

50376
1977
174-1

50376
1977
174-1

THESE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES
ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

par

Pierre - Yves DESCHAMPS

*

TELEDETECTION DE LA TEMPERATURE DE LA SURFACE DE LA MER PAR RADIOMETRIE INFRA ROUGE



Soutenue le 27 mai 1977 devant la Commission d'examen

Membres du Jury

M. LACOMBE	<i>Président</i>
M. BERROIR	<i>Rapporteurs</i>
M. COANTIC	
Mme LENOBLE	
M. HERMAN	<i>Examineurs</i>
M. KAPLAN	

B.U. LILLE I



D 030 093874 7

DOYENS HONORAIRES de l'Ancienne Faculté des Sciences

MM. R. DEFRETIN, H. LEFEBVRE, M. PARREAU.

PROFESSEURS HONORAIRES des Anciennes Facultés de Droit
et Sciences Economiques, des Sciences et des Lettres

M. ARNOULT, Mme BEAUJEU, MM. BROCHARD, CHAPPELON, CHAUDRON, CORDONNIER, CORSIN, DECUYPER
DEHEUVELS, DEHORS, DION, FAUVEL, FLEURY, P. GERMAIN, GLACET, HEIM DE BALSAC, HOCQUETTE
KAMPE DE FERIET, KOUGANOFF, LAMOTTE, LASSERRE, LELONG, Mme LELONG, MM. LHOMME, LIEBAERT,
MARTINOT-LAGARDE, MAZET, MICHEL, PEREZ, ROIG, ROSEAU, ROUELLE, SAVARO, WATERLOT, WIEMAN,
ZAMANSKI.

PRESIDENTS HONORAIRES DE L'UNIVERSITE
DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

MM. R. DEFRETIN, M. PARREAU.

PRESIDENT DE L'UNIVERSITE
DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

M. M. MIGEON.

PROFESSEURS TITULAIRES

M. BACCHUS Pierre	Astronomie
M. BEAUFILS Jean-Pierre	Chimie Physique
M. BECART Maurice	Physique Atomique et Moléculaire
M. BILLARD Jean	Physique du Solide
M. BIAYS Pierre	Géographie
M. BONNEMAN Pierre	Chimie Appliquée
M. BONNOT Ernest	Biologie Végétale
M. BONTE Antoine	Géologie Appliquée
M. BOUGHON Pierre	Algèbre
M. BOURIQUET Robert	Biologie Végétale
M. CELET Paul	Géologie Générale
M. COEURE Gérard	Analyse
M. CONSTANT Eugène	Electronique
M. DEBOURSE Jean-Pierre	Gestion des Entreprises
M. DELATTRE Charles	Géologie Générale
M. DELHAYE Michel	Chimie Physique
M. DERCOURT Jean	Géologie Générale
M. DURCHON Maurice	Biologie Expérimentale
M. FAURE Robert	Mécanique
M. FOURET René	Physique du Solide
M. GABILLARD Robert	Electronique
M. GONTIER Gérard	Mécanique
M. GRANELLE Jean-Jacques	Sciences Economiques
M. GRUSON Laurent	Algèbre
M. GUILLAUME Jean	Microbiologie
M. HEUBEL Joseph	Chimie Minérale
M. LABLACHE-COMBIER Alain	Chimie Organique
M. LACOSTE Louis	Biologie Végétale
M. LANSRAUX Guy	Physique Atomique et Moléculaire
M. LAVEINE Jean-Pierre	Paléontologie
M. LEBRUN André	Electronique
M. LEHMANN Daniel	Géométrie

Mme LENOBLE Jacqueline	Physique Atomique et Moléculaire
M. LINDER Robert	Biologie et Physiologie Végétales
M. LOMBARD Jacques	Sociologie
M. LOUCHEUX Claude	Chimie Physique
M. LUCQUIN Michel	Chimie Physique
M. MAILLET Pierre	Sciences Economiques
M. MONTARIOL Frédéric	Chimie Appliquée
M. MONTREUIL Jean	Biochimie
M. PARREAU Michel	Analyse
M. POUZET Pierre	Analyse numérique
M. PROUVOST Jean	Minéralogie
M. SALMER Georges	Electronique
M. SCHILTZ René	Physique Atomique et Moléculaire
Mme SCHWARTZ Marie-Hélène	Géométrie
M. SEGUIER Guy	Electrotechnique
M. TILLIEU Jacques	Physique Théorique
M. TRIDOT Gabriel	Chimie Appliquée
M. VIDAL Pierre	Automatique
M. VIVIER Emile	Biologie Cellulaire
M. WERTHEIMER Raymond	Physique Atomique et Moléculaire
M. ZEYTOUNIAN Radyadour	Mécanique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M. BELLET Jean	Physique Atomique et Moléculaire
M. BKOUCHE Rudolphe	Algèbre
M. BODARD Marcel	Biologie Végétale
M. BOILLET Pierre	Physique Atomique et Moléculaire
M. BOILLY Bénoni	Biologie Animale
M. BRIDOUX Michel	Chimie Physique
M. CAPURON Alfred	Biologie Animale
M. CORTOIS Jean	Physique Nucléaire et Corpusculaire
Mme DACHARRY Monique	Géographie
M. DEPREZ Gilbert	Physique Théorique
M. DEVRAINNE Pierre	Chimie Minérale
Mme EVRARD Micheline	Chimie Appliquée
M. GOSSELIN Gabriel	Sociologie
M. GOUDMAND Pierre	Chimie Physique
M. GUILBAULT Pierre	Physiologie Animale
M. HERMAN Maurice	Physique Spatiale
Mme LEHMANN Josiane	Analyse
M. LENTACKER Firmin	Géographie
M. LEROY Jean-Marie	Chimie Appliquée
M. LOUAGE Francis	Electronique
M. MAIZIERES Christian	Automatique
Mlle MARQUET Simone	Probabilités
M. MIGEON Michel	Chimie Physique
M. MONTEL Marc	Physique du Solide
M. MONTUELLE Bernard	Biologie Appliquée
M. NICOLE Jacques	Chimie Appliquée
M. PAQUET Jacques	Géologie Générale
M. RACZY Ladislas	Electronique
M. ROUSSEAU Jean-Paul	Physiologie Animale
M. SLIWA Henri	Chimie Organique
M. WATERLOT Michel	Géologie Générale

MAITRES DE CONFERENCES (Et Chargés d'Enseignement)

M. ADAM Michel	Sciences Economiques
M. ANTOINE Philippe	Analyse
M. BART André	Biologie Animale
Mme BATTIAU Yvonne	Géographie

M. BEGUIN Paul	Mécanique
M. BONNELLE Jean-Pierre	Chimie
M. BOSCOQ Denis	Probabilités
M. BREZINSKI Claude	Analyse Numérique
M. BRUYELLE Pierre	Géographie
M. CARREZ Christian	Informatique
M. COQUERY Jean-Marie	Psycho-Physiologie
M. CORDONNIER Vincent	Informatique
M. COUTURIER Daniel	Chimie Organique
M. CRAMPON Norbert	Géologie
M. CROSNIER Yves	Electronique
M. DEBRABANT Pierre	Géologie Appliquée
M. DEGAUQUE Pierre	Electronique
M. DELORME Pierre	Physiologie Animale
M. DE PARIS Jean-Claude	Mathématiques
M. DHAINAUT André	Biologie Animale
M. DELAUNAY Jean-Claude	Sciences Economiques
M. DERIEUX Jean-Claude	Microbiologie
M. DOUKHAN Jean-Claude	Physique du Solide
M. DUBOIS Henri	Physique
M. DUEE Gérard	Géologie
M. DYMENT Arthur	Mécanique
M. ESCAIG Bertrand	Physique du Solide
M. FAKIR Sabah	Algèbre
M. FLAMME Jean-Marie	Technologie de Construction
M. FOCT Jacques	Génie Mécanique
M. FONTAINE Hubert	Physique
M. FONTAINE Jacques	Electronique
M. FOURNET Bernard	Biochimie
M. GAMBLIN André	Géographie
M. GERVAIS Michel	Gestion des Entreprises
M. GOBLOT Rémi	Algèbre
M. HECTOR Joseph	Géométrie
M. JACOB Gérard	Informatique
M. JOURNEL Gérard	Physique Atomique et Moléculaire
M. KREMBEL Jean	Biochimie
M. LAURENT François	Automatique
M ^{lle} LEGRAND Denise	Algèbre
M ^{lle} LEGRAND Solange	Algèbre
M. LEROY Yves	Electronique
M. LHENAFF René	Géographie
M. LOCQUENEUX Robert	Physique théorique
M. MACKE Bruno	Physique
M. MAHIEU Jean-Marie	Physique Atomique et Moléculaire
M. MESSELYN Jean	Physique Atomique et Moléculaire
M. MIGNOT Fulbert	Analyse Numérique
M. N'GUYEN VAN CHI Régine	Géographie
M. NOTELET Francis	Electrotechnique
M. NUSSEMBAUM Maurice	Sciences Economiques
M. PARSY Fernand	Mécanique
M. PAUPARDIN Colette	Biologie Physiologie Végétales
M. PECQUE Marcel	Chimie Physique
M. PERROT Pierre	Chimie Appliquée
M. PERTUZON Emile	Physiologie Animale
M. PETIT Francis	Chimie Organique
M. PONSOLLE Louis	Chimie Physique
M. POVY Lucien	Automatique
M. RICHARD Alain	Biologie
M. ROGALSKI Marc	Analyse
M. ROY Jean-Claude	Psycho-Physiologie
M. SIMON Michel	Sociologie
M. SOMME Jean	Géographie

M ^{le} SPIK Geneviève	Biochimie
M. STANKIEWICZ François	Sciences Economiques
M. STERBOUL François	Informatique
M. TAILLEZ Roger	Biologie
M. THERY Pierre	Electronique
M. TOP Gérard	Sciences Economiques
M. TOULOTTE Jean-Marc	Automatique
M. TREANTON Jean-René	Sociologie
M. VANDORPE Bernard	Chimie Minérale
M. VILLETTE Michel	Mécanique
M. WALLART Francis	Chimie
M. WERNER Georges	Informatique
M ^{me} ZIN-JUSTIN Nicole	Algèbre

Ce travail a été effectué sous la direction de Madame LENOBLE, Professeur à l'Université de LILLE I, Directeur du Laboratoire d'Optique Atmosphérique, qui m'y a accueilli, puis constamment guidé et soutenu aux cours de ces années de recherche. Je suis particulièrement heureux de pouvoir lui exprimer ici ma profonde reconnaissance.

Monsieur LACOMBE, Membre de l'Institut, Professeur au Museum National d'Histoire Naturelle, a bien voulu accepter de présider ce jury, et je le remercie d'autant plus respectueusement que ses conseils et ses critiques ont suivi ce travail qu'il a soutenu matériellement en tant que Directeur du Laboratoire d'Océanographie Physique.

Je dois à Monsieur LECOMTE d'avoir pris l'initiative de cette étude et d'y avoir constamment et passionnément collaboré ; il en a partagé les heures les plus critiques, et sa contribution y a été beaucoup plus grande que ne le fait apparaître la rédaction qui suit. Je le remercie de cette collaboration fructueuse et souhaite vivement qu'elle continue.

Monsieur KAPLAN, Professeur à l'Université de CHICAGO, me fait le très grand honneur de juger mon travail. Je le prie de trouver ici l'expression de mes sincères remerciements.

Monsieur COANTIC, Maître de Recherche au CNRS, et Monsieur BERROIR, Professeur à l'Université de PARIS VI, ont bien voulu exercer leur critique de spécialiste, et je les en remercie très vivement.

Si aujourd'hui Monsieur HERMAN, Professeur à l'Université de LILLE I, est mon examinateur, je lui dois d'avoir éveillé mon intérêt pour la recherche qu'il a à juger maintenant, et lui en suis fortement reconnaissant.

Ce travail a été financé par le Centre National pour l'Exploitation des Océans, où Messieurs VITUREAU et ROUSSEL ne se sont pas contentés de les soutenir matériellement mais ont apporté également une critique extra universitaire qui s'est avérée bénéfique. Je les prie de trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

Je remercie Monsieur le Professeur FAVRE d'avoir mis à notre disposition la soufflerie de l'Institut de la Mécanique Statistique de la Turbulence à Luminy, pour les mesures de refroidissement superficiel.

Ce travail est le résultat d'une recherche en équipe : Mademoiselle DEROO, Messieurs FOUQUART, FUSEY, GONZALES, PHULPIN, PANHALEUX, SERGENT, VANHOUTTE, VERWAERDE, VIOLLIER y ont largement contribué techniquement et intellectuellement. Je les remercie ainsi que tous mes collègues du Laboratoire d'Optique Atmosphérique, pour leur collaboration, et plus particulièrement Madame THEROUX, qui a assuré la frappe de ce texte.

Je remercie également les équipages des avions DC-7/AMOR du Centre d'Essais en Vol de Brétigny, et Monsieur METAYER, pilote du Britain Norman F-OSCB, ainsi que les diverses équipes scientifiques qui ont fourni des données pour cette étude : les océanographes de Laboratoire d'Océanographie Physique de Museum, Messieurs NOEL, STRETTA et VERCESI au Centre de Recherches Océanographiques d'Abidjan, Messieurs PASTRE et TOURNIER à l'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques de la Météorologie Nationale.

J'adresse enfin mes remerciements à tout le personnel de l'U.E.R. de Physique Fondamentale pour l'aide qu'il apporte à la réalisation des travaux de recherche.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

CHAPITRE I - GENERALITES SUR LA MESURE RADIOMETRIQUE DE TEMPERATURE DE SURFACE DE L'OCEAN

- I-1 - L'émission infrarouge d'un corps à température T
 - I-2 - La mesure radiométrique de la température de surface de l'eau : mise en évidence des termes d'erreur (Publication 1)
 - I-3 - Signification physique de la température radiométrique mesurée
 - 3-1 - Refroidissement superficiel
 - 3-2 - Echauffement diurne de la couche de surface
 - I-4 - Conclusion
- Bibliographie, chapitre I

CHAPITRE II - LA MESURE A PARTIR D'AVION

- II-1 - Présentation
 - II-2 - Revue des techniques de correction (Publication 2)
 - II-3 - Radiométrie infrarouge polarisée (Publication 3)
 - II-4 - Evaluation de l'erreur atmosphérique entre 10,5 et 12,5 μm
 - II-5 - Choix d'un capteur : scanner ou radiomètre ?
 - II-6 - Conclusion
- Bibliographie, chapitre II

CHAPITRE III - APPLICATIONS OCEANOGRAPHIQUES DU LEVE AERIEN DE TEMPERATURE DE SURFACE

- III-1 - Présentation générale
 - III-2 - Campagnes MEDOC
 - III-3 - Campagnes CAP LOPEZ
 - III-4 - Conclusion
- Bibliographie, chapitre III

CHAPITRE IV - MESURE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE A PARTIR DE SATELLITES :
ETUDE DE LA CORRECTION ATMOSPHERIQUE ENTRE 10 et 13 μm

- IV-1 - Introduction
- IV-2 - Importance des termes d'erreur
- IV-3 - Simulation de l'effet atmosphérique dans l'intervalle spectral 10-13 μm
 - 3-1 - Mise en équation
 - 3-2 - Modèle de transmission
 - 3-3 - Résultats
 - 3-3-1 - Variation annuelle au point K
 - 3-3-2 - Part de l'erreur introduite par les diverses couches de l'atmosphère
 - 3-3-3 - Corrélation entre l'erreur totale et la contribution des diverses couches
 - 3-4 - Tests du modèle
 - 3-4-1 - Comparaison à l'estimation empirique de la NOAA
 - 3-4-2 - Comparaison du modèle aux mesures effectuées par le V.H.R.R. des satellites NOAA
- IV-4 - Correction de l'erreur sur la température de surface due à l'émission atmosphérique
 - 4-1 - Correction de l'erreur atmosphérique à partir de données extérieures
 - 4-2 - Estimation statistique de la correction atmosphérique (publication 4)
 - 4-3 - Correction multispectrale entre 10 et 13 μm
 - 4-3-1 - Présentation
 - 4-3-2 - Simulation de la correction multispectrale à 2 canaux (10-13 μm) à partir des radio-sondages au point K
 - 4-3-3 - Optimisation d'un système multispectral à 2 canaux à partir des données du point K
 - 4-3-4 - Optimisation théorique de la correction multispectrale
 - Approximation utilisée
 - Effet de non linéarité

- Optimisation d'un système multispectral à 2 canaux
- Optimisation d'un système multispectral à 3 canaux
- Comparaison et discussion

IV-5 - Conclusion

Bibliographie, chapitre IV

CHAPITRE V - ETUDE DU REFROIDISSEMENT SUPERFICIEL DE L'EAU PAR RADIOMETRIE INFRAROUGE

V-1 - Introduction

V-2 - Présentation théorique du problème

2-1 - Epaisseur équivalente de la couche superficielle

2-2 - Constante de temps du phénomène

V-3 - Etude du refroidissement superficiel en présence de convection libre déclenchée par instabilité gravitationnelle

3-1 - Instabilité gravitationnelle et critère de RAYLEIGH

3-2 - Méthode expérimentale

3-3 - Résultats

3-4 - Comparaison à d'autres résultats

3-5 - Influence de la salinité

V-4 - Destruction de la couche superficielle sous l'influence du vent

4-1 - Mesures du refroidissement superficiel dans la soufflerie de l'I.M.S.T. à Luminy : description

4-2 - Résultats

4-3 - Comparaison à d'autres résultats

4-4 - Conclusion

V-5 - Influence du refroidissement superficiel sur les termes de l'échange

V-6 - Utilisation du refroidissement superficiel pour la mesure du flux perdu par la surface

V-7 - Conclusion

Bibliographie, chapitre V

CHAPITRE VI - DETECTION DE NAPPES D'HYDROCARBURES PAR RADIOMETRIE
INFRAROUGE
(publication 5)

ANNEXE - MODELE DE TRANSMISSION ATMOSPHERIQUE ENTRE 10 ET 13 μm

CONCLUSION

INTRODUCTION

L'immense étendue que constitue les océans est un désert quasiment inhabité ; la connaissance que nous avons du milieu n'est bien souvent que très localisée dans le temps et l'espace, et tout l'art de l'océanographe réside dans sa capacité à étendre et à généraliser des résultats ponctuels à l'ensemble du milieu fluide. Alors que les possibilités d'intervention de l'homme sur l'océan sont limitées par la vitesse de déplacement d'un navire, le vecteur aérospatial offre le moyen de prospecter rapidement de très grandes étendues.

Mais ayant perdu le contact physique avec l'eau, on est obligé de faire appel à la télédétection, c'est-à-dire à la mesure à distance d'un certain nombre de paramètres du milieu marin par l'intermédiaire des ondes électromagnétiques interagissant avec ce milieu. Malheureusement la pénétration de ces ondes dans l'eau de mer est relativement faible et on n'a accès directement qu'à des paramètres de surface : température de surface dans la partie infrarouge et hertzienne du spectre, propriétés optiques de la couche de surface dans la partie visible.

La télédétection de la température de surface par radiométrie infrarouge permet de préciser l'étendue horizontale d'un certain nombre d'événements océanographiques (remontées d'eaux froides, fluctuations tourbillonnaires des frontières de courants, ...) étudiés jusqu'ici de façon plus statique et approfondie par le navire océanographique. Quelques bons exemples ont ainsi été fournis durant les deux dernières décennies, plus particulièrement sur des cas où l'amplitude du front thermique était assez importante pour que les problèmes de précision liés à l'emploi de la télédétection par radiométrie infrarouge puissent être ignorés. Pourtant si nous désirons élargir le champ d'application de cette nouvelle technique et essayer de répondre aux souhaits de l'océanographe habitué à travailler avec des températures ayant deux chiffres après la virgule, un gros effort de méthodologie reste à faire pour corriger et éliminer les diverses causes d'erreur que comporte la mesure radiométrique.

Une seconde motivation nous pousse à améliorer la précision de la télédétection de la température de surface. Les variations clima-

tiques de notre globe sont fortement influencées par la température de surface que définit un certain nombre de paramètres au bas de l'atmosphère. Une variation de 1 K est de ce point de vue significative, et la télédétection de la température de surface de l'ensemble du globe peut fournir sinon la réponse, du moins un des éléments de réponse, à l'incertitude sur l'évolution actuelle du climat de notre planète. Ceci n'est possible qu'avec une précision accrue de cette mesure : le premier pas sera fait en 1977 avec le lancement prévu de TIROS-N qui comportera un système radiométrique (AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer) devant fournir une précision absolue de 1 K sur les températures de surface de l'ensemble du globe. Mais là aussi l'état actuel de la technique, bien qu'en pleine évolution, est sans aucun doute encore en deçà des désirs exprimés par la discipline et nous invite à dépasser les résultats actuels.

Le travail qui suit a essentiellement pour objectif d'améliorer la précision des mesures radiométriques et le premier chapitre discute des sources d'erreurs possibles : facteurs technologiques (bruit radiométrique et précision de l'étalonnage de l'instrument), facteurs liés à la signification radiométrique du rayonnement mesuré (influence de l'émissivité infrarouge de la surface de la mer, et de l'émission des gaz absorbants sur le trajet radiométrique), facteurs liés à la signification physique de la température superficielle mesurée (variation diurne de la température de surface, phénomène dit de "refroidissement superficiel").

Un deuxième chapitre expose les diverses méthodes qu'il est possible de mettre en œuvre pour la mesure à partir d'un avion. L'effet principal est alors lié à l'émissivité de la surface de la mer et une partie du rayonnement détecté provient du ciel après réflexion sur la surface. La correction peut être faite en employant un radiomètre annexe visant le ciel, ou éliminée en visant la mer à l'angle de BREWSTER ($\approx 45^\circ$) avec un radiomètre à polarisation tel qu'il a été réalisé et essayé au laboratoire. L'émission sur le trajet atmosphérique peut être paramétrisée et calculée, avec une précision suffisante à partir des mesures de température et d'humidité de l'air faites par l'avion. Le choix du capteur lui-même est brièvement discuté : qu'apporte le scanner ou radiomètre à balayage latéral du point de vue de la mesure aérienne ? Nous avons appliqué ces méthodes de mesure lors de plusieurs campagnes de levé aérien de température de surface.

Le troisième chapitre après une revue des applications à

l'océanographie, expose les résultats que nous avons obtenus pour deux exemples caractéristiques. Le premier concerne les levés aériens faits dans le cadre des campagnes MEDOC (1972-1973) qui constituent un excellent test des méthodes de mesure par radiométrie infrarouge puisque l'amplitude totale des variations de la température de surface sur la zone considérée ne dépasse pas 1 K et que des variations de 0,1 K sont significatives. Le second exemple concerne le Golfe de Guinée (Cap Lopez) et est typique de l'application à un phénomène d'amplitude très marquée mais dont la rapidité de l'évolution échappe à l'observation à partir d'un navire océanographique ; ces résultats sont également exemplaires car ils permettent d'envisager d'explorer de façon opérationnelle des zones souvent peu connues et qui sont cependant le siège d'une forte productivité biologique.

L'utilisation du satellite comme vecteur pour l'observation de la température de surface a l'immense avantage de fournir une vue globale de l'ensemble des surfaces marines. Les principales sources d'erreur, en dehors du bruit radiométrique et de la précision de l'étalonnage, sont alors la présence de nuages dans le champ de vue de l'instrument et l'influence de l'émission des gaz absorbants, principalement de la vapeur d'eau sur l'ensemble du trajet atmosphérique. L'élimination des nuages fait principalement appel à un traitement statistique des données. L'erreur due à l'émission de l'atmosphère est plus spécialement envisagée dans le quatrième chapitre. Ses caractéristiques sont étudiées à partir d'une statistique de radiosondages au point K (navire météorologique stationnaire). Plusieurs méthodes d'élimination sont discutées : calcul à partir de radiosondages, corrélations statistiques à d'autres quantités mesurables, correction multispectrale. Cette dernière méthode a particulièrement retenu notre attention car elle sera employée par l'expérience AVHRR sur le satellite TIROS - N (1977), et le choix des longueurs d'onde et du nombre des canaux est discuté en fonction de la précision obtenue.

La réalisation de radiomètres infrarouges ayant une bonne précision nous a conduit à les utiliser pour étudier le phénomène de refroidissement superficiel de la surface de l'eau, (chapitre V). Cette étude a été faite en laboratoire sur une cuve pour obtenir la limite naturelle de l'épaisseur de la couche superficielle thermique, due à la convection déclenchée par instabilité gravitationnelle. La turbulence induite par le vent tend à détruire cet effet et ceci a été observé dans la soufflerie

de l'I.M.S.T. de Luminy. Les conséquences du refroidissement sur l'évaluation des termes de l'échange océan-atmosphère sont discutées.

La détection infrarouge de nappes d'hydrocarbures en mer fait l'objet d'un dernier chapitre. On discute des effets utilisables pour cette détection : plus faible émissivité des hydrocarbures, refroidissement superficiel plus important. On propose des améliorations aux systèmes existants essayés lors d'expériences aériennes de détection.

★
★ ★

CHAPITRE I

GENERALITES SUR LA MESURE RADIOMETRIQUE DE TEMPERATURE DE SURFACE DE L'OCEAN

I-1 - L'EMISSION INFRAROUGE D'UN CORPS A TEMPERATURE T

Le rayonnement infrarouge émis par un corps à la température absolue T est régi par un certain nombre de lois que nous rappelons très brièvement. On trouvera une description plus complète dans HOLTER et al (1962), SMITH et al (1958).

Nous nous intéressons à la mesure de la température d'un corps noir par l'intermédiaire du rayonnement infrarouge qu'il émet selon les lois dites du "corps noir".

Ces lois précisent que le flux énergétique du rayonnement W émis par un corps noir ne dépend que de sa température T

$$W(T) = \sigma T^4 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad , \quad (\text{I-1})$$

avec σ , constante de STEFAN-BOLTZMAN,

$$\sigma = 5,7.10^{-8} \quad \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4} \quad ,$$

et que l'intensité de ce rayonnement, ou luminance énergétique, est indépendante de la direction dans laquelle il est émis

$$B(T) = \frac{\partial W}{\partial \omega} = \frac{\sigma T^4}{\pi} \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}) \quad . \quad (\text{I-2})$$

La répartition spectrale de ce rayonnement, ou luminance énergétique monochromatique B_λ ou B_ν , est donnée par la formule de PLANCK

$$B_\lambda(T) = \frac{\partial B}{\partial \lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)} \quad (\text{W.m}^{-3}.\text{sr}^{-1}) \quad , \quad (\text{I-3})$$

$$B_\nu(T) = \frac{\partial B}{\partial \nu} = \frac{2hc^2 \nu^3}{\nu^2 \left(e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1 \right)} \quad (\text{W.m}^{-1}.\text{sr}^{-1}) \quad ,$$

si l'on préfère exprimer les valeurs monochromatiques en fonction du nombre d'onde $\nu = \frac{1}{\lambda}$;

h est la constante de PLANCK, $h = 6,62.10^{-34}$ J.s,
 c la vitesse de la lumière, $c = 3.10^8$ m.s⁻¹
 k est la constante de BOLTZMANN, $k = 1,38.10^{-23}$ J.K⁻¹.

La luminance monochromatique présente un maximum pour

$$\lambda_{\max} \cdot T = 2897 \text{ (m.K)} \quad (\text{I-4})$$

ce qui correspond à 0,5 μm pour $T = 6000$ K (cas du soleil) et à 10 μm pour $T = 300$ K (émission de la terre).

Corps gris

Un corps gris est un corps qui émet un rayonnement inférieur à celui du corps noir : on lui attribue alors un coefficient d'émissivité ϵ , inférieur à 1, et la formule (I-1) devient

$$W = \epsilon \sigma T^4 \quad (\text{I-5})$$

Nous noterons sa luminance énergétique par

$$I = \epsilon B = \frac{\epsilon \sigma T^4}{\pi} \quad (\text{I-6})$$

En général l'émissivité peut elle-même être fonction de la longueur d'onde

$$I_{\lambda} = \epsilon_{\lambda} B_{\lambda} \quad (\text{I-7})$$

Cas de l'eau

D'après les lois de KIRCHOFF, tout corps émet comme il absorbe, et il s'ensuit que la surface émettrice réfléchit une partie du rayonnement incident avec un coefficient de réflexion

$$r_{\lambda} = (1 - \epsilon_{\lambda}) \quad (\text{I-8})$$

Si le corps gris est constitué par la surface d'un diélectrique d'indice n_{λ}

connu, r_λ et ϵ_λ peuvent être calculés. Ce sera le cas pour l'eau ; r_λ et ϵ_λ dépendent évidemment de la longueur d'onde, mais aussi de l'angle d'incidence sur le milieu, et des paramètres de rugosité de la surface (état de la mer) qui définissent une réflexion plus ou moins spéculaire ou diffuse.

