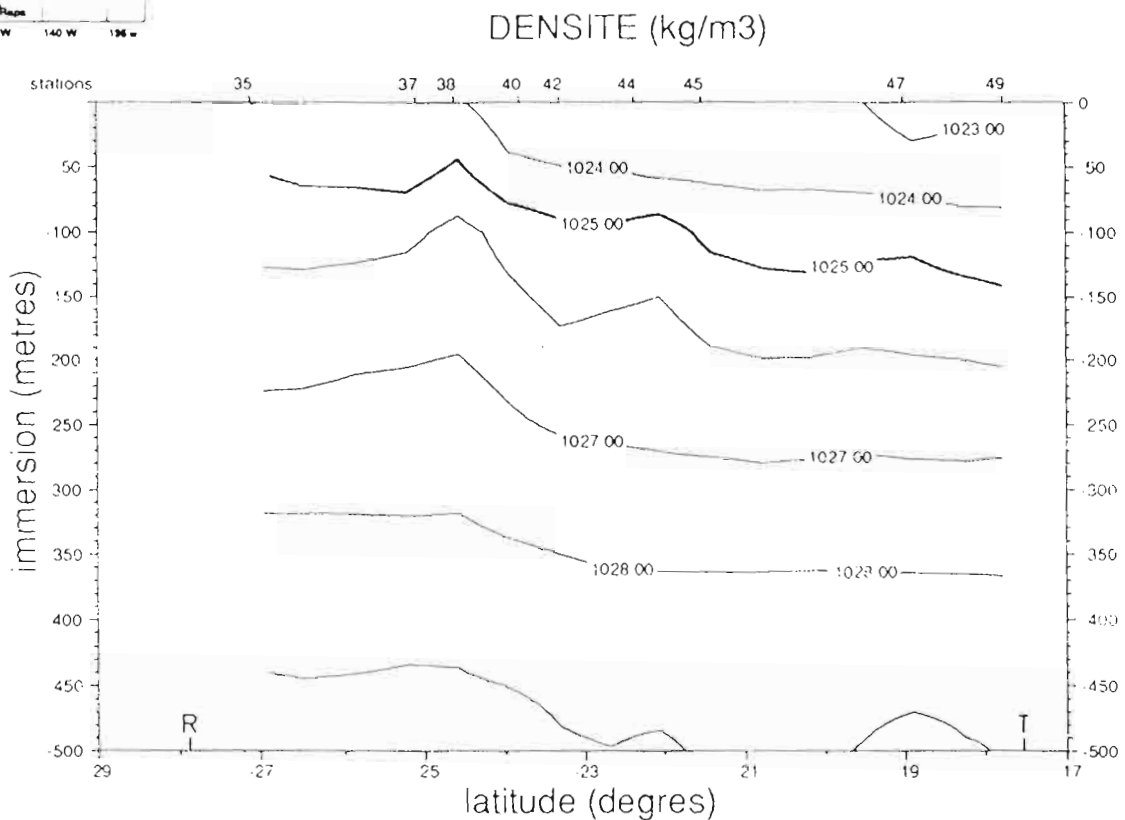
SALINITE (PSU)

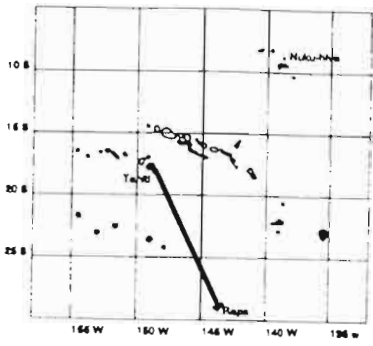




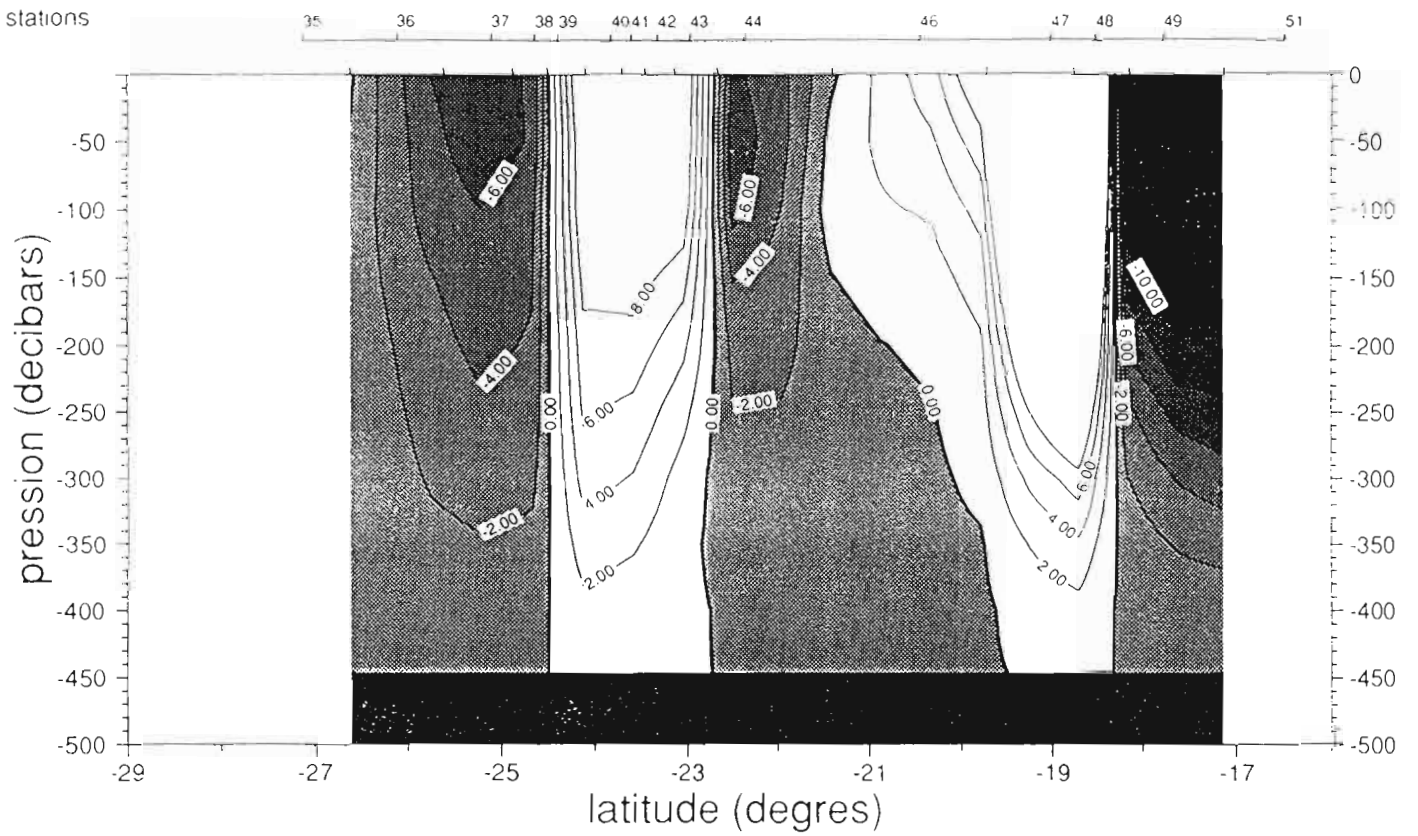
HYDROPOL 6 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

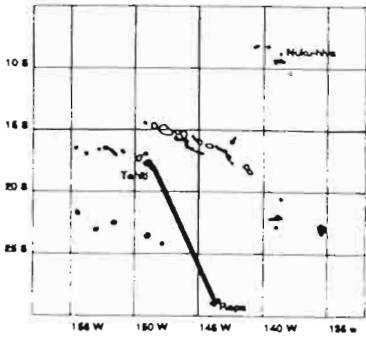
MARS 1988





VITESSE CM/S (est : +)

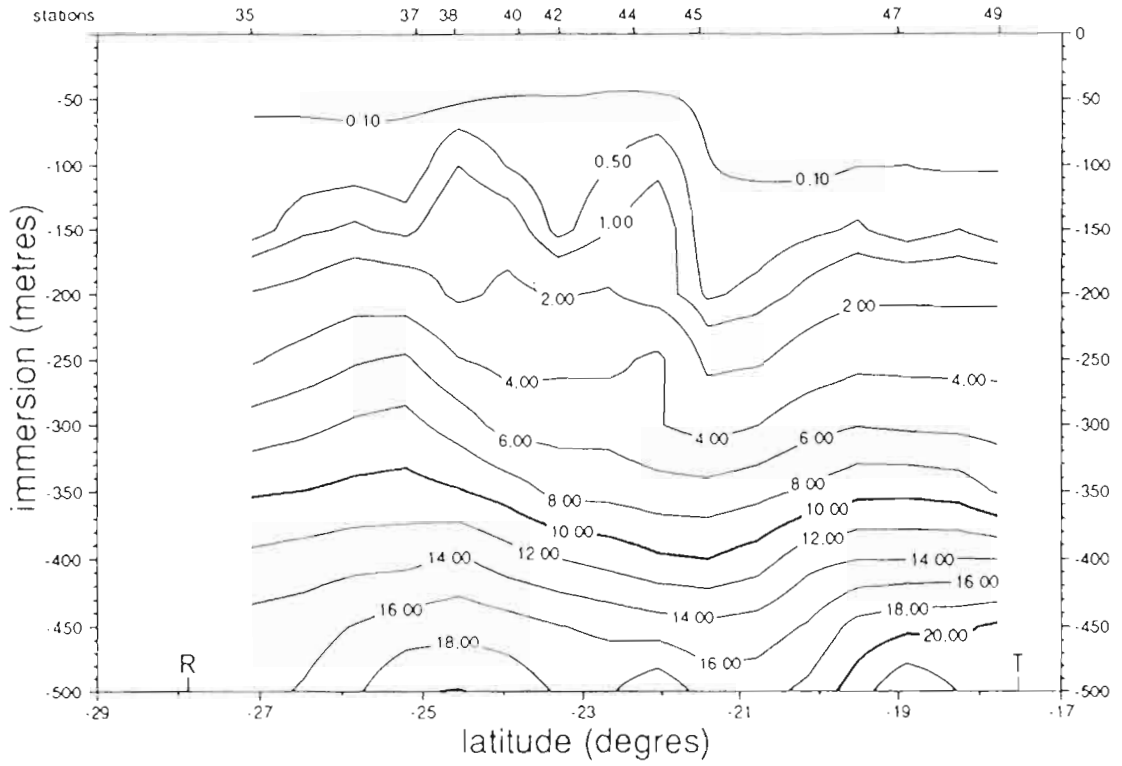




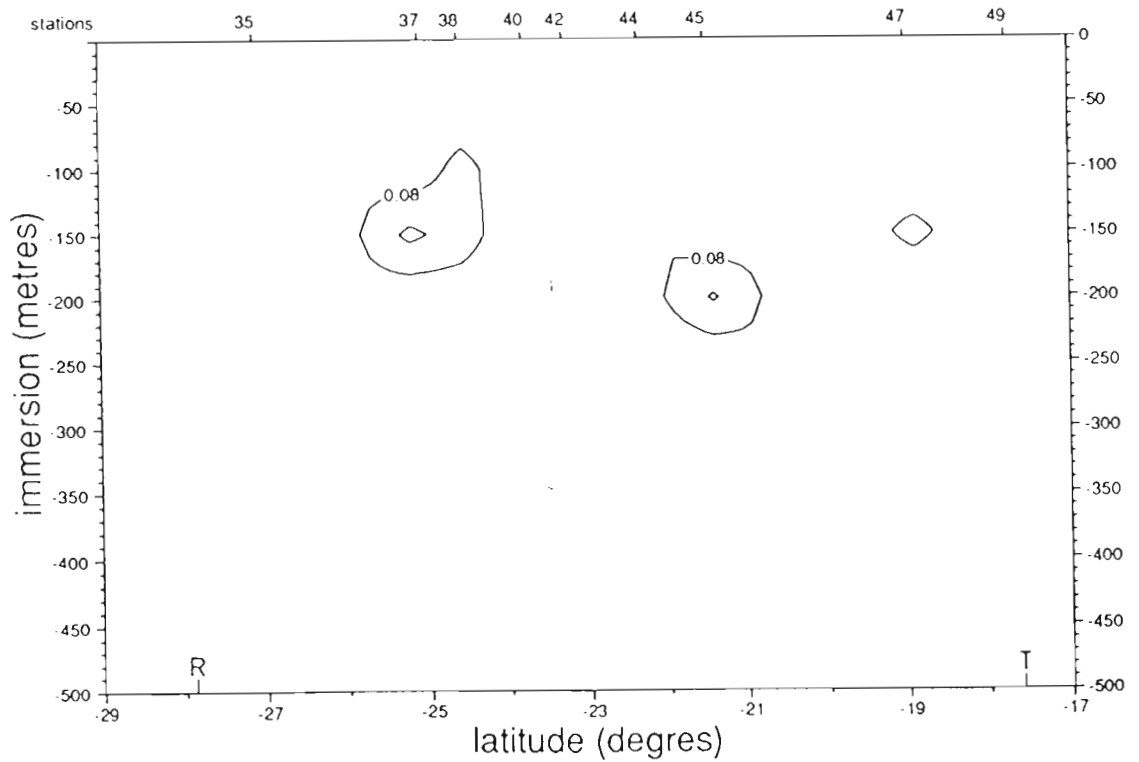
HYDROPOL 6 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

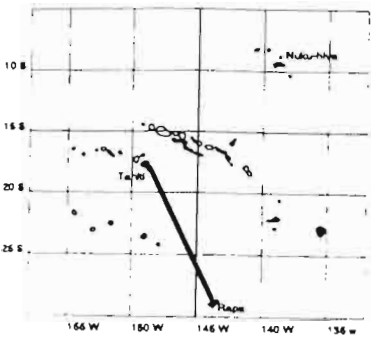
MARS 1988

NO3 (mmole/m3)

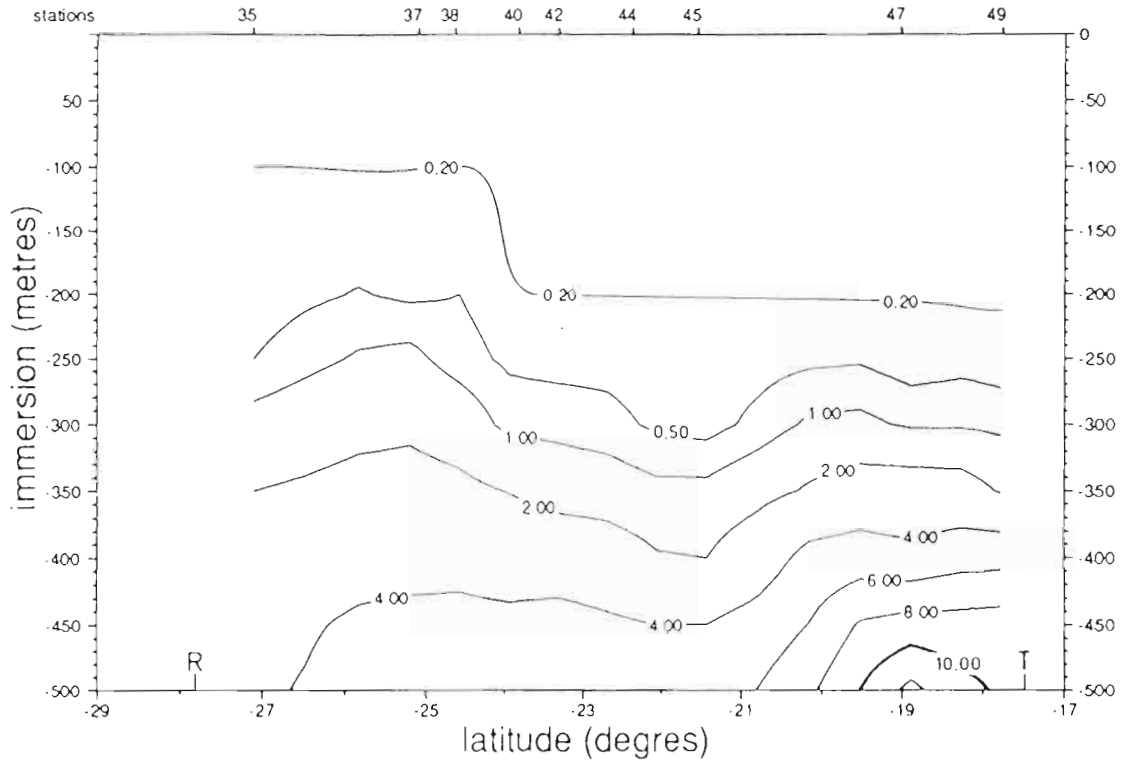


NO2 (mmole/m3)

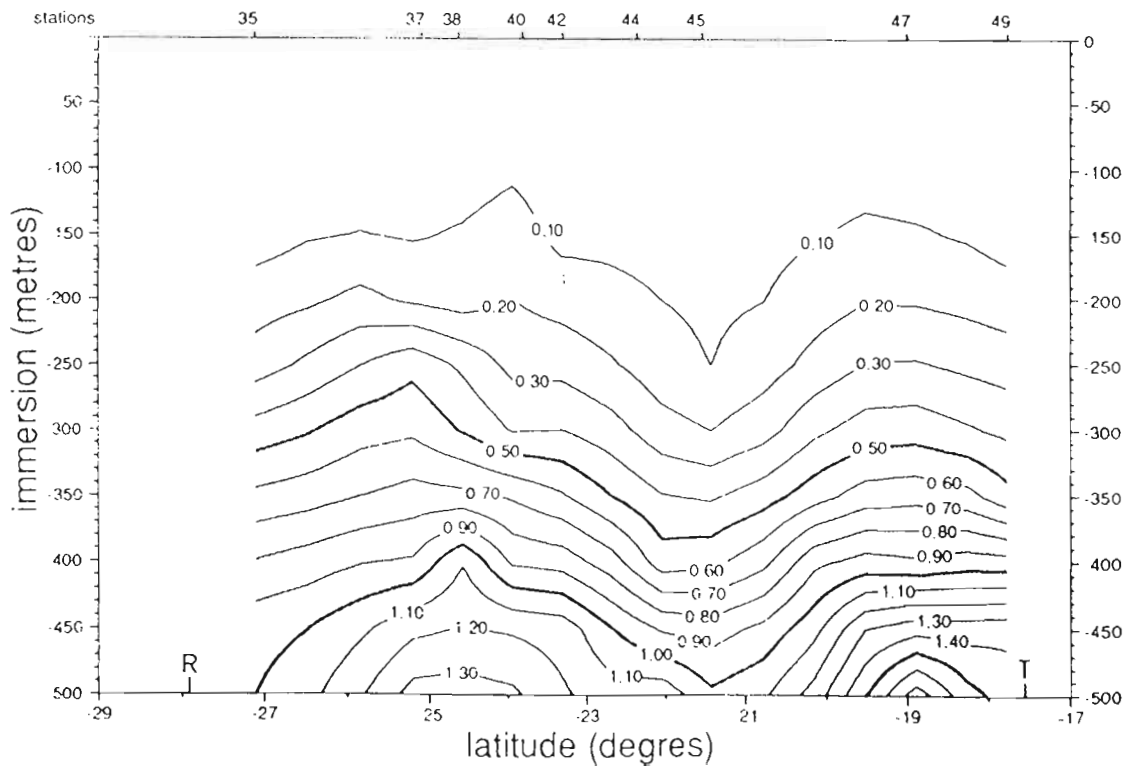


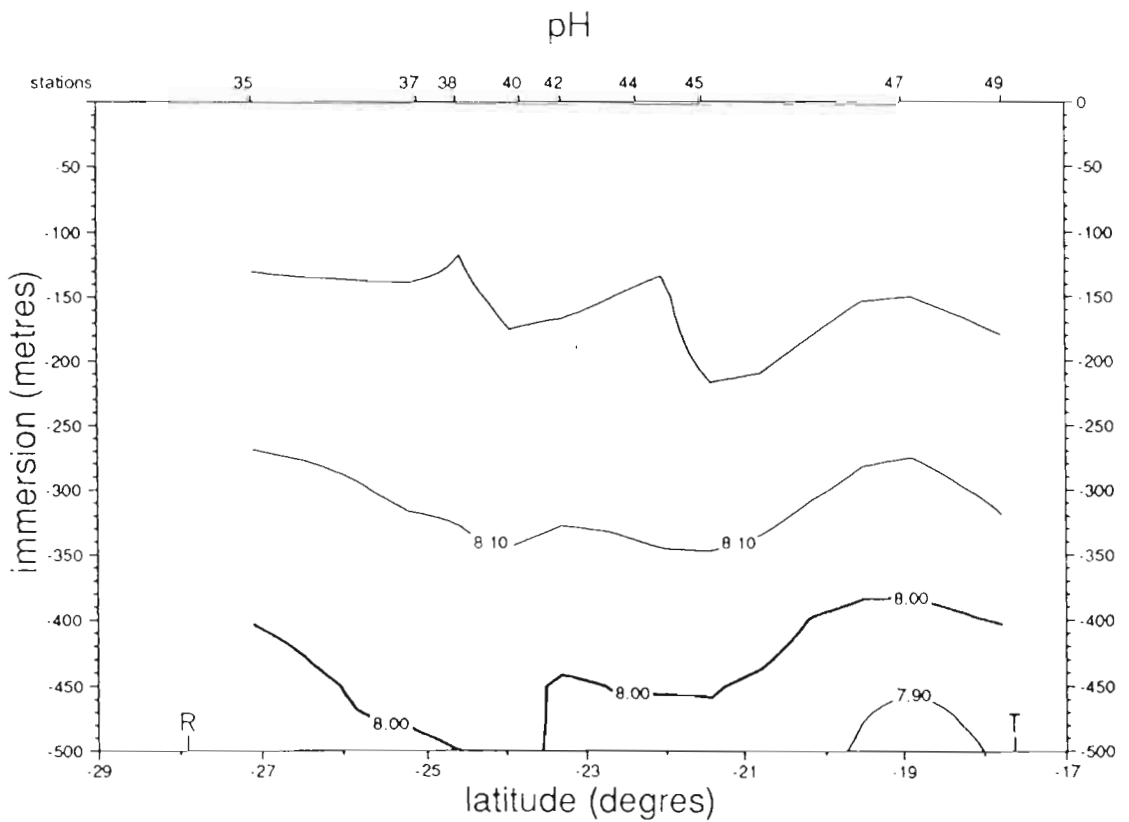
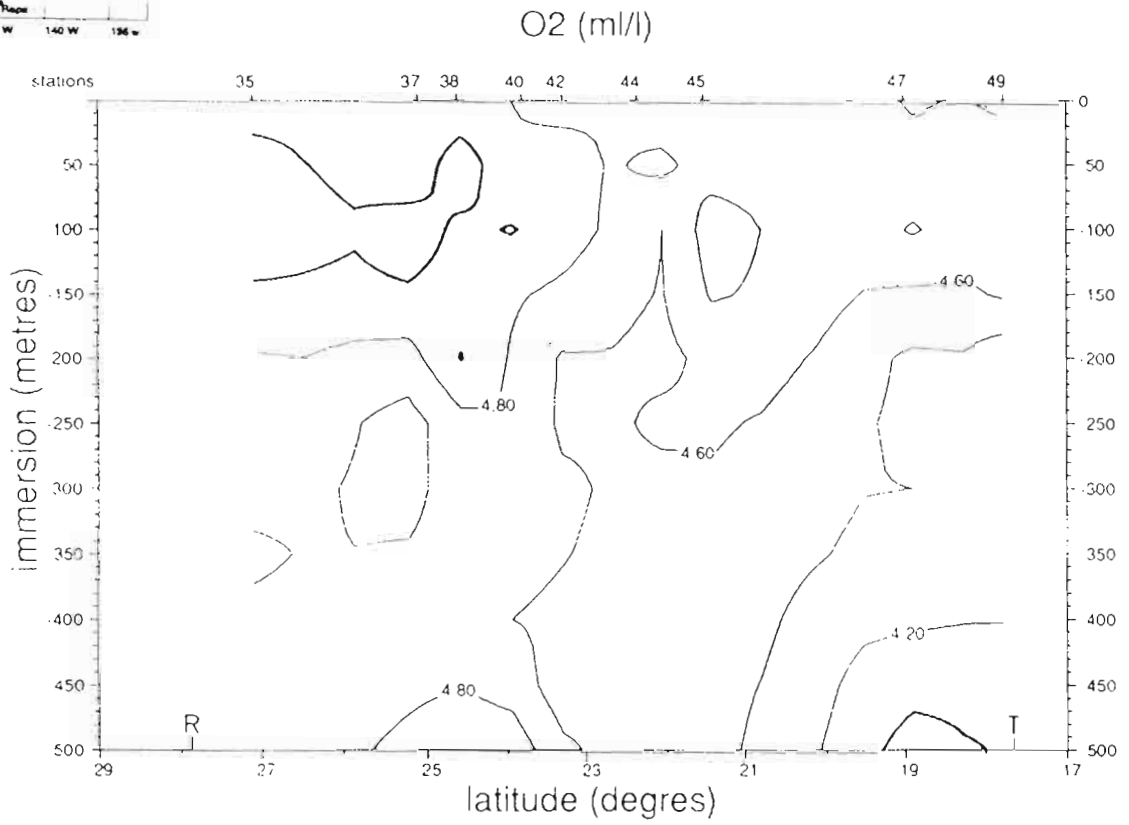
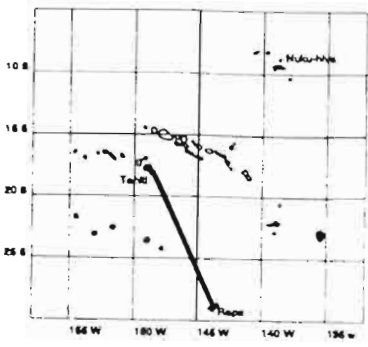


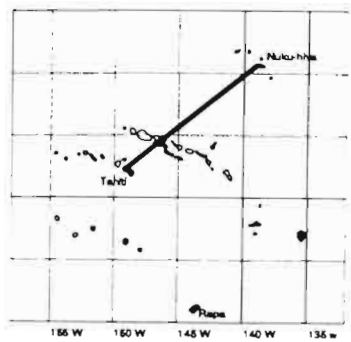
SIO4 (mmole/m3)



PO4 (mmole/m3)



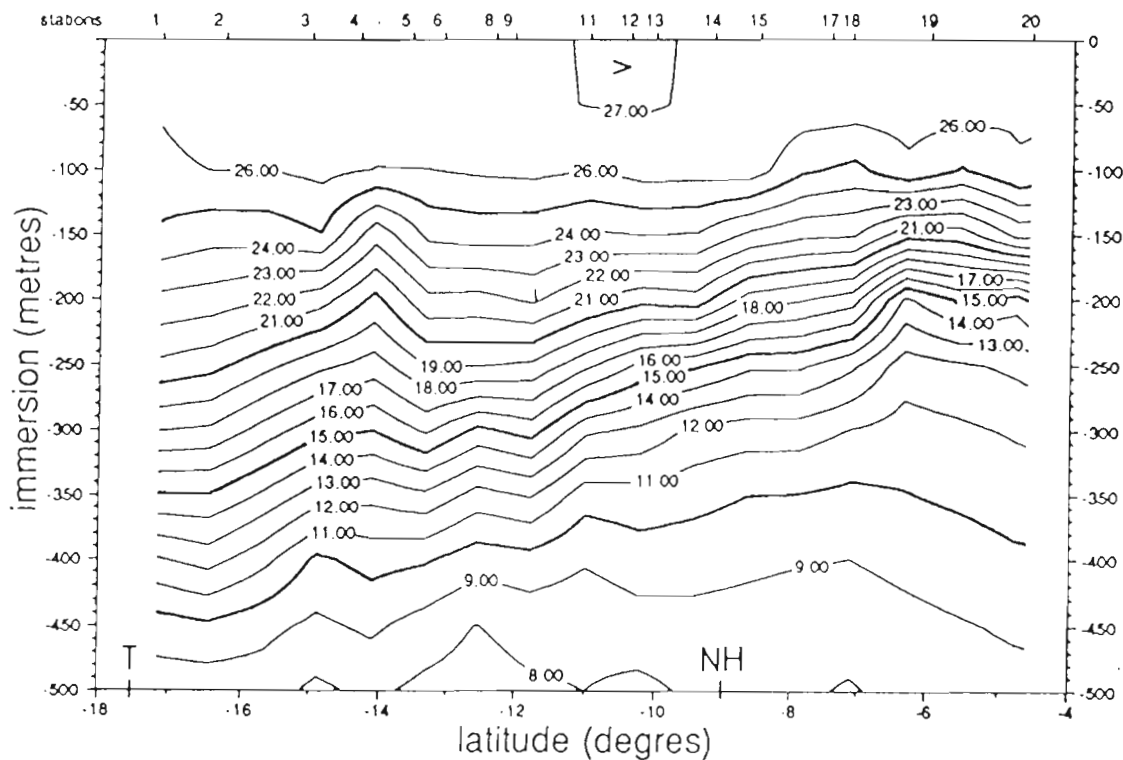




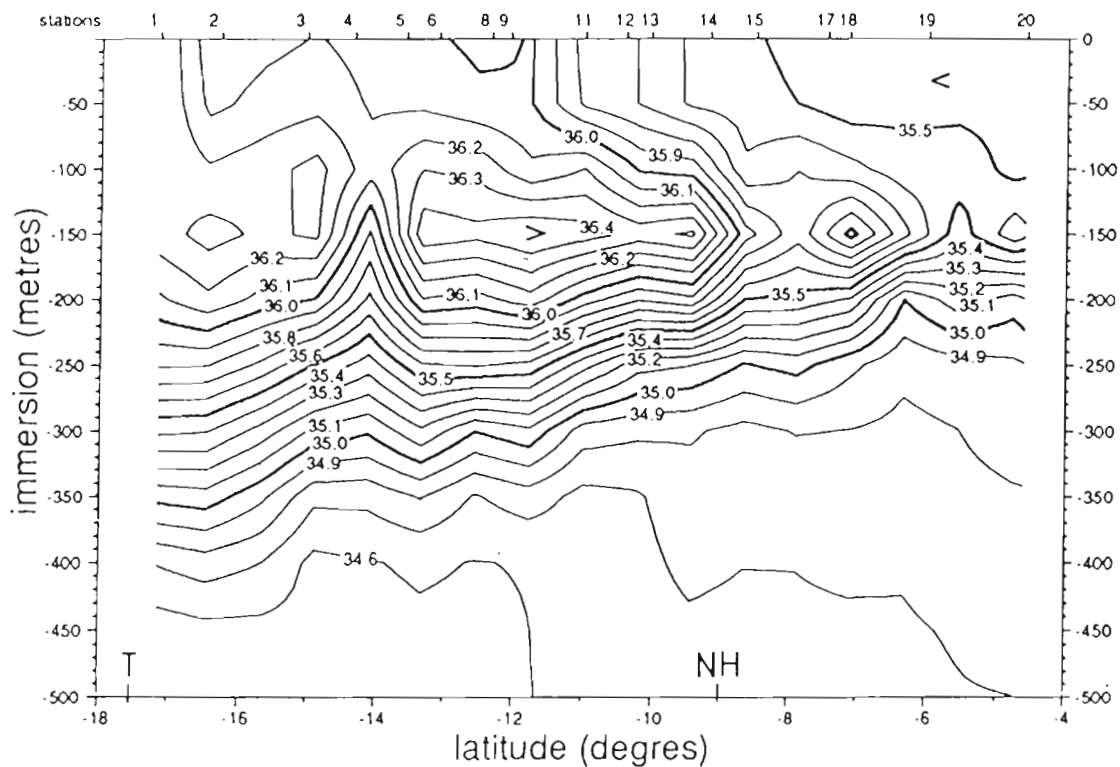
HYDROPOL 8 - Coupe SOCIETE-MARQUISES

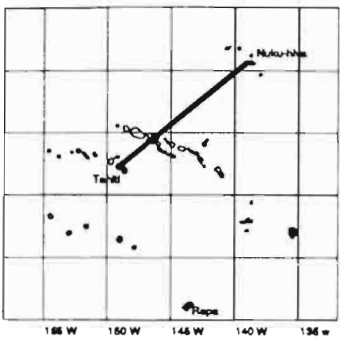
OCTOBRE 1989

TEMPERATURE (DEGRES C)