Cas de l'atmosphère

L'atmosphère absorbe une partie du rayonnement incident et on appellera a_λ cette absorption. En appliquant les lois de KIRCHOFF, il s'ensuit qu'elle réémet à sa température propre, selon le même coefficient a_λ : sa transmission est

$$t_\lambda = 1 - a_\lambda \quad (I-9)$$

Si I_{λ_0} est le rayonnement incident à la base, le rayonnement émergent I_λ au sommet est

$$I_\lambda = t_\lambda I_{\lambda_0} + a_\lambda B_\lambda(T) \quad (I-10)$$

L'atmosphère n'étant pas homogène, on devra en général intégrer cette relation sur l'ensemble du trajet atmosphérique, par exemple de p_1 à p_2 (niveau de pression limitant la couche considérée)

$$I_\lambda = t_\lambda(p_1, p_2) I_{\lambda_0} - \int_{p_1}^{p_2} B_\lambda(T(p)) \cdot \frac{d\epsilon_\lambda(p_1, p_2)}{dp} dp. \quad (I-11)$$

I-2 - LA MESURE RADIOMETRIQUE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DE L'EAU : MISE EN EVIDENCE DES TERMES D'ERREUR

La mesure de luminance énergétique émise par un corps au moyen d'un radiomètre infrarouge permet de connaître sa température par l'intermédiaire de la dépendance de la fonction de PLANCK $B_\lambda(T)$ à la température T , si l'on connaît les propriétés du corps considéré : émissivité ou absorption monochromatique.

La précision de la mesure de température de surface dépend de la connaissance de ces propriétés, mais aussi des facteurs technologiques propres au radiomètre employé. Ces derniers ont été discutés plus en détail par DESCHAMPS

(1968) lors de la réalisation d'un radiomètre, et nous rappelons simplement que les deux caractéristiques essentielles caractérisant l'appareil sont le bruit de la mesure ramené à son équivalent en température et exprimé en NET (Noise Equivalent Temperature), et la précision de l'étalonnage en température. Le (NET) est lié à la qualité du détecteur employé et de l'électronique associée ; la précision de l'étalonnage dépend du soin apporté à la calibration et de la fidélité de cet étalonnage qui repose sur le choix et la disposition des composants optiques employés. On rencontre couramment des valeurs de (NET) comprises entre 0,01 et 0,5 K et de précision sur l'étalonnage entre 0,1 et 1 K. Ces ordres de grandeurs sont utiles pour les comparer à l'importance des autres sources d'erreur.

Dans la publication (publication 1) qui suit, on a mis en évidence les deux termes d'erreur liés à la définition du rayonnement infrarouge mesuré. Ils sont dus à :

- l'émissivité de la surface de la mer,
- l'émission des gaz atmosphériques sur le trajet entre l'appareil et la surface de l'eau.

PUBLICATION I

"PROPAGATION LIMITATIONS IN REMOTE SENSING" - AGARD CONF. PROC. N° 90,
AGARD, CP-90-71, 24-1 A 9

Interprétation des mesures de température de la mer
par radiométrie infrarouge *

P.Y. DESCHAMPS, P. LECOMTE, J.C. VANHOUTTE
Laboratoire d'Optique Atmosphérique - Université des
Sciences et Techniques de Lille - France.
Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum
43, rue Cuvier - Paris Ve.

-.-.-.-.-

Résumé

On étudie la correction qui doit être apportée à une mesure radiométrique de température de surface de la mer pour obtenir la température réelle. La première cause d'erreur est la réflexion sur la surface, du rayonnement du ciel ; elle est étudiée à partir des mesures effectuées au niveau de la mer. La deuxième cause d'erreur est la transmission de la couche d'air entre la mer et le radiomètre ; elle est évaluée théoriquement. On espère en effectuant ces corrections pouvoir déduire la température absolue de surface à partir de mesures aériennes avec une précision de l'ordre de 0,1 degré.

1/ Introduction

Le travail que nous présentons ici a pour but de préciser les erreurs intervenant lors d'une mesure aérienne de la température de la mer, par radiométrie infrarouge. Celle-ci permet couramment d'obtenir une bonne résolution en valeur relative (quelques centièmes de degré C), malheureusement la précision sur la température absolue de l'eau est beaucoup moins bonne (1 ou 2 degrés C). Il semble assez important d'évaluer les corrections nécessaires, pour obtenir une précision absolue de l'ordre de 0,1 degré C, susceptible d'intéresser vivement les océanographes.

2/ Mise en évidence des termes d'erreur

Un radiomètre est généralement étalonné en mesurant le rayonnement I émis par un corps noir à la température T , dans un domaine spectral où la fonction filtre du radiomètre a une transmission τ_λ . Nous appellerons $I_\lambda(T)$ la luminance monochromatique énergétique du corps noir à la température T .

$$I(T) = \int_0^\infty \tau_\lambda I_\lambda(T) d\lambda \quad (1)$$

La mer est un corps noir imparfait et a une émissivité ϵ_λ . Le rayonnement émis par l'eau à la température T est en réalité :

$$I'_\lambda(T) = \epsilon_\lambda I_\lambda(T) + (1-\epsilon_\lambda) I_{\lambda S} = I_\lambda(T) + (1-\epsilon_\lambda) (I_{\lambda S} - I_\lambda(T)) \quad (2)$$

où $I_{\lambda S}$ est la luminance énergétique monochromatique du rayonnement émis par le ciel et reçu à la surface de la mer.

L'atmosphère n'est pas parfaitement transparente, et la luminance effectivement reçu par l'appareil placé à l'altitude z est :

$$I''_\lambda(T) = \tau_{\lambda a}(z) (I'_\lambda(T)) - \int_0^z \tau_{\lambda a}(\xi) \frac{d\tau_{\lambda a}(\xi)}{d\xi} d\xi \quad (3)$$

où $\tau_{\lambda a}(\xi)$ est la transmission monochromatique d'une couche atmosphérique d'épaisseur ξ , et $T_a(\xi)$ la température de l'air à la distance ξ de l'appareil, donc à l'altitude $z - \xi$.

* Ce travail a fait l'objet d'une aide financière de la part du Centre National pour l'Exploitation des Océans.

24-2

En tenant compte de (1) et de $\tau_{\lambda a}(z) = 1 + \int_0^z \frac{d\tau_{\lambda a}(\xi)}{d\xi} d\xi$, on aboutit à l'expression :

$$I''(T) = I_{\lambda}(T) + (1-\epsilon_{\lambda}) (I_{\lambda S} - I_{\lambda}(T)) - \int_0^z (I_{\lambda}(T_a(\xi)) - I'_{\lambda}(T)) \frac{d\tau_{\lambda a}(\xi)}{d\xi} d\xi \quad (4)$$

Le rayonnement I'' reçu par l'appareil est alors

$$I''(T) = I(T) + \int_0^{\infty} \tau_{\lambda}(1-\epsilon_{\lambda})(I_{\lambda S} - I_{\lambda}(T)) d\lambda - \int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \int_0^z (I_{\lambda}(T_a(\xi)) - I'_{\lambda}(T)) \frac{d\tau_{\lambda a}(\xi)}{d\xi} d\xi d\lambda \quad (5)$$

On voit ainsi apparaître deux termes d'erreurs correspondant l'un à la réflexion sur la surface de l'eau, l'autre à la transmission de l'atmosphère.

La mesure de $I''(T)$ conduit en se rapportant à l'étalonnage effectué à l'aide d'un corps noir, à une température radiométrique apparente de l'eau T_{rad} , et nous avons donc une erreur ΔT

$$\Delta T = T_{rad} - T \quad (6)$$

avec

$$I''(T) = I(T_{rad}) \quad (7)$$

En utilisant un développement limité au premier ordre au voisinage de T :

$$I''(T) - I(T) = (T_{rad} - T) \frac{dI(T)}{dT} = \Delta T \int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} d\lambda \quad (8)$$

d'où en utilisant (5)

$$\Delta T = \Delta T_{réfl} + \Delta T_{trans} \quad (9)$$

$$\Delta T_{réfl} = \frac{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda}(1-\epsilon_{\lambda})(I_{\lambda S} - I_{\lambda}(T)) d\lambda}{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} d\lambda}, \text{ erreur due à la réflexion.} \quad (10)$$

$$\Delta T_{trans} = - \frac{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \int_0^z (I_{\lambda}(T_a(\xi)) - I'_{\lambda}(T)) \frac{d\tau_{\lambda a}(\xi)}{d\xi} d\xi d\lambda}{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} d\lambda}, \text{ erreur due à la transmission.}$$

L'erreur due à la réflexion apparaît de la même façon quelque soit l'altitude de l'appareil et nous l'avons étudiée systématiquement pour l'interprétation de nos mesures effectuées en Méditerranée sur la Bouée Laboratoire du CNEXO (1) ; les résultats de ce travail sont résumés dans le paragraphe 3.

Pour l'erreur due à la transmission qui n'apparaît que pour les mesures faites en avion, nous ne disposons pas encore de résultats expérimentaux et nous présenterons seulement une première évaluation théorique dans le paragraphe 4.

3/ Erreur due à la réflexion sur la surface de l'eau

Dans l'expression (10) le dénominateur dépend très peu de la température T de l'eau dans une gamme assez large de température et peut être calculé théoriquement pour les conditions moyennes d'une campagne. Seul le numérateur dépend des conditions expérimentales de chaque mesure. S'il est assez difficile de le mesurer, une autre quantité est directement accessible :

$$\int_0^{\infty} \tau_{\lambda}(I_{\lambda S} - I_{\lambda}(T)) d\lambda = \Delta W \quad (12)$$

et nous allons définir un coefficient ϵ^* tel que

$$\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} (1 - \epsilon_{\lambda}) (I_{\lambda S} - I_{\lambda}(T)) d\lambda = (1 - \epsilon^*) \int_0^{\infty} \tau_{\lambda} (I_{\lambda S} - I_{\lambda}(T)) d\lambda \quad (13)$$

Il est évident que cet ϵ^* dépendra de la répartition spectrale de $I_{\lambda}(T)$ qui se modifie très légèrement avec T , et surtout de celle de $I_{\lambda S}$ très variable selon l'état du ciel. L'introduction de ϵ^* ne présente évidemment d'intérêt que si ces variations sont assez faibles, ce qui sera vérifié plus loin.

3-1/ Etude théorique

Le coefficient ϵ^* peut être calculé théoriquement, si on se fixe la température de la mer et le rayonnement du ciel $I_{\lambda S}$. C'est ce que nous avons fait à titre d'exemple pour deux modèles de ciel (clair et couvert) établis de façon empirique à partir des données de OETJEN et Coll (2). Nous avons pris le cas d'une réflexion parfaitement spéculaire sur une surface plane. Le coefficient de réflexion monochromatique nous a été communiqué par PONTIER (3). La courbe de transmission spectrale du filtre utilisé (8-14 microns) est donnée en figure (1). Nous avons obtenu pour $T = 285$ K les résultats donnés au tableau 1.

Tableau 1

	ΔW $\mu W \text{ cm}^{-2} \text{ sr}^{-1}$	$1 - \epsilon^*$
ciel clair	2090	0,0135
ciel couvert	1080	0,0126

3-2/ Etude expérimentale

La figure (2) donne le schéma synoptique du radiomètre réalisé au laboratoire (4) et utilisé sur la Bouée-Laboratoire du CNEOX ; la précision sur la mesure de la température apparente est de l'ordre de $\pm 0,02$ degré C. Simultanément pour mesurer l'énergie émise par le ciel nous avons construit un radiomètre auxiliaire très simple composé essentiellement d'une thermopile Kipp placée dans une enceinte thermostatée et utilisant un filtre ayant la même bande passante que celle du radiomètre principal.

De très nombreuses mesures ont été effectuées, et nous ne présenterons ici que les résultats pour la période du 1er au 15 février 1970. Les données recueillies sont réparties en classes selon les paramètres météorologiques suivants : vent, écart entre température de l'eau et de l'air, humidité, afin de dégager leur influence. Une première étude a permis de se rendre compte que le seul paramètre important était le vent. Pour chaque classe de vent (0 à 3, 4 à 7, 8 à 15, 16 à 34 et au delà de 35 noeuds), on a tracé le nuage de point représentant ΔT en fonction de ΔW . La figure 3 montre l'allure d'un de ces nuages ; $\Delta T = T_{\text{eau}} - T_{\text{rad}}$ est la différence existante entre la température de l'eau mesurée par un moyen classique à quelques centimètres au dessous de la surface et la température de l'eau mesurée à l'aide du radiomètre ; ΔW est la différence entre l'énergie émise par le ciel et l'énergie émise par l'eau définie par (12) et mesurée avec le radiomètre auxiliaire.

Les nuages de points ont été exploités par une méthode de moindres carrés pour obtenir une droite de régression représentant au mieux ΔT en fonction de ΔW . Les résultats sont présentés dans le tableau 2.

Tableau 2

Vent (noeuds)	0-3	4 - 7	8 - 15	16 - 34	35 - 98
Nombre de mesures	588	145	1112	1486	472
Pente de la droite	3745	3208	3109	2385	2200
$1 - \epsilon^*$	0,0202	0,0174	0,0168	0,0129	0,0117
Ordonnée à l'origine °C	+ 0,07	- 0,02	+ 0,02	+ 0,06	+ 0,06
Coefficient de corrélation	0,818	0,908	0,895	0,750	0,729

On a représenté sur le même graphique (figure 4), la courbe obtenue à partir du calcul théorique et les droites correspondantes aux différentes classes de vent.

3-3/ Discussion

On trouve donc expérimentalement une relation linéaire entre ΔW et ΔT , qui peut permettre d'expliquer totalement (puisque l'ordonnée à l'origine des droites est pratiquement nulle) la différence entre la température radiométrique et la température de la masse d'eau par la réflexion à la surface du rayonnement du ciel ; ceci exige d'admettre un coefficient de réflexion de la surface variant de 0,020 par calme plat à 0,012 par mer fortement agitée.

Par contre le coefficient de réflexion théorique pour une surface plane d'eau pure n'est que de 0,013 ; si on effectue la correction sur nos mesures avec ce coefficient, il reste une différence de température entre la masse et la surface de l'ordre de 0,4 °C maximum par temps clair et mer calme.

Deux hypothèses sont donc possibles :

- le coefficient de réflexion de la mer est voisin de 0,013 et la différence de température restant entre la masse et la surface est réelle ; le fait qu'elle soit proportionnelle à ΔW signifierait qu'elle est due à un refroidissement radiatif de surface ; l'agitation tendrait à empêcher l'établissement de cette couche froide de surface ;
- le coefficient de réflexion de la mer varie entre 0,012 et 0,020 suivant son état et la température réelle de surface est bien égale à celle de la masse.

Pour choisir entre ces deux hypothèses, il faut une étude précise du coefficient de réflexion de la mer ; cette étude est en cours. Quand on en aura les résultats, on pourra calculer le $\Delta T_{\text{réfl}}$ à partir de ΔW avec une précision de l'ordre de 0,05 °C.

4/ Erreur due à la transmission de l'atmosphère

Nous avons vu que l'erreur due à la transmission pouvait s'exprimer par la formule (11). Nous poserons

$$I'_{\lambda}(T) = I_{\lambda}(T') \quad (14)$$

ou T' est la température apparente de l'eau au niveau de l'eau

$$T' = T + \Delta T_{\text{réfl}} = T \quad (15)$$

car l'erreur due à la réflexion est toujours inférieure au degré C. Au premier ordre près,

$$I_{\lambda}(T_a(\xi)) - I_{\lambda}(T') = (T_a(\xi) - T') \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} \quad (16)$$

d'où

$$\Delta T_{\text{trans}} = - \int_0^z (T_a(\xi) - T') \frac{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} \frac{d\tau_{\lambda a}(\xi)}{d\xi} d\lambda}{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} d\lambda} d\xi \quad (17)$$

En posant

$$\tau^{\#}(\xi) = \frac{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} \tau_{\lambda a}(\xi) d\lambda}{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \frac{dI_{\lambda}(T)}{dT} d\lambda} \quad (18)$$

on peut écrire

$$\Delta T_{\text{trans}}(z) = - \int_0^z (T_a(\xi) - T') \frac{d\tau^{\#}(\xi)}{d\xi} d\xi \quad (19)$$

Nous avons calculé à titre d'exemple $\tau^{\#}(\xi)$ pour le filtre de la figure 1 en tenant compte de l'absorption du CO_2 (concentration $3,3 \cdot 10^{-4}$) et de la vapeur d'eau avec diverses concentrations (5, 10, 20 g.m^{-3}). La figure 5 donne $(1 - \tau^{\#}(\xi))$ dans les différentes conditions, en fonction de ξ exprimé en mètres. Nous avons utilisé les données de WYATT et PLASS (5) pour l'absorption du CO_2 et celles de SAIEDY (6) pour l'absorption de H_2O .

La figure 5 montre que la plus grande partie de l'absorption se produit dans les 100 ou 200 premiers mètres, près de l'observateur.

Dans le cas d'une couche d'air à température homogène T_a , l'erreur s'exprime simplement par

$$\Delta T_{\text{trans}}(z) = (1 - \tau^{\#}(z)) (T_a - T') \quad (20)$$

Le cas le plus fréquent est celui d'un gradient linéaire de température entre l'eau et l'altitude de l'observation.

$$T_a(z) = T + \alpha z \quad (21)$$

nous avons calculé l'erreur en fonction de l'altitude z pour ce cas à partir de (19).

Sur la figure 6, on a $\frac{\Delta T_{\text{trans}}(z)}{\alpha}$ en fonction de z pour diverses concentrations de vapeur d'eau. On a cherché à en donner une expression analytique approchée et l'on trouve :

$$\Delta T_{\text{trans}}(z) = (T_a(z) - T) (0,052 + (0,031 + 0,0036 p)z) \quad (22)$$

où z est l'altitude de la mesure exprimée en km, p est la concentration de vapeur d'eau en g.m^{-3} . Cette formule empirique a l'avantage d'exprimer le terme correctif à partir de paramètres facilement mesurables ; il reste évidemment à la tester expérimentalement.

Il faut souligner que les calculs ont été faits sur un filtre passant de 8 à 14 microns, et que l'atmosphère présente une forte absorption due au CO_2 à partir de 12,5 microns. Les valeurs de $1 - \tau^{\#}(z)$ et le ΔT_{trans} seraient beaucoup plus faibles si l'on limitait la bande passante du filtre à 12,5 microns.

5/ Conclusion

Nous avons mis en évidence deux types d'erreurs intervenant au cours de la mesure radiométrique à distance de la température de la mer. Chacune de ces erreurs peut-être évaluée séparément à partir de paramètres mesurables au niveau de l'avion :

24-6

- énergie reçue du ciel dans la même bande spectrale que le radiomètre (I_{AS} varie peu avec l'altitude),
- température de l'air et humidité,
- altitude du vol,
- éventuellement état de la mer,
- et d'une connaissance approximative de la température T de la mer.

Nous pensons que l'erreur due à la réflexion à la surface de l'eau peut-être évaluée à $\pm 0,05$ degré C, à l'aide de coefficients trouvés expérimentalement. L'erreur due à la transmission de l'atmosphère devrait pouvoir être appréciée avec une précision équivalente, à partir d'une formule semblable à celle qui est proposée. Il serait donc possible d'espérer une précision absolue de $\pm 0,1$ degré C sur la mesure aérienne de la température de l'eau dans la fenêtre atmosphérique autour de 10 microns.

Une autre méthode de correction de la température radiométrique a été proposée par SAUNDERS (7): par inclinaison du radiomètre d'un angle de 60° autour de la verticale, on double statistiquement les deux erreurs. La précision d'une telle correction serait de l'ordre de 0,2 degré C. Cependant elle présente les inconvénients suivants :

- l'angle de 60° doit être repéré avec une bonne précision, l'erreur variant très rapidement autour de cet angle ; or l'assiette d'un avion est susceptible de variations
- l'erreur de réflexion est évaluée en utilisant le fait que le coefficient de réflexion double au voisinage de l'incidence 60° . Dans le cas d'un ciel variable et partiellement nuageux, cette méthode devient peu sûre.

Pour ces raisons, il nous semble qu'il sera possible d'obtenir une meilleure précision en essayant de corriger chacun des termes séparément et de façon continue, comme nous l'avons indiqué.

Références

- 1 - LECOMTE P., DESCHAMPS P.Y. - Mesure de la température superficielle de l'océan au moyen d'un radiomètre infrarouge. - Cahiers Océanographiques XXII, 2, p 155, février 1970.
- 2 - OETJEN R.R., BELL E.E., YOUNG J., EISNER L. - Spectral Radiance of Sky and Terrain at Wavelengths between 1 and 20 Microns. - Journal of the Optical Society of America, vol 50, n° 12, p 1308, 1960.
- 3 - PONTIER L., DECHAMBENOY C. - Mesure du pouvoir réflecteur monochromatique de l'eau sous incidence normale entre 1 et 38 microns. - Annales de Géophysiques, vol 51, n° 3, p 462, 1965.
- 4 - DESCHAMPS P.Y. - Thèse de 3ème cycle - Lille - 1968.
- 5 - STULL V.N., WYATT P.J., PLASS G.N. - The Infrared Transmittance of Carbon Dioxide. - Applied Optics, vol 3, n° 2, p 243, 1964.
- 6 - SAIEDY F. - Thesis - London - 1960.
- 7 - SAUNDERS P.M. - Aerial Measurement of Sea Surface Temperature. - Journal of Geophysical Research, vol 72, n° 16, p 4109, 1967.

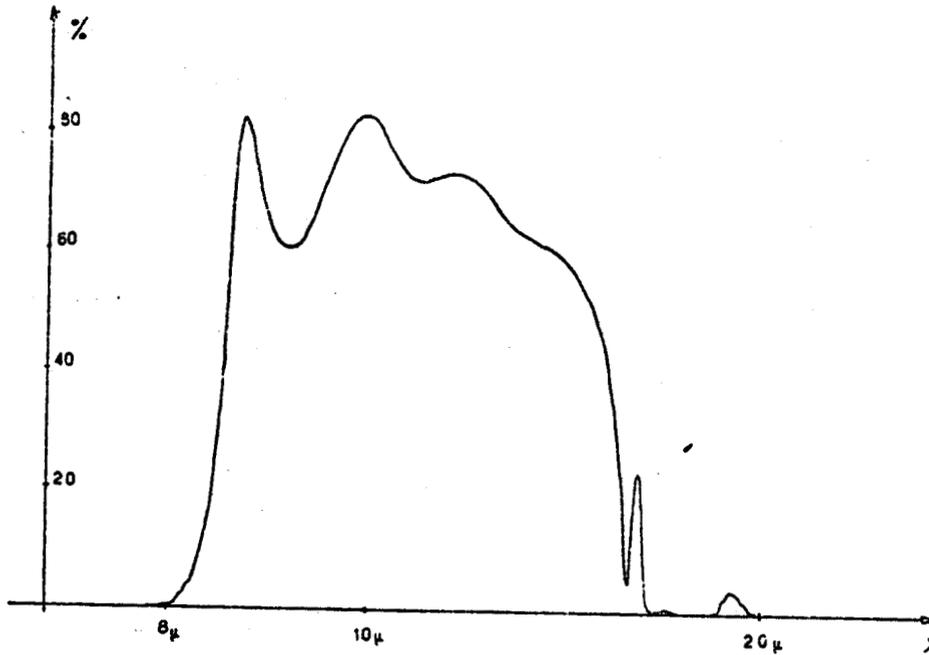


Figure 1 Transmission du filtre fonction de la longueur d'onde.

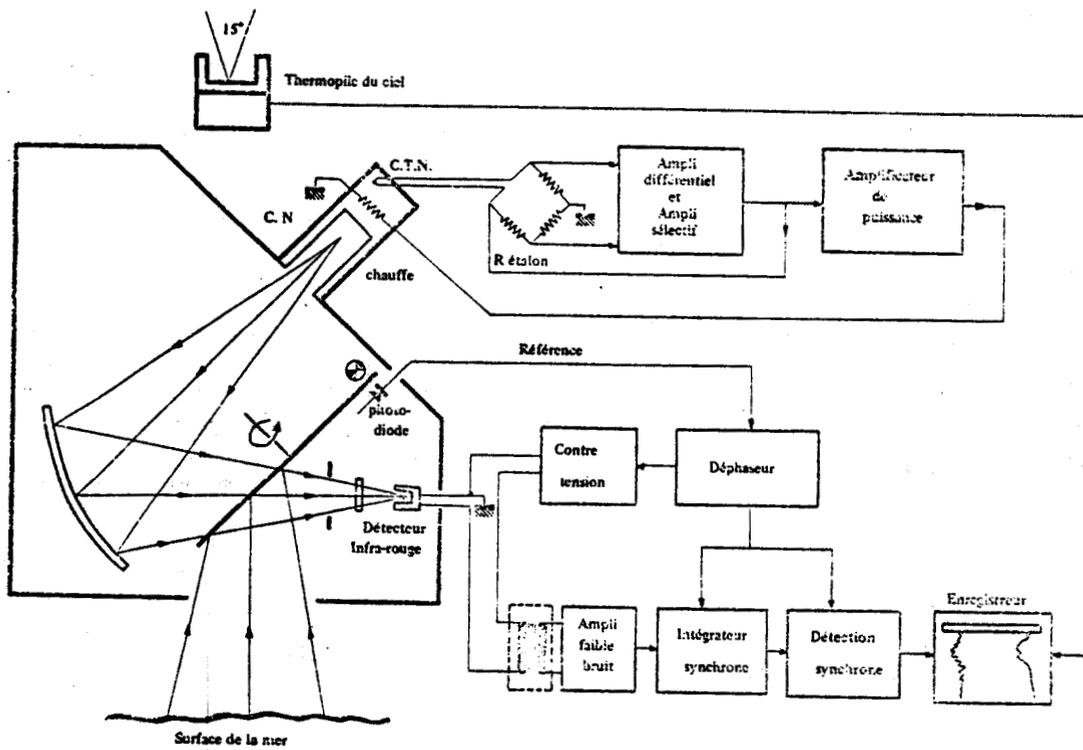


Figure 2 Schéma synoptique du radiomètre



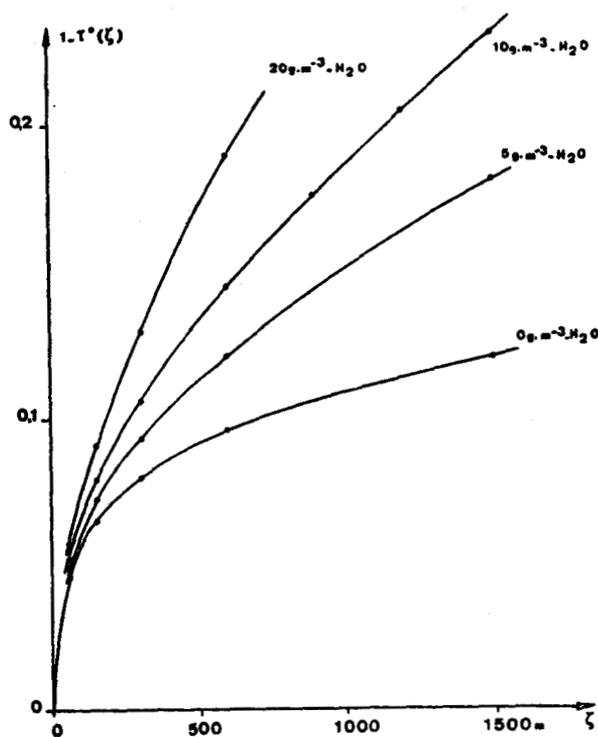


Figure 5 Absorption de l'atmosphère $1 - T^*(\xi)$ en fonction de la longueur du trajet ξ , et pour diverses concentrations de vapeur d'eau (8 à 14 microns).

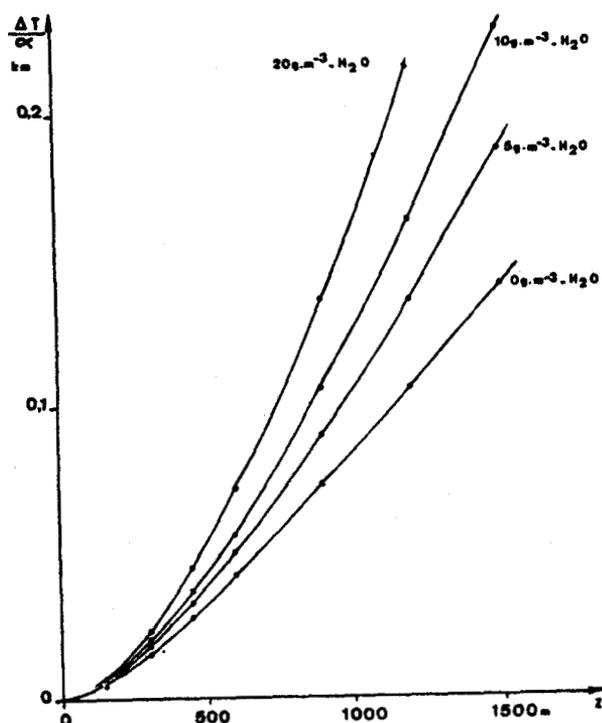


Figure 6 Erreur de transmission en fonction de l'altitude de mesure pour un gradient linéaire de température d'air $T_a(z) = T + az$ (8 à 14 microns).



Il ressort de cette étude que l'on peut séparer théoriquement l'influence des termes d'erreur, effet de réflexion et effet atmosphérique, l'interaction entre les deux effets n'intervenant qu'au second ordre. Il convient d'autre part de faire les remarques additionnelles suivantes qui permettent d'actualiser ce travail réalisé en 1971.

Il a été mis en évidence à partir des mesures expérimentales (LECOMTE et DESCHAMPS (1970)) un écart entre l'effet de surface observé et le coefficient de réflexion théorique et deux hypothèses ont été avancées : influence de la vitesse du vent ou refroidissement superficiel. Depuis, le coefficient de réflexion a été calculé en tenant compte de l'état de surface relié à des vitesses de vent jusqu'à 15 m.s^{-1} (voir figure 5 de la publication 3 au chapitre II) : la variation du coefficient de réflexion est inférieure à 5 %. Il a donc été possible de conclure à l'existence dans ces mesures faites sur la Bouée Laboratoire d'un phénomène de refroidissement superficiel aux faibles vitesses de vent. Ceci a été confirmé par des mesures faites par la suite en laboratoire et en soufflerie. Le chapitre V développe plus particulièrement les mesures ultérieures sur le refroidissement superficiel et leur interprétation. On peut par ailleurs conclure à la validité du coefficient de réflexion calculé théoriquement pour l'intervalle 8-14 μm .