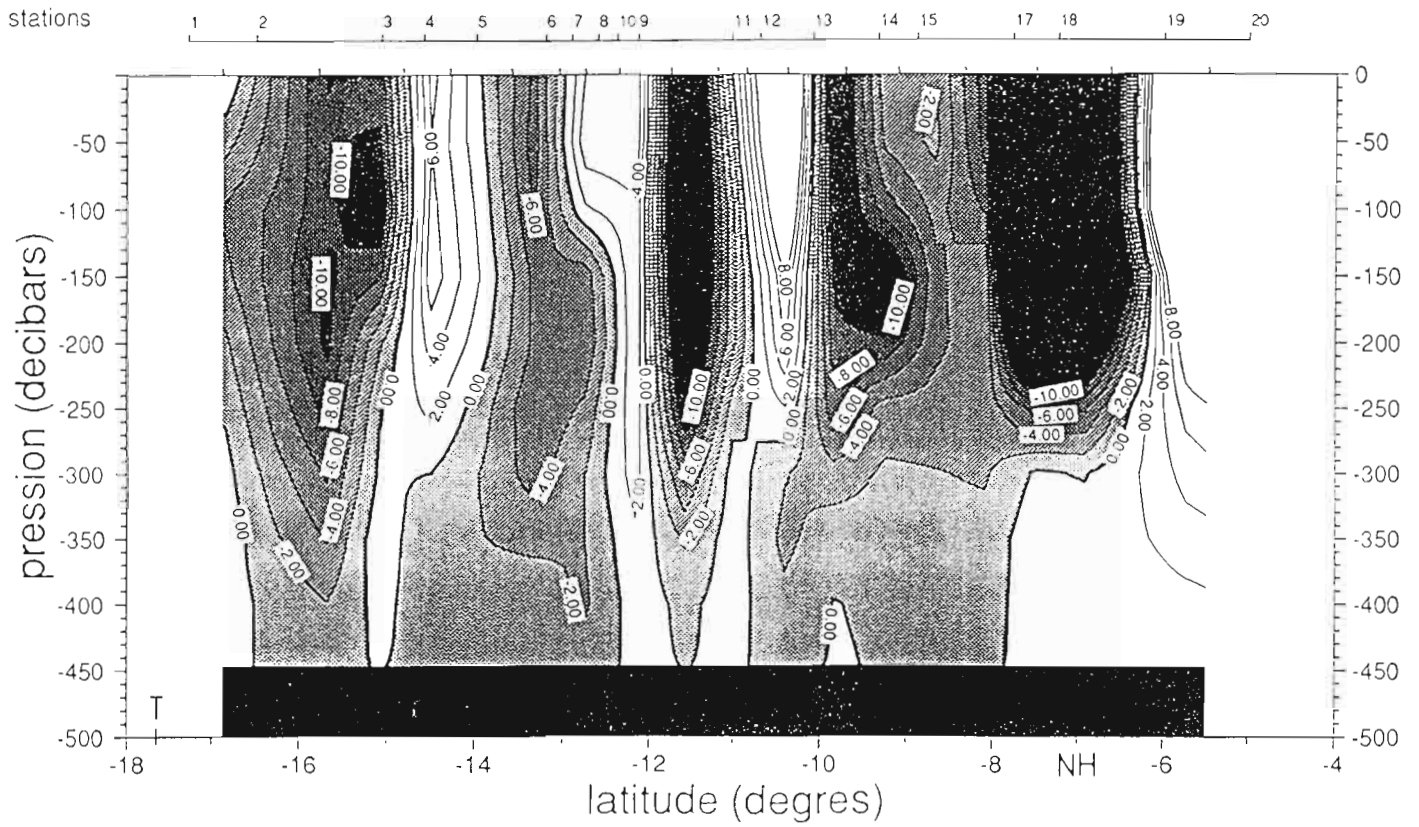


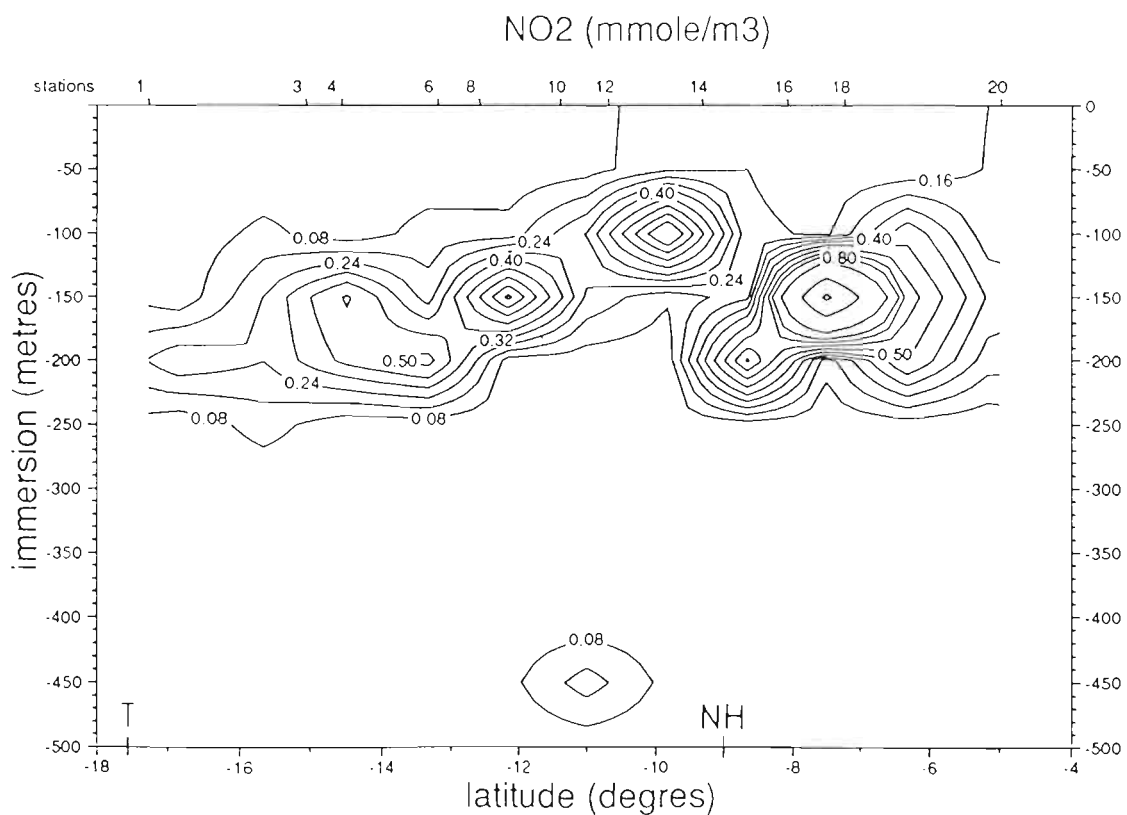
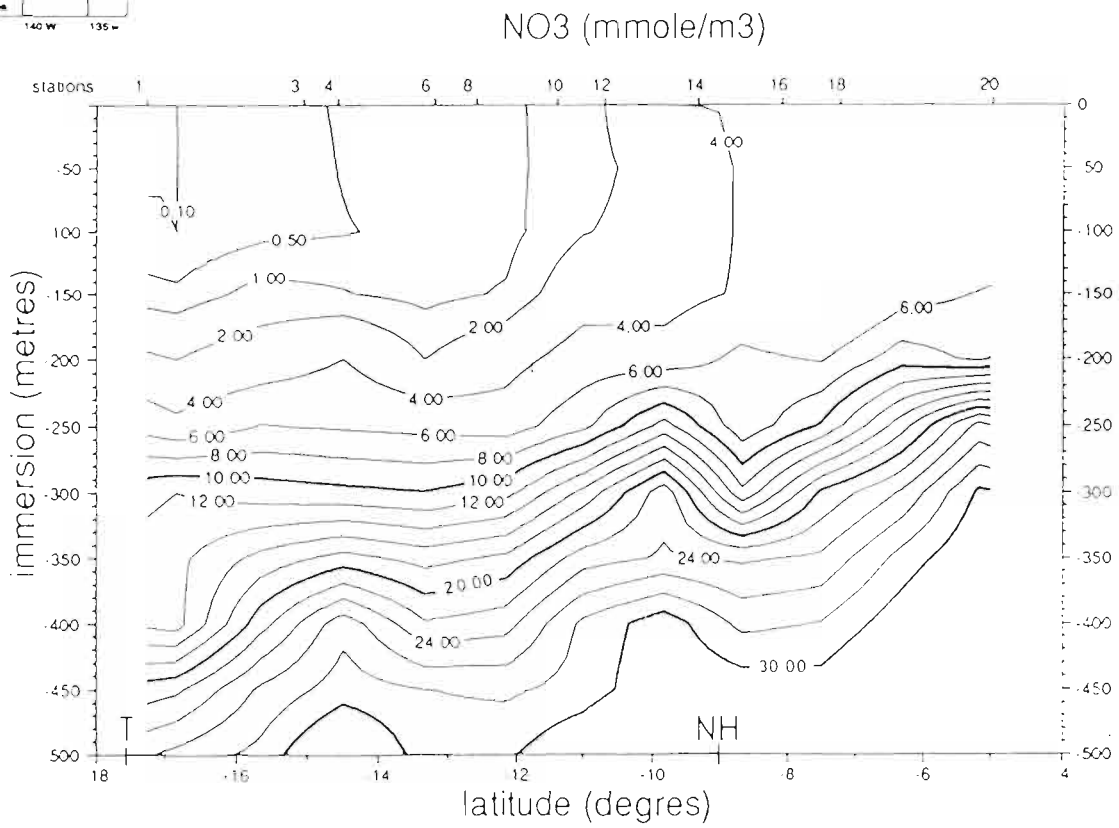
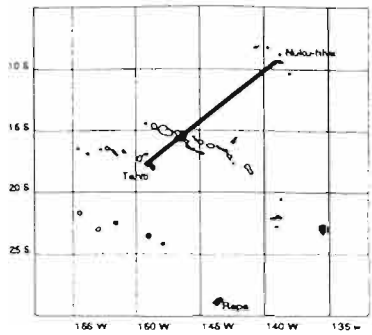
SALINITE (PSU)

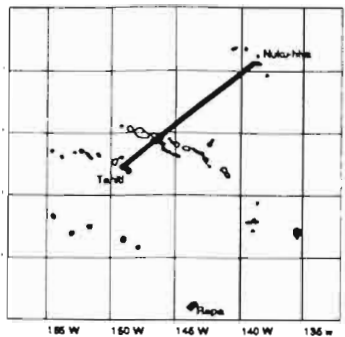




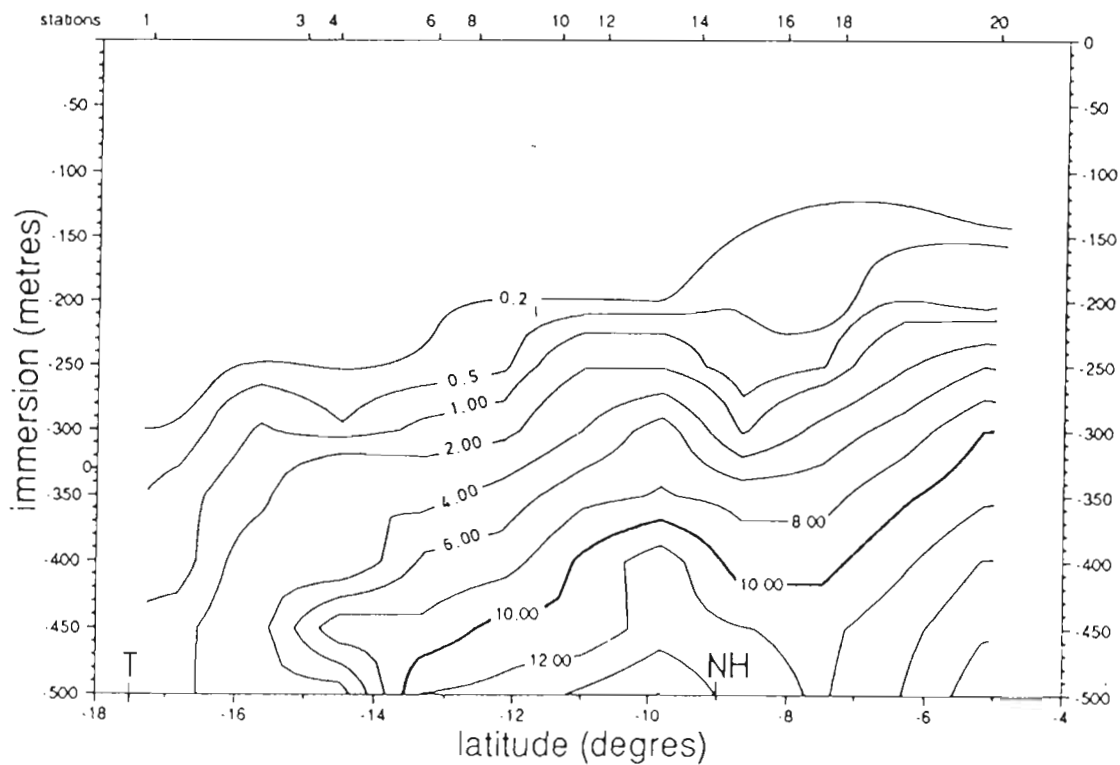
VITESSE CM/S (est : +)