L'évaluation de l'influence du trajet atmosphérique est reprise et discutée au chapitre II.

I-3 - SIGNIFICATION PHYSIQUE DE LA TEMPERATURE RADIOMETRIQUE MESUREE

La température radiométrique mesurée correspond physiquement à celle d'une couche superficielle très fine dont l'épaisseur est donnée par la pénétration moyenne du rayonnement infrarouge dans l'eau (10 à 20 μm) dans la fenêtre infrarouge entre 8 et 14 μm . Cette température superficielle peut différer notablement de la température de la masse d'eau classiquement mesurée à une profondeur de quelques dizaines de centimètres. Deux effets interviennent : le refroidissement de la couche superficielle et l'échauffement diurne de la couche de surface.

I-3-1 - Refroidissement superficiel

Le refroidissement superficiel est lié à l'existence près de l'inter-

face eau-air d'une couche d'épaisseur de l'ordre du millimètre dans laquelle la turbulence devient très faible : les échanges se font alors uniquement par conduction thermique, et le flux total perdu en surface provoque un refroidissement superficiel qui peut atteindre quelques dixièmes de degré K, principalement aux faibles vitesses de vent. Ce point est discuté de façon détaillée par la suite (chapitre V).

I-3-2 - Echauffement diurne de la couche de surface

L'absorption du flux solaire dans la couche de surface crée un gradient thermique assez important qui peut se développer pendant la journée sur plusieurs mètres et atteindre une amplitude de plusieurs degrés K dans certaines conditions (fort ensoleillement, vents modérés) ; par contre lors de la nuit le flux perdu en surface contribue à annuler le gradient ainsi créé et la couche de surface tend à redevenir homogène à la fin de la nuit. Ceci se traduit par une variation diurne de la température de surface qui peut être gênante pour l'exploitation des mesures : il est bien connu que la température de l'eau passe par un minimum vers 3 à 6 heures locales et par un maximum vers 15 heures (KRAUS, 1972).

Il semble que la température la plus significative du point de vue de l'évolution à long terme soit obtenue lors du minimum nocturne lorsque la couche de surface est plus homogène. Un exemple caractéristique nous a été donné à partir d'un enregistrement effectué sur la Bouée-Laboratoire (18-31 juillet 1969, campagne COFRASOV) des températures en surface, à - 5 m, - 10 m, - 15 m, - 20 m, - 30 m, - 60 m, dans l'eau (figure I-1).

Jusqu'au 29 juillet, les vents restent assez faibles et inférieurs à 8 m.s^{-1} , et dans ces conditions on observe une oscillation diurne permanente de la température de surface. L'amplitude de cette oscillation est assez variable et dépend certainement de nombreux facteurs (ensoleillement, vitesse du vent, structure de la couche de surface). Son amplitude moyenne est de 2° C , et atteint parfois 4° C . Cette variation journalière n'est pas du tout perçue au niveau - 5 m.

Les minima de température en surface sont bien marqués et se produisent tous entre 3 et 6 heures du matin. Lors de ces minima, elle rejoint la température des couches plus profondes (-5 m au début de la période), et une couche homogène de plusieurs mètres se forme en surface. Jusqu'au 29 juillet, les eaux de surface étaient en réchauffement. Il est intéressant de noter que cela se traduit par une évolution lente et régulière de la température des minima,

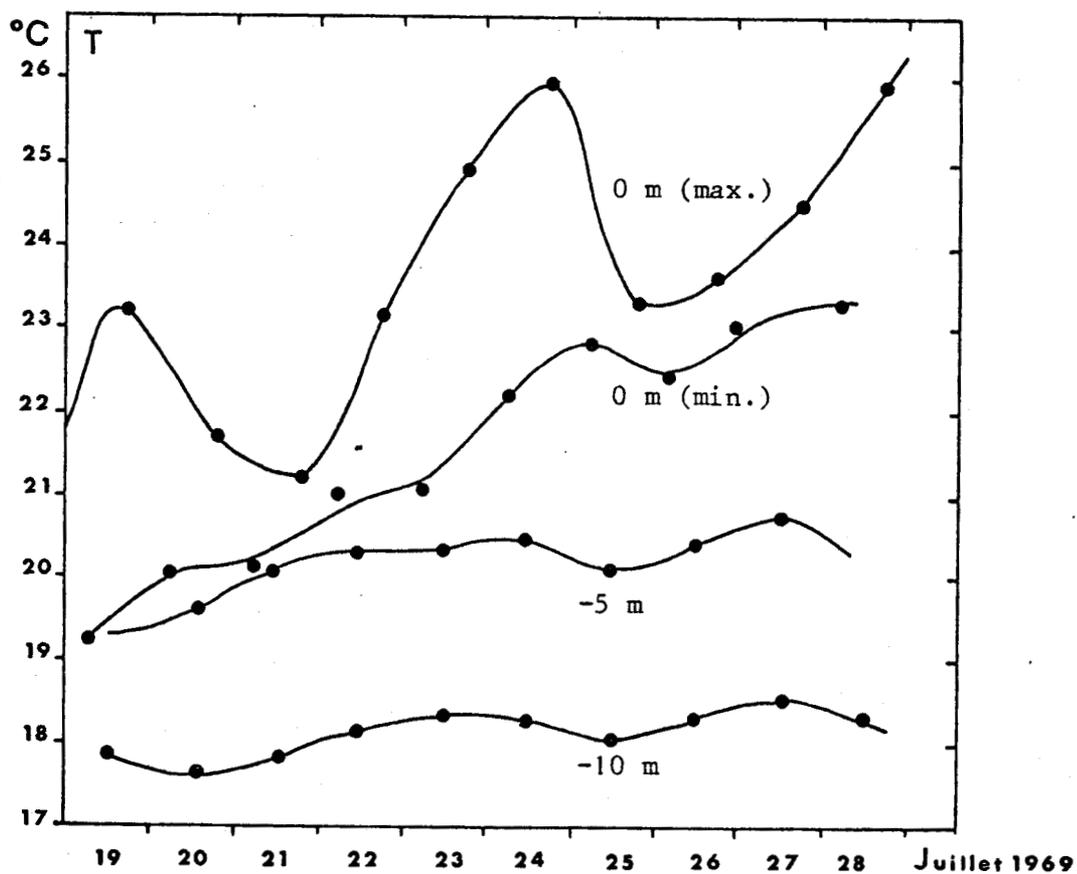


FIGURE I - 1 : Evolution des températures journalières (Campagne COFRASOV) : températures maximales et minimales de l'eau en surface, et températures à 5 et 10 m de profondeur.



de 19,5° C le 19 juillet à 23° C le 28 juillet. Aux niveaux - 5 m et - 10 m correspond un léger échauffement de 1° C et 0,5° C respectivement (figure I-1). Par contre, l'évolution de la température des maxima est beaucoup plus erratique et traduit mal cet échauffement régulier.

Les maxima de température se produisent aux alentours de 15 heures. Au cours de l'évolution diurne, les écarts entre les températures de l'eau en surface et de l'air à + 15 m étaient faibles et inférieurs à 1° C, montrant le couplage important existant à l'interface air-mer. Par ailleurs, si l'on s'intéresse aux échanges d'énergie entre l'air et l'eau qui sont directement liés à la valeur de la température de surface, on ne peut pas toujours négliger cette variation diurne.

Du point de vue de l'utilisation des données de températures de surface fournies par un satellite, le champ de température le plus significatif est obtenu vers 3 heures locales le matin, heure à laquelle la couche de surface est la plus homogène.

I-4 - CONCLUSION

Il semble donc s'avérer nécessaire de tenir compte de ces différents effets, sources d'erreur quant à l'interprétation des mesures de température de surface de la mer, particulièrement si l'on désire obtenir une précision meilleure que le degré K. Certains de ces effets (réflexion, trajet atmosphérique) peuvent être corrigés et des méthodes sont proposées pour cela au chapitre suivant. Les limites physiques telles que refroidissement superficiel et échauffement diurne n'interviennent que pour des vitesses de vent faibles et représentent une faible probabilité pour les mesures en milieu marin.

BIBLIOGRAPHIE - CHAPITRE I

- DESCHAMPS, P.Y., 1968 - Etude et réalisation d'un radiomètre infrarouge. -
Thèse de 3ème cycle, Université de Lille I, n° 114, 87 p.
- HOLTER, M.R., NUDELMAN, S., SUITS, G.H., WOLFE, W.L., ZISSIS, G.J., 1962 -
Fundamentals of infrared technology. - Macmillan Company,
New York, 442 p.
- KRAUS, E.B., 1972 - Atmosphere-ocean interaction. - Oxford University Press,
London, 275 p.
- LECOMTE, P., DESCHAMPS, P.Y., 1970 - Mesure de la température superficielle
de l'océan au moyen d'un radiomètre infrarouge. - Cah. Ocean.,
22, 2, 155-177.
- SMITH, R.A., JONES, F.E., CHASMAR, R.P., 1958 - The detection and measurement
of infra-red radiation. - Oxford University Press, London,
458 p.

CHAPITRE II

LA MESURE A PARTIR D'AVION

A partir de 1972 et sous l'impulsion du C.N.E.X.O., un certain nombre d'expériences de levés aériens de la température de surface par radiométrie infrarouge ont pu être réalisées. Ces diverses expériences nous permettent à ce jour d'effectuer une synthèse, d'une part des techniques de corrections permettant d'améliorer la précision, d'autre part des recommandations pour l'emploi d'un système bien adapté à ce genre de mesure.

II-1 - PRESENTATION

On a mis en évidence précédemment (§ I-2) les deux termes d'erreur. L'un est dû à l'émissivité de la surface de la mer qui est inférieure à 1 et entraîne une réflexion du rayonnement en provenance du ciel, ce qui se traduit par une diminution de la luminance mesurée, soit en terme de température radiométrique T_r une valeur mesurée plus faible que la valeur réelle de la température de surface T_o . Le second terme est dû à l'absorption et à l'émission infrarouge de l'atmosphère sur le trajet surface de la mer-radiomètre et se traduit également par une diminution de la température radiométrique dans la mesure où la température de l'air est inférieure à celle de l'eau, ce qui se produit généralement dès que l'on effectue les mesures à une certaine altitude.

Les ordres de grandeurs sont respectivement les suivants dans la fenêtre atmosphérique utilisée (8 à 14 μm ou 10,5 à 12,5 μm).

- 0 à 0,5 K pour l'effet de réflexion sur la surface de la mer, d'après LECOMTE et DESCHAMPS (1970), selon que l'on passe d'un ciel couvert et bas à un ciel clair.

- 0 à plusieurs degrés K pour l'émission de l'atmosphère, selon l'altitude de vol et les paramètres atmosphériques : pour les vols à basse altitude, l'erreur dépasse rarement 1 K.

Bien qu'inférieur en ordre de grandeur, l'effet de réflexion présente une plus grande variabilité dans le temps et l'espace, liée à la structure nuageuse, au-dessus de l'avion, alors que l'émission de l'atmosphère peut être supposée plus constante à l'échelle d'un levé aérien. Pour cette raison, on attachera une plus grande importance à la correction de l'effet de réflexion : une fluctuation de 0,5 K due à la couverture nuageuse peut faire apparaître des fronts thermiques en réalité inexistantes.

II-2 - REVUE DES TECHNIQUES DE CORRECTION

La publication suivante (publication 2) reprend la mise en évidence des termes d'erreurs faite dans la publication 1, puis résume et discute diverses techniques de correction employables :

- basculement de l'appareil à un angle d'incidence voisin de 60° , proposé par SAUNDERS (1967) qui corrige à la fois les effets de réflexion et d'émission atmosphérique, mais n'est pratiquement utilisable que par ciel clair ;

- correction de l'effet de réflexion en utilisant les données d'un radiomètre annexe mesurant le rayonnement descendant ; à défaut on peut estimer cette correction d'après une estimation visuelle de la couverture nuageuse ;

- élimination de l'effet de réflexion par visée à l'angle de BREWSTER (45°) et adjonction d'un polariseur au radiomètre.

PUBLICATION II

2nd International Conference with Exhibition for Marine Research
and Ocean Utilization, Dusseldorf, Germany, 13-18 nov. 1973.
Proc., vol.2.

IO 73-656/01

**AMELIORATIONS APORTEES AUX TECHNIQUES DE MESURE DE LA
TEMPERATURE DE SURFACE DE LA MER PAR RADIOMETRE
INFRAROUGE, ET APPLICATIONS AUX LEVES AERIENS DE
TEMPERATURE**

**Improvements on Infrared Sea Surface Temperature Measurement
Techniques and Applications in Airborne Surface Mapping**

P. Y. Deschamps, P. Leconte et J. C. Vanhoutte, Laboratoire d'Océanographie Physique du Museum, Paris
et Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Techniques de Lille

ABSTRACT

Aerial measurements of sea surface temperature by infrared radiometry (8-13 m) now provide oceanography with a new tool. The detectivity of the available radiometers is good enough at the present time, but the accuracy of this method is still limited by various errors which have to be eliminated.

The emissivity of water is lower than unity and there is an error which depends on the sky radiance after reflexion on the sea surface. This reflexion error can exceed 0.5°C and is strongly variable under cloudy conditions.

The atmospheric path absorbs and reemits at the air temperature. This transmission error is typically a few tenths of degree but is nearly constant during a flight over a large area.

Drifts of calibration can be brought about by changes of ambient temperature and the air ventilation from the outside of the aircraft. They have to be carefully eliminated by resetting over a surface reference and inflight recalibrations.

Various methods for correcting these errors are stated.

Empirical methods can be used : visual estimation of sky conditions for the reflexion error, changes of altitude for evaluation of the transmission errors. But flights have generally to be restricted to

clear sky conditions.

The correction can be done by viewing at an incidence of about 60° which approximately multiplies both the transmission and reflexion errors by two.

These two methods cannot be used under broken cloudy conditions because of fast changes of the reflexion error. Measuring the sky radiance by means of a second radiometer in the same spectral bandpass allows to work in almost all weather conditions.

This last method was used for aerial surveys during MEDOC 72 and 73 cruises (Western Mediterranean Sea) and sea surface temperatures were provided within a relative accuracy of 0.1°C over the area. The absolute accuracy was about 0.25°C without any surface reference, and lowered to 0.1°C if a surface data were provided. Such surveys can be used for exploration before a cruise, or for widening measurements which are done aboard a vessel during the cruise.

Sea surface temperature measurements can be improved by fitting the radiometer with a polarizer. The reflexion error is then greatly reduced by viewing at Brewsterian incidence, and the difference between the two polarized ^{components} gives an estimate of the residual error so that aerial measurements have only to be corrected for atmospheric emission.

Such a radiometer has been developed with great care to avoid thermal drifts which are induced by ambient changes. The internal

IO 73-656/02

blackbody is cooled by a frigistor and its temperature can be controlled by the output voltage so that it equals the sea surface temperature; the whole body of the apparatus is thermostated.

For measurements aboard a vessel, the sea surface temperature could thus be obtained with a better accuracy (0.03°C) than with the existing captors which are influenced by the presence of the ship.

RESUME

La mesure aérienne de la température de surface par radiométrie infrarouge ($8-13\ \mu\text{m}$) offre maintenant un nouvel outil à l'océanographie. La précision de ces mesures est encore limitée par diverses erreurs qui peuvent être éliminées.

L'émissivité de la mer est inférieure à 1, mais l'erreur due à la réflexion du rayonnement en provenance du ciel (typiquement $0,5^{\circ}\text{C}$) peut être éliminée en ajoutant un polariseur au radiomètre et en visant la surface de l'eau sous incidence brewstérienne. Ceci évite d'avoir à utiliser des systèmes de correction plus complexes : basculement du radiomètre à 60° , mesure annexe du rayonnement du ciel.

L'erreur due à l'émission du trajet atmosphérique peut être calculée à partir des paramètres météorologiques au niveau du vol, et par des passages à diverses altitudes. Un réétalonnage en vol doit être prévu si l'on veut conserver une bonne précision.

Plusieurs expériences de levés aériens ont été réalisées dans le cadre de campagnes océanographiques, montrant que l'on peut espérer obtenir une bonne précision. Plus particulièrement au cours des campagnes MEDOC 72 et 73 (Méditerranée Occidentale), le champ thermique de surface a pu être restitué malgré la faible amplitude des contrastes thermiques : la précision en valeur relative est de $0,1^{\circ}\text{C}$ et il subsiste un décalage en valeur absolue de quelques dixièmes de degré qui peut être ramené à $0,1^{\circ}\text{C}$ si l'on dispose d'une mesure en surface pour recalculer les mesures. Des résultats intéressants peuvent être obtenus soit dans une phase de reconnaissance avant la campagne, soit en complétant et élargissant l'étude faite à partir du navire durant la campagne.

Un radiomètre équipé d'un polariseur a été réalisé et spécialement étudié pour éliminer les dérives éventuelles, notamment par l'emploi d'un corps noir interne de référence qui peut être refroidi et asservi à la température de la mer, et par un thermostatage de toute l'enceinte. Dans le cas de mesures à partir de navires, la température de surface de la mer serait obtenue avec une très bonne précision ($0,03^{\circ}\text{C}$). Pour les mesures aériennes, seule intervient encore l'erreur due au trajet atmosphérique.

INTRODUCTION

Depuis plusieurs années des levés aériens de température de surface ont été expérimentés sur diverses parties des océans et c'est actuellement une technique d'un emploi courant et prometteur, soit dans un but de recherche océanographique, soit pour des applications telles que la prévision océanique et météorologique, l'assistance à la pêche, par la fourniture de cartes thermiques de surface, et pour l'étude des pollutions thermiques côtières.

On rappelle que la mer émet un rayonnement infrarouge qui dépend de la température de l'eau selon les lois du corps noir. Une mesure de ce rayonnement permet donc de connaître la température de surface de l'eau; généralement cette mesure est faite dans le domaine spectral $8-14\ \mu\text{m}$ qui correspond à une bonne transparence atmosphérique, à un maximum du rayonnement émis par un corps noir aux températures ambiantes et à une bonne détectivité des récepteurs. L'autre "fenêtre atmosphérique" disponible dans l'infrarouge autour de $4\ \mu\text{m}$ présente une moins bonne transparence et des interférences gênantes avec le rayonnement solaire. Dans le domaine millimétrique les récepteurs arrivent à une bonne sensibilité, mais l'émissivité de la mer est faible et dépend fortement de son état de surface.

L'appareil utilisé en général pour les levés aériens est un radiomètre qui donne un profil thermique le long de la ligne de vol. Les systèmes à balayage latéral ou "scanners" peuvent être utilisés pourvu qu'ils fournissent des données quantifiables, ce qui n'est pas toujours le cas. Mais il faut souligner qu'à l'exception d'études côtières, les phénomènes thermiques de surface en mer ne

demandent pas une résolution spatiale aussi poussée que celle des scanners actuels qui ont été développés pour la télédétection terrestre et sont plus que suffisants pour l'emploi aérien au-dessus de la mer (évidemment les systèmes embarqués à bord de satellites ont toujours besoin de cette résolution).

Le bruit équivalent en température des radiomètres disponibles est inférieur à 0,1°C mais la mesure elle-même est entachée d'erreurs dues à l'émissivité de l'atmosphère sur le trajet mer-radiomètre, ainsi qu'aux dérives d'étalonnage de l'appareil.

Dans ce qui suit nous analysons ces diverses sources d'erreur à la lumière des expériences de mesures aériennes auxquelles nous avons eu l'occasion de participer durant ces dernières années. Nous discutons des méthodes de correction utilisables et de leur perfectionnement éventuel.

LES CAUSES D'ERREURS SUR LA MESURE

Erreur due à la réflexion du rayonnement en provenance du ciel sur la surface de la mer

La mer ayant un coefficient d'émissivité ϵ_λ inférieur à 1, ou équivalentement un coefficient de réflexion $r_\lambda = (1 - \epsilon_\lambda)$ non nul, une partie du rayonnement mesuré par le radiomètre provient du ciel après réflexion sur la surface de la mer. L'erreur ou écart entre température apparente et température vraie peut être en première approximation exprimée de la façon suivante :

$$\Delta T_r = \frac{\int_0^\theta t_\lambda r_\lambda (N_{\lambda s} - B_\lambda(T)) d\lambda}{\int_0^\theta t_\lambda \frac{dB_\lambda(T)}{dT} d\lambda} \quad (5)$$

où t_λ est la transmission spectrale du filtre,

r_λ est le coefficient de réflexion de l'eau,

$B_\lambda(T)$ est la luminance énergétique émise par un corps noir à la température de l'eau T ,

$N_{\lambda s}$ est la luminance énergétique en provenance du ciel, se réfléchissant sur la surface de l'eau.

$N_{\lambda s}$ est faible pour un ciel clair et se rapproche de $B_\lambda(T)$ pour un ciel bas et cou-

vert. Il s'ensuit une erreur ΔT_r variant d'une valeur typique de -0,5°C par ciel clair à 0 pour un ciel bas et couvert. Le calcul de ΔT_r demande uniquement la connaissance de la seule inconnue $N_{\lambda s}$. En fait, on peut se contenter de mesurer :

$$\Delta W = \int_0^\theta t_\lambda (N_{\lambda s} - B_\lambda(T)) d\lambda \quad (2)$$

en visant le ciel avec le même radiomètre, ou avec un second radiomètre ayant le même filtre. De nombreuses mesures faites sur la Bouée-Laboratoire du CNEOX en mer Méditerranée (réf. 1) montrent que la corrélation entre ΔT_r et ΔW est très bonne et que l'on peut donc obtenir l'erreur de réflexion uniquement à partir de la mesure de ΔW .

Une des caractéristiques de l'erreur de réflexion ΔT_r est de présenter une forte variabilité puisqu'étant liée à la couverture qui peut être très inhomogène : cela entraîne des fluctuations gênantes de la température apparente. D'autre part, elle peut conduire à des erreurs d'interprétation : son amplitude de 0,5°C est assez grande pour faire apparaître des fronts thermiques qui n'existent pas en réalité.

Erreur due à l'émission du trajet atmosphérique

Même dans la "fenêtre atmosphérique" 8-13 μm , la transparence n'est pas parfaite, et l'atmosphère absorbe et réémet un rayonnement qui dépend de la température de l'air. L'erreur introduite est en première approximation :

$$\Delta T_t = \int_0^{z_0} (T - T_a(z)) \frac{dt_a(z)}{dz} dz \quad (3)$$

où z_0 est l'altitude de l'avion,

$T_a(z)$ est la température de l'air à l'altitude z ,

$\frac{dt_a(z)}{dz}$ est l'absorption atmosphérique, liée à la concentration en gaz (vapeur d'eau et gaz carbonique) et en aérosols.

L'erreur est de plusieurs dixièmes de degré à 300 mètres d'altitude et dépend de nombreux paramètres : profils verticaux de température et d'humidité, difficiles à connaître de façon permanente. La figure 1 donne l'erreur de transmission calculée en fonction de l'altitude pour un gradient linéaire de la température de l'air $T_a(z) = T + \alpha z$, et pour diverses valeurs de la concentration en vapeur d'eau.

IO 73-656/04

La mesure des paramètres météorologique au niveau du vol peut être suffisante pour en donner une bonne estimation au moyen de formules empiriques telles que :

$$\Delta T_t = A (T_a - T) \quad (4)$$

proposée par Saunders (réf. 2), où A est une constante valant environ 0,1 à 1000 pieds d'altitude ; ou bien :

$$\Delta T_t = (T_a - T)(0,05 + z_0(0,03 + 0,035\rho_a)) \quad (5)$$

où T_a et ρ_a se réfèrent à la température de l'air et à la concentration en vapeur d'eau au niveau de vol z_0 (réf. 3).

Il faut souligner d'autre part que cette erreur présente une faible variabilité, et si l'on travaille à altitude constante sur une zone donnée, les variations sont très lentes et n'entraînent pas de détection erronée de fronts thermiques.

Erreurs dues aux variations de l'étalonnage

Généralement, la courbe d'étalonnage peut s'écrire dans une gamme de température restreinte, sous la forme :

$$v = T_0 + \alpha(T - T_0) \quad (6)$$

où v est la tension de sortie,
 T_0 dépend de la température du corps noir de référence interne,
 α est lié à la sensibilité du détecteur.

Les diverses parties de l'optique (lentilles, miroirs, détecteur, référence interne) produisent des dérives thermiques liées aux conditions ambiantes de température qui se traduisent principalement par une variation de T_0 et donc par un décalage de l'ensemble de la courbe d'étalonnage, accessoirement par une variation de la sensibilité moins gênante car l'amplitude de la gamme de température mesurée reste limitée à quelques degrés au cours d'un vol. Les variations de T_0 sont liées à celles de la température ambiante ; des performances typiques sont un rapport de quelques pour cent entre leurs fluctuations respectives. Un terme lié à la dérivée première de la température ambiante s'ajoute parfois.

L'utilisation aéroportée présente souvent

des conditions rigoureuses : la température ambiante peut varier en fonction de la climatisation si l'appareil est placé à l'intérieur de l'avion. D'autre part il est généralement placé au-dessus d'une trappe ouverte vers le bas. Ceci est une source de ventilation par l'air extérieur et l'expérience nous a montré que cela pouvait parfois introduire des décalages d'étalonnage d'autant plus gênants qu'ils sont difficiles à paramétriser. Chaque installation sur avion demande une étude minutieuse et des essais divers afin de trouver la meilleure solution. Avant le début des mesures un certain temps doit être consacré à la stabilisation thermique du radiomètre dans les conditions de vol, et si possible des réétalonnages fréquents en vol doivent être faits si l'on veut espérer conserver une bonne précision sur les mesures.

LES METHODES DE CORRECTION

Diverses méthodes de correction ont été proposées. Le choix d'une méthode dépendra finalement de l'avion utilisé : possibilités d'ouvrir des trappes de visée directe, équipement de l'avion ...

On peut se contenter d'estimer empiriquement la correction de réflexion d'après la couverture nuageuse, en lui affectant +0,5°C pour un ciel clair, +0,1°C pour des nuages bas. Une telle méthode restreint les vols à une couverture nuageuse très homogène, c'est à dire en fait à un ciel clair et plus rarement à une couche nuageuse uniforme. Lorsque l'on rencontre des éclaircies ou des nuages isolés, ceux-ci produisent une fluctuation de plusieurs dixièmes de degré qui gêne très fort l'interprétation.

L'erreur de transmission peut également être évaluée de façon empirique en effectuant un passage à une altitude aussi basse que possible sur un même point. L'altitude de vol étant faible en général, typiquement 1000 pieds, pour éviter des effets de transmission trop importants, le changement d'altitude ne demande pas trop de temps. Si l'avion est par ailleurs équipé d'un thermomètre mesurant la température de l'air, on peut de plus surveiller que celle-ci varie peu

durant le reste du vol, et au besoin appliquer une correction supplémentaire obtenue d'après (4) et du type :

$$\Delta T'_t = A (T_{a2} - T_{a1}) \quad (7)$$

où T_{a1} est la température de l'air au niveau de vol au moment où l'erreur de transmission a été évaluée par changement d'altitude,

T_{a2} est la température de l'air en un autre point de la zone.

De plus il est préférable de prévoir chaque fois que cela est possible un recalage dans la zone au moyen d'une donnée de température de surface fournie par un navire ou une bouée. Ceci permet d'éliminer des décalages éventuels de l'étalonnage dus à l'installation sur l'avion. Evidemment l'évaluation de l'erreur de transmission par changement d'altitude est alors faite au-dessus de ce point de référence. Au cours de ce recalage il faut faire attention à l'écart de quelques dixièmes de degré qui peut parfois se présenter entre la température de surface mesurée par le navire à une profondeur variable et la température superficielle mesurée par le radiomètre et qui est causé par l'échauffement diurne ou par le refroidissement superficiel lorsque les vents sont faibles ou modérés. Etant donné qu'un levé aérien dure plusieurs heures, il faut d'ailleurs éviter d'effectuer les vols durant la journée en période estivale, car la variation diurne de la température de surface peut gêner la restitution du champ thermique de surface ; les mesures les plus significatives sont alors obtenues aux alentours de 3 à 6 heures locales, ce qui correspond au minimum nocturne et à la couche de surface la plus homogène.

Correction par basculement à 60°

Saunders (réf. 4) a expérimenté cette méthode qui consiste à évaluer la correction en basculant l'appareil de 60° environ. Ceci a pour effet de doubler le trajet atmosphérique et donc à peu près l'erreur de transmission. Comme d'autre part il se trouve que l'erreur de réflexion est elle-même sensiblement doublée à cet angle d'incidence, on a alors :

$$\Delta T_t + \Delta T_r = T_{0^\circ} - T_{60^\circ} \quad (8)$$

Cette méthode donne de bons résultats, mais peut demander une trappe de visée plus importante que sous incidence normale. Elle est également difficile à employer lorsque la couverture nuageuse est discontinue car les nombreuses fluctuations de l'erreur de réflexion se retrouvent différemment lors des mesures successives à 0° et 60° d'incidence.

Correction par un radiomètre annexe visant le ciel

On peut mesurer de façon permanente le rayonnement émis par le ciel $N_{\lambda s}$ au moyen d'un second radiomètre visant vers le haut et muni du même filtre que le premier. En fait ce qui est mesuré est la quantité :

$$\Delta W_1 = \int_0^\infty t_\lambda (N_{\lambda s} - B_\lambda(T')) d\lambda \quad (9)$$

où T' est une température de référence quel que peu différente de celle de l'eau, mais après étalonnage :

$$\Delta W_2 = \int_0^\infty t_\lambda (B_\lambda(T') - B_\lambda(T)) d\lambda \quad (10)$$

est connu, et on peut obtenir :

$$\begin{aligned} \Delta W &= \Delta W_1 + \Delta W_2 \\ &= \int_0^\infty t_\lambda (N_{\lambda s} - B_\lambda(T)) d\lambda \quad (11) \end{aligned}$$

qui correspond à l'expression (2), et nous avons vu qu'il existait entre ΔW et ΔT une corrélation suffisante pour que l'on puisse déduire l'un de l'autre.

La réalisation d'un radiomètre annexe demande beaucoup moins de soin que le radiomètre principal car il s'agit uniquement d'un terme correctif, et il est donc peu coûteux.

L'erreur de transmission peut être évaluée comme précédemment décrit par variations d'altitude et d'après les formules (4) et (5).

Cette dernière méthode de correction nous semble préférable si l'on veut obtenir une précision suffisante par tous les types de couverture nuageuse et faire un emploi opérationnel du levé aérien de température de surface de la mer. Les seules limitations seraient alors dues à la présence de brouillards marins opaques à l'infrarouge.

IO 73-656/06

APPLICATION AUX LEVES AERIENS - CAMPAGNES
MEDOC 72 ET 73

Plusieurs campagnes de levés aériens ont été réalisées en 1972 et 1973 pour le compte du CNEOX (Centre National pour l'Exploitation des Océans) avec des buts d'application divers.

Nous avons pu expérimenter la méthode de correction par un radiomètre annexe au cours des campagnes MEDOC 72 et 73 qui se déroulent en Méditerranée Occidentale en période hivernale. Le champ de température de surface y est alors très homogène et les contrastes thermiques sont peu marqués, inférieurs au degré, ce qui permet de mieux évaluer les performances des mesures. Les navires océanographiques "LE NOROIT" et "JEAN CHARCOT" ont travaillé sur la zone pendant la période des levés aériens et fourni des données de température de surface permettant une comparaison.

L'avion utilisé était un DC7/AMOR du Centre d'Essais en Vol de Brétigny et il était équipé d'un radiomètre Barnes PRT5 (8-14 μ m). Le radiomètre annexe a été réalisé à partir d'une thermopile Kipp à laquelle on a adjoint un filtre et une fenêtre en KRS5 ; le tout est placé dans un boîtier thermostaté. Un corps noir d'étalonnage permettait d'effectuer les étalonnages en vol : les dérives se sont montrées être de l'ordre de 0,2°C pour des vols d'une durée de 4 à 5 heures.

Les signaux fournis par les deux radiomètres étaient enregistrés simultanément, et la figure 2 donne un exemple d'enregistrement montrant des fluctuations corrélées de la température apparente radiométrique et du rayonnement du ciel lorsque la couverture nuageuse est discontinue.

L'erreur de transmission était évaluée à partir de passages à 1000 pieds, altitude de vol, 600 et 300 pieds, et extrapolés au niveau 0. Plusieurs recalages ont été faits au-dessus des navires océanographiques travaillant dans la zone. Après les diverses corrections, la température mesurée par l'avion s'avérait inférieure en général de 0,2°C environ à celle du navire : cela peut en partie être attribué à la dérive du radiomètre lorsqu'il est installé sur la trappe de visée.

Les figures 3 et suivantes donnent les cartes de température de surface obtenues au cours des 3 premiers vols de 1972. Les résultats du 15 février 1972 (figure 3) peuvent être comparés à ceux obtenus au cours de l'exploration de surface faite par "LE NOROIT" pendant la première semaine de février (figure 6). Les traits généraux sont bien concordants : une zone centrée sur 42°10'N et 4°40'E avec des températures supérieures à 12,8°C, et entourée d'eaux plus froides à 12,5°C. Au sud, les températures remontent jusqu'à 13,2°C avec un front thermique de 0,5°C bien prononcé.

Les vols suivants des 22 et 25 février confirment cette allure générale et en donnent l'évolution. La tache centrale plus chaude reste centrée autour du même point et est entourée d'eaux de surface plus froides, puis d'une deuxième ceinture à environ 13,0°C. La partie centrale correspond à la zone active dans laquelle se déclenchent des phénomènes convectifs intéressant toute la hauteur de la colonne d'eau (réf. 5).

La précision des levés a été évaluée à 0,1°C en valeur relative, c'est à dire sur la différence de température entre deux points de la zone ; en l'absence de référence fournie par un navire, il peut subsister un écart de quelques dixièmes de degré sur la valeur absolue de la température. Néanmoins, les faibles gradients thermiques rencontrés au cours de ces campagnes constituent un bon test des possibilités de la méthode de mesure.

AMELIORATION DES TECHNIQUES DE MESURE

Plusieurs améliorations peuvent être apportées aux radiomètres actuels pour la précision des mesures et leur simplicité.

Utilisation de la polarisation pour éliminer l'effet de réflexion

Si le radiomètre est équipé d'un polariseur et vise la mer sous incidence brewstérienne (environ 45° pour l'eau à 10 μ m), le coefficient de réflexion est fortement diminué en mesurant la composante polarisée parallèlement. Une discussion générale de ce principe est faite par ailleurs (réf. 6) et

nous en avons vérifié le principe en laboratoire.

La figure 7 donne l'erreur de réflexion mesurée au-dessus d'une cuve d'eau, en fonction de l'angle d'incidence pour les deux composantes polarisées ; la figure 8 donne un enregistrement simultané des températures radiométriques mesurées sans polarisation et en polarisation parallèle à une incidence de 45° , en présence de fluctuations du rayonnement du ciel dus au passage de nuages. On peut remarquer que les effets de réflexion sont inexistantes sur l'enregistrement en polarisation parallèle.

L'effet polarisant est légèrement détruit par l'agitation de la surface induite par le vent, mais l'erreur de réflexion reste quand même notablement réduite. On peut donc espérer diminuer fortement l'effet de réflexion par ce procédé ; la faible erreur résiduelle peut de plus être obtenue d'après la différence entre les mesures faites avec les deux composantes polarisées.

Un tel radiomètre a été réalisé et est actuellement essayé sur avion pour tester ses performances. Cette méthode de mesure nous semble particulièrement avantageuse car elle évite d'avoir recours à des systèmes de correction plus complexes qui ont été décrits auparavant.

Correction de l'erreur de transmission par des mesures à deux longueurs d'onde

Ceci a été suggéré par plusieurs auteurs (réf. 6 et 7) pour les mesures à partir de satellites. La méthode consiste à choisir deux intervalles spectraux pour lesquels le rapport des coefficients d'absorption est double : la différence entre les deux mesures donne alors l'erreur. Il semble que les deux intervalles puissent être $10,5-11,8 \mu\text{m}$ et $12,0-13,3 \mu\text{m}$ (réf. 7).

On pourrait ainsi évaluer la correction de transmission sans avoir à faire de changements d'altitude. De plus la correction pourrait éventuellement être faite automatiquement et de façon permanente.

Dispositif de balayage

Les radiomètres embarqués sur avion ne donnent qu'un profil le long de la ligne de

vol. Les scanners infrarouges actuels sont inutilisables pour des mesures précises car les données qu'ils fournissent ne sont pas toujours étalonnées et quantifiables, et d'autre part le système de balayage latéral fait varier l'angle d'incidence, donc l'erreur de réflexion. Leur résolution spatiale est superflue aux altitudes où l'on travaille pour avoir une mesure précise et vu l'échelle des phénomènes thermiques en mer.

Par contre une information intéressante échappe actuellement à la mesure : c'est l'angle que fait l'isotherme, ou le front thermique s'il est bien marqué, avec l'axe de la ligne de vol. Ceci peut être obtenu au moyen d'un radiomètre équipé des perfectionnements précédents et balayant lentement, ou même effectuant simplement deux points de mesure latéralement sur les deux côtés de la ligne de vol. Cette information supplémentaire est suffisante pour préciser le tracé des isothermes sans faire appel à des dispositifs à balayage rapide et à très bonne résolution spatiale.

Stabilité de l'étalonnage

Les radiomètres existants comparent le rayonnement à mesurer à celui d'un corps noir interne qui sert de référence et qui est stabilisé en température. Cette stabilisation est faite par chauffage et impose de travailler à une température largement supérieure à la température ambiante. L'amplitude du signal à mesurer est alors assez importante et une partie des dérives de l'étalonnage proviennent de légères variations de la sensibilité du détecteur et des amplificateurs. Cela peut être évité en réalisant un corps noir thermostaté au moyen d'une batterie à effet Peltier : on peut alors travailler à des températures indifféremment plus ou moins élevées que l'ambiante et régler la température du corps noir au voisinage de celle de l'eau à mesurer. Eventuellement la température du corps noir peut être asservie à celle de l'eau en bouclant sur la tension de sortie du signal après amplification : on réalise ainsi une méthode de zéro ; la mesure est faite sur le corps noir et on s'affranchit ainsi des variations de la sensibilité du détecteur. Ceci a été réalisé sur le radiomètre construit au laboratoire et fonctionne correctement.

De plus un grand soin a été apporté à la par-

IO 73-656/08

tie optique pour éviter les autres dérives thermiques, et l'ensemble de l'appareil est thermostaté pour éliminer l'influence des variations de température ambiante.

Employé à bord d'un navire, un tel radiomètre est capable de donner de façon permanente la température de surface de l'eau sans qu'il soit besoin de le réétalonner fréquemment, ni d'effectuer de corrections si l'on emploie un dispositif polarisant. Sa précision pourrait atteindre 0,03°C et les mesures ainsi obtenues seraient supérieures à celles faites par des moyens classiques d'autant que la visée à 45° permet de mieux se dégager de l'influence du navire.

CONCLUSION

L'amélioration possible des techniques de mesure de la température de surface de la mer par radiométrie infrarouge permet d'envisager la réalisation d'un appareillage plus spécialement adapté à l'océanographie.

Les corrections à apporter à la mesure peuvent être éliminées ou rendues automatiques donnant plus de précision et de simplicité aux mesures faites tant à partir d'avions que de navires.

Ce travail a fait l'objet d'une aide financière du C.N.E.X.O. (Centre National pour l'Exploitation des Océans).

REFERENCES

- 1 - Lecomte P., Deschamps P.Y., 1970 - Mesure de la température superficielle de l'océan au moyen d'un radiomètre infrarouge - Cahiers Océanographiques, 22, 155-177.
- 2 - Saunders P.M., 1970 - Corrections for airborne thermometry - J. Geophys. Res., 75, 7596-7601.
- 3 - Deschamps P.Y., Lecomte P., Vanhoutte J.C., 1971 - Interprétation des mesures de température de la mer par radiométrie infrarouge - Proc. AGARD Conf. "Propagation Limitations in Remote Sensing", 1971, AGARD-CP-90-71, 241-249.
- 4 - Saunders P.M., 1967 - Aerial measurement of sea surface temperature in the infrared - J. Geophys. Res., 72, 4109-4117.
- 5 - MEDOC Group, 1970 - Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969 - Nature, 227, 1037-1040.
- 6 - Lecomte P., Deschamps P.Y., Vanhoutte J.C., 1973 - Améliorations apportées à la mesure de la température de surface de l'océan par l'utilisation d'un radiomètre infrarouge polarisant - Applied Optics, (à paraître sept. 1973).
- 7 - Shenk W.E., Salomonson V.V., 1972 - A multispectral technique to determine sea surface temperature using Nimbus 2 data - J. Phys. Oceanogr., 2, 157-167.
- 8 - Prabhakara C., Kunde V.G., Conrath B.J., 1973 - Sea surface temperature estimation from remote measurements in the 12 μ m window region - AGU 54th Ann. Meetg, Washington, D.C., avril 1973.

IO 73-656/09

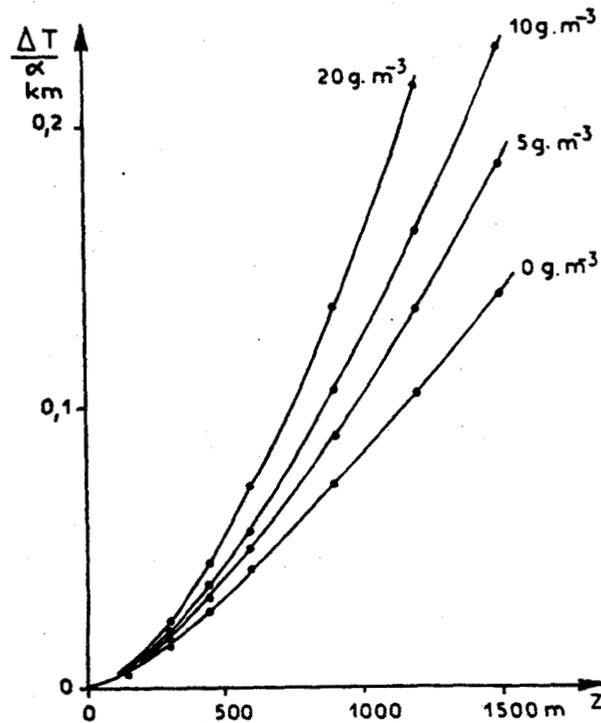


Figure 1 : Erreur de transmission en fonction de l'altitude de mesure pour un gradient linéaire de température d'air $T_a(z) = T + \alpha z$ et pour diverses concentrations de vapeur d'eau (8-14 μm).

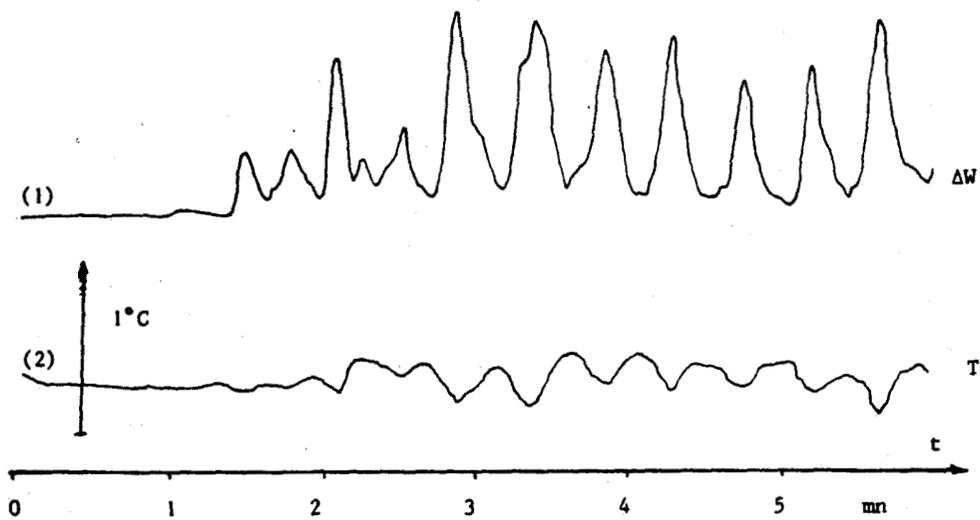
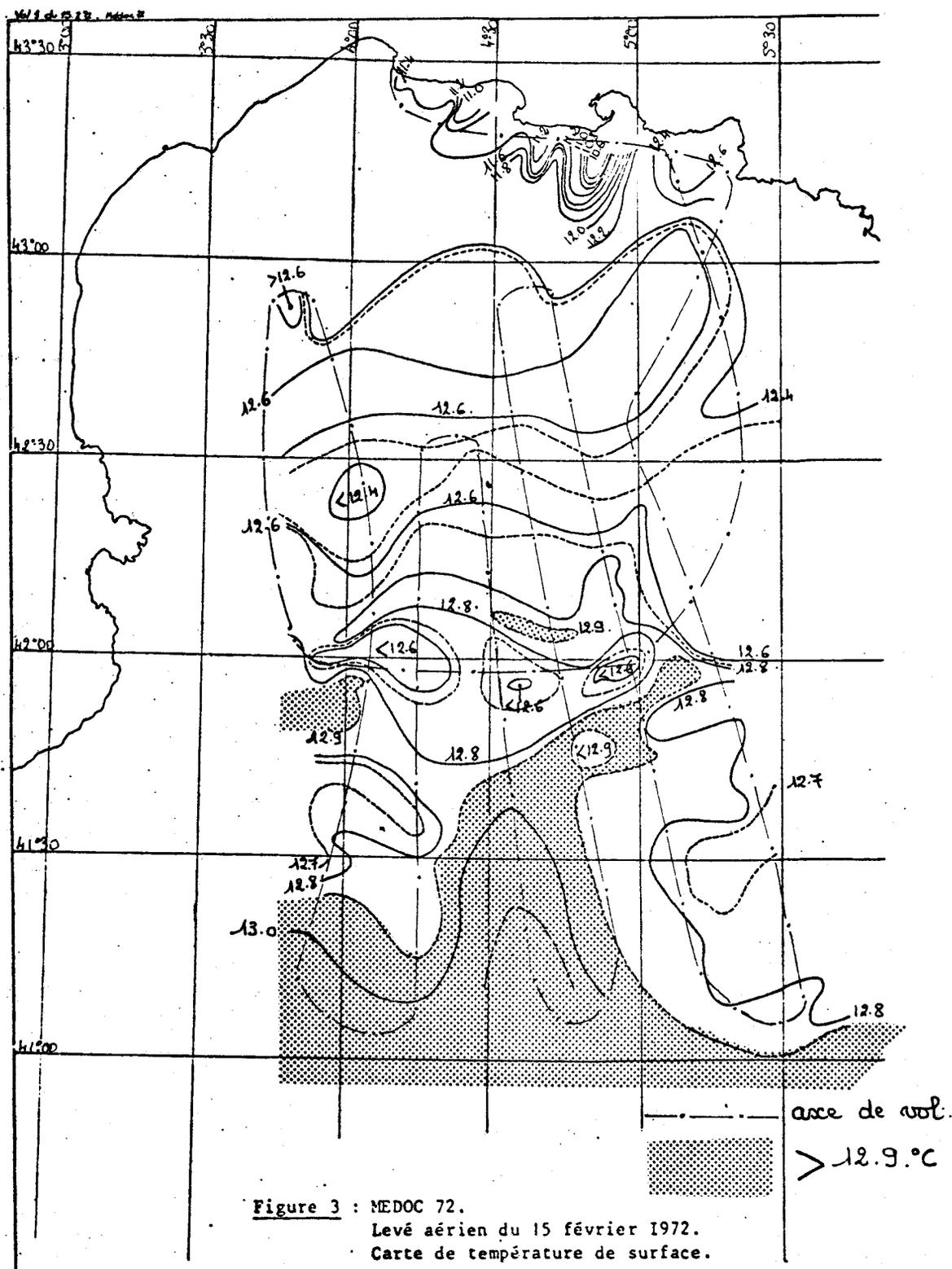


Figure 2 : Enregistrement simultané des fluctuations :
 (1) du rayonnement du ciel ΔW mesuré au radiomètre annexe,
 (2) de la température apparente radiométrique.
 (Vol du 2 mars 1972).

IO 73-656/10



IO 73-656/11



IO 73-656/12

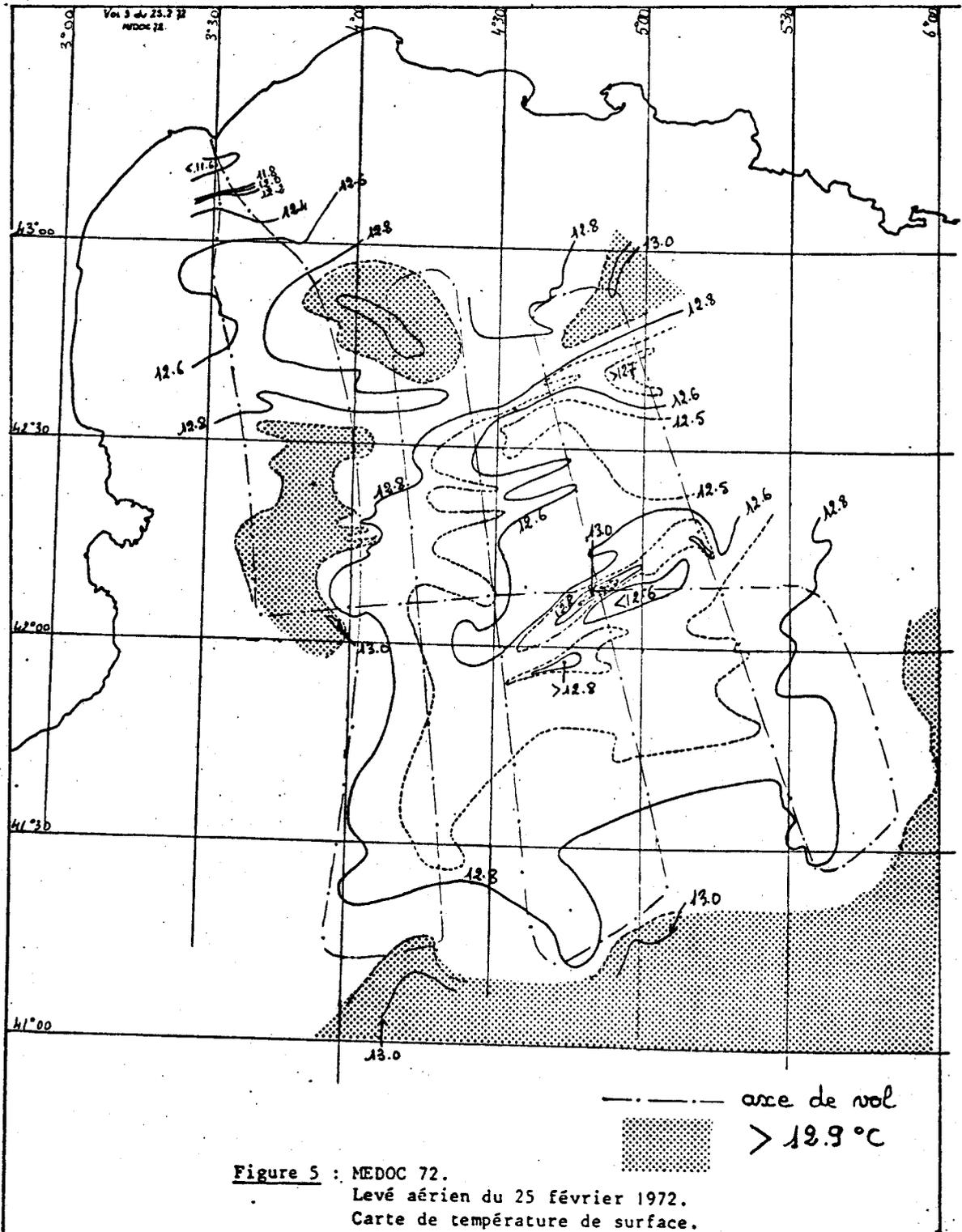


Figure 5 : MEDOC 72.
Levé aérien du 25 février 1972.
Carte de température de surface.



IO 73-656/13

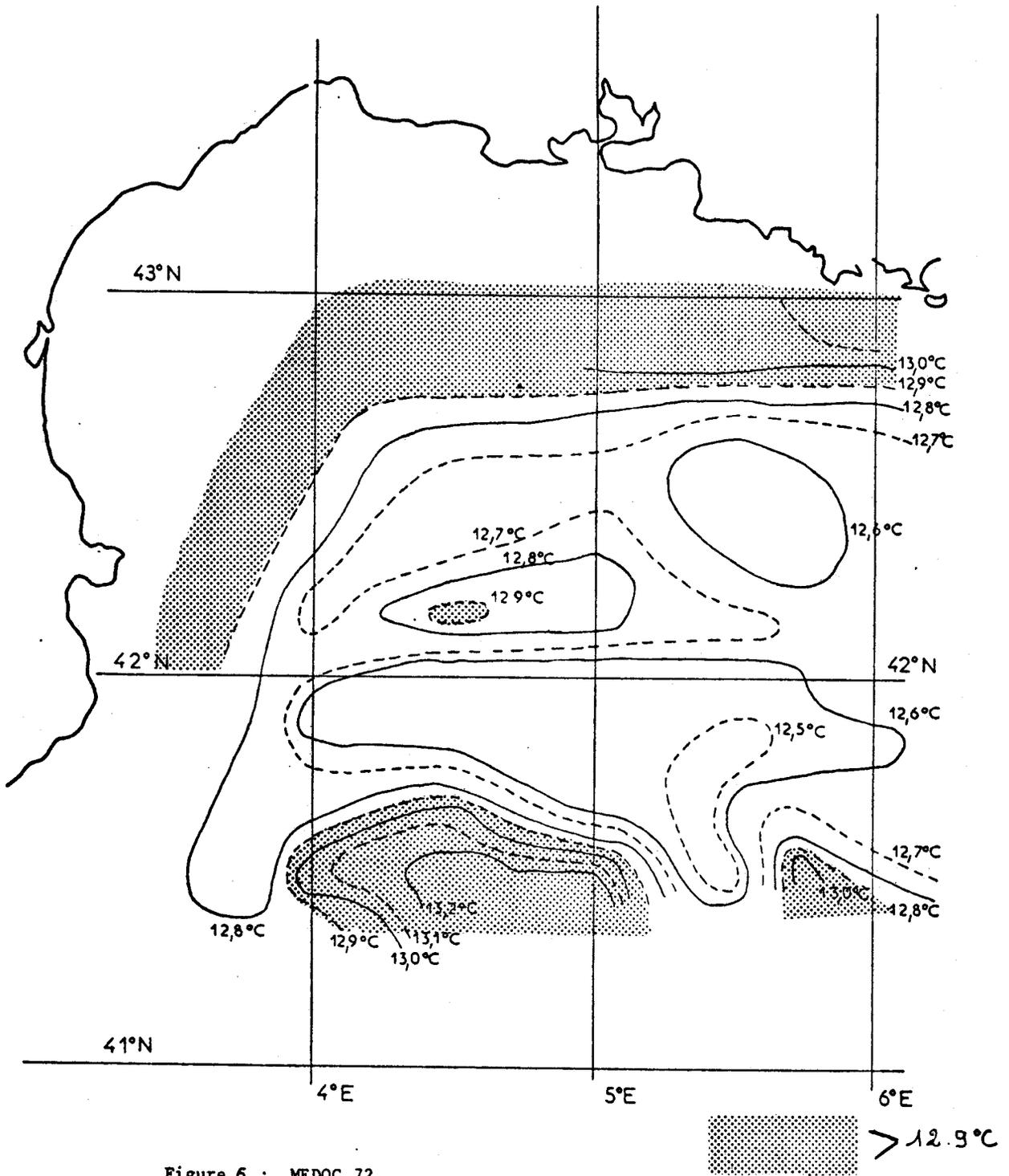


Figure 6 : MEDOC 72.

Carte de température de surface d'après les mesures faites par le NOROIT durant la première semaine de Février.



Parmi les améliorations envisagées dans la publication précédente, l'une d'entre elles, utilisation de la polarisation pour éliminer l'effet de réflexion a été effectivement étudiée et réalisée par la suite. Ce point est développé en détail dans la suite (§ II-3, publication 3).

L'intérêt de corrections multispectrales de l'émission atmosphérique initialement suggéré par ANDING et KAUTH (1970), pour les mesures à partir de satellites, reste discutable pour l'emploi sur avion volant à basse altitude. Dans ce cas, l'erreur à corriger est faible et par contre cette méthode risque d'entraîner d'autres causes d'erreur : le chapitre V discute des corrections multispectrales à partir de satellites.

Les applications des levés aériens de température de surface sont abordées dans cette publication et reprises de façon plus complète au chapitre III.

II-3 - RADIOMETRIE INFRAROUGE POLARISEE

L'élimination de l'effet de réflexion par visée à l'angle de BREWSTER est plus particulièrement développée dans l'article qui suit (publication 3). Ce procédé de mesure est relativement original et a fait l'objet d'un brevet. Il nous semble le mieux adapté à la mesure à partir d'un avion volant à basse altitude. Il présente également un très grand intérêt pour la mesure à partir de navires, qui doit se faire en se dégageant du navire et donc à incidence oblique.

PUBLICATION III

Reprinted from APPLIED OPTICS, Vol. 12, page 2115, September 1973
 Copyright 1973 by the Optical Society of America and reprinted by permission of the copyright owner

Améliorations apportées à la mesure de la température de surface de l'océan par l'utilisation d'un radiomètre infrarouge polarisant

P. Lecomte, P. Y. Deschamps et J. C. Vanhoutte

When the water surface temperature is measured with an infrared radiometer (8-13 μm), there is an error due to reflection on the water surface which is about 0.5°C and depends on sky radiance. This reflection error can be divided by more than four if the infrared radiometer is fitted with a polarizer and sights the water surface at Brewsterian incidence. Two successive measurements give an estimate of this error, the first one with the polarizer axis parallel to the incidence plane and the other one with this axis perpendicular to it. Experiments have been performed on a laboratory water tank to check that point. The results are little modified by taking into account the surface roughness induced by wind.

Introduction

Un radiomètre placé devant un corps noir reçoit un rayonnement fonction seulement de la température de ce corps. De cette mesure de rayonnement, les lois du corps noir permettent de déduire immédiatement sa température.