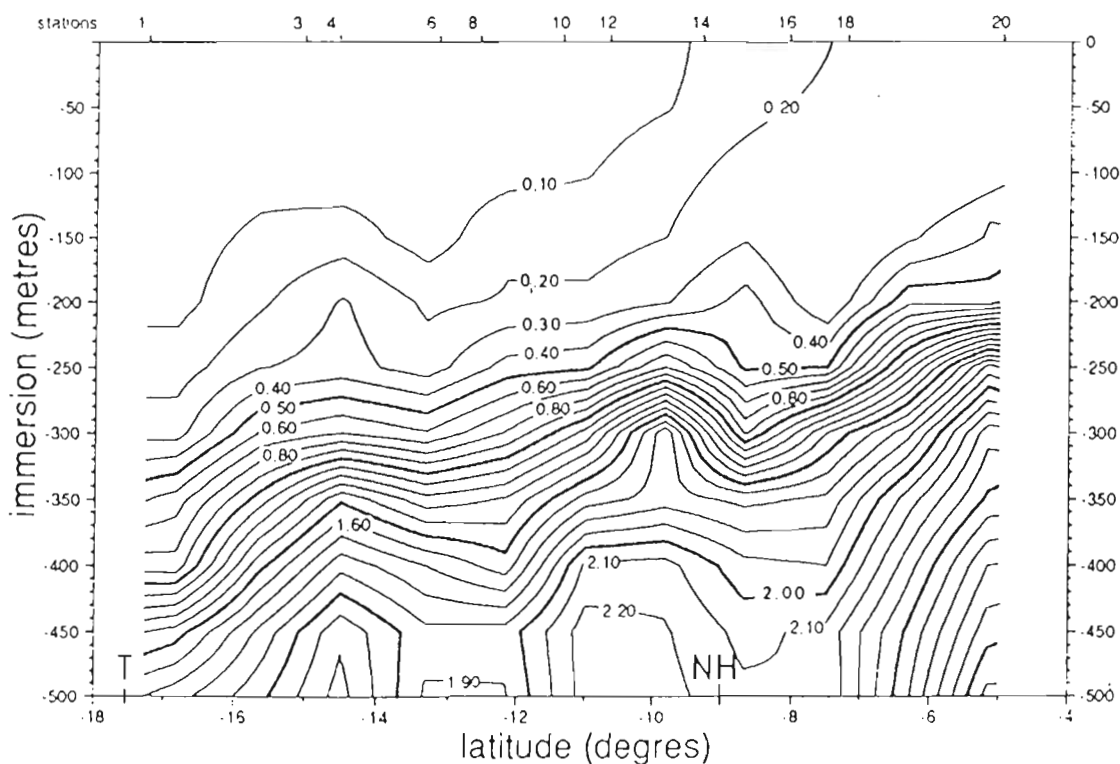


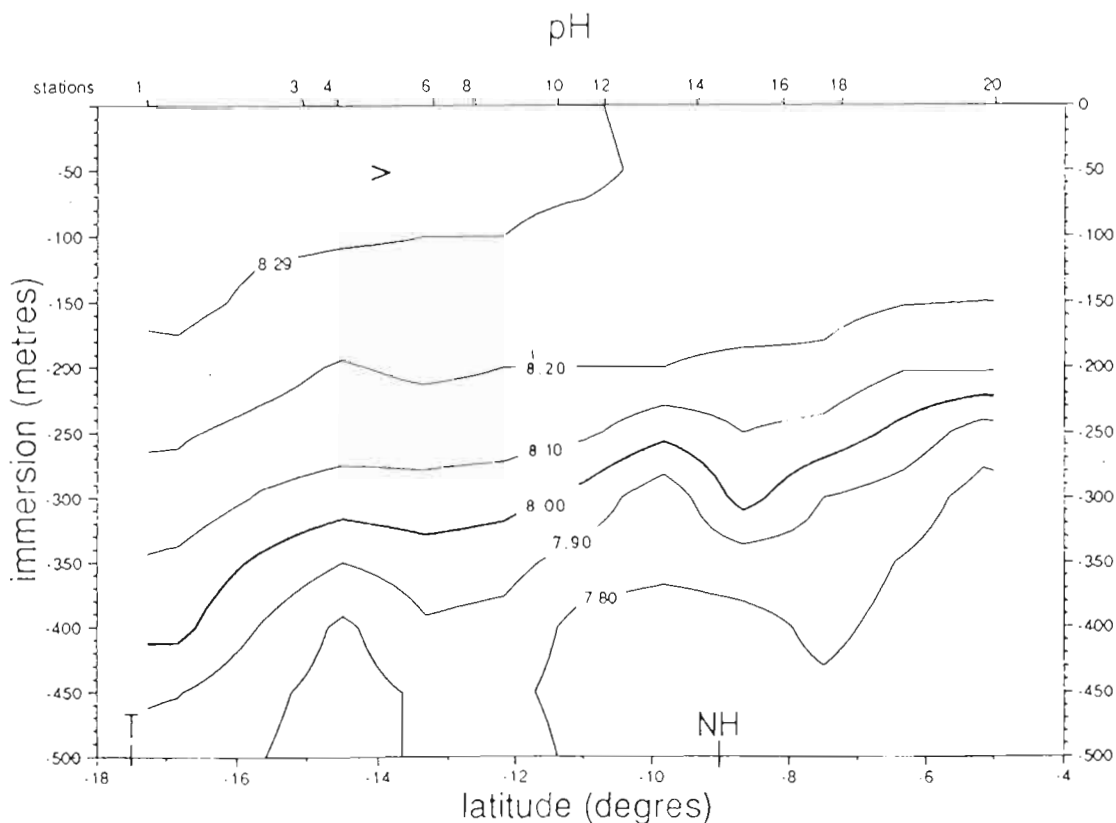
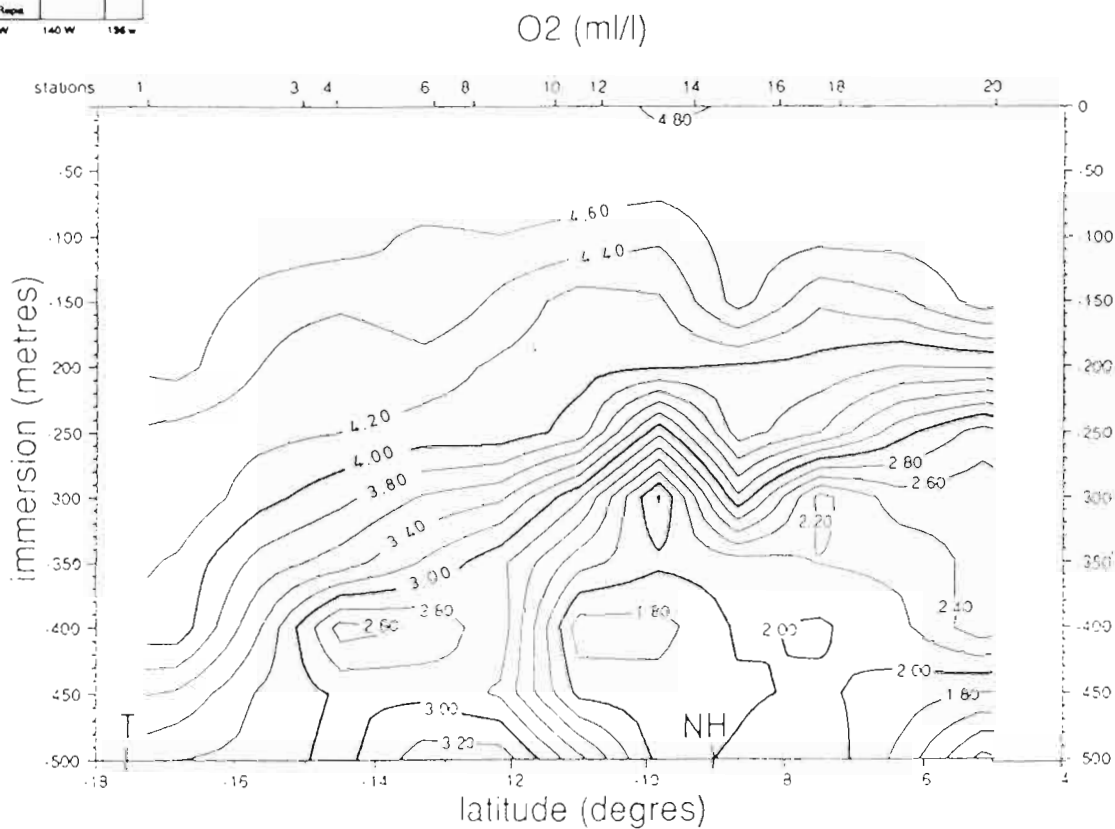
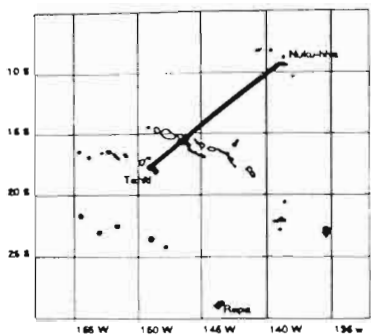


SIO4 (mmole/m3)

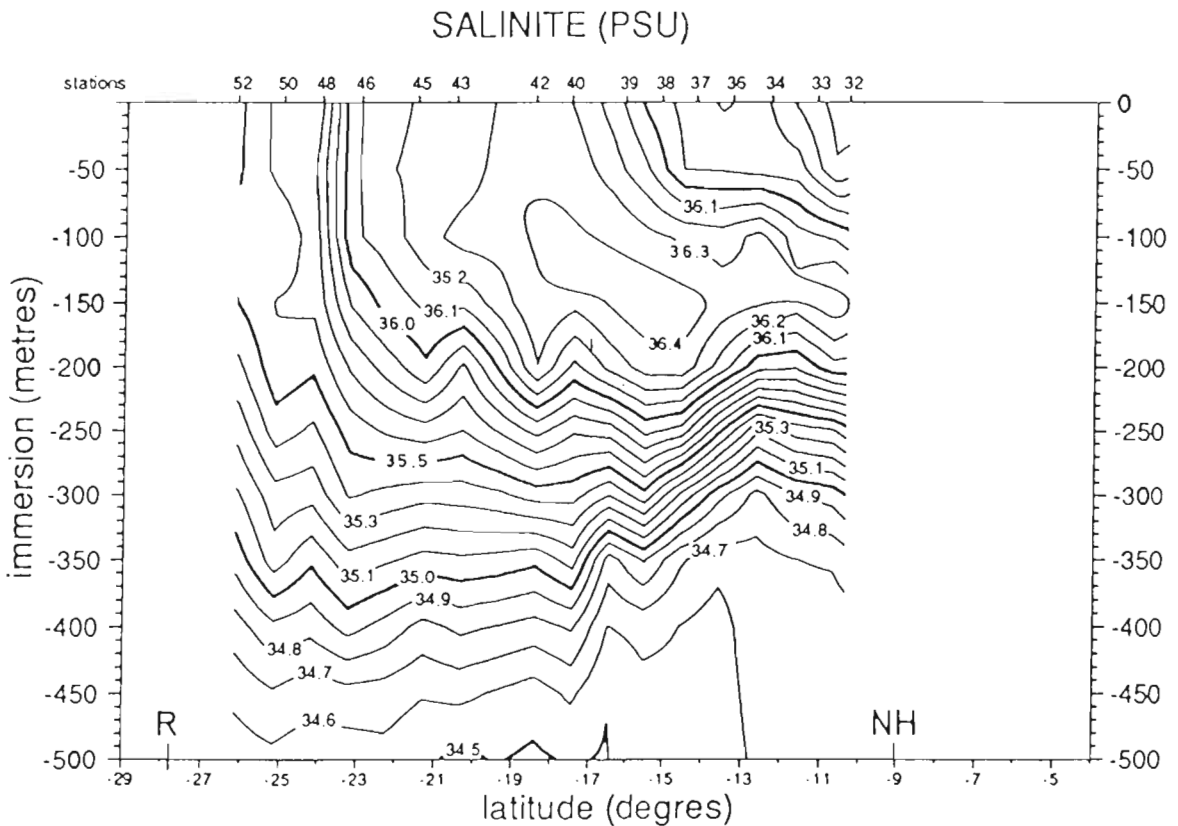
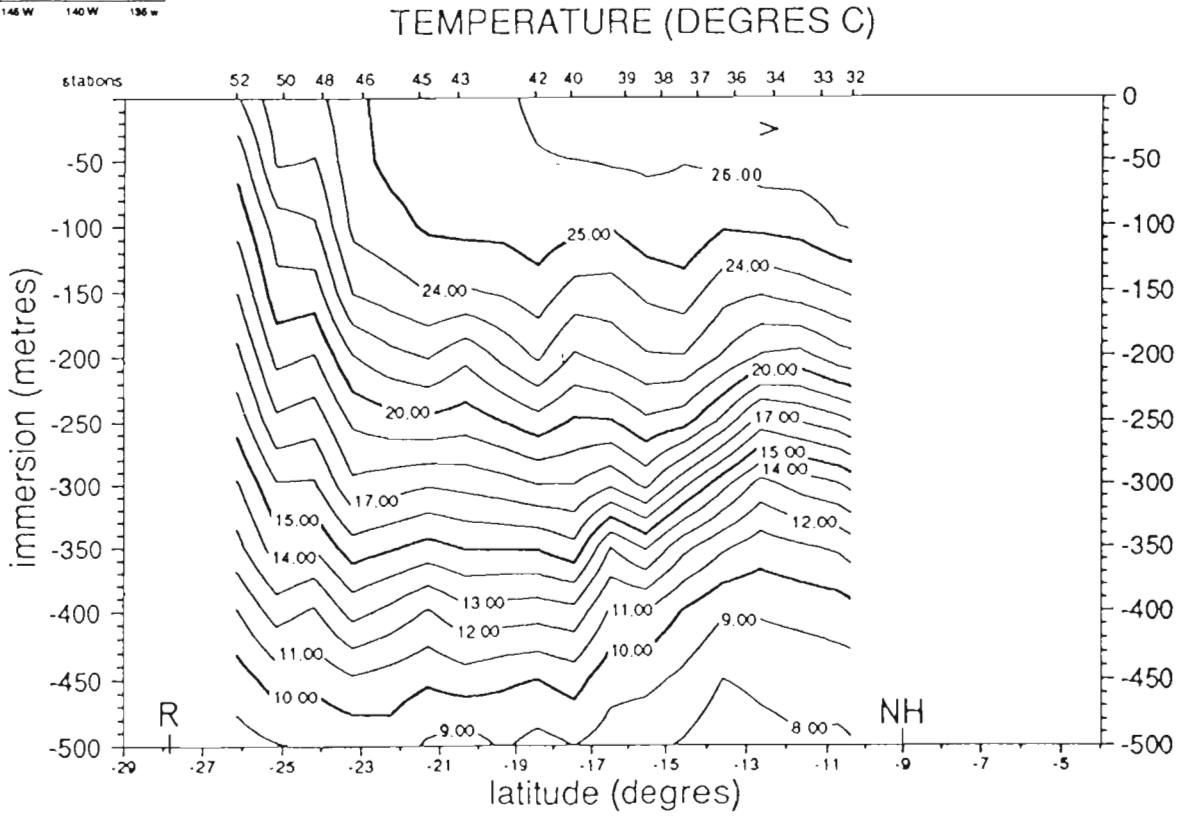
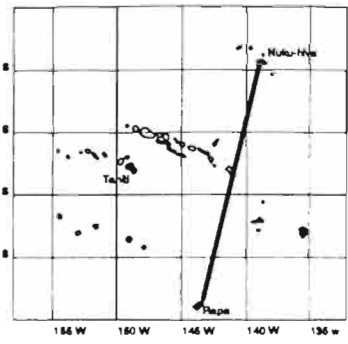


PO4 (mmole/m3)

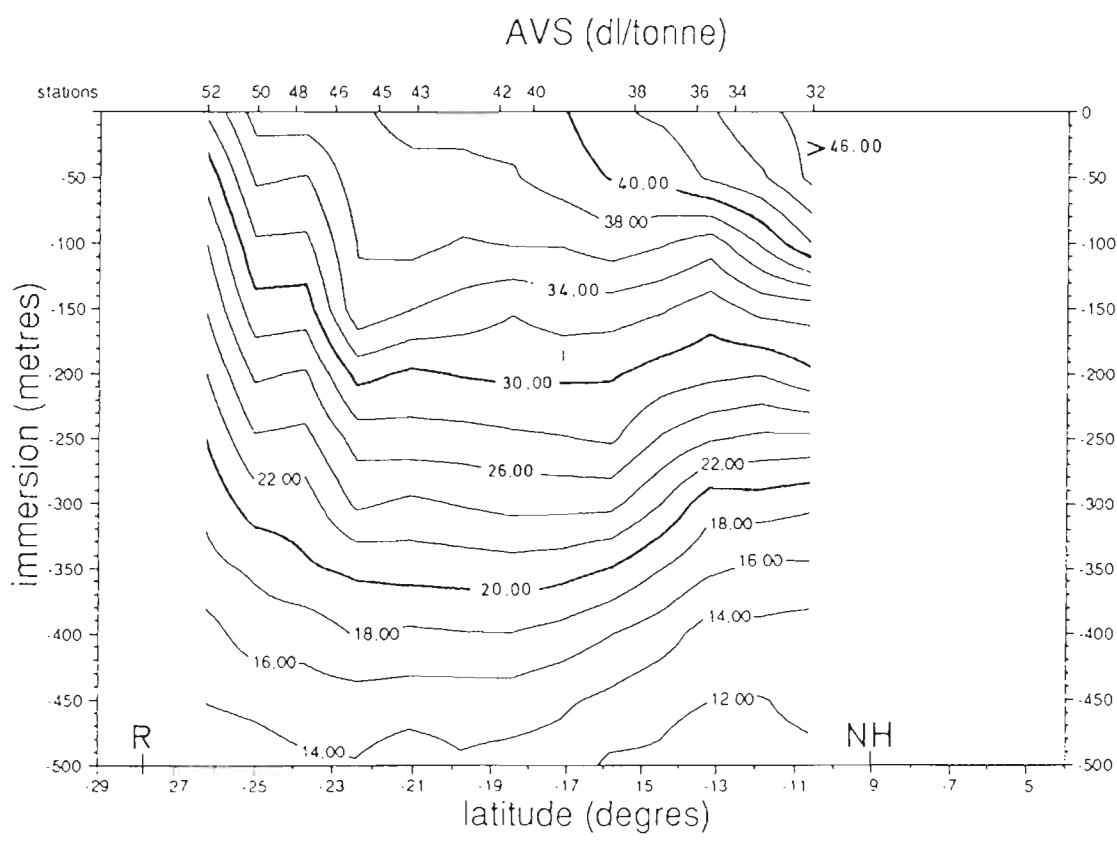
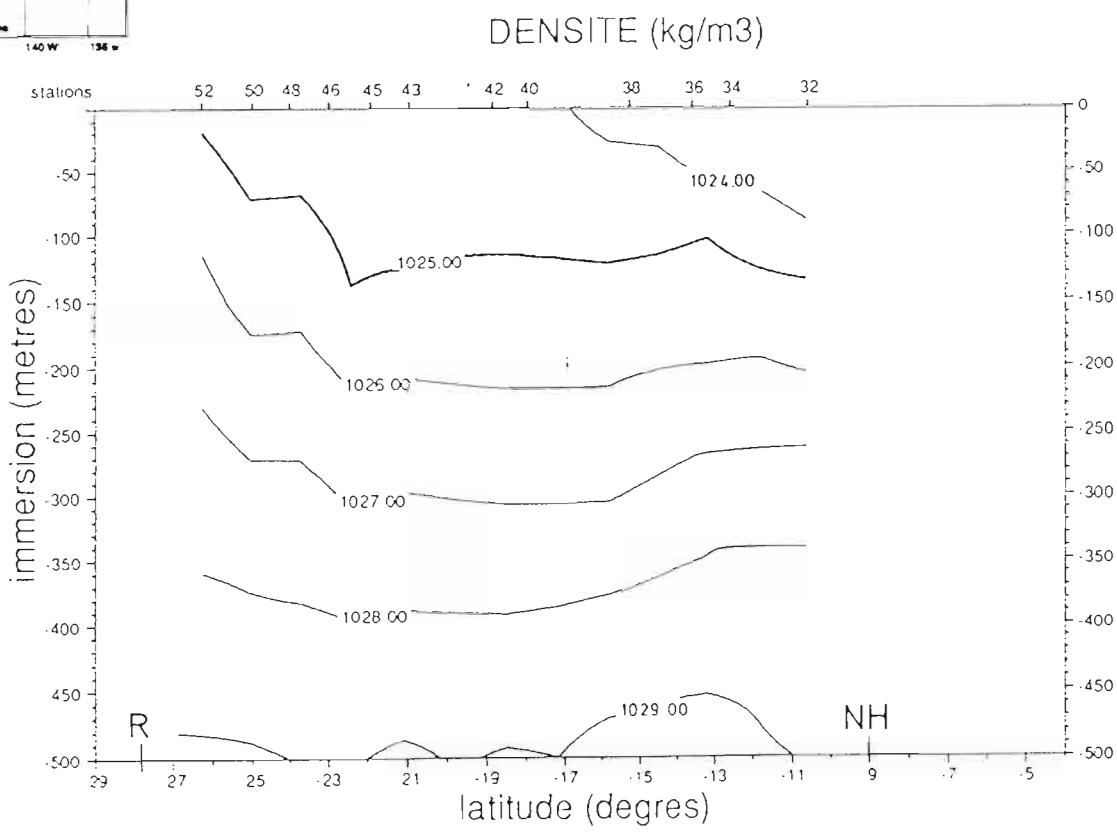
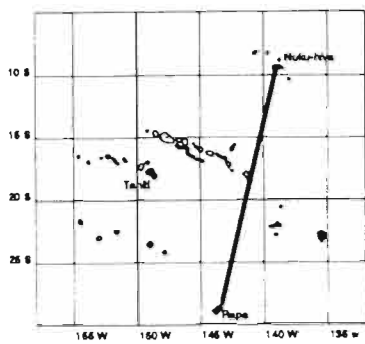