Dans notre problème qui est la mesure radiométrique de la température de surface de l'océan, une difficulté apparaît due au fait que l'eau n'est pas un corps noir parfait et des corrections doivent être introduites pour déduire la température réelle de la surface à partir de la "température apparente" mesurée au radiomètre. Nous considérerons ici le cas où le radiomètre est à faible distance de la source et où on peut négliger l'influence de l'absorption de l'atmosphère. Dans ce cas, le rayonnement reçu par l'appareil est le rayonnement provenant directement de la source auquel on doit ajouter le rayonnement du ciel réfléchi par la source. Une mesure de température implique alors la connaissance de ϵ_{λ} , émissivité monochromatique de l'eau, et de I_{λ} , luminance monochromatique du ciel, pour toute la bande spectrale de sensibilité du radiomètre.

Dans le domaine visible pour une surface d'eau plane, une méthode très simple consisterait à effectuer les mesures sous l'incidence brewstérienne en ajoutant un polariseur devant le détecteur. Ce polariseur, orienté de telle sorte qu'il ne laisse passer que la vibration dans le plan d'incidence, éliminerait complètement le terme réfléchi et donnerait à ϵ_{λ} la

valeur 1. Dans ce cas, la mesure radiométrique donnerait directement la température de la source comme pour un corps noir.

En réalité le problème est plus complexe car (1) les mesures radiométriques sont effectuées non pas dans le visible mais dans l'infrarouge, généralement entre 8 et 13,6 microns, domaine correspondant à la fenêtre de transparence atmosphérique et au maximum d'énergie du corps noir à la température ambiante. A de telles longueurs d'onde, l'indice de l'eau est complexe et l'incidence brewstérienne ne correspond pas à une extinction totale de la vibration transversale; de plus l'angle de Brewster dépend un peu de la longueur d'onde dans la bande considérée. (2) La mer n'est pas parfaitement plane et il faut tenir compte de l'influence des vagues sur le coefficient de réflexion.

Nous allons maintenant dans une première partie rappeler le principe de la mesure de la température de la surface de l'eau au moyen d'un radiomètre et le calcul de la correction de réflexion, puis nous montrerons dans une deuxième partie comment l'emploi d'un polariseur permet d'améliorer la mesure, nous calculerons le facteur d'amélioration pour une mer plane et nous donnerons les premiers résultats expérimentaux. Et enfin, dans une troisième partie, nous calculerons le facteur d'amélioration pour une surface de mer agitée sous l'effet du vent.

1. Principe de la mesure radiométrique de la température de surface de l'océan

Un radiomètre est généralement étalonné en mesurant le rayonnement I émis par un corps noir à la température T dans un domaine spectral où la fonction filtre du radiomètre est τ_{λ} . Nous appellerons $I_{\lambda}(T)$ la luminance monochromatique énergétique du corps noir à la température T

The authors are with Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum, Paris, and Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université des Sciences et des Techniques de Lille 1, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq, France.

Received 19 January 1973.

$$I = \int_0^\infty \tau_\lambda I_\lambda(T) d\lambda. \quad (1)$$

La mer est un corps noir imparfait et a une émissivité $\epsilon_\lambda(i)$ et un coefficient de réflexion $r_\lambda(i) = 1 - \epsilon_\lambda(i)$. Le rayonnement émis par l'eau à la température T et dans la direction d'observation i est en réalité:

$$I_\lambda(T) = \epsilon_\lambda(i) I_\lambda(T) + [1 - \epsilon_\lambda(i)] I_{\lambda s}(i), \quad (2)$$

$$= I_\lambda(T) - [1 - \epsilon_\lambda(i)] [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)],$$

$$= I_\lambda(T) - r_\lambda(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)], \quad (3)$$

où $I_{\lambda s}(i)$ est la luminance énergétique monochromatique du rayonnement émis par le ciel et reçu à la surface de la mer.

Le rayonnement reçu par l'appareil est donc:

$$I'(T) = I(T) - \int_0^\infty \tau_\lambda r_\lambda(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)] d\lambda. \quad (4)$$

La mesure de $I'(T)$ conduit en se rapportant à l'étalonnage effectué à l'aide d'un corps noir, à une température radiométrique apparente de l'eau T_{rad} définie par $I'(T) = I(T_{rad})$. L'erreur est $\Delta T_{rad} = T_{rad} - T$. En utilisant un développement limité au 1er ordre au voisinage de T , on obtient:

$$\begin{aligned} I'(T) - I(T) &= I(T_{rad}) - I(T) \\ &= (T_{rad} - T) [dI(T)/dT] = \Delta T_{ref}(i) \int_0^\infty \tau_\lambda \\ &\quad \times [dI_\lambda(T)/dT] d\lambda. \end{aligned} \quad (5)$$

En comparant (4) et (5),

$$\Delta T_{ref}(i) = \frac{\int_0^\infty \tau_\lambda r_\lambda(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)] d\lambda}{\int_0^\infty \tau_\lambda [dI_\lambda(T)/dT] d\lambda}. \quad (6)$$

L'erreur due à la réflexion a été étudiée de façon systématique pour les mesures effectuées en Méditerranée sur la Bouée Laboratoire du C.N.E.X.O. (réf. 1). L'ordre de grandeur de $\Delta T_{ref}(0)$ est de 0,5°C sous une incidence voisine de la normale, dans le cas d'un ciel clair et pour une température de l'air peu différente de la température de l'eau. On conçoit que la connaissance de $\Delta T_{ref}(i)$ soit indispensable pour déterminer la température de la surface de l'eau de façon précise. La connaissance de $\Delta T_{ref}(i)$ qui revient à la mesure de

$$\Delta W = \int_0^\infty \tau_\lambda r_\lambda(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)] d\lambda$$

exige une mesure annexe de $I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)$; cette mesure doit être effectuée à l'aide d'un radiomètre auxiliaire qui mesure la différence entre le rayonnement émis par l'eau et le rayonnement émis par le ciel. Il serait très intéressant d'annuler ou tout au moins de réduire ΔT_{ref} . C'est ce que l'emploi d'un polariseur va permettre.

II. Utilisation d'un radiomètre polarisant pour une mer plate

A. Principe

Nous supposons le rayonnement du ciel non polarisé. Si un radiomètre muni d'un polariseur vise la surface plane de l'eau sous un angle i , toutes les équations établies dans le paragraphe précédent restent valables en décomposant la vibration en ses deux composantes parallèle et perpendiculaire au plan d'incidence pour lesquelles le coefficient de réflexion est respectivement $r_{\lambda p}$ et $r_{\lambda r}$. Si nous supposons le polariseur parfait ne transmettant que la vibration dans le plan d'incidence, l'erreur sur la mesure est:

$$\Delta T_{ref}(i) = \frac{\int_0^\infty \tau_\lambda r_{\lambda p}(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)] d\lambda}{\int_0^\infty \tau_\lambda [dI_\lambda(T)/dT] d\lambda}. \quad (7)$$

On peut alors définir un facteur de diminution d'erreur qui sera

$$F(i) = \frac{\Delta T_{ref}(i)}{\Delta T_{ref}(0)}$$

où $\Delta T_{ref}(0)$ est l'erreur sur la mesure commise lorsque le radiomètre non polarisant vise l'eau sous une incidence normale:

$$F(i) = \frac{\int_0^\infty \tau_\lambda r_{\lambda p}(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)] d\lambda}{\int_0^\infty \tau_\lambda r_{\lambda p}(0) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(0)] d\lambda}. \quad (8)$$

B. Résultats

Nous avons effectué le calcul de $F(i)$ pour une surface d'eau plane, en considérant le cas d'un radiomètre ayant une fonction filtre $\tau_\lambda = 1$ pour $8 \mu\text{m} < \lambda < 13,6 \mu\text{m}$ et $\tau_\lambda = 0$ pour $\lambda < 8 \mu\text{m}$ et $\lambda > 13,6 \mu\text{m}$, ce qui correspond à peu près au radiomètre du laboratoire. Nous avons envisagé également le cas d'une fonction filtre $\tau_\lambda = 1$ pour $10 \mu\text{m} < \lambda < 12 \mu\text{m}$, $\tau_\lambda = 0$ pour $\lambda < 10 \mu\text{m}$ et $\lambda > 12 \mu\text{m}$.

Pour définir $I_{\lambda s}(i)$, nous avons utilisé les modèles décrits précédemment (réf. 1). Comme forme de ciel fonction de l'incidence, nous avons choisi d'après les mesures de Sloan *et al.*² et d'Oejten *et al.*³, un modèle de la forme:

$$I_{\lambda s}(i) = I_{\lambda s}(0) + [I_\lambda(T_{air}) - I_{\lambda s}(0)] K(i),$$

dans lequel $I_\lambda(T_{air})$ est la luminance du corps noir à la température de l'air au niveau de la mer et $K(i)$ est donné dans le Tableau I. Dans le cas particulier

Tableau I. Coefficients de forme de ciel

i en °	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$K(i)$	0,0	0,01	0,02	0,04	0,075	0,125	0,2	0,3	0,5	1

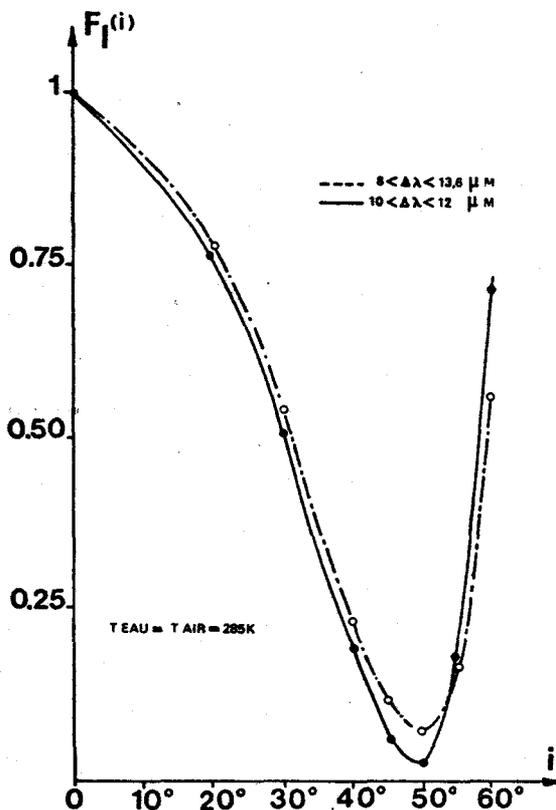


Fig. 1. Facteurs de diminution d'erreur $F_l(i)$ fonction de l'angle d'incidence i pour une mer plate et un ciel clair.

où l'air est à la même température que l'eau (cas fréquent), $I_\lambda(T_{\text{air}}) = I_\lambda(T)$. Dans ce cas, la formule (8) s'écrit:

$$F_l(i) = \frac{[1 - K(i)] \int_0^\infty \tau_{\lambda r_{\lambda l}}(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(0)] d\lambda}{\int_0^\infty \tau_{\lambda r_{\lambda l}}(0) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(0)] d\lambda} \quad (9)$$

On a effectué le calcul en séparant l'intervalle 8-13,6 μm en quatre intervalles correspondant aux longueurs d'onde 8-9, 9-10, 10-12, 12-13,6 μm et en utilisant les valeurs de l'indice de l'eau déduites des mesures de Pontier.⁴ Les résultats sont donnés à la Fig. 1. Cette figure montre que l'erreur sur la mesure de la température d'une surface d'eau parfaitement plane qui était de l'ordre de 0,5°C lorsque l'on travaillait sous une incidence normale avec un radiomètre non polarisant est diminuée lorsque l'on utilise un radiomètre polarisant. Pour une incidence de 50°, elle n'est plus que de 0,04°C. Ce gain n'est que très légèrement augmenté en réduisant la bande de sensibilité du radiomètre à 10-12 μm et cette modification semble inutile.

Au contraire, l'élargissement de la bande de sensibilité du côté des grandes longueurs d'onde est à éviter: dans ce domaine, l'indice de l'eau a sa partie

complexe qui augmente très vite, et le minimum de $F_l(i)$ va augmenter.

Un avantage supplémentaire important du radiomètre polarisant est qu'il permettra de s'affranchir de l'emploi d'un radiomètre auxiliaire pour évaluer le terme $I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)$ nécessaire pour connaître $\Delta T_{\text{ref}}(i)$. En effet, deux mesures successives du rayonnement émis par l'eau lorsque le polariseur transmet la vibration dans le plan perpendiculaire au plan d'incidence puis lorsque le polariseur transmet la vibration dans le plan d'incidence permettent d'évaluer le terme:

$$\Delta W_p = \int_0^\infty \tau_{\lambda r_{\lambda l}}(i) - \tau_{\lambda r_{\lambda r}}(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)] d\lambda \quad (10)$$

Connaissant $r_{\lambda l}(i)$ et $r_{\lambda r}(i)$, on pourra en déduire $I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)$ et donc évaluer le terme

$$\Delta W_l = \int_0^\infty \tau_{\lambda r_{\lambda l}}(i) [I_\lambda(T) - I_{\lambda s}(i)] d\lambda \quad (11)$$

ce qui permettra de connaître $\Delta T_{\text{ref}}(i)$.

Inversement, mesurant ΔW_p et $I_\lambda - I_{\lambda s}$, on peut en déduire $r_r(i) - r_l(i) = 2 r(i)$. Ceci peut servir à améliorer les possibilités de détection des nappes polluantes.

C. Vérification expérimentale

On a voulu vérifier, en laboratoire, le principe de la méthode ainsi mise au point. L'appareil utilisé est un radiomètre réalisé au laboratoire et décrit précédemment (réf. 5). On a simplement ajouté une lentille en KRS 5 entre le détecteur et le modulateur afin de focaliser le faisceau. Le champ de l'appareil est tel que la moitié de l'énergie recueillie par le détecteur est concentrée dans un cône dont l'angle au sommet est de 4°. Le polariseur à grille d'or est placé entre la lentille et le détecteur. Il est très difficile de le tourner en cours de manipulation et il a paru plus simple de faire pivoter l'appareil tout entier autour de son axe de visée. L'axe détecteur-modulateur et l'axe privilégié du polariseur restant inchangés au cours des mesures, les erreurs causées par les propriétés polarisantes du miroir modulateur restent constantes.

Le radiomètre vise la surface d'une cuve d'eau suffisamment agitée pour éviter la formation de gradients superficiels. Le rayonnement réfléchi à la surface de l'eau et pénétrant dans le radiomètre ne provient pas du ciel mais d'une plaque d'aluminium peinte en noir et maintenue à une température constante au moyen de fils chauffants et d'un système de régulation en température. La température de cette plaque est d'environ 37°C alors que la température de la masse d'eau est de 15°C.

La manipulation consiste à faire viser au radiomètre la surface de l'eau sous différentes incidences. Pour chaque incidence, on mesure successivement la température apparente de surface lorsque l'axe privilégié du polariseur est dans le plan d'incidence puis perpendiculaire à ce plan. Afin de s'affranchir des dérives thermiques de l'appareil, on procède à de

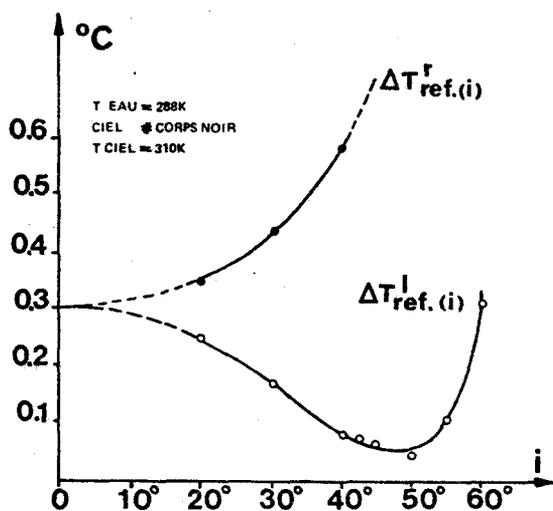


Fig. 2. Erreurs de réflexion $\Delta T_{ref}^r(i)$ et $\Delta T_{ref}^I(i)$ fonction de l'angle d'incidence i mesurées au radiomètre polarisant.

très fréquents étalonnages à l'aide d'un corps noir de cuivre presque totalement immergé dans la cuve. La température de la masse de l'eau est mesurée par une sonde de platine reliée à un thermomètre numérique.

La figure 2 donne $\Delta T_{ref}^r(i)$ et $\Delta T_{ref}^I(i)$. La figure 3 donne $F_I(i)$. On constate que l'amélioration est moins importante que le calcul ne le laisse supposer. Ceci est dû principalement aux causes suivantes: (1) L'agitation à la surface de l'eau. Cette agitation est provoquée par le brassage nécessaire pour éviter la formation de gradients superficiels. Il est évidemment très difficile de chiffrer cet effet d'agitation de surface, mais nous verrons par la suite que l'agitation de l'eau sous l'action du vent a pour effet de détériorer $F_I(i)$. Cette détérioration augmente avec la vitesse du vent, mais est relativement rapide pour un vent très faible. Il n'est pas déraisonnable de penser que l'agitation de la surface de l'eau contenue dans la cuve provoque une pente moyenne de surface équivalente à celle que l'on rencontrerait dans le cas d'une mer agitée sous l'effet d'un vent ayant une vitesse de 1 ou 2 noeuds. (2) La plaque d'aluminium noircie rayonne comme un corps noir, alors que la répartition spectrale d'un ciel clair est très différente.

Si nous calculons $F_I(i)$ dans le cas d'une surface d'eau agitée sous l'effet d'un vent de 1 m.s^{-1} , pour un ciel émettant comme un corps noir et pour un radiomètre muni d'un filtre de transmission $\tau_\lambda = 1$ pour $8 < \lambda < 13,6 \mu\text{m}$ et $\tau_\lambda = 0$ partout ailleurs, nous trouvons $F_I(i)$ représenté à la Fig. 3. On retrouve alors un $F_I(i)$ mesuré très peu différent du $F_I(i)$ calculé.

Cette vérification peut être considérée comme très valable compte tenu que: (1) On ne connaît pas exactement l'influence de l'agitation de l'eau. (2)

L'angle d'ouverture de l'appareil est assez mal défini. (3) L'influence de la forme de la courbe de transmission du filtre a été négligée. (4) L'angle de visée du radiomètre est assez mal repéré. (5) $\Delta T_{ref}(0)$ ne peut pas être mesuré, mais est évalué par extrapolation des courbes donnant $\Delta T_{ref}^r(i)$ et $\Delta T_{ref}^I(i)$ (Fig. 2), le dernier pointé étant effectué pour une incidence de 20° .

III. Cas d'une mer non plate

A. Position du problème

On introduit, pour traiter le cas réel de la surface de la mer, une distribution de pentes de vagues définie par Cox et Munk,⁶ c'est-à-dire une distribution gaussienne de la forme:

$$p(z_x, z_y) dz_x dz_y = \frac{1}{\pi \sigma^2} \exp\left\{-\frac{Z_x^2 + Z_y^2}{\sigma^2}\right\} dz_x dz_y, \quad (12)$$

dans laquelle $p(z_x, z_y) dz_x dz_y$ représente la probabilité de rencontrer des pentes de vagues comprises entre $z_x \pm 1/2 dz_x$ et $z_y \pm 1/2 dz_y$. La variance σ^2 est liée à la vitesse du vent V exprimée en m.s^{-1} par la relation $\sigma^2 = 0,003 + 5,12 \cdot 10^{-3} V$.

En coordonnées sphériques, la direction de visée

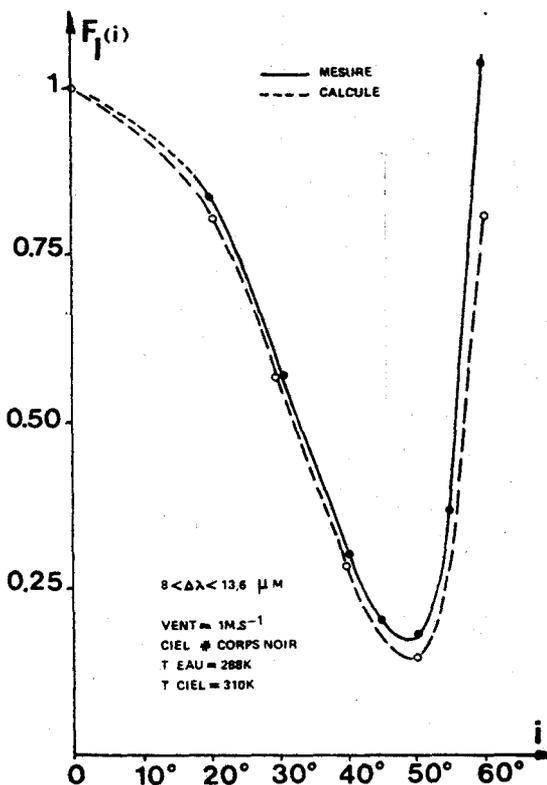


Fig. 3. Facteurs de diminution d'erreur $F_I(i)$ fonction de l'angle d'incidence i .

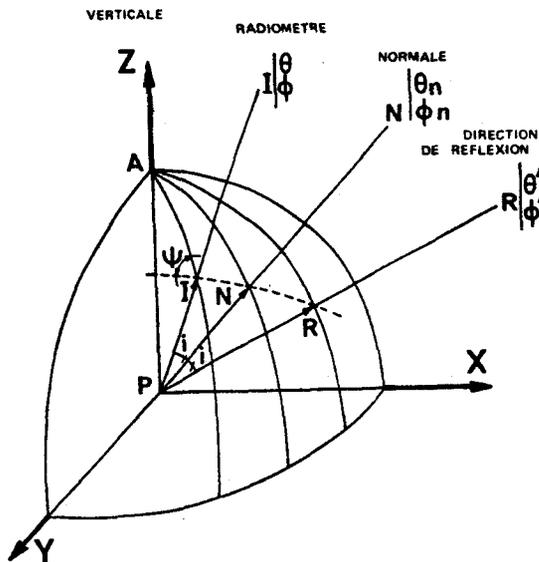


Fig. 4. Axes de référence.

du radiomètre sera représentée (Fig. 4) par $PI(\theta, \phi)$, la direction normale au plan de la vague sera représentée par $PN(\theta_n, \phi_n)$, la direction du rayonnement venant du ciel qui, réfléchi par la surface est reçue par le radiomètre, sera représentée par $PR(\theta', \phi')$ et l'angle $i = (PI, PN)$. Remarquons que lorsque la mer est parfaitement plane, l'angle θ est confondu avec l'angle i .

Dans le nouveau système choisi,

$$p(z_x, z_y) dz_x dz_y = p(\theta_n, \phi_n) \operatorname{tg} \theta_n \sec^2 \theta_n d\theta_n d\phi_n.$$

On peut l'interpréter comme la fraction de l'unité de surface horizontale, ayant des pentes de vagues comprises entre les angles $\theta_n \pm 1/2 d\theta_n$ et $\phi_n \pm 1/2 d\phi_n$.

$$I'(T) = I(T) - \sec \theta \int_0^\infty \tau_\lambda \int_0^{2\pi} r_\lambda(i) [I_\lambda(T) - I_\lambda(\theta')] \times p(\theta_n, \phi_n) f d\theta_n d\phi_n d\lambda \quad (13)$$

$$\text{avec } i = \cos \operatorname{arctg} \theta_n / \cos^2 \theta_n$$

et que ΔT_{ref} qui était donné par la formule (6), vaut maintenant:

$$\Delta T_{ref}^{NP}(\theta) = \frac{\sec \theta \int_0^\infty \tau_\lambda \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} r_\lambda(i) [I_\lambda(T) - I_\lambda(\theta')] p f d\theta_n d\phi_n d\lambda}{\int_0^\infty \tau_\lambda (dI_\lambda(T) / dT) d\lambda} \quad (14)$$

Le calcul effectué au paragraphe précédent et donnant $\Delta T_{ref}(i)$ pour un radiomètre muni d'un polariseur ne transmettant que la vibration dans le plan d'incidence n'est valable que pour une mer dont la surface serait parfaitement plane. Dans ce cas particulier, le plan vertical contenant l'axe privilégié du polariseur est perpendiculaire au plan tangent à la surface de l'eau. Ce n'est plus vrai lorsque la surface de la mer est agitée. Il faut alors reprendre les calculs en introduisant la matrice colonne formée des paramètres de Stokes que nous utiliserons sous la forme (I_i, I_r, U, V) .

Si on décompose la vibration lumineuse $A e^{i\omega t}$ suivant deux axes perpendiculaires l et r de vecteurs unitaires e_l et e_r , on obtiendra:

$$A = A_l e_l + A_r e_r \quad (15)$$

$$= a_l e^{i\phi_l} e_l + a_r e^{i\phi_r} e_r = a_l e^{i\phi_l} e_l + a_r e^{i(\phi_l - \sigma)} e_r \quad (16)$$

Les intensités des deux composantes seront:

$$I_l = A_l A_l^* = a_l^2 \quad (17)$$

$$I_r = A_r A_r^* = a_r^2 \quad (18)$$

et on définira les deux autres paramètres par:

$$U = A_l A_r^* + A_r A_l^* = 2a_l a_r \cos \delta \quad (19)$$

$$V = i(A_r A_l^* - A_l A_r^*) = 2a_l a_r \sin \delta \quad (20)$$

De même, on introduira la matrice réflexion

$$\tilde{r}_\lambda(i) = \begin{bmatrix} \rho_{Nl} \rho_{Nl}^* & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \rho_{Nr} \rho_{Nr}^* & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{2}(\rho_{Nl} \rho_{Nr}^* + \rho_{Nr} \rho_{Nl}^*) & \frac{i}{2}(\rho_{Nl} \rho_{Nr}^* - \rho_{Nr} \rho_{Nl}^*) \\ 0 & 0 & -\frac{i}{2}(\rho_{Nl} \rho_{Nr}^* - \rho_{Nr} \rho_{Nl}^*) & -\frac{1}{2}(\rho_{Nl} \rho_{Nr}^* + \rho_{Nr} \rho_{Nl}^*) \end{bmatrix} \quad (21)$$

où ρ_l et ρ_r sont les coefficients de réflexion en amplitude pour la vibration parallèle et pour la vibration perpendiculaire au plan d'incidence. ρ_l^* et ρ_r^* sont les quantités conjuguées.

Enfin, on introduira la matrice changement d'axes $L(-\psi)$ permettant de calculer les nouvelles composantes d'un vecteur \tilde{I} dans un nouveau repère ortho-normé R_2 faisant un angle ψ avec le repère d'origine R_1 , $I' = L(-\psi) I$.

Avec ces hypothèses, on peut montrer que $I'(T)$, rayonnement reçu par l'appareil, qui était donné par la formule (4) dans le cas d'une mer plane, vaut maintenant:

$$L(-\psi) = \begin{bmatrix} \cos^2 \psi & \sin^2 \psi & -\frac{1}{2} \sin 2\psi & 0 \\ \sin^2 \psi & \cos^2 \psi & \frac{1}{2} \sin 2\psi & 0 \\ \sin 2\psi & -\sin 2\psi & \cos 2\psi & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (22)$$

Les paramètres de Stokes étant additifs, la matrice caractérisant le rayonnement reçu par le radiomètre sera la somme de deux termes: le premier représentant le rayonnement émis par la mer, le second, le rayonnement provenant du ciel et réfléchi par la surface de l'eau.

La matrice donnant le rayonnement émis par la mer, rapportée aux axes parallèles et perpendiculaire au plan (PI, PN, PR), est:

$$[1 - \tilde{r}_\lambda(i)] \tilde{I}_\lambda(T),$$

avec $\tilde{I}_\lambda(T) = \begin{bmatrix} I_{N/2} \\ I_{N/2} \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$ (23)

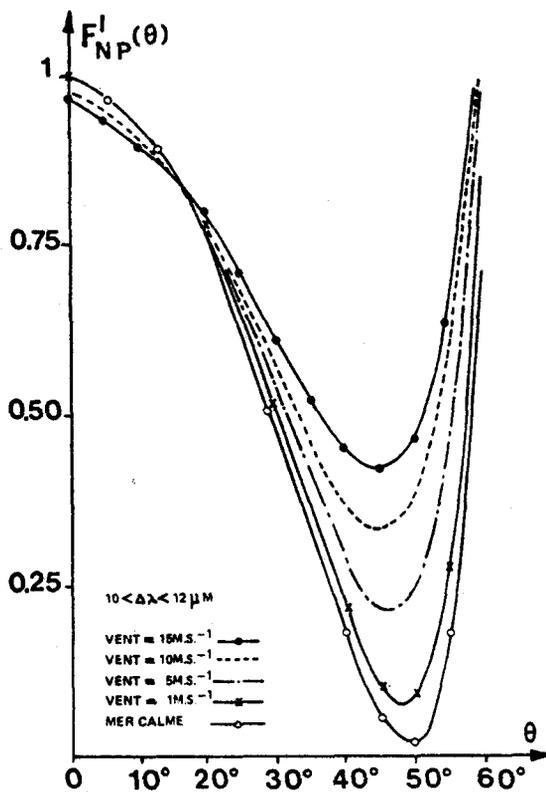


Fig. 5. Facteurs de diminution d'erreur $F_{NP}^I(\theta)$ fonction de l'angle θ , pour un ciel clair et une mer agitée.