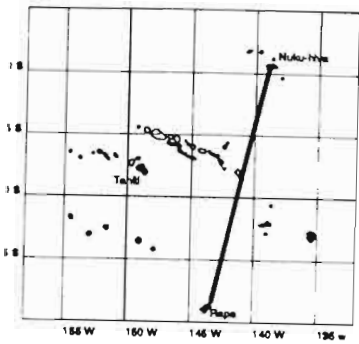


HYDROPOL 8 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1989



HYDROPOL 8 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1989



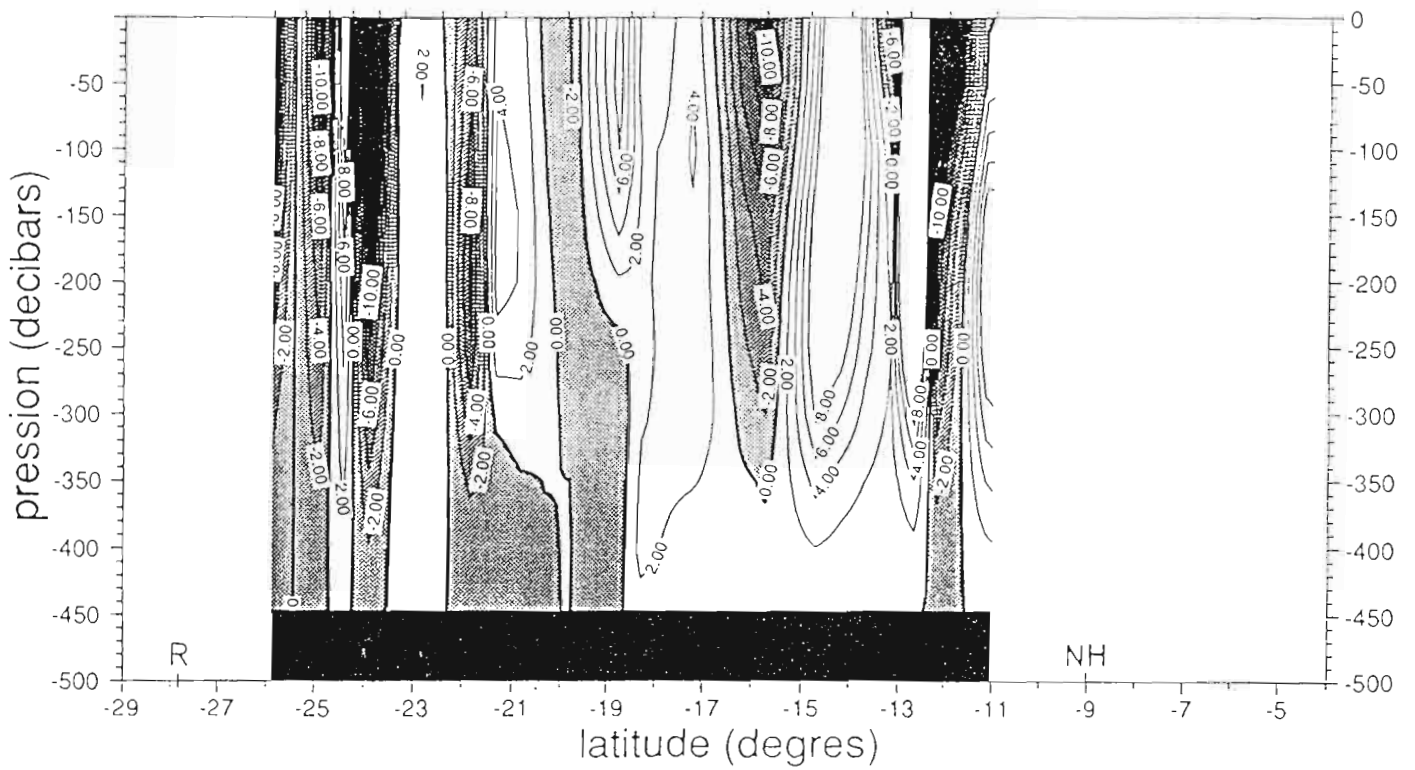


HYDROPOL 8 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1989

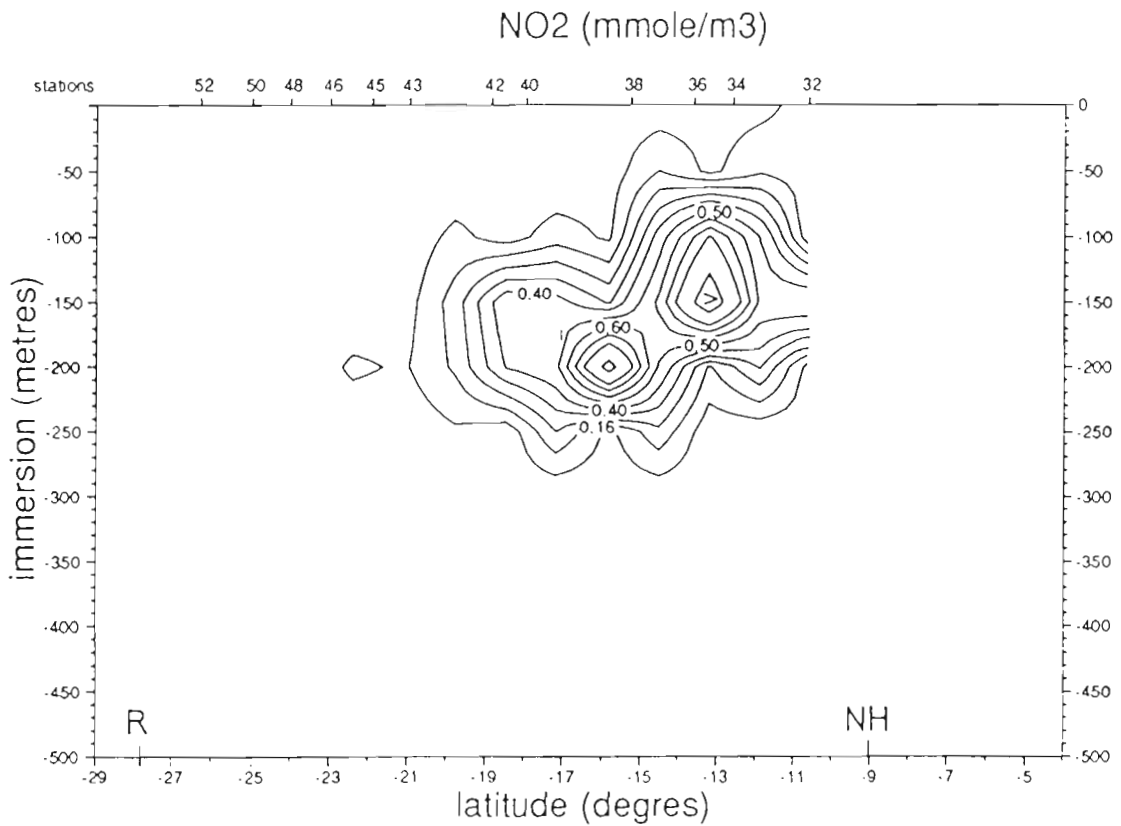
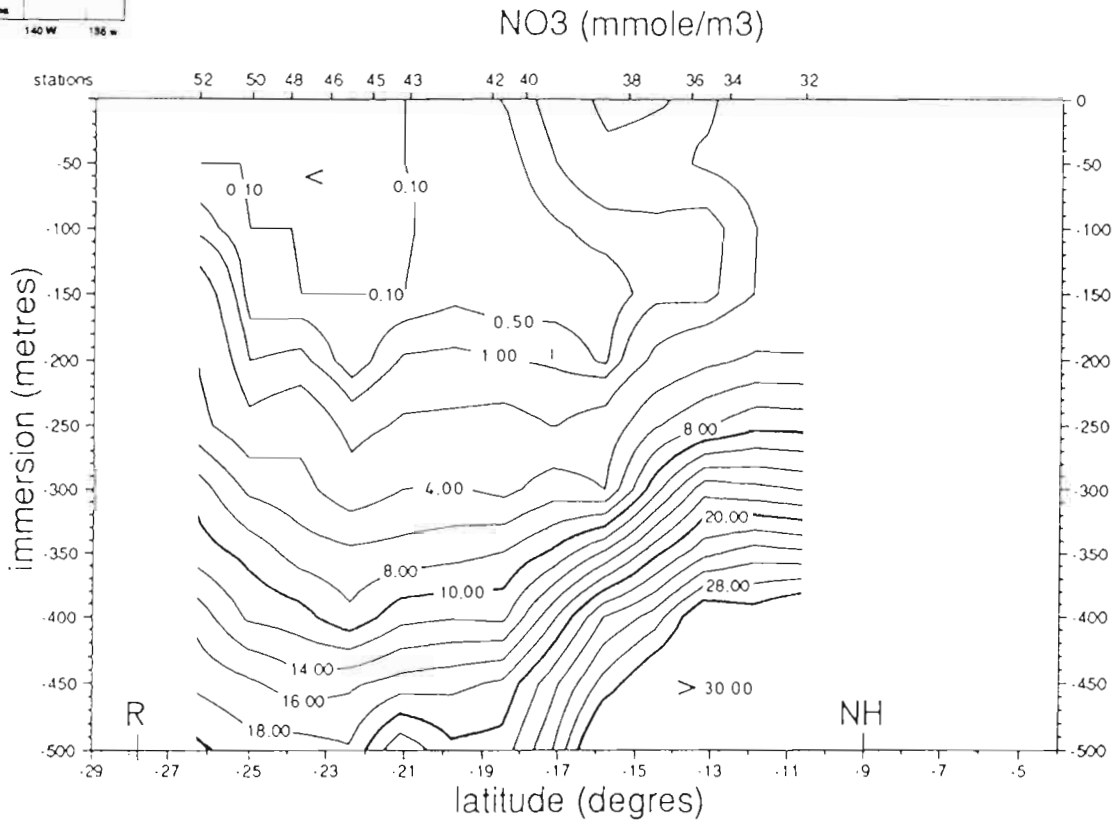
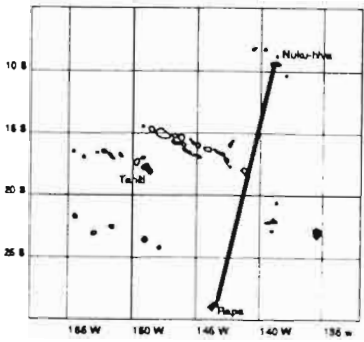
VITESSE CM/S (est : +)

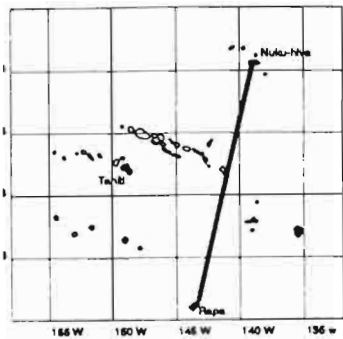
stations

52 51 50 49 48 47 46 45 44 43 42 41 40 39 38 37 35 34 33 32

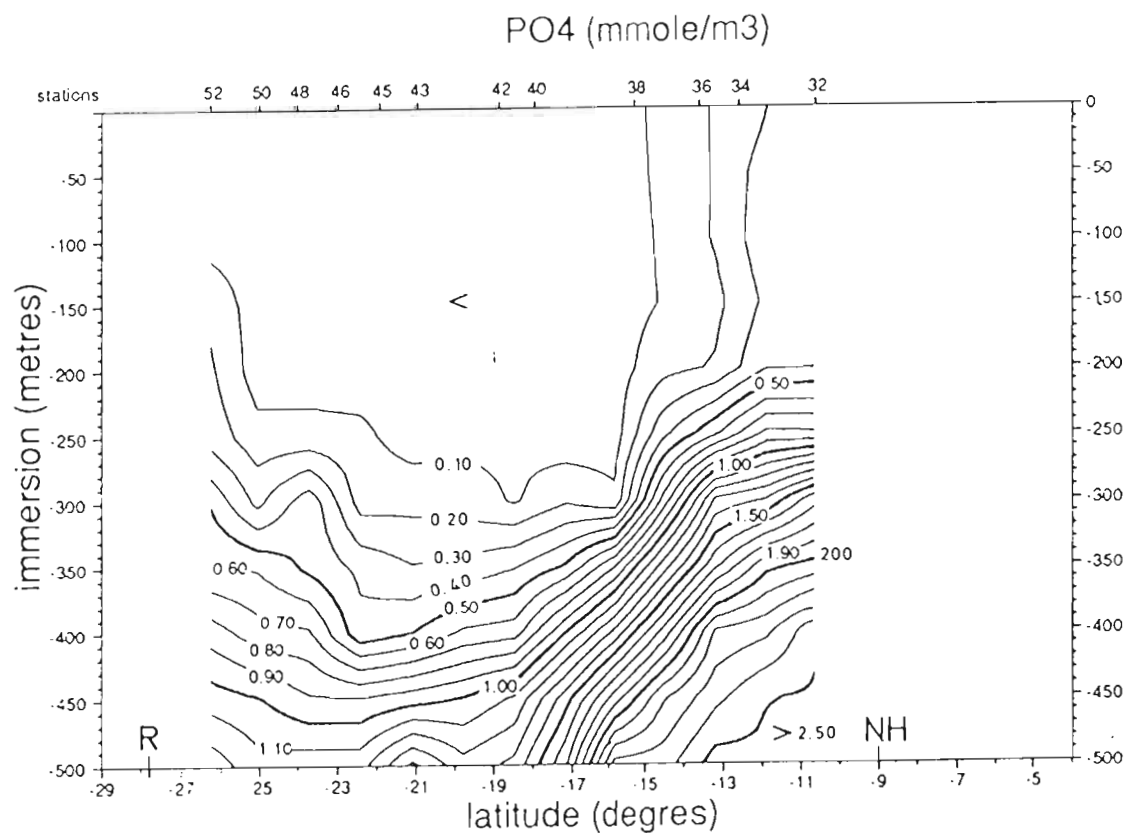
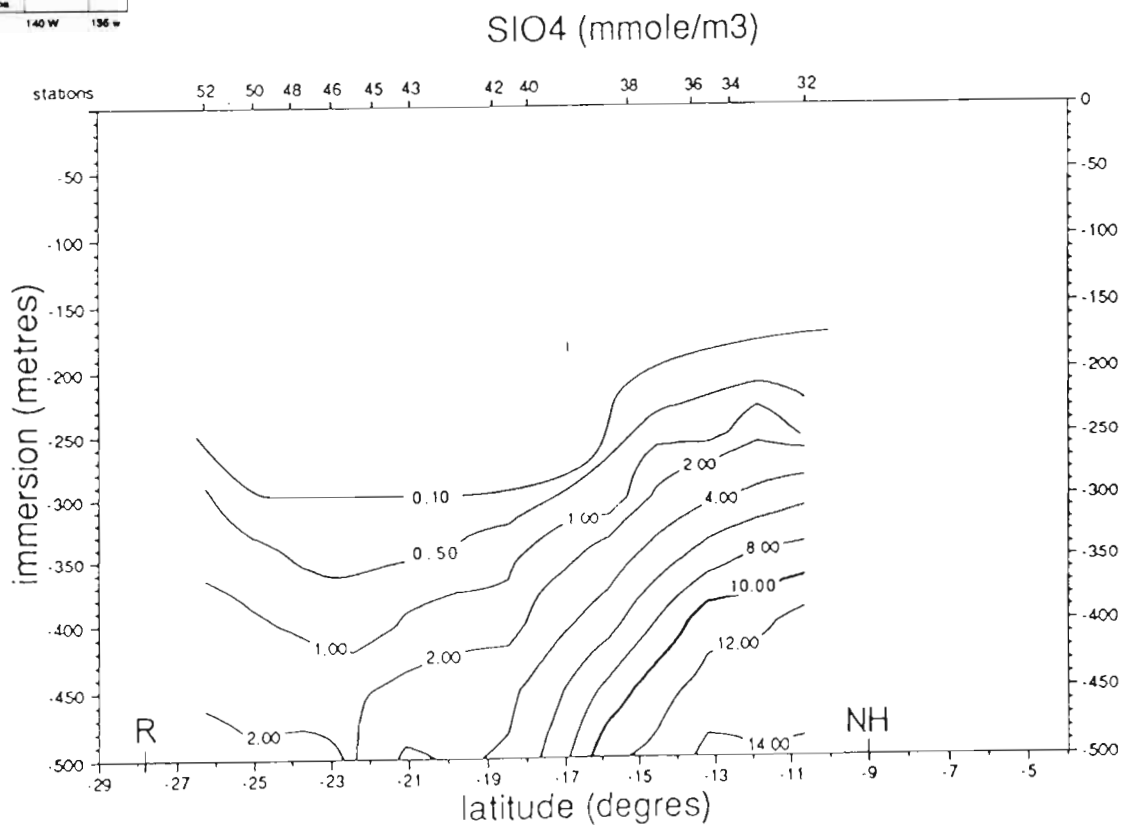