Rapportée à ce même plan, la matrice donnant le rayonnement provenant du ciel, réfléchi à la surface de l'eau et recueilli par le radiomètre, est:

$$\tilde{r}_\lambda(i) \tilde{I}_\lambda(\theta, \phi'),$$

avec $\tilde{I}_\lambda(\theta, \phi') = \begin{bmatrix} I_{\lambda e/2} \\ I_{\lambda e/2} \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$ (24)

En se ramenant aux axes parallèles et perpendiculaire au plan vertical contenant l'axe de visée du radiomètre (plan PI, PZ), la matrice du rayonnement reçu sera:

$$\tilde{I}_\lambda' = L(-\psi)[1 - \tilde{r}_\lambda(i)] \tilde{I}_\lambda(T) + L(-\psi) \tilde{r}_\lambda(i) \tilde{I}_\lambda(\theta, \phi'). \quad (25)$$

En intégrant sur toutes les pentes de vagues, le rayonnement détecté par le radiomètre sera caractérisé par:

$$\begin{bmatrix} I_{\lambda'} \\ I_{N'} \\ U_{\lambda'} \\ V_{\lambda'} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \sec \theta \begin{bmatrix} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I_\lambda - (I_\lambda - I_{\lambda e})(r_N \cos^2 \psi + r_N \sin^2 \psi) \\ \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I_\lambda - (I_\lambda - I_{\lambda e})(r_N \sin^2 \psi + r_{\lambda e} \cos^2 \psi) \\ \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} (r_N - r_N)(I_\lambda - I_{\lambda e}) \sin 2\psi \\ 0 \end{bmatrix} p f d \theta_n d \phi_n \quad (26)$$

Lorsque le polariseur est placé devant le détecteur de façon à ne laisser passer que la vibration située dans le plan vertical contenant la direction de visée du radiomètre, l'énergie reçue sera:

$$I'_i = \int_0^{2\pi} \tau_\lambda I_{N'} d\lambda = \frac{1}{2} \sec \theta \int_0^{2\pi} \tau_\lambda \int_0^{\pi/2} \int_0^{\pi/2} [I_\lambda - (I_\lambda - I_{\lambda e})(r_N \cos^2 \psi + r_N \sin^2 \psi)] p f d \theta_n d \phi_n d\lambda \quad (27)$$

L'erreur sur la mesure sera:

$$\Delta I' = \frac{1}{2} \sec \theta \int_0^{\infty} \tau_{\lambda} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \times (I_{\lambda} - I_{\lambda r}) r_M \cos^2 \psi + r_{\lambda r} \sin^2 \psi p f d\theta_r d\phi_r d\lambda \quad (28)$$

ce qui entraînera une erreur en température

$$\Delta T_{ref}^{NPI}(\theta) = \frac{2\Delta I_{M'}}{\int_0^{\infty} \tau_{\lambda} [dI_{\lambda}(T)/dT] d\lambda} \quad (29)$$

On peut alors définir un facteur de diminution d'erreur:

$$F_i^{NPI}(\theta) = \Delta T_{ref}^{NPI}(\theta) / \Delta T_{ref}(0) \quad (30)$$

B. Résultats

Nous avons effectué le calcul de $F_i^{NPI}(\theta)$ en considérant le cas d'un radiomètre ayant une fonction filtre $\tau_{\lambda} = 1$ pour $10 \mu\text{m} < \lambda < 12 \mu\text{m}$, $\tau_{\lambda} = 0$ pour $\lambda < 10 \mu\text{m}$ et $\lambda > 12 \mu\text{m}$.

Les résultats sont donnés à la Fig. (5) qui donne le facteur de diminution d'erreur en fonction de l'angle d'inclinaison du radiomètre par rapport à la verticale. Cette figure montre que même dans le cas d'une mer assez fortement agitée, l'erreur de réflexion est diminuée lorsque l'on travaille en polarisation. Cette erreur est minimale pour un angle d'environ 50° pour une mer plane, cet angle diminuant très légèrement à mesure que l'agitation de la surface de l'eau est plus importante. Cette erreur de réflexion, pour une incidence d'environ 45° , est divisée par un facteur 4 pour un vent de 5 m.s^{-1} par rapport au cas où l'on travaille sans polariseur sous une incidence normale. Pour un vent de 15 m.s^{-1} , le facteur de diminution d'erreur est d'environ 0,4. Si l'on désire que l'erreur de réflexion dépende moins de l'état de la mer, on peut se placer sous une incidence de l'ordre de 35° ; dans ces conditions, le facteur de diminution d'erreur sera moins affecté par la variation de la pente moyenne des vagues, mais il sera un peu augmenté.

Il restera donc nécessaire d'introduire dans tous les cas un terme correctif

$$\Delta_{ref}^{NPI}(\theta)$$

mais ce terme devra être évalué avec d'autant moins de précision qu'il est plus faible. On pourra le déterminer, comme dans le cas d'une mer plate, en effectuant deux mesures successives du rayonnement émis par l'eau lorsque le polariseur transmet la vibration dans le plan vertical, puis lorsque le polariseur transmet la vibration dans le plan horizontal.

Conclusion

Alors que la mesure radiométrique sous incidence normale effectuée à l'aide d'un radiomètre non polarisant donne seulement la valeur de la température de l'eau, avec une erreur de réflexion atteignant dans certains cas $0,5^\circ\text{C}$, et nécessite donc une mesure auxiliaire du rayonnement du ciel pour corriger cette erreur de réflexion, la mesure en lumière polarisée sous une incidence de l'ordre de 45° fournit deux informations. La première permet de connaître la température de surface de l'eau avec une erreur par temps clair variant de $0,05^\circ\text{C}$ dans le cas d'une mer plate à $0,15^\circ\text{C}$ pour une mer agitée par un vent de l'ordre de 10 m.sec^{-1} . Ces erreurs seraient encore réduites dans le cas où le ciel serait couvert de nuages. La seconde permet d'évaluer cette erreur de réflexion. La méthode proposée semble donc apporter une amélioration dans le domaine des techniques de mesures de la température de surface de l'eau. Elle peut aussi être appliquée à la mesure de température de surface de tout corps présentant des propriétés polarisantes par réflexion.

Ce travail a fait l'objet d'une aide financière de la part du Centre National pour l'Exploitation des Océans.

References

1. P. Lecomte et P. Y. Deschamps, Cahiers Océanog. 22, 161 (1970).
2. R. Sloan, J. H. Shaw, and D. Williams, J. Opt. Soc. Am. 45, 455 (1955).
3. R. A. Oetjen, E. E. Bell, Y. Young, and L. Eisner, J. Opt. Soc. Am. 50, 1313 (1960).
4. L. Pontier et C. Dechambenoy, Ann. Géophys. 22, 633 (1966).
5. P. Y. Deschamps, P. Lecomte, et J. C. Vanhoutte, Rapport interne, Lille (1970).
6. C. Cox and W. Munk, J. Opt. Soc. Am. 41, 838 (1954).

Une seconde version du radiomètre infrarouge initialement conçu au laboratoire (DESCHAMPS, 1968), a été réalisée pour inclure un polariseur (VANHOUTTE, 1974). Cet appareil a permis de vérifier le principe de la correction de réflexion par polarisation. Il a également servi à exécuter des mesures précises de refroidissement superficiel dans la soufflerie de l'I.M.S.T. à LUMINY et à étudier les possibilités de détection de nappes d'hydrocarbures en polarisation dans l'infrarouge (FUSEY, (1974) voir chapitres V et VI).

Alors que dans le domaine des micro-ondes, l'emploi des 2 composantes polarisées en télédétection est très courant, il ne semble pas que les possibilités dans l'infrarouge aient été très largement étudiées. RAZUMOVSKIY (1973) a également souligné l'intérêt d'éliminer l'effet de réflexion par polarisation. EGAN et HILGEMAN (1977) se sont intéressés aux modifications entraînées par l'état de surface de la mer, et HALL (1968 a et b) à la polarisation infrarouge de l'atmosphère. On trouvera par ailleurs dans cette étude des suggestions concernant l'amélioration de la détection infrarouge des nappes d'hydrocarbures en polarisation (chapitre VI) et la mesure à partir de l'espace des transmissions atmosphériques dans la fenêtre infrarouge (chapitre V, publication 4).

II-4 - EVALUATION DE L'ERREUR DE TRANSMISSION ATMOSPHERIQUE ENTRE 10,5 et 12,5 μm

Dans la publication 1, (chapitre I, § I-2), l'erreur due à l'émission atmosphérique sur le trajet radiomètre-surface de la mer avait été évaluée à partir de données sur la transmission atmosphérique d'après STULL et al (1964) et SAIEDY (1960). Cette évaluation faite en 1971 ne tenait pas compte du continuum d'absorption de la vapeur d'eau dite de type e, c'est à dire dépendant de la pression partielle de vapeur d'eau. Ce type d'absorption a été mis en évidence en cuve en 1970 (BIGNELL, 1970, BURCH et GRYVNAK, 1970) et sa présence dans l'atmosphère a été confirmée par la suite (LEE, 1973, GRASSL, 1973). L'effet de cette absorption de type e est particulièrement important dans la fenêtre atmosphérique au maximum de transparence entre 10,5 et 12,5 μm .

Alors que les premiers radiomètres utilisaient de préférence la bande spectrale 8 à 14 μm , qui inclue des raies d'absorption assez fortes de H_2O et CO_2 , l'évolution technologique a permis de restreindre cet intervalle à 10,5 - 12,5 μm qui est le plus couramment utilisé actuellement.

Pour ces raisons, nous développons dans ce qui suit une nouvelle formule paramétrique permettant d'effectuer des corrections atmosphériques pour un avion volant à basse altitude, et tenant compte de l'absorption de type e.

L'émission atmosphérique a été calculée à partir du modèle de transmission qui est décrit en détail en annexe et tient compte de l'absorption par les ailes de raies de la vapeur d'eau, et des absorptions dues aux continuums de type e et des ailes de raies. Les autres absorbants, CO_2 et O_3 , ont un effet négligeable.

Les seuls paramètres dont on dispose pour décrire l'atmosphère entre l'avion et la surface de l'eau sont T_0 , mesuré radiométriquement, et $T(p)$, mesuré au niveau du vol p , avec éventuellement l'humidité $H(p)$. On fera l'hypothèse que l'atmosphère entre l'avion et la surface peut être décrite par un gradient linéaire de température entre $T_0(p_0)$ et $T(p)$, et une humidité relative $H(p)$ constante, ce qui correspond assez bien à la description de la couche limite atmosphérique au-dessus de l'océan.

Le calcul de l'erreur atmosphérique ΔT_a a été fait pour une fonction de transmission entre 10,5 et 12,5 μm correspondant à celle du VHRR des satellites NOAA (voir figure V-1, chapitre V). On a pris une humidité relative constante et égale à 100 % et un gradient vertical de température de $-6,3 \text{ K.km}^{-1}$. Le tableau II-1 et les figures II-1 et 2 présentent les résultats obtenus pour des altitudes de survol, exprimées par $\Delta p = p_0 - p$, comprises entre 0 et 100 mb, et des températures de la mer T_0 allant de 280 à 300 K, ce qui a pour effet principal de faire varier la concentration en vapeur d'eau. L'erreur atmosphérique croît à peu près comme le carré de Δp , et exponentiellement avec T_0 . On a approximé les résultats obtenus pour $\frac{dT}{dz} = -6,3 \text{ K.km}^{-1}$ et $H = 100 \%$ par la relation

$$\Delta T_a \approx 1,55 \cdot 10^{-17} \exp(0,1018 T_0) (p_0 - p)^2 \quad (\text{II-1})$$

avec $p_0 - p$ en mb.

Comme l'erreur atmosphérique croît linéairement avec le gradient vertical de température $\frac{dT}{dz}$, et avec le contenu en vapeur d'eau (de façon approchée au premier ordre et pour les faibles absorptions), la formule (II-1) peut être étendue de façon plus générale par

$$\Delta T_a \approx -2,46 \cdot 10^{-18} \exp(0,1018 T_0) (p_0 - p)^2 \frac{dT}{dz} H(p), \quad (\text{II-2})$$

et comme

$$\frac{dT}{dz} = \frac{T(p) - T_0}{p - p_0} \frac{dp}{dz},$$

TABLEAU II-1

ΔT_a (en degré K) correction atmosphérique pour diverses températures de surface T_0 et diverses altitudes $\Delta p = p_0 - p$ (gradient $- 6,3 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$, $H = 100 \%$).

ΔP (mb) / T_0 (K)	20	40	50	60	70	80	90	100	110
280	0,02	0,06	0,10	0,14	0,18	0,23	0,29	0,35	0,41
284	0,03	0,10	0,15	0,21	0,27	0,35	0,43	0,52	0,61
288	0,04	0,14	0,22	0,31	0,41	0,52	0,65	0,78	0,92
292	0,06	0,22	0,33	0,46	0,61	0,79	0,97	1,17	1,39
296	0,09	0,33	0,50	0,69	0,92	1,18	1,46	1,76	2,08
300	0,13	0,49	0,75	1,04	1,39	1,78	2,19	2,65	3,13

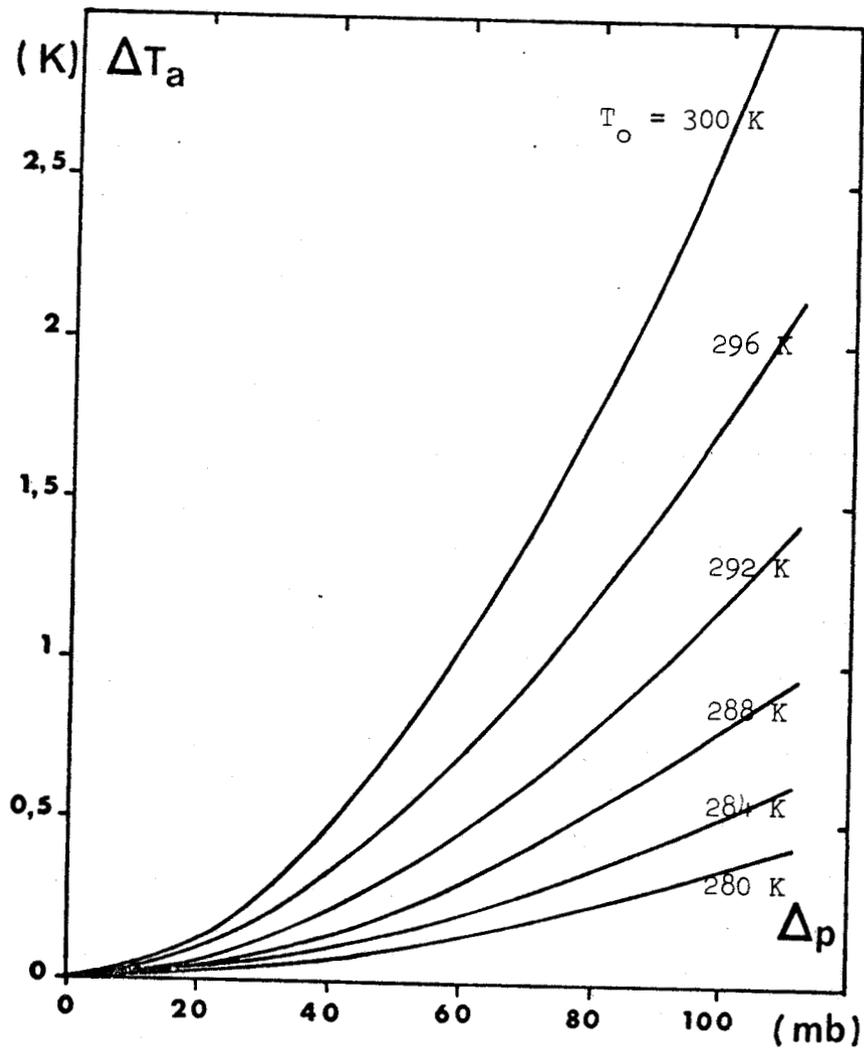


FIGURE II - 1 : Correction atmosphérique ΔT_a , en fonction de l'altitude $\Delta p = p_0 - p$, pour l'intervalle spectral 10,5 - 12,5 μm .

$$\left(\frac{dT}{dz} = -6,3 \text{ K.km}^{-1}, H = 100 \% \right)$$

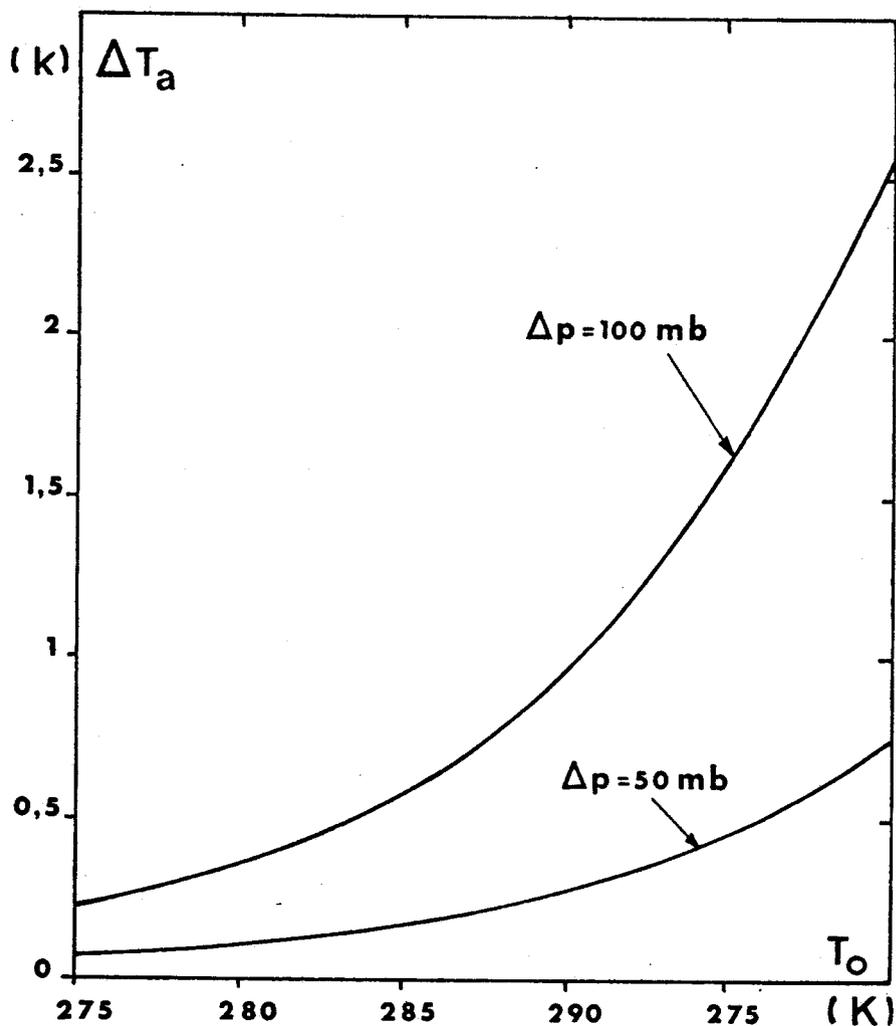


FIGURE II - 2 : Correction atmosphérique ΔT_a , en fonction de la température de surface, T_o , pour l'intervalle spectral 10,5 à 12,5 μm .

$$\left(\frac{dT}{dz} = -6,3 \text{ K.km}^{-1} ; H = 100 \% \right).$$

$$\Delta T_a = -3,1.10^{-16} \exp(0,1018 T_0) (p_0 - p) (T(p) - T_0) H(p) \quad (\text{II-3})$$

avec $p_0 - p$ en mb.

L'humidité relative $H(p)$ et la température de l'air $T(p)$ peuvent être mesurés au niveau du vol. La formule (II-3) présente l'avantage principal de permettre une estimation de l'erreur atmosphérique ΔT_a uniquement à partir des paramètres mesurés en vol sans avoir à effectuer de sondage vertical. La précision ainsi obtenue est de l'ordre de 10 à 20 % pour $(p_0 - p) < 100$ mb.

Dans la publication précédente (publication 1), l'erreur atmosphérique calculée entre 8 et 14 μm , à une altitude de 900 m, et pour un gradient vertical de température de $-6,3 \text{ K.km}^{-1}$, était respectivement de 0,44, 0,66 et 0,85 K pour des contenus en vapeur d'eau de 0, 10 et 20 g.m^{-3} . L'altitude de 900 m correspond à environ 110 mb et les températures équivalentes aux contenus en vapeur d'eau précédents sont approximativement : 0, 284 et 296 K. La réévaluation faite dans ce paragraphe entre 10,5 et 12,5 μm donne alors les erreurs atmosphériques suivantes : 0, 0,61 et 2,08 K. Aux faibles contenus en vapeur d'eau, le désaccord s'explique par l'influence de l'absorption du CO_2 qui intervient dans l'intervalle spectral utilisé (8-14 μm) pour l'évaluation de la publication 1. Par contre, la mise à jour du modèle de transmission atmosphérique en tenant compte de l'absorption de type e de la vapeur d'eau, donne des valeurs beaucoup plus importantes de l'erreur pour les contenus en vapeur d'eau élevés. L'emploi de la formule proposée dans la publication 1, basée sur des données non actualisées de l'absorption est donc à rejeter. Cette comparaison démontre la nécessité de tenir compte de l'absorption par le continuum de type e pour étudier la correction atmosphérique sur la température de surface.

II-5 - CHOIX D'UN CAPTEUR : SCANNER OU RADIOMETRE ?

Les expériences de levé aérien de température de surface que nous avons faites ont toutes été effectuées au moyen d'un radiomètre, Barnes PRT-5 ou RALI développé au laboratoire, fournissant un profil de température sous l'avion, le long de l'axe de vol. Bien souvent, il nous a été demandé pourquoi nous n'utilisons pas plutôt un "scanner" ou radiomètre

à balayage pour ces vols. Apparemment, cet outil est plus performant et fournit des informations très complètes puisque le balayage élargit l'enregistrement à toute la zone vue latéralement à l'appareil dans un angle de $\pm 45^\circ$. Cependant ceci ne lui donne pas un avantage décisif et le but de la discussion qui suit est de fournir des éléments éventuels de réponse à la question : quel outil employer, le scanner ou le radiomètre ?

Tout d'abord les inconvénients du scanner font intervenir son prix, d'un ordre de grandeur supérieur, dû à la plus grande complexité mécanique, optique et du système d'acquisition de données, et au coût de sa mise en oeuvre (personnel plus qualifié, installation sur l'avion plus contraignante du point de vue du poids, de la puissance électrique, des dimensions de la trappe de visée, du refroidissement par azote liquide). La quantité de données enregistrées est grande : il faut ensuite les traiter pour restituer une information complète et exploitable par l'utilisateur avec une intervention parfois assez lourde de moyens en informatique. A l'inverse, l'enregistrement du signal du radiomètre peut être fait de façon quelconque et exploité directement, y compris lors du vol, ce qui peut être extrêmement précieux lors de certaines applications opérationnelles. Parfois la précision de la mesure du scanner est entachée de certains défauts : les premiers scanners "CYCLOPE" de la S.A.T. ne permettaient pas de restituer une température faute d'avoir prévu une calibration ; par contre le scanner ARIES, réalisé par le Laboratoire de Météorologie Dynamique et commercialisé par MATRA, a vu ses problèmes de calibration particulièrement soignés. La précision de la mesure est aussi limitée par les variations angulaires des termes d'erreurs, réflexion de surface et émission atmosphérique, qui dépassent en ordre de grandeur le degré K ; ceci se traduit sur la cartographie thermique restituée par un effet assez désagréable de refroidissement aux extrémités latérales : les moyens d'y remédier existent mais ils compliquent l'utilisation du scanner pour les scènes où le contraste thermique est faible.

L'avantage certain et unique du scanner est sa capacité de restituer une cartographie sur une zone qui couvre 2 h sous un avion volant à l'altitude h qui est typiquement de 5 à 10 km. Mais à ces altitudes, une contrainte supplémentaire s'ajoute : l'absence de couverture nuageuse sous l'avion, ce qui peut limiter certaines applications à des cas de ciel parfaitement clair. Enfin, signalons que cet avantage n'est pas déterminant

dans le cas de prospection de zones étendues et situées très au large où l'échelle des variations spatiales du phénomène devient grande. Il est alors hors de question de couvrir par bandes jointives de largeur 2 h toute la zone et on tend vers une situation voisine de celle du radiomètre : profil thermique le long de l'axe de vol, avec toutefois une information supplémentaire, l'angle que font les fronts thermiques ou les isothermes avec l'axe de vol de l'avion, à condition que les variations de l'erreur en fonction de l'angle signalées ci-dessus ne soient pas trop gênantes.

Le satellite ou plutôt les données acquises à partir de radiomètres embarqués sur satellites entrent également en compétition avec les moyens précédents. Bien que le sujet soit abordé dans le chapitre IV de cette étude, nous faisons intervenir ici la discussion concernant l'emploi de ce type de mesure. Couramment, les performances actuelles des radiomètres embarqués à bord des satellites de la série NOAA sont les suivantes : résolution au sol de 1 km, bruit équivalent en température de 0,5 K, répétitivité supérieure à deux fois par jour à nos latitudes (pour le V.H.R.R.). Avec l'expérience H.C.M.M. sur le satellite AEM-A (1978), on descendra à une résolution spatiale de 400 m et un bruit équivalent en température de 0,2 K, mais avec une répétitivité plus faible.

Le radiomètre embarqué sur satellite rencontre la même limitation due aux nuages que sur un avion à haute altitude. Par contre les coûts d'acquisition des données, dans la mesure où ils sont marginaux, sont faibles et le traitement des données peut être centralisé et automatisé en vue d'une cartographie de la température de surface.

Le résultat de la comparaison entre les trois méthodes, radiomètre sur avion à basse altitude, scanner sur avion à haute altitude, ou satellite, dépend finalement de l'échelle des phénomènes, échelle spatiale et amplitude des variations de température de surface. De façon très grossière, cette échelle varie progressivement lorsque l'on s'éloigne des côtes et que l'on s'intéresse à des masses d'eau plus homogènes : on passe alors de variations spatiales de plusieurs degrés K en quelques centaines de mètres à des variations de 0,1 K en 10 km (ceci n'est qu'un schéma qui ne saurait illustrer la variété du phénomène marin). Ceci amène à choisir les systèmes de la façon suivante, en fonction des applications :

- utiliser les données fournies par satellite chaque fois que cela est possible , c'est à dire que les exigences sur la résolution spatiale et la précision ne sont pas supérieures à ses limites actuelles (1 km. , 0,5 K.) ou futures : application typique à l'étude d'upwellings.

- réserver l'emploi du radiomètre sur avion à basse altitude aux missions opérationnelles pour lesquelles la couverture nuageuse gêne l'acquisition de données par le satellite , avec une résolution au sol de 10 km. , une précision de 0,1 K : application typique à l'aide à la pêche en zones tropicales .

- réserver l'emploi du scanner sur avion à haute altitude à des missions demandant une grande finesse spatiale , pratiquement près des côtes , avec une échelle spatiale inférieure à quelques centaines de mètres : application typique à l'étude d'effluents thermiques .

II-6 - CONCLUSION.

Plusieurs méthodes sont proposées pour éliminer l'effet de réflexion , principalement gênant pour les mesures à partir d'avion : correction par un radiomètre infrarouge annexe ,visant le ciel, radiomètre à polarisation visant la surface de la mer à l'angle de BREWSTER. Cette dernière méthode est particulièrement originale et a fait l'objet d'une réalisation qui a permis de vérifier l'efficacité de la méthode : la précision sur la mesure est alors d'environ 0,1 K pour des vents inférieurs à 10 m.s⁻¹.

La correction atmosphérique a une moins grande variabilité que la couverture nuageuse et peut être estimée avec une précision suffisante à partir de la formule paramétrique proposée, pour des altitudes de vol de quelques centaines de mètres .

Le chapitre qui suit décrit les résultats ainsi obtenus lors d'expériences de levés aériens de température de surface par radiométrie infrarouge .

BIBLIOGRAPHIE - CHAPITRE II

- ANDING, D., KAUTH, R., 1970 - Estimation of sea surface temperature from space - Rem. Sensing Environnement, 1, 4, 217-220
- BIGNELL, K.J., 1970 - The water vapour infra-red continuum - Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 96, 390-403
- BURCH, D.E., GRYVNACK, D.A., 1970 - Atmospheric attenuation in the infrared window. - In "Space Opt., Semin. - in depth, Santa Barbara, Calif., 1969", 17-22.
- DESCHAMPS, P.Y., 1968 - Etude et réalisation d'un radiomètre infrarouge. - Thèse de 3ème cycle, Université de Lille I, n° 114, 87 p.
- EGAN, W.G., HILGEMAN, T., 1977 - Polarimeter measures sea state using emitted infrared radiation. - Proc. 11 th Int. Symp. on Rem. Sensing of Environment, An Arbor, avril 1977, à paraître.
- FUSEY, F.X., 1974 - Contribution à l'étude des échanges océan-atmosphère : mesure de la température de surface de l'océan par radiométrie infrarouge polarisée. - Thèse de 3ème cycle, Université de Lille I, n° 462, 111 p.
- GRASSL, H., 1973 - Separation of atmospheric absorbers in the 8-13 μm region. - Beitr. Phys. Atmosph., 46, 75-88.
- HALL, F.F. Jr., 1968 a - The effect of cirrus clouds on 8-13 μm infrared sky radiance. - Appl. Optics, 7, 5, 891-898.
- HALL, F.F. Jr., 1968 b - A physical model of arrius 8-13 m infrared radiance. - Appl. Optics, 7, 11, 2264-2269.
- LECOMTE, P., DESCHAMPS, P.Y., 1970 - Mesure de la température superficielle de l'océan au moyen d'un radiomètre infrarouge. - Cah. Oceanogr., 22, 2, 155-177.
- LEE, A.C.L., 1973 - A study of the continuum absorption within the 8-13 μm atmospheric window. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 99, 490-505.
- RAZUMOVSKIY, I.T., 1973 - Reducing the influence of sky radiation in radiation thermometer measurements of water surface temperatures. - Izv. Atmosph. Oceanic Phys., 9, 12, 755-756.

- SAIEDY, F., 1960 - Absolute measurements on infrared radiation in the atmosphere - Ph.D. Thesis , London University.
- SAUNDERS , P.M., 1967 - Aerial measurement of sea surface temperature in the infrared - J1 Geophys.Res., 72, 16, 4109-4117.
- STULL , V.N., WYATT, P.J., PLASS, G.N., 1964 - The infrared transmittance of carbon dioxide - Appl. Optics , 3, 2, 243 .
- VANHOUTTE , J.C. , 1974 - Améliorations apportées à la mesure radiométrique de la température de l'océan . Etude , réalisation et essais d'un radiomètre infrarouge à lumière polarisée - Thèse de Docteur Ingénieur , Université de Lille I , n° 161 , 56p.

CHAPITRE III

APPLICATIONS OCEANOGRAPHIQUES DU LEVE AERIEN DE TEMPERATURE DE SURFACE

III-1 - PRESENTATION GENERALE

Il y a possibilité d'application de la radiométrie infrarouge chaque fois qu'un phénomène physique dans l'océan (ou dans l'atmosphère) peut être relié à la température de surface de l'eau.

Rappelons par exemple que des recherches sur les mesures de température de surface par radiométrie infrarouge ont été menées dans un cadre militaire (A.S.W.E.P.S.) dans le but d'obtenir des informations rapides sur la bathythermie probable d'une zone, et par conséquent sur la propagation des ondes sonores. Ces recherches tendent à affecter à une température de surface donnée, pour une époque et pour une zone, la bathythermie la plus probable. A ce titre, une surveillance de la limite des eaux du Gulf Stream est effectuée couramment (WILKERSON et NOBLE, 1970).

Nous développerons ici deux points pour lesquels des mesures aériennes de température de surface peuvent apporter une aide appréciable :

- océanographie physique et interactions océan-atmosphère,
- assistance à la pêche.

Océanographie physique

De nombreux phénomènes océanographiques se traduisent par des variations de la température en surface : plongées et remontées d'eau associées à des divergences et convergences, parfois liées à des ondes internes, limites des aires intéressées par des fronts thermiques, frontières entre courants superficiels. Les levés aériens permettent dans ce cas d'avoir une vue synoptique du phénomène et de compléter les observations d'un navire océanographique beaucoup plus limité dans ses déplacements et qui ne peut surveiller qu'une aire petite, ou même de suivre l'évolution du phénomène en l'absence de navires.

Plusieurs expériences d'applications de ce type ont précédemment été effectuées, principalement sur les zones où se rencontrent des fronts thermiques prononcés, à la limite de courants froids et chauds :

- la frontière Nord du Gulf Stream, dans le cadre des recherches A.S.W.E.P.S. (WILKERSON et NOBLE, 1970) ;
- le front thermique à la limite des eaux polaires en Mer de Norvège (PICKETT et ATHEY, 1968, NOBLE et WILKERSON, 1970) ;
- la limite Sud du courant du Cap Est en Nouvelle Zélande (RIDGWAY, 1970) ;

- le courant Tsushima au large des côtes du Japon (OGURA et al, 1969) ;
- l'expansion des eaux du Mississipi dans le Golfe de Mexico (DRENNAN, 1967).

La plupart de ces expériences portent sur des fronts thermiques accusés (plusieurs degrés K) et bien connus, et se contentent de préciser leur emplacement. Un des problèmes qui se pose est de savoir si l'on peut dans certains cas en obtenir des renseignements sur le mouvement des masses d'eau.

Des expériences intéressantes ont été menées dans ce sens par la W.H.O.O. : étude des méandres du Gulf Stream, de leur énergie potentielle et de leur destruction (SAUNDERS, 1971), formation des eaux profondes en hiver en Méditerranée Occidentale (BUNKER, 1972). Une autre expérience a montré la corrélation existant entre une zone frontale au niveau de la thermocline et un front thermique de surface (WOODS et WATSON, 1970). Le spectre de variation spatiale de la température de surface a également été étudié par radiométrie infrarouge (Mc LEISH, 1970; SAUNDERS, 1972).

Dans le domaine de l'océanographie physique, des levés aériens de température de surface par radiométrie infrarouge peuvent donc apporter une aide aux moyens classiques pour l'étude de mouvements verticaux ou horizontaux, en les localisant et en suivant leur évolution. Les facteurs qui limitent les possibilités d'application sont les suivants :

- Manque de précision de la mesure aérienne de température de surface à cause des dérives propres aux instruments, et des erreurs dues aux conditions de mesure (réflexion, transmission). En l'absence de corrections on obtient une précision d'environ 0,5 K ; les erreurs d'étalonnage viennent éventuellement augmenter ce chiffre. Des méthodes de correction plus ou moins élaborées (cf chap. II) permettent d'envisager d'obtenir une précision de 0,1 à 0,2 K, plus comparable à la précision des instruments classiques à la mer.

- Fluctuations dans le temps de la température de surface de la mer qui varie sous l'effet de divers facteurs : pertes thermique et latente au profit de l'atmosphère (§ I-3). Ces facteurs doivent être évalués lorsque l'on désire surveiller l'évolution de masses d'eau au moyen de levés aériens répétés (SAUNDERS, 1974) et particulièrement lorsque les fronts thermiques sont peu accentués, pour obtenir les conditions les plus favorables à une bonne cohérence des résultats.

- Manque de représentativité de la température de surface de la mer : la plupart des mouvements dynamiques se traduisent en surface par des variations en température qui ne sont que des effets secondaires. La température de surface ne sera la plupart du temps, qu'un indice qui demande à être recoupé avec d'autres

mesures faites à partir de l'avion (par exemple A.X.B.T. : bathythermographe largué à partir de l'avion) et surtout à partir d'un navire de recherches travaillant conjointement.

Interactions

La température de surface est un des paramètres essentiels des échanges océan-atmosphère et définit une des conditions à la limite des 2 milieux. Des phénomènes de microclimats sont associés à la présence de masses d'eau ayant des températures plus ou moins contrastées entre elles, ou avec la terre. A l'échelle synoptique, il existe une certaine corrélation entre les anomalies de la circulation atmosphérique et celles de température de surface. Le climat de l'ensemble du globe et son évolution est souvent exprimé en faisant référence à la notion de température de surface. Pour ces études la télédétection de la température de surface à partir d'avions ou de satellites permet d'avoir le champ thermique sur des étendues plus ou moins grandes.

Assistance à la pêche

La densité de population de certaines espèces (thon, maquereau, sardine) est liée à la température de l'eau. Une pêche scientifique fait de plus en plus appel à des informations (cartes de température de surface, bathythermographes) qui permettent de guider la recherche de bancs de poissons.

Des levés aériens de température de surface peuvent dans ce domaine :

- aider à la compréhension des phénomènes physiques (upwellings par exemple) qui déterminent les zones de forte concentration de poisson ;
- apporter une assistance à la pêche en complétant les renseignements de la flotille de pêche avant son appareillage, ou pendant la campagne de pêche, selon ses besoins.

Des levés aériens de température pour l'assistance à la pêche ont ainsi été effectués depuis quelques années sur les côtes Est et Ouest des Etats-Unis avec le concours de l'U.S. Coast Guard, (WEISS, 1969, PANSIN et GOSSER, 1971), ainsi qu'autour de l'Islande.

Les problèmes qui se posent dans ce domaine sont les suivants :

- relation entre la température de l'eau et la population de poisson (cette relation existe pour certaines espèces et est plus ou moins étroite).

- relation entre la température de surface et la bathythermie (profondeur de la thermocline), afin de déterminer l'épaisseur probable de la couche de mélange.

- efficacité et rentabilité de ce type d'assistance à la pêche. La précision demandée pour ce genre d'application dépasse rarement 0,25 K.

Nous avons choisi de donner deux exemples d'applications pratiques, et qui présentent des caractéristiques différentes. Alors que les phénomènes hivernaux au large du Golfe du Lion (campagnes MEDOC) sont caractérisés par des températures de surface ne couvrant qu'une gamme de quelques dixièmes de degré K, le Golfe de Guinée autour du Cap Lopez voit le développement de phénomènes très marqués (plusieurs degrés K) et évoluant rapidement. Le Golfe du Lion a été étudié lors de nombreuses campagnes de navires, et constitue en quelque sorte un test pour l'emploi et la précision des mesures radiométriques. Par contre les campagnes aériennes dans la zone du Cap Lopez ont permis d'explorer une situation océanographique jusque là peu connue.

III-2 - CAMPAGNES MEDOC

6 vols ont été effectués durant l'hiver 1972 sur la zone au large du Golfe du Lion, et 4 vols en 1973, en liaison avec les campagnes océanographiques MEDOC du Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum.

L'installation réalisée sur un DC 7/AMOR du Centre d'Essais en Vol de Brétigny⁽⁺⁾ comportait :

- un radiomètre infrarouge Barnes PRT 5 (8-14 μ m) visant vers le bas,
- un radiomètre infrarouge annexe constitué d'une thermopile visant le ciel pour la correction de l'erreur de réflexion,
- un dispositif d'étalonnage constitué d'un corps noir régulé en température,
- l'enregistrement des données.

(+) La Direction de la Recherche et des Moyens d'Essais du Ministère de la Défense Nationale a financé les heures de vol.

Résultats

En 1972, le premier vol a eu lieu le 15 février, fournissant une première carte de température de surface (figure 3 de la publication 2 au chapitre II) qui peut être comparée à celle relevée par le N.O. NOROIT lors d'une exploration rapide de l'ensemble de la zone effectuée entre le 27 janvier et le 5 février (figure 6, publication 2, chapitre II). En dépit de l'écart de temps, plus de 10 jours, séparant les deux séries de mesures, certains des traits caractéristiques de la zone MEDOC en hiver se retrouvent : maximum relatif de température ($12,9^{\circ}\text{C}$ au centre, le long du parallèle $42^{\circ}10' \text{ N}$, entouré d'une première ceinture d'eaux relativement plus froides ($12,5$ à $12,6^{\circ}\text{C}$) et d'une deuxième ceinture d'eaux plus chaudes ($12,9$ à $13,0^{\circ}\text{C}$). Sur ce dernier point on note de légères différences entre le levé aérien du 15/2 et l'exploration du NOROIT. Dans la partie Nord, la maximum relatif de la ceinture n'est que de $12,7^{\circ}\text{C}$, alors qu'au contraire, dans la partie Sud les eaux à plus de $12,9^{\circ}\text{C}$ s'étendent plus largement et atteignent la zone centrale.

Les vols suivants, 22 et 25 février (figures 4 et 5, publication 2, chapitre II) confirment l'allure générale de ce dispositif. La zone centrale (maximum relatif à $12,9^{\circ}\text{C}$) a migré vers le Nord-Ouest de $42^{\circ}05' \text{ N}$, $4^{\circ}40' \text{ E}$, à $42^{\circ}20' \text{ N}$, $4^{\circ}25' \text{ E}$ entre le 15 et le 22 février. Ce déplacement de la zone centrale avait également été observé par le NOROIT et peut être attribué à l'influence des vents d'Est qui se sont établis dans l'intervalle de temps.

On peut observer dans la partie Sud de la zone observée (41° N à $41^{\circ}40' \text{ N}$) une frontière thermique de quelques dixièmes de degrés K assez bien marquée qui sépare la première ceinture de masses d'eau relativement plus froide ($<12,6^{\circ}\text{C}$) des eaux plus chaudes ($>13^{\circ}\text{C}$) qui se trouvent au Sud de 41° N . Cette zone frontale présente des oscillations ou méandres autour d'une position moyenne, $41^{\circ}20' \text{ N}$ pour l'isotherme $12,9^{\circ}\text{C}$, que l'on retrouve sur les levés des 15, 22, 25 février et 4 mars.

Interprétation

Le refroidissement hivernal au large du Golfe du Lion provoque à la fois une diminution de la température et une augmentation de la salinité dans la couche de surface. La densité dans la couche de surface augmente, et la stratification verticale devient instable. Cet effet est maximum vers 42° N ,

5° E au centre de la circulation cyclonique qui intéresse la partie Nord-Ouest du Bassin Méditerranéen Occidental, où se déclenchent des phénomènes convectifs amenant en surface de l'eau intermédiaire, puis de l'eau profonde (LACOMBE, TCHERNIA, 1974) qui ont une température de 12,9 à 13 °C légèrement plus élevée que celle de l'eau de surface. Ceci explique l'observation lors des levés aériens d'un maximum relatif de température de surface au centre de la zone étudiée.

D'après GASCARD (1977), la circulation cyclonique dans le Golfe du Lion associée à la faible stratification en densité de la situation hivernale crée des conditions analogues à celles du front polaire atmosphérique, le centre du front étant vers 42° N, 5° E. Le "front polaire" situé tout autour présenterait un certain nombre de méandres analogues aux perturbations atmosphériques et se propageant comme elles dans un sens cyclonique. Un certain nombre de ces méandres, délimités par les isothermes 12,8 - 12,9 °C, se retrouvent sur les cartes de levés aériens, particulièrement dans la partie Sud, expliquant les oscillations observées. Ce phénomène est moins net dans la partie Nord, et la simple observation des températures de surface ne permet pas d'y conclure.

La figure III-1 rassemble les observations de méandres obtenues dans la partie Sud lors des 4 premiers levés aériens (15, 22, 25 février et 4 mars). On y a tracé l'isotherme 12,85 °C (12,95 °C pour le 15 février) considérée comme frontière du méandre. Les figures III-2 à III-4 reprennent les observations obtenues lors de 2 levés successifs pour essayer d'en déduire une vitesse de phase des méandres. L'intervalle de temps entre les levés successifs mène à une certaine ambiguïté sur les observations de vitesses de phase, particulièrement entre les 15 et 22 février, 7 jours (figure III-2), et les 25 février et 2 mars, 6 jours (figure III-4). On est alors amené à faire 2 hypothèses. Dans la première, on mesure un déplacement obtenu en prenant le méandre le plus proche dans le sens cyclonique lors du vol suivant, ce qui donne une vitesse assez faible (5 et 7 cm.s⁻¹). Dans la seconde hypothèse on suppose une évolution plus rapide, et on n'obtient qu'une limite inférieure de la vitesse (15 cm.s⁻¹) basée sur le fait que le méandre se serait propagé en dehors de la zone étudiée lors du vol suivant. Cependant, le plus faible intervalle de temps entre les 22 et 25 février, 3 jours (figure I-3), permet d'avoir une estimation moins douteuse de la vitesse de phase : 25 cm.s⁻¹, qui est compatible avec la limite inférieure de 15 cm⁻¹ trouvée pour les autres vols dans la seconde hypothèse. Ces vitesses sont par ailleurs du même ordre de grandeur que les vitesses de phase prédites par similitude avec l'atmosphère (GASCARD, 1977).

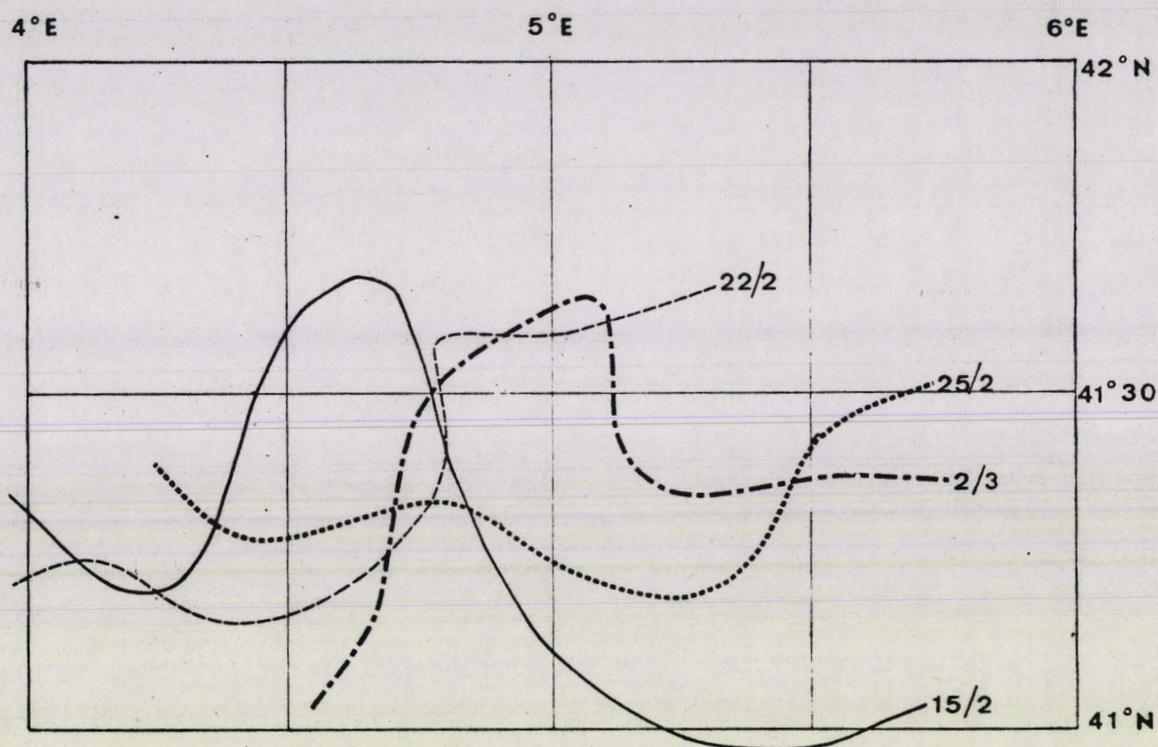


FIGURE III - 1 : Méandres dans la partie Sud de la zone MEDOC :

- le 15 février 1972 (isotherme 12,95 °C),
- le 22 février 1972 (isotherme 12,85 °C),
- le 25 février 1972 (isotherme 12,85 °C),
- .-.- le 2 mars 1972 (isotherme 12,85 °C).

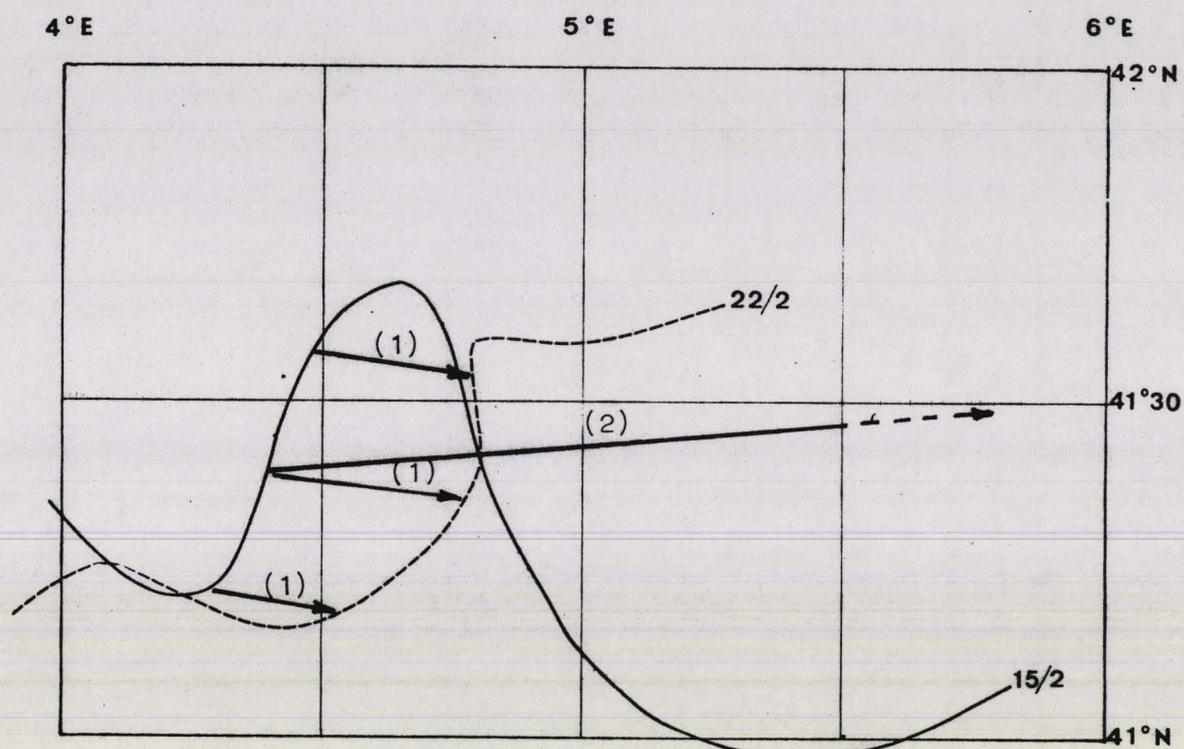


FIGURE III - 2 : Déplacement des méandres entre le 15 et le 22 février 1972 :

-Hypothèse 1 : $u = 5 \text{ cm.s}^{-1}$,

-Hypothèse 2 : $u > 15 \text{ cm.s}^{-1}$.

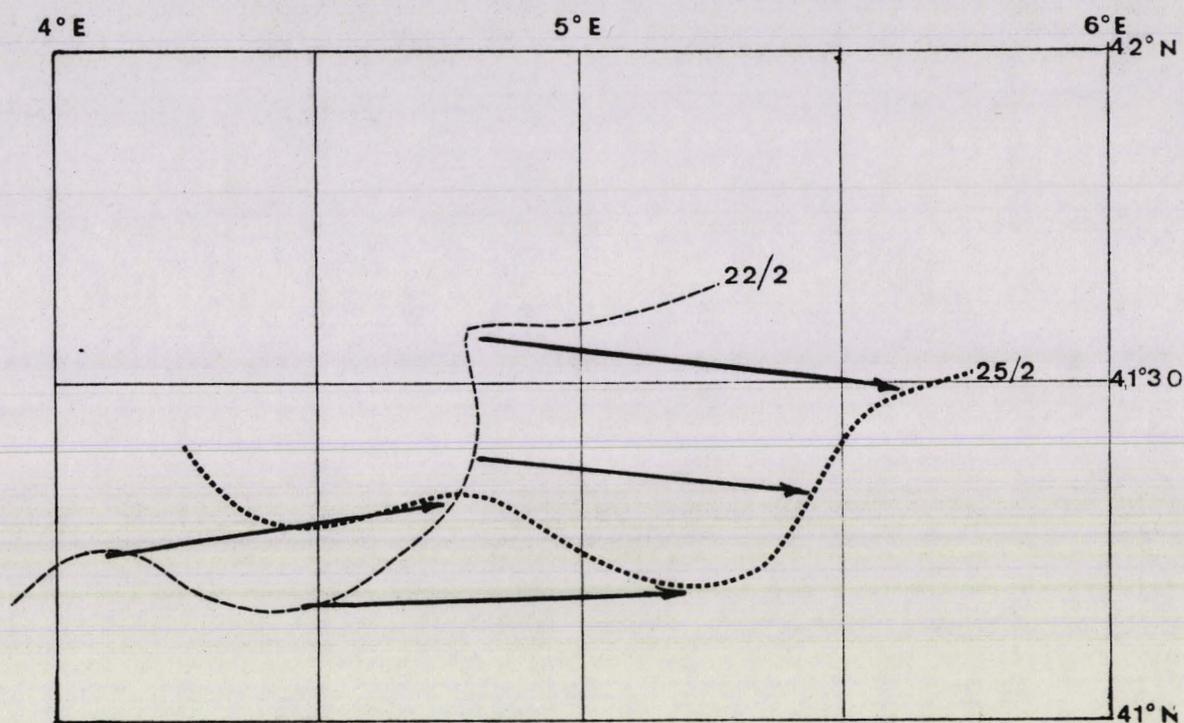


FIGURE III - 3 : Déplacement des méandres entre le 22 et le 25 février 1972 :

$$u = 25 \text{ cm.s}^{-1}.$$

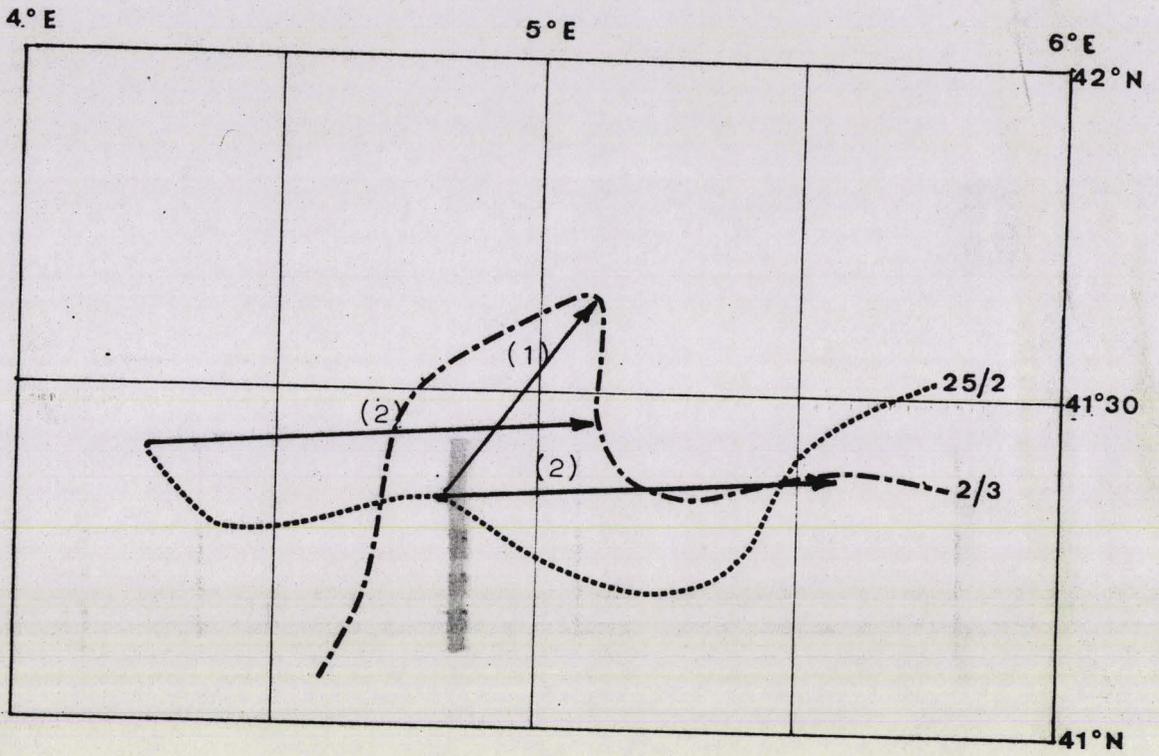


FIGURE III - 4 : Déplacement des méandres entre le 25 février et le 2 mars 1972 :

- Hypothèse 1 : $u = 7 \text{ cm.s}^{-1}$,
- Hypothèse 2 : $u = 14 \text{ cm.s}^{-1}$.

Les résultats obtenus au cours de ces levés aériens n'ont pu être mis en évidence que grâce à une bonne précision relative et absolue ($\pm 0,1$ K) des mesures de température de surface. Il faut néanmoins souligner que l'interprétation que l'on en a faite, particulièrement sur l'évolution des méandres, est à la limite potentielle des mesures aériennes. Il est certain aussi que seule la bonne connaissance de la zone MEDOC, acquise par le Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum, a permis d'aboutir à une interprétation.

D'un autre point de vue, l'exploration de surface par le NOROIT a demandé près d'une semaine, alors que le levé aérien a fourni des résultats, certainement moins précis et complets, mais dans un temps beaucoup plus court, permettant d'avoir un aperçu plus synoptique. L'emploi de l'avion dans une phase d'exploration présente d'ailleurs un intérêt économique permettant d'épargner un certain nombre de journées en mer du navire océanographique.

III-3 - CAMPAGNES CAP LOPEZ

La zone étudiée (1° N à $1^{\circ} 30'$ S, $6^{\circ} 30'$ E à $9^{\circ} 30'$ E) se situe sous l'Equateur dans l'Atlantique Central Est, entre le Cap Lopez et l'île de Sao Tomé, au large du Gabon. A la fin de l'automne austral, les eaux froides salées ($\theta < 24^{\circ}$ C, $S > 35$ ‰) progressent très rapidement vers le Nord le long de la côte Ouest de l'Afrique, pour venir rencontrer, au début de l'hiver austral, l'eau guinéenne, chaude et dessalée ($\theta > 24^{\circ}$ C $S < 35$ ‰). De juin à août, une zone frontale s'établit alors sous l'Equateur, qui correspond au développement maximum vers le Nord de l'eau froide et qui est connue sous le nom de front BERRIT ou front du CAP LOPEZ (BERRIT, 1961).

Une première campagne aérienne de mesure de température de surface en 1972 (LE GUEN et al, 1972) avait montré que loin d'être statique ce front thermique était animé de déplacements horizontaux très rapides (DUFOUR, STRETTA, 1973). Des campagnes aériennes plus systématiques ont eu lieu en 1974, 1975 et 1976 pendant une période de 1 mois en juin et juillet pour préciser l'évolution de ce front par des vols quasi-journaliers. Ces campagnes ont été assurées en collaboration avec une équipe d'océanographes de l'O.R.S.T.O.M. (Centre de Recherches Océanographiques à Abidjan). Nous présentons ici un exemple de chronologie de cartes de température de surface recueillie en 1975.