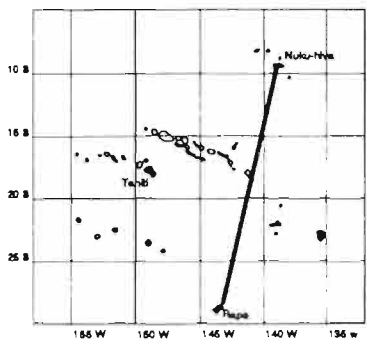
HYDROPOL 8 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1989



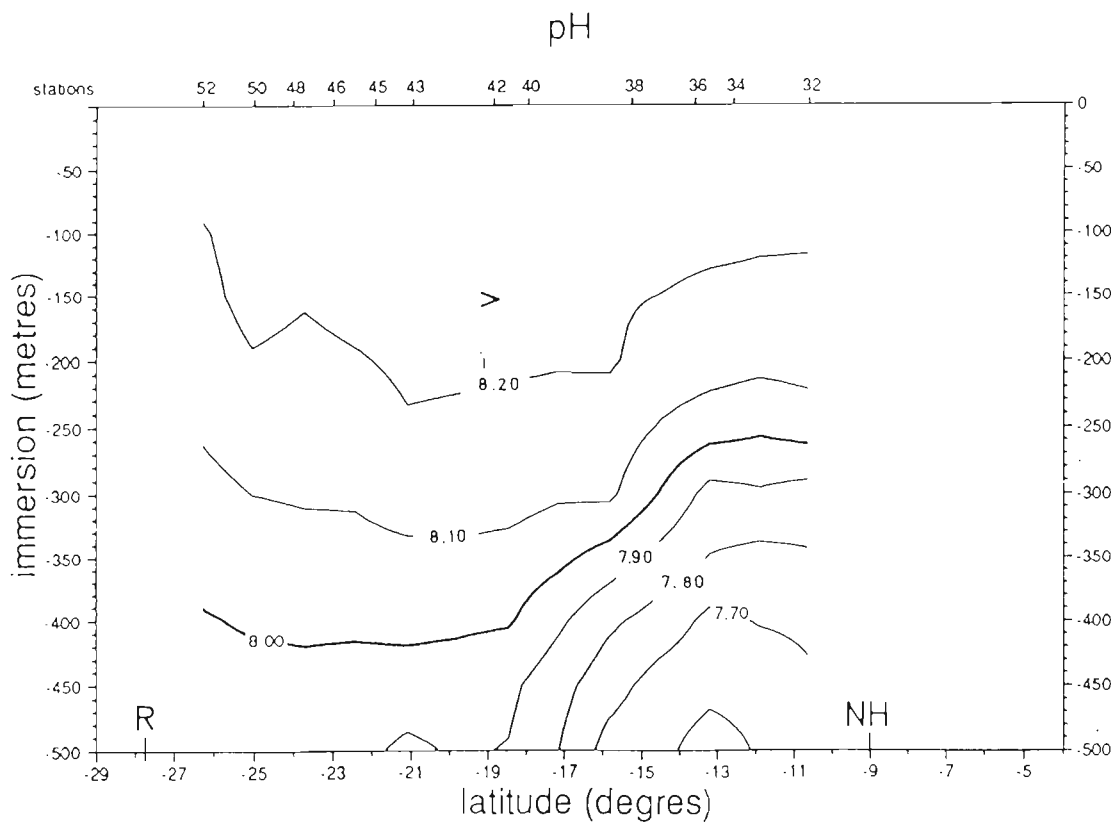
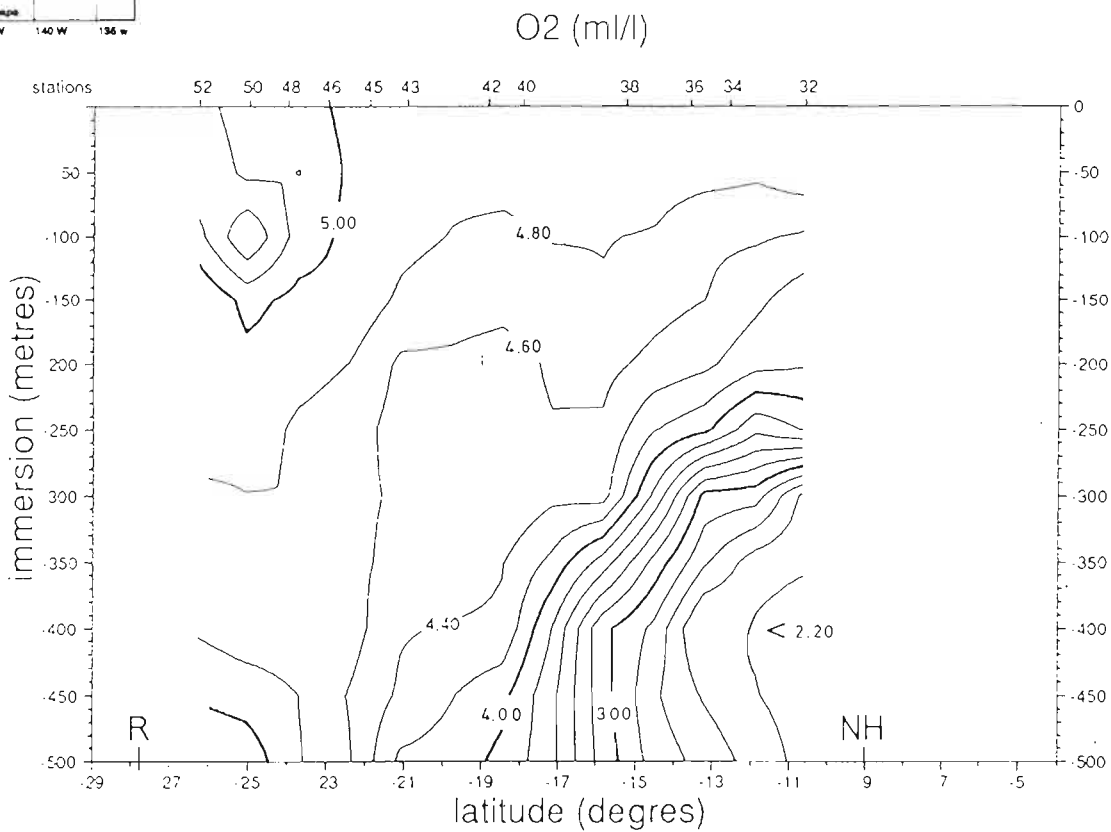


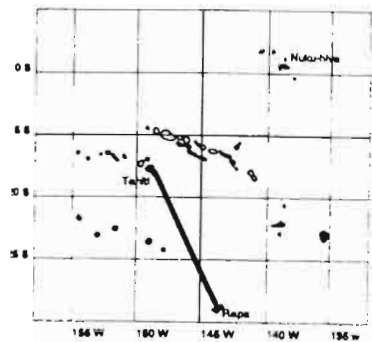
HYDROPOL 8 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1989



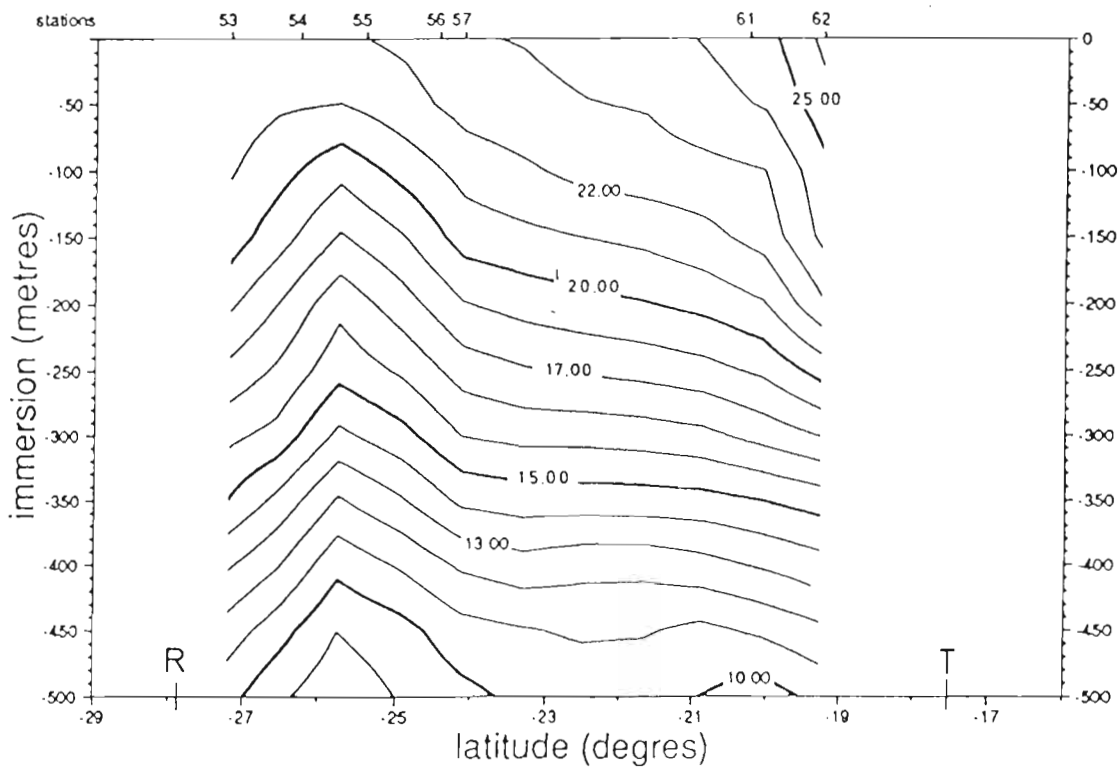


HYDROPOL 8 - Coupe MARQUISES-AUSTRALES OCTOBRE 1989

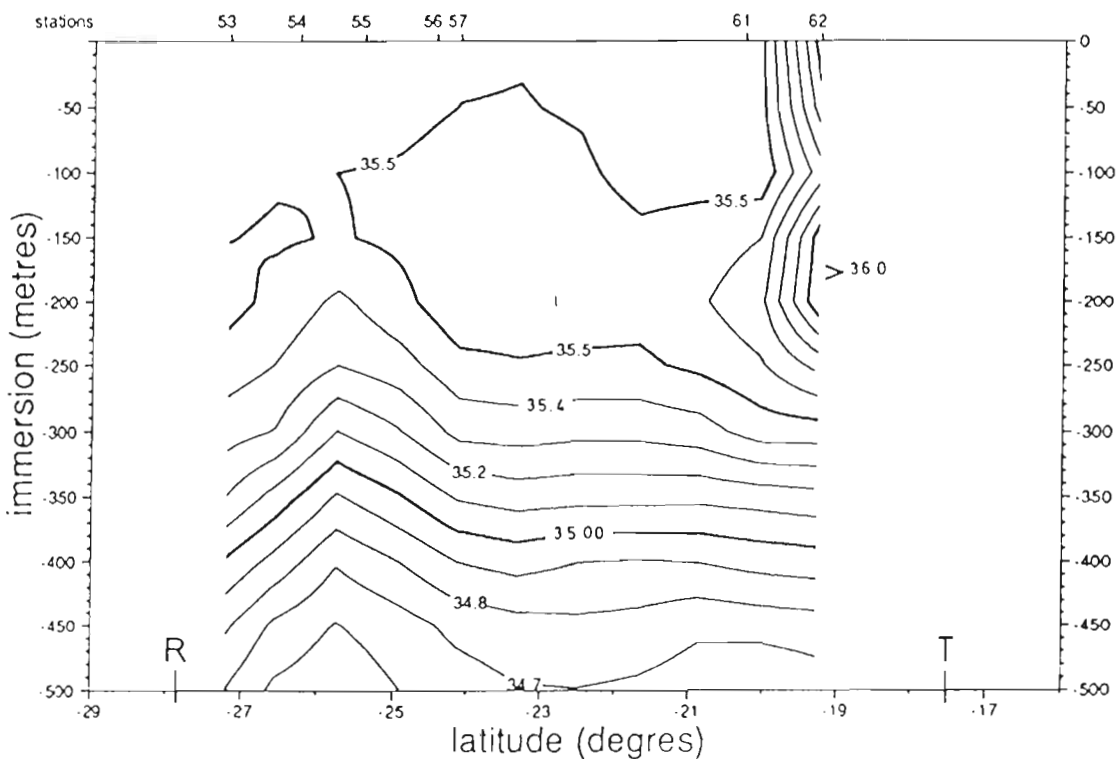


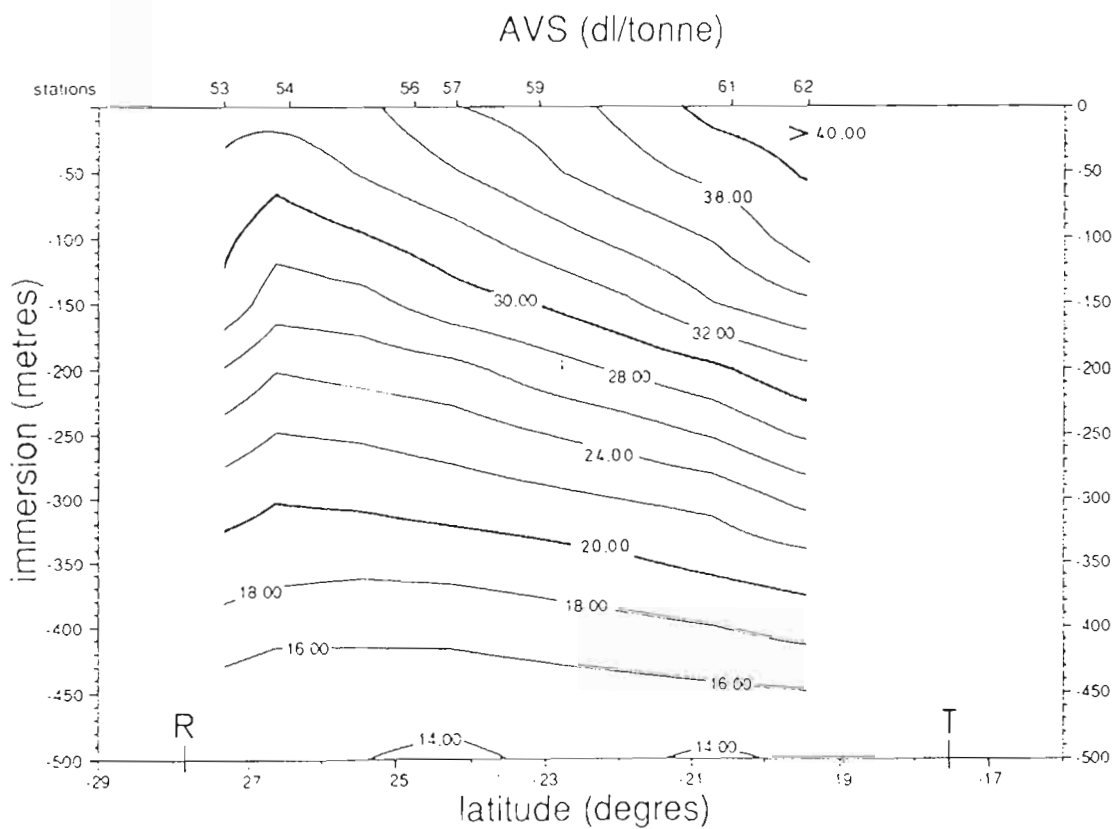
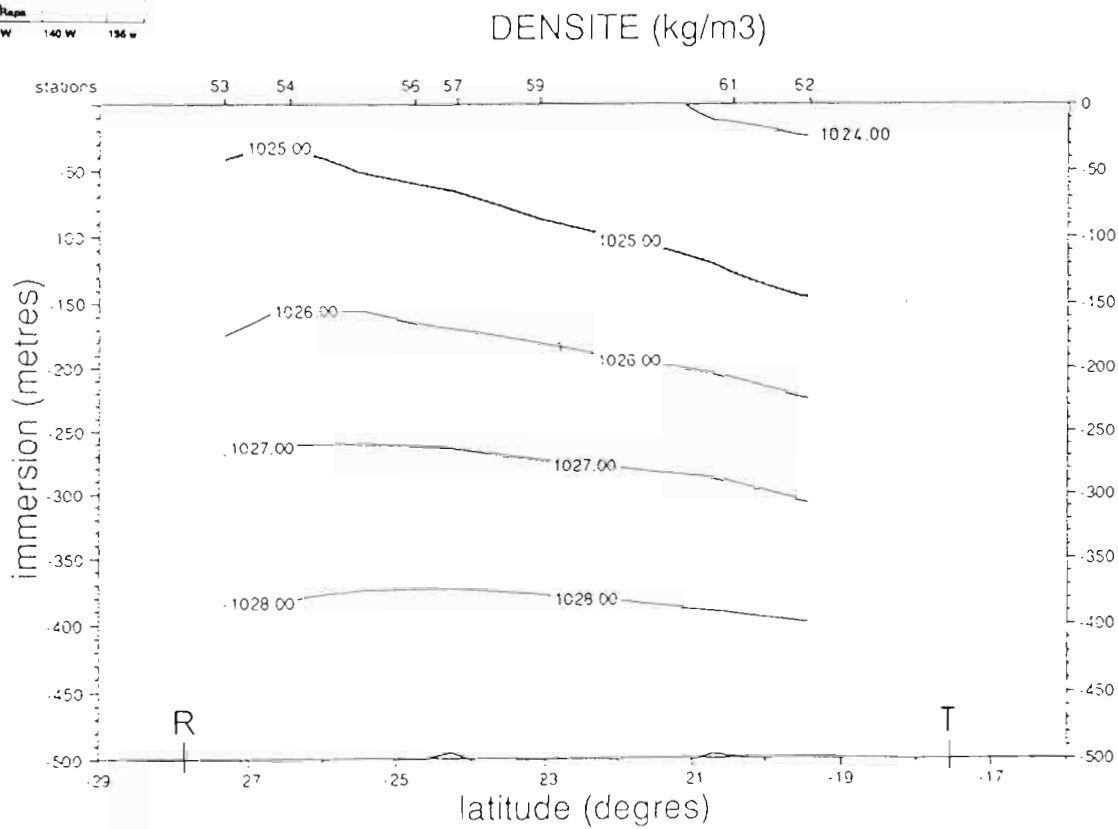
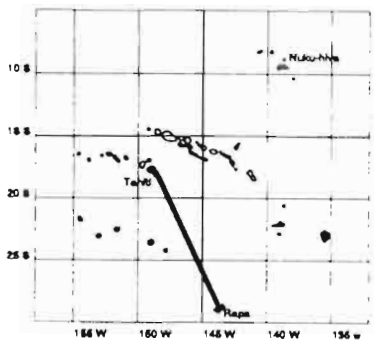


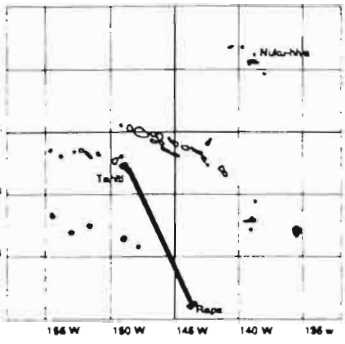
TEMPERATURE (DEGRES C)



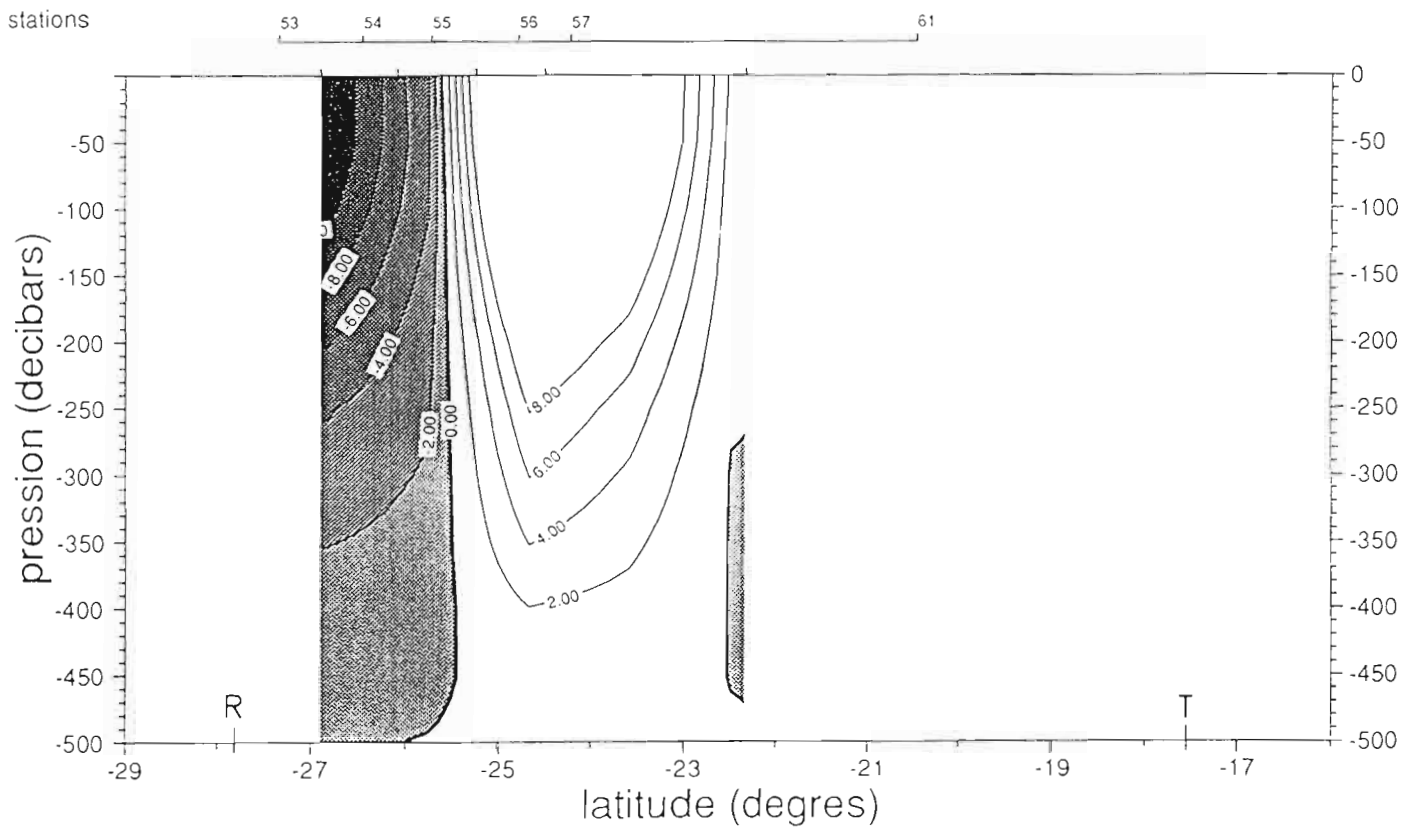
SALINITE (PSU)

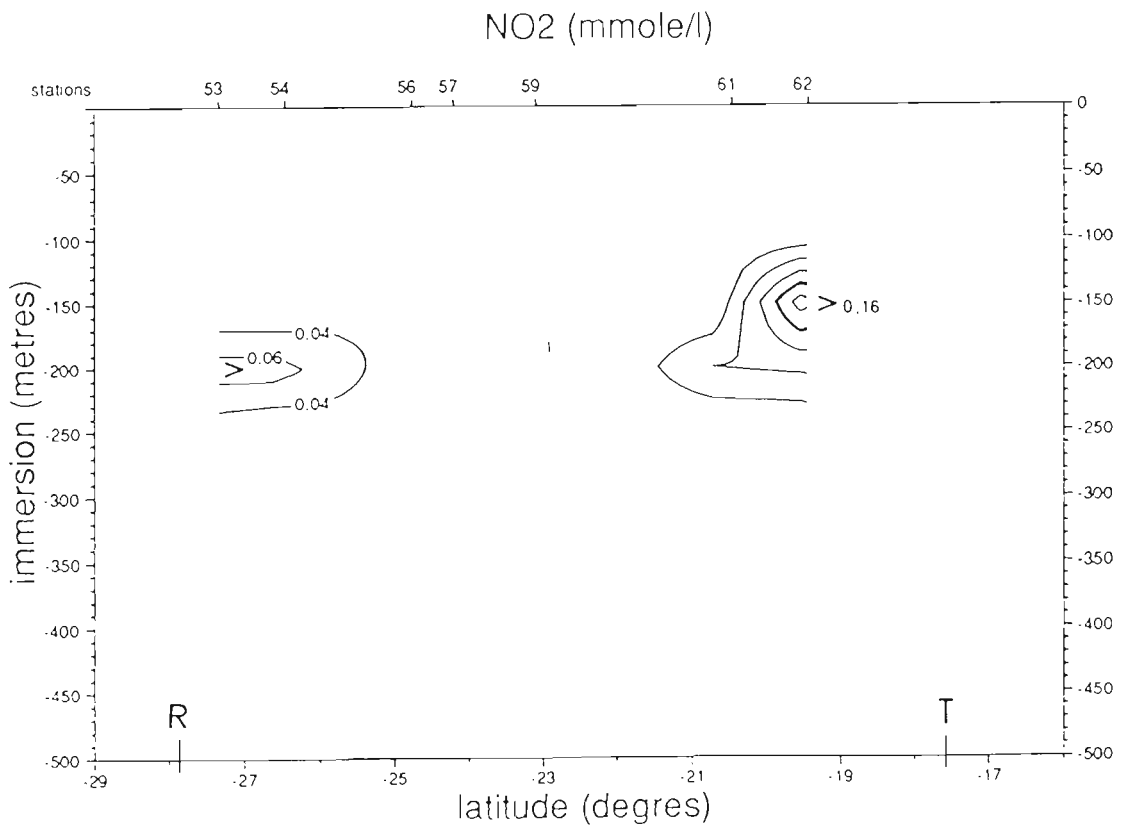
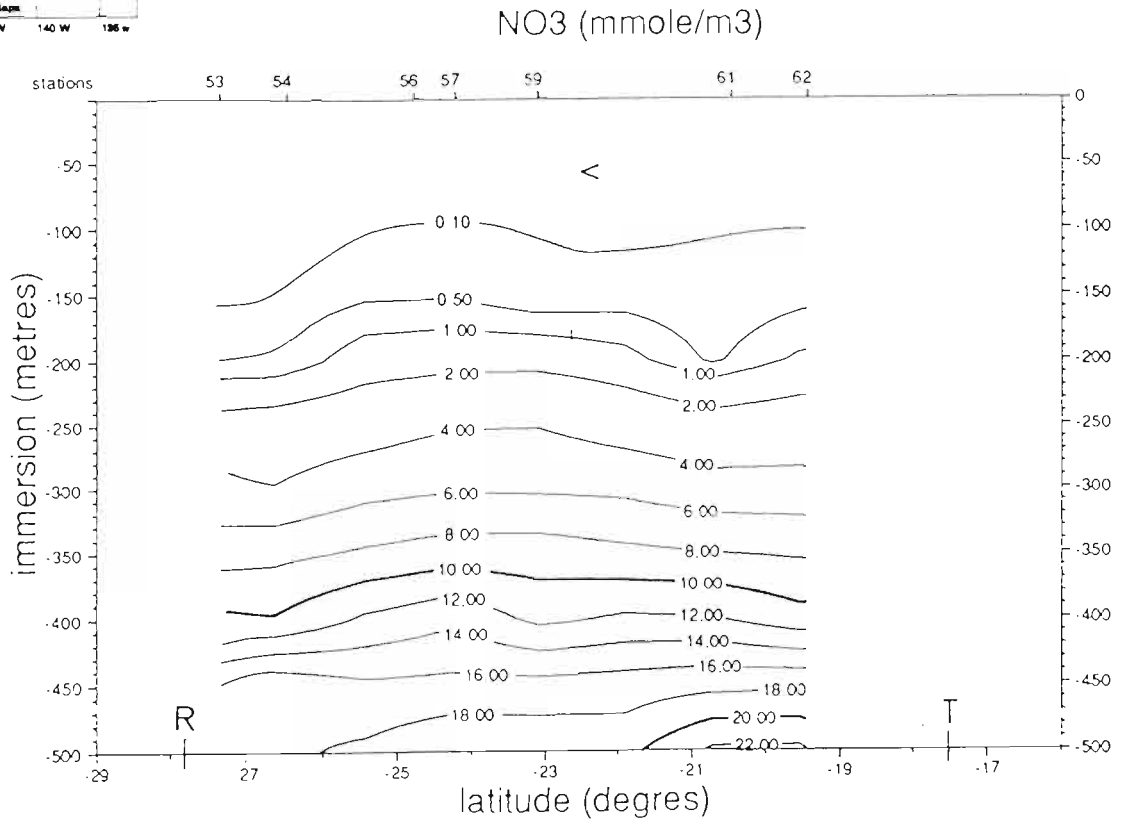
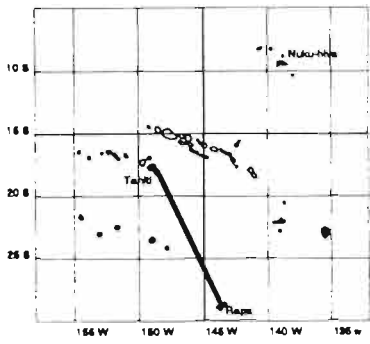


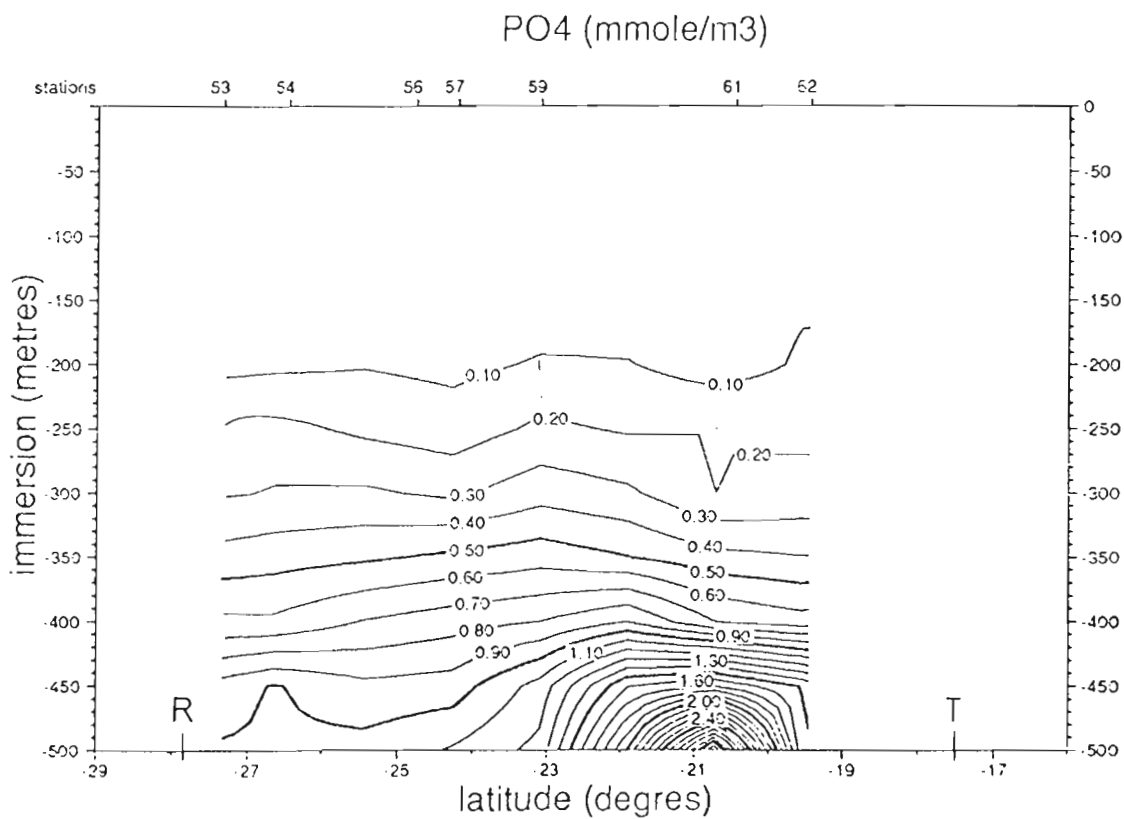
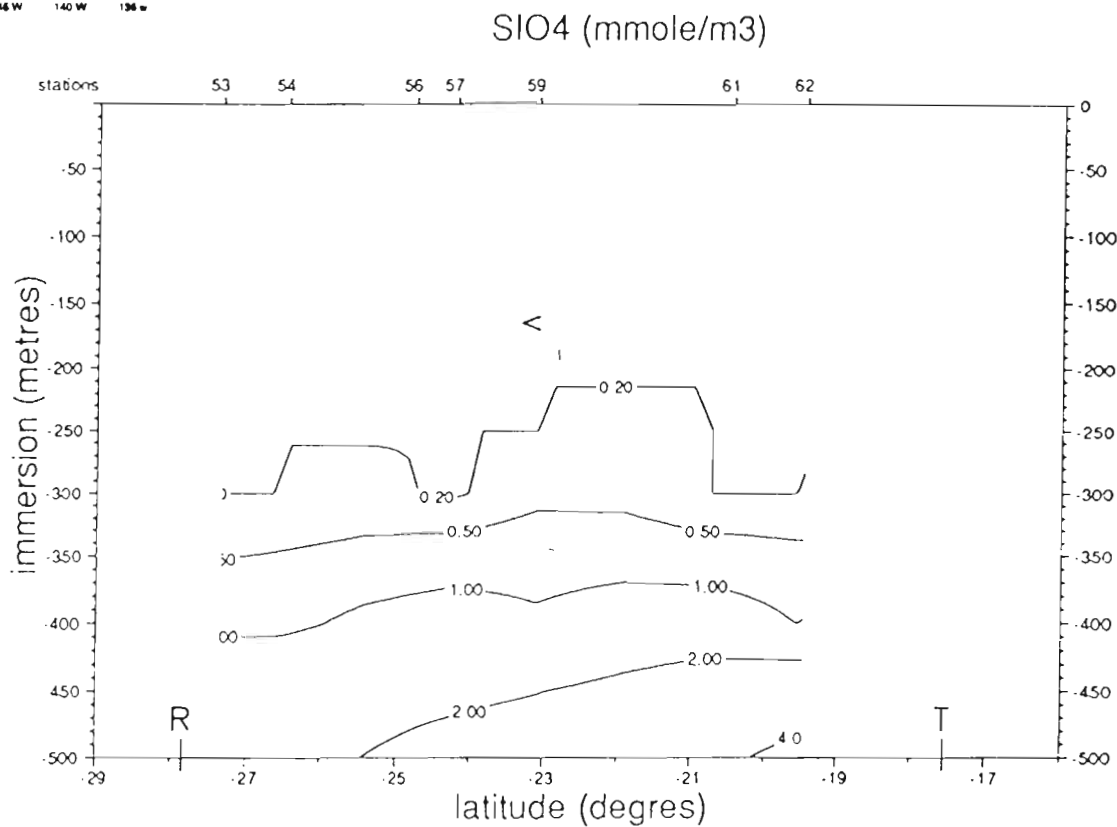
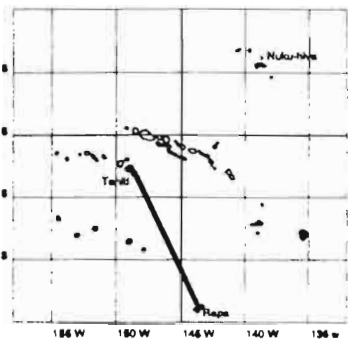


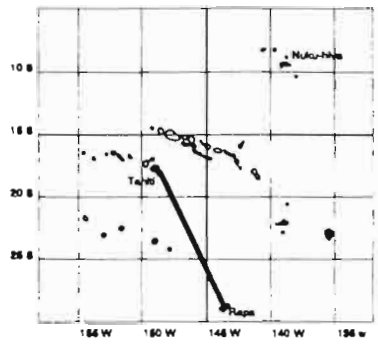


VITESSE CM/S (est : +)



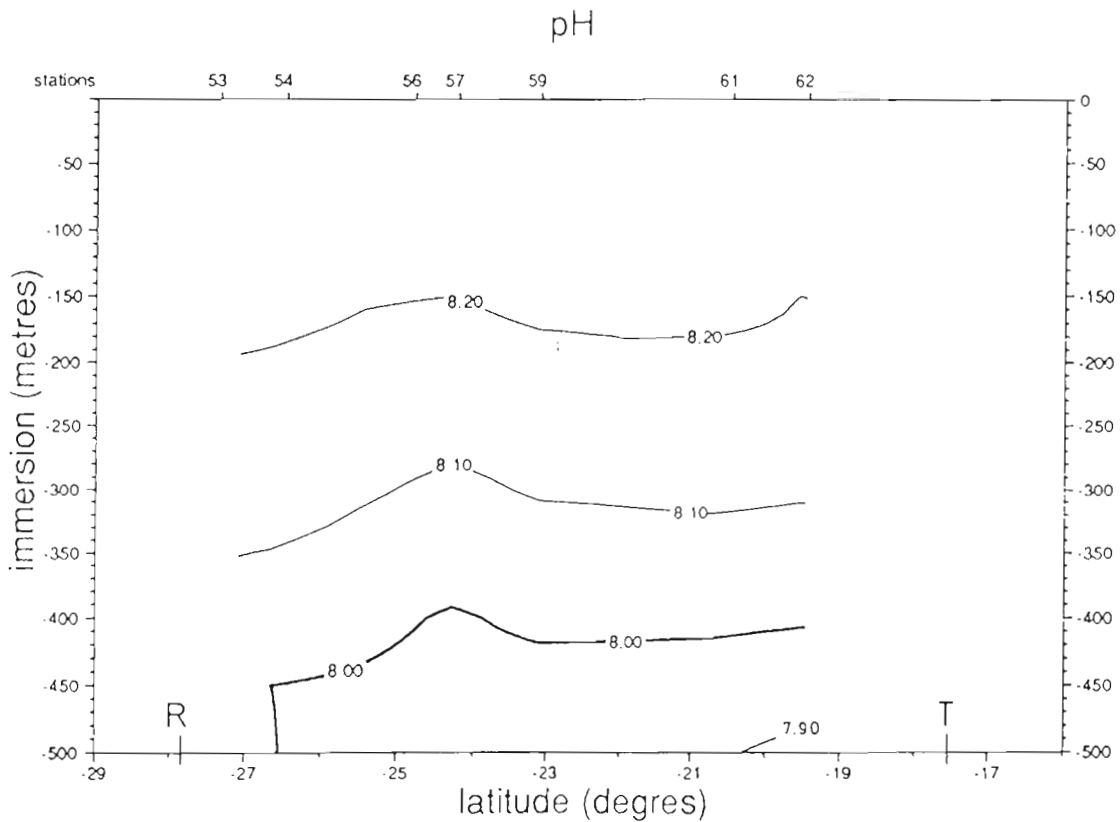
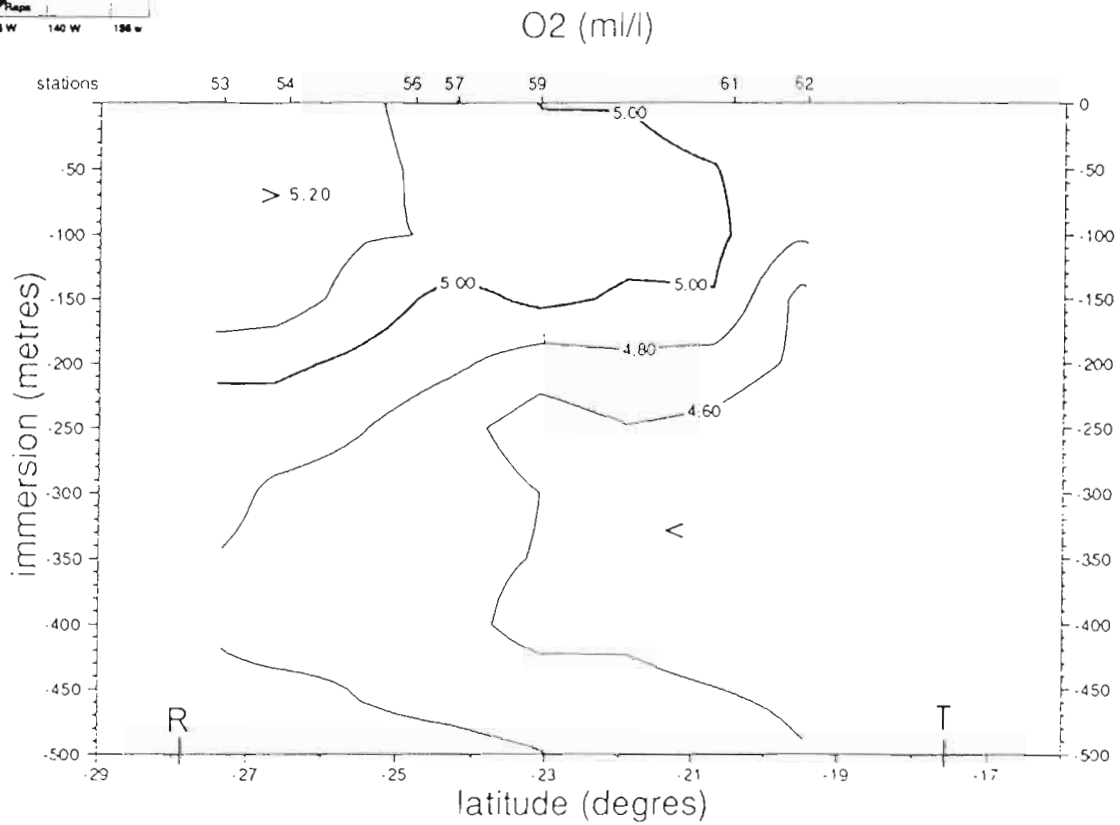






HYDROPOL 8 - Coupe AUSTRALES-SOCIETE

OCTOBRE 1989



ANNEXE

MISSION POLYDROTHON 82 DU N.O. CORIOLIS

(19 Janvier - 8 Février 1982)

La description fine des couches océaniques de la zone subtropicale du Pacifique Central Sud confirme l'oligotrophie très accentuée du niveau 0-200 mètres, avec des teneurs en phosphates et nitrates dissous inférieures à $0,2 \text{ mmole/m}^3$. La présence de chlorophylle-a dans la couche euphotique est donc très discrète, presque toujours inférieure à $0,1 \text{ mg/m}^3$ en surface avec un maxima de l'ordre de $0,4 \text{ mg/m}^3$ à 150 mètres de profondeur ; cette exceptionnelle profondeur de la couche la plus productive est en elle-même une nette confirmation de la limpidité du milieu et partant, de sa faible charge en particules. L'intégration entre 0 et 250 mètres des concentrations en chlorophylle-a donne, pour la zone comprise entre 18 et 30° Sud un chiffre moyen proche de 15 mg/m^2 , ce qui situe l'écosystème de cette zone océanique comme un des moins productifs de la planète. La désertification de ce milieu apparaît comme une conséquence évidente des conditions thermohalines qui y règnent, puisque la couche chaude homogène atteint en général une profondeur de 150 à 200 mètres et qu'aucun système dynamique superficiel ou interne susceptible de perturber cette stratification n'a été décelé, même aux abords de la chaîne sous-marine des îles Australes. La structure thermique superficielle est caractérisée par une décroissance quasi-monotone de la température océanique entre 18 et 34° Sud, latitude à laquelle apparaît une première rupture thermique. Entre 35 et 36° Sud, cette chute brutale de la température et de la salinité de surface révèle l'existence d'une discontinuité hydrologique majeure. Les profils thermohalins verticaux confirment le changement de la nature des eaux, eaux tropicales au nord de 35° Sud, eaux de type tempéré parfaitement isohalines ($S = 34,75$) au sud ; cette discontinuité représente donc logiquement la convergence subtropicale sud, frontière hydrologique à partir de laquelle les eaux tempérées sont recouvertes, au fur et à mesure de leur progression vers l'équateur, par les eaux tropicales plus salées ($S > 35,35$) mais plus légères car plus chaudes ($T > 20^\circ\text{C}$). La figure 13 montre ainsi le passage progressif d'un système à l'autre lors des stations 16 ($36^\circ 34$ Sud), 15 et 17 (35° Sud) 20 et 25 (25° Sud) dans la bande méridienne 157° - 159° Ouest.

Sur le méridien 150°W , les profils T.S. indiquent également que la convergence subtropicale se situe entre les latitudes 35 et 36° Sud. Au plan de la dynamique des eaux, le système tropical est peu actif le long de 150°W , aucun vecteur supérieur à 40 cm/s n'ayant été mesuré, en surface ou en profondeur. Toutefois, de brusques rotations du vecteur courant apparaissent dans les profils verticaux de la zone de transition située à la base du maximum de salinité de l'eau subtropicale (profondeur moyenne : 150 mètres). Sur les méridiens 157 - 159°W , une couche dessalée et chaude recouvre au nord de 28° Sud, l'eau tropicale type. L'épaisseur de cette couche superficielle atteint 40 mètres à 22° Sud, avec une composante vectorielle dirigée vers l'est, donc contre les alizés dominants. Nos connaissances actuelles sur l'hydroclimat du Pacifique sud permettent de proposer que ce flux puisse représenter la branche terminale d'extension vers le sud-est du contre courant équatorial sud, qui pendant l'été austral s'écoule le long de la ZCPS et atteint le sud Polynésien. Au sud du tropique la dérive moyenne annuelle est également dirigée vers l'est (Courant du Pacifique Sud) avec une vitesse croissante avec la latitude.

REMERCIEMENTS

Les missions ont bénéficié de la coopération et de l'aide active :

- des commandants du MARARA et des équipages
- des Autorités Polynésiennes et d'Etat
- des Maires de certains atolls (TUAMOTU) et îles (MARQUISES)

Qu'ils soient ici tous remerciés.

Au plan scientifique nous nous félicitons du soutien et des financements apportés par :

les Responsables de la DIRCEN (DIRECTION des Centres d'Expérimentation Nucléaire), du Centre Essais (CEA), du SMSR et du SMCB

le Département TOA de l'ORSTOM

le LODYC (PARIS VI)