Les vols ont été effectués par un bimoteur Britain-Norman équipé d'un radiomètre infrarouge Barnes - PRT-5. Les corrections de réflexion étaient faites

de façon empirique en observant la couverture nuageuse, et en appliquant une correction allant de + 0,4 K pour un ciel clair à 0 K pour un ciel couvert bas. L'étalonnage du radiomètre est effectué au sol. La précision des mesures est moins bonne que lors des campagnes MEDOC, particulièrement des dérives importantes de l'étalonnage ont été observées. Cependant elle reste suffisante pour décrire le phénomène frontal qui a une ampleur de plusieurs degrés K.

Résultats

En 1975, des vols quotidiens ont été effectués sur la zone du Cap Lopez depuis la mi-juin jusqu'au 16 juillet. Les figures III-5 à III-12 présentent les cartes de température les plus caractéristiques obtenues le 30 juin et du 6 au 13 juillet.

Jusqu'au 30 juin (figure III-5), l'ensemble de la zone est couverte par l'eau chaude guinéenne ayant une température supérieure à 25 °C et dépassant 27 °C au centre. La zone frontale (23 à 24 °C) a été rejetée beaucoup plus au Sud vers 3° S et est très diluée.

Du 1er au 6 juillet on note une apparition d'eau froide d'abord de façon très limitée autour du Cap Lopez, puis envahissant très rapidement toute la zone située entre le Cap Lopez et l'île de Sao-Tomé. Le 6 juillet (figure III-6) la situation hydrologique a connu un bouleversement complet par rapport au 30 juin, à peine 6 jours plus tôt. On assiste alors au maximum d'expansion de l'eau froide vers le Nord, provoquant un front thermique assez aigü, 2 degrés K sur une dizaine de miles nautiques, bien dessiné en forme d'arc de cercle entre le Cap Lopez et l'île de Sao-Tomé. On relève un minimum de température inférieur à 22,5 °C au centre de la zone.

Du 7 au 11 juillet (figures III-7 à III-10) on assiste à une nouvelle évolution radicale. L'eau chaude guinéenne réapparaît dans le secteur Nord-Est et repousse vigoureusement l'eau froide dans un premier temps, vers l'Ouest, puis s'enfonce vers le Sud en formant une langue d'eau chaude entre deux masses d'eau froide, l'une rejetée plus à l'Ouest, l'autre persistant en s'appuyant sur le Cap Lopez. Entre les 6 et 11 juillet, le front thermique en surface s'est déplacé très rapidement, parfois de plus de 100 miles nautiques en 5 jours, soit à une vitesse moyenne proche de 1 noeud.

Les 12 et 13 juillet (figures III-11 et 12), l'eau froide qui a résisté autour du Cap Lopez reprend son extension et une progression vers le Nord qui se poursuit jusqu'au 16 juillet.

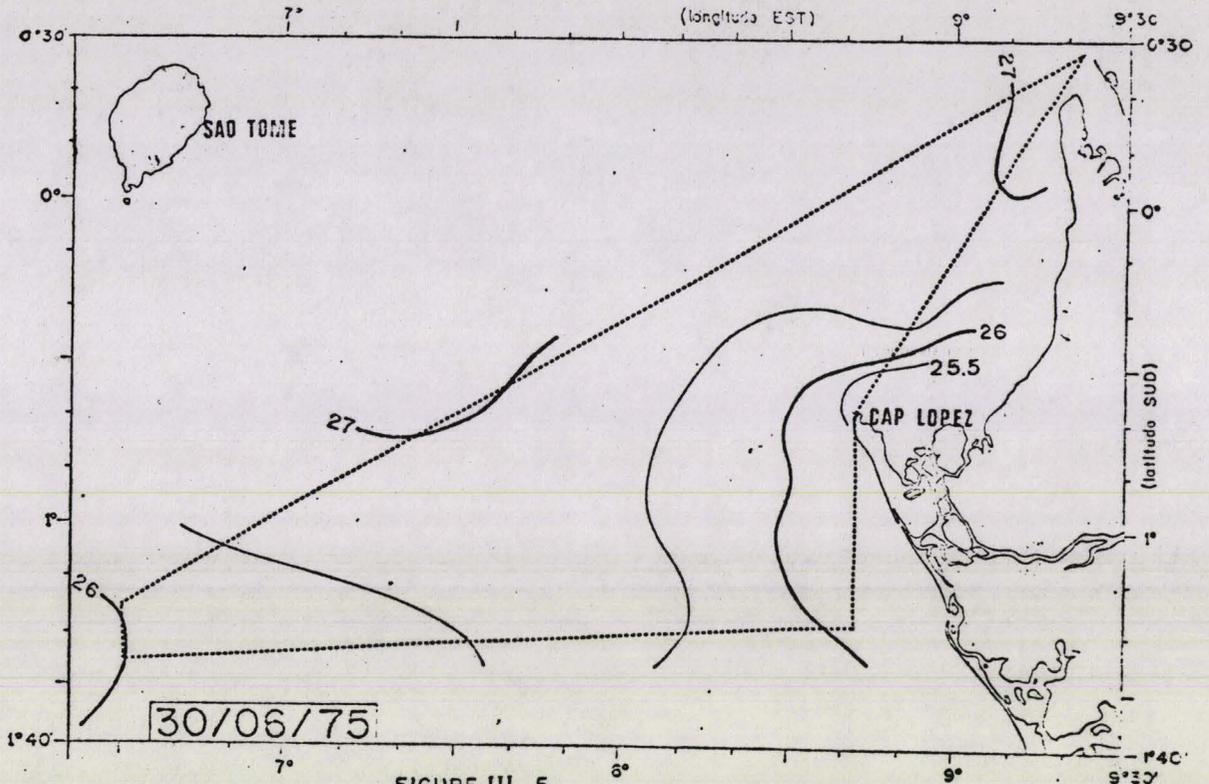


FIGURE III- 5

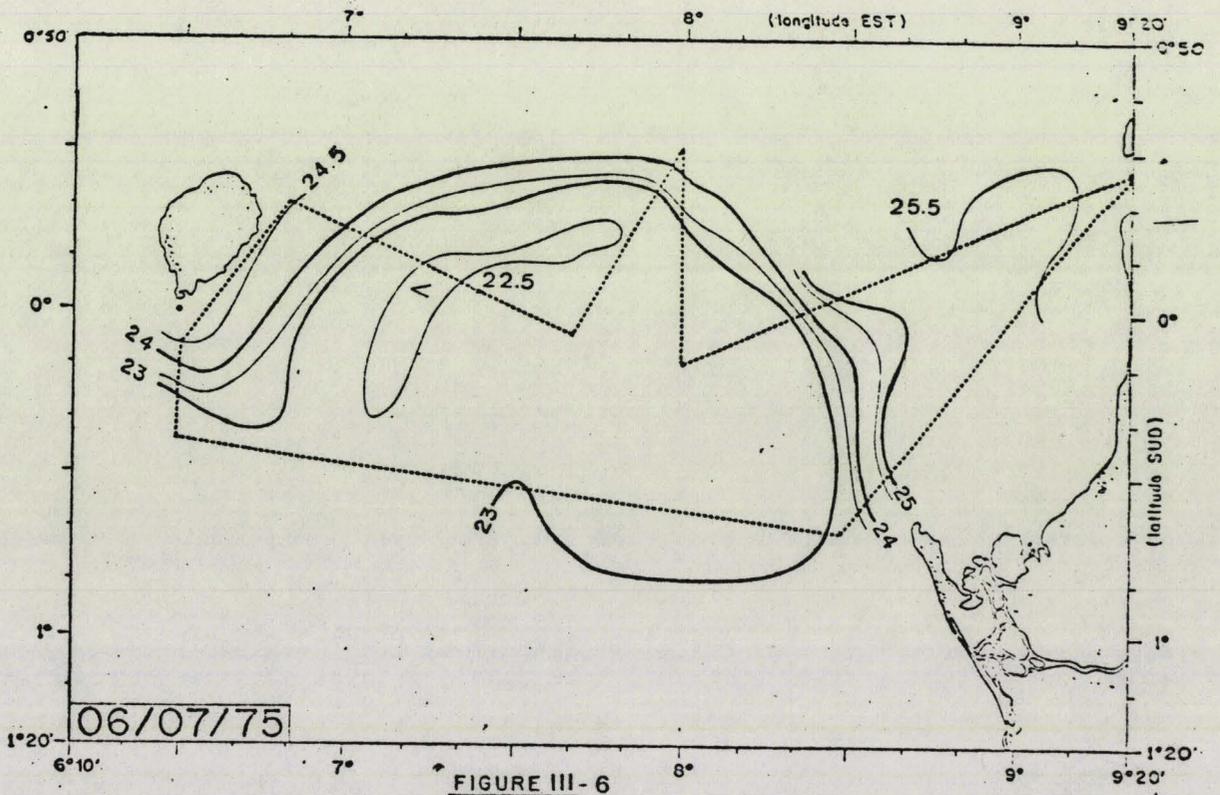


FIGURE III- 6



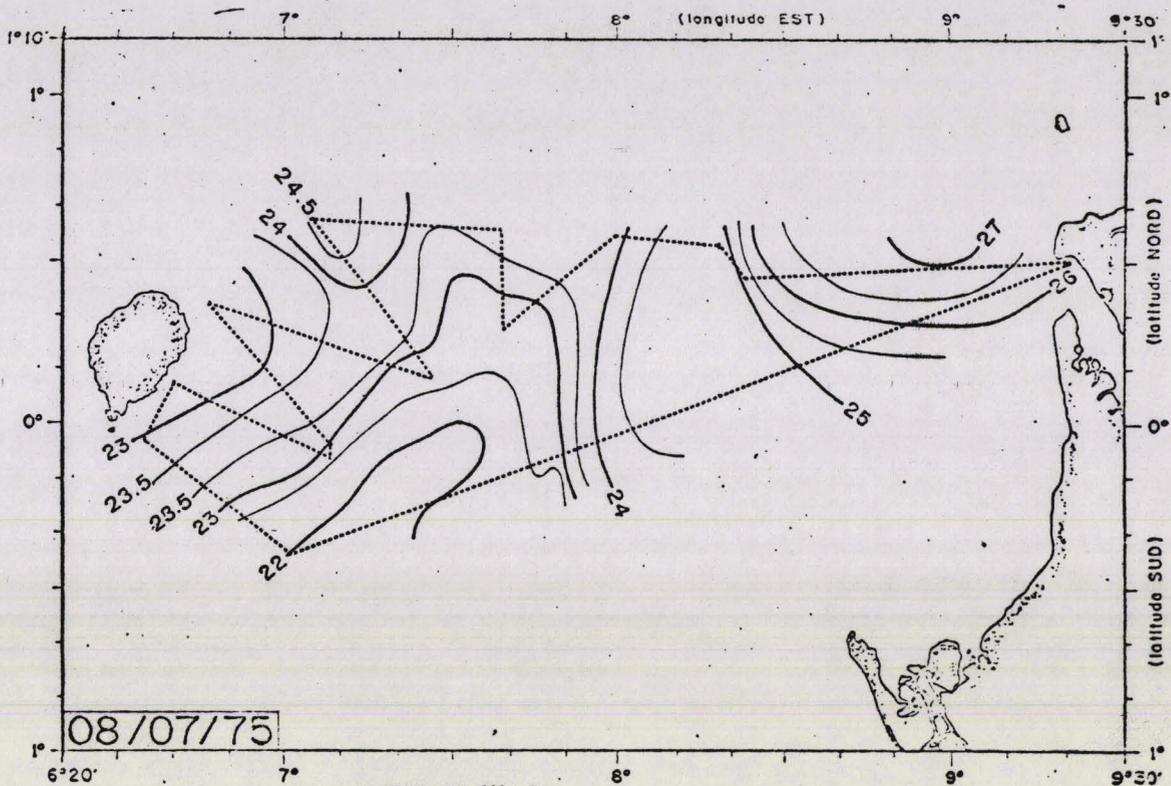


FIGURE III - 7

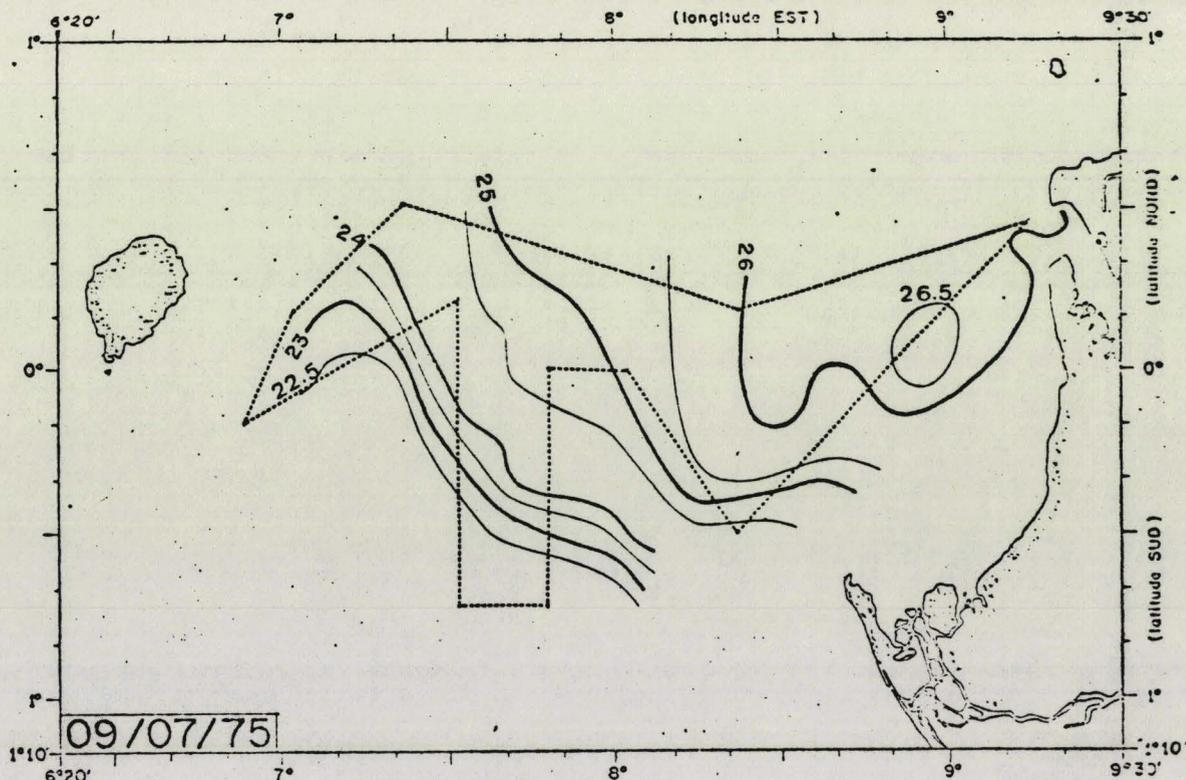
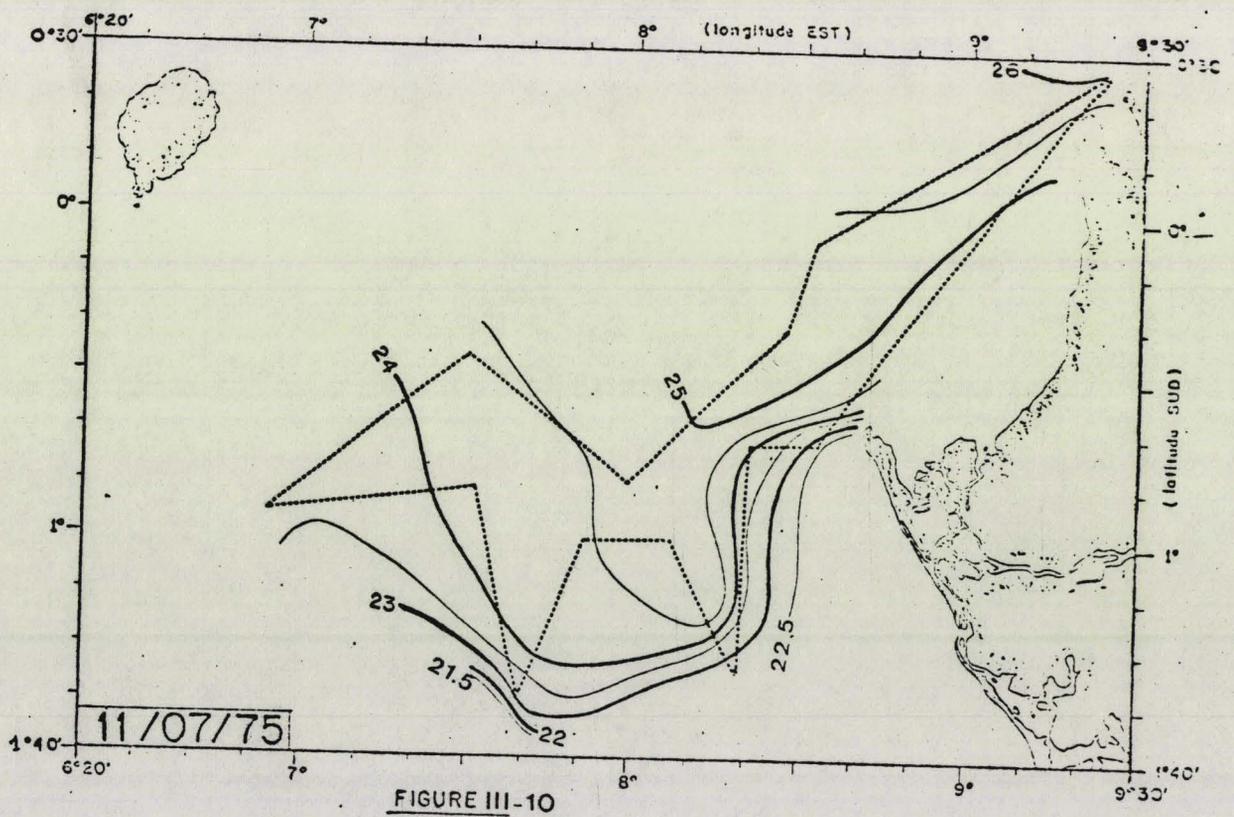
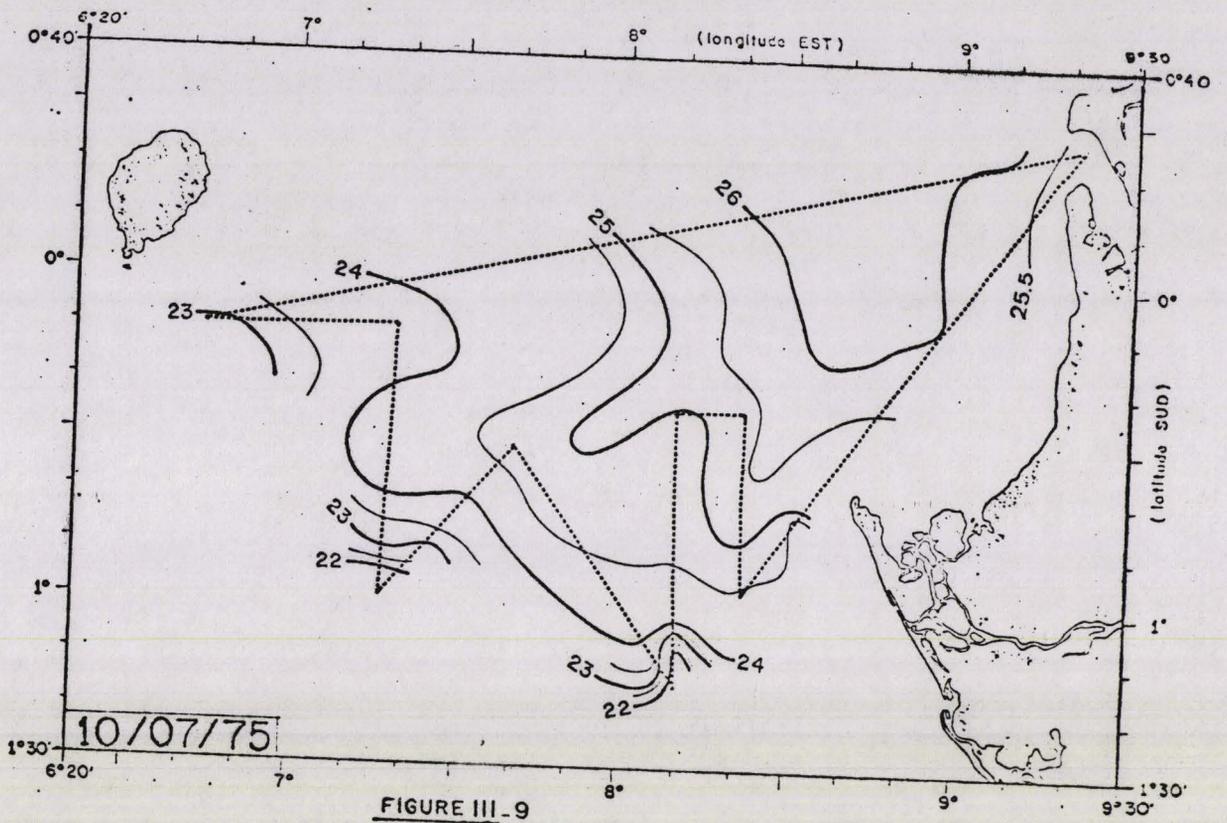


FIGURE III - 8





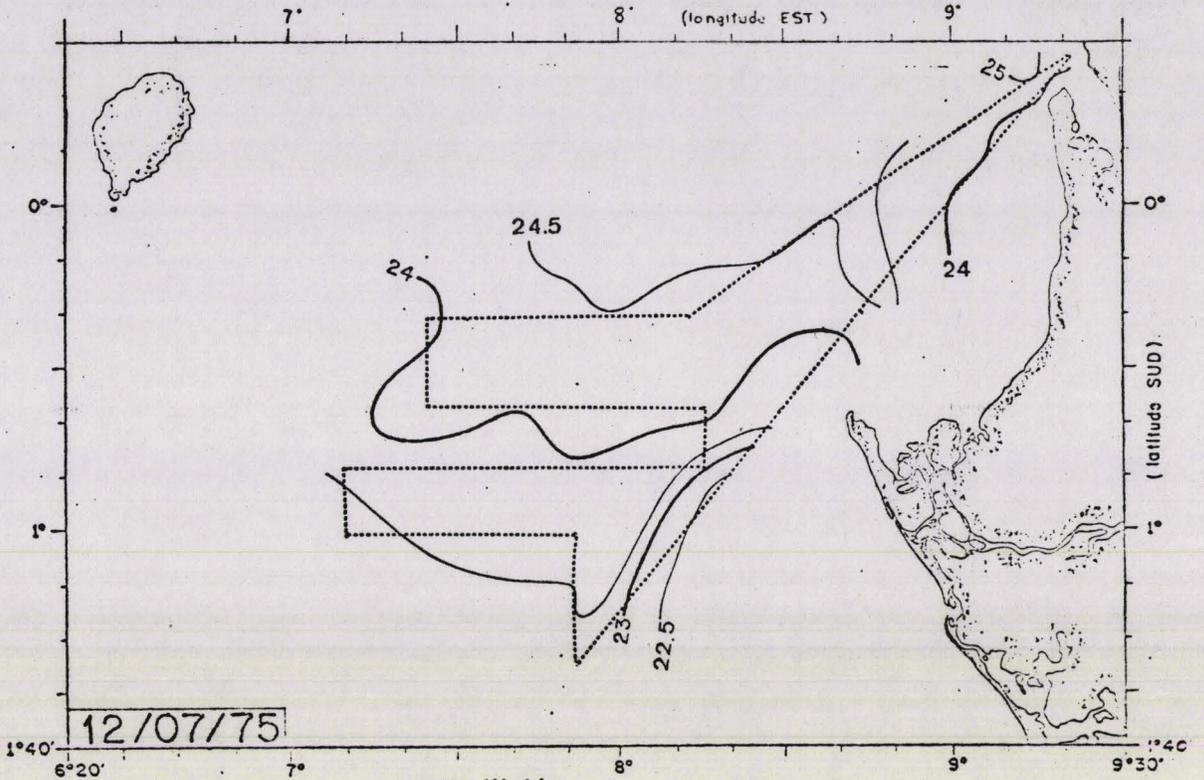


FIGURE III-11

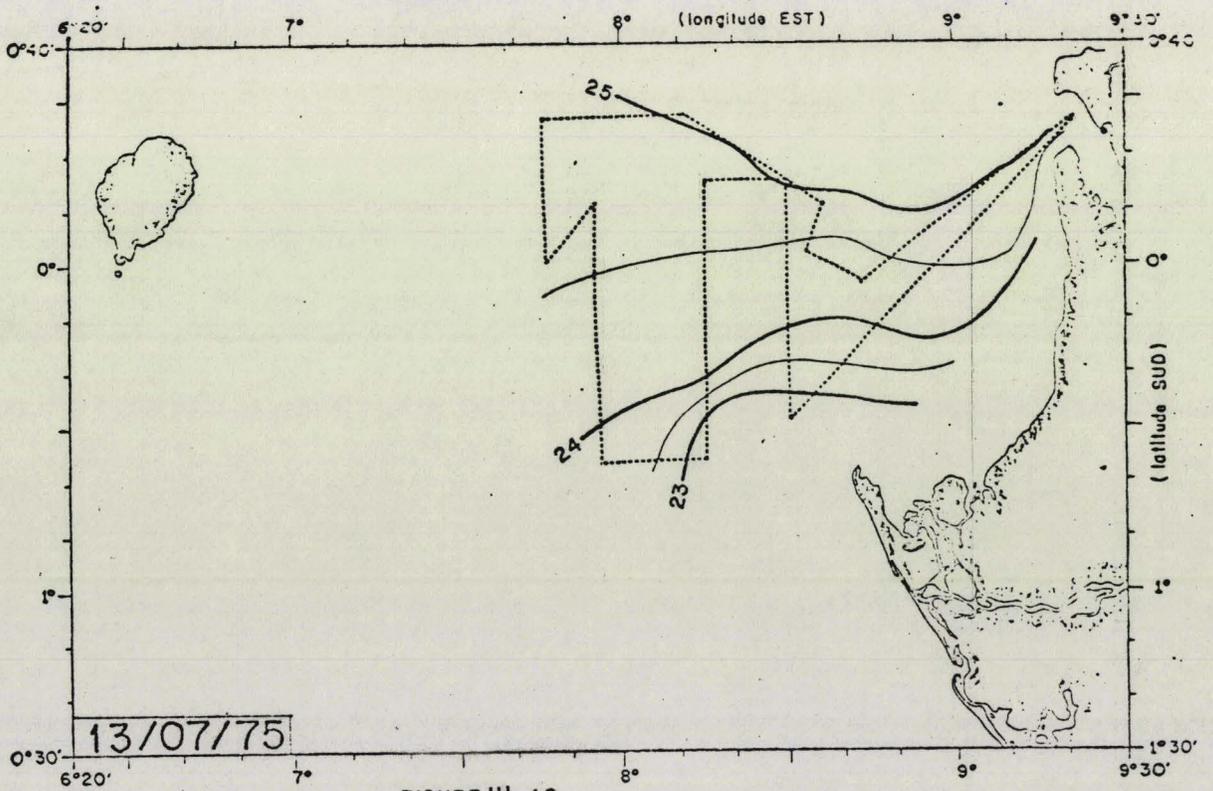


FIGURE III-12



Les campagnes effectuées en 1974 et 1976 confirment ces résultats et présentent des situations similaires. On constate une succession de phases chaudes puis froides, avec en moyenne deux cycles complets sur une période d'un mois allant de mi-juin à mi-juillet.

Interprétation

L'établissement du front thermique au niveau du Cap Lopez au début de la saison froide est indéniablement lié à l'apparition d'eaux froides provenant d'upwellings côtiers plus au Sud et entraînées par les dérives côtières du courant de Benguela (BERRIT, 1961, STRETTA et al, 1975).

L'envahissement brutal de la zone du Cap Lopez par l'eau froide tel que rencontré entre le 4 et 6 juillet 1976, est lié à un upwelling qui renforce localement la progression générale des eaux froides vers le Nord. Des observations simultanées de concentration en chlorophylle par télédétection (VIOLLIER et al, 1977) confirment cette hypothèse : lors de leur apparition les eaux froides sont pauvres et s'enrichissent progressivement. Cet enrichissement a été également observé par DUFOUR et STRETTA, 1973). Le mécanisme qui déclenche ce upwelling est encore discuté. Les conditions météorologiques jouent sans doute un rôle, mais les vents du secteur Sud-Ouest sont relativement constants, 10 noeuds. Il semble que les apparitions périodiques d'eaux froides soient liées à des poussées du contre-courant équatorial ou courant de LOMONOSOV (HISARD et al, 1975).

La formation du front thermique au Cap Lopez et le développement biologique important qui en résulte créent en juillet une situation favorable à de fortes concentrations de thon tropical (STRETTA et al, 1975). Une grande partie des captures de thons sont obtenus à cette époque dans la région du Cap Lopez et les campagnes aériennes de 1974 à 1976 avaient pour but d'étudier les relations existantes entre les situations hydrobiologiques et la présence de rassemblement de thons.

L'intérêt apporté par des mesures aériennes de température au Cap Lopez est remarquable à plusieurs titres. Le vecteur aérien y a été utilisé sur une base opérationnelle, et journalière, assurant le suivi d'un front thermique évoluant rapidement. Les buts appliqués de ces campagnes ressortent à la fois de l'océanographie physique et de l'assistance à la pêche.

Le résultat le plus spectaculaire est la mise en évidence d'une évo-

lution extrêmement rapide et brutale des phénomènes hydrologiques dans la région du Cap Lopez, évolution qu'il est difficile d'appréhender à partir d'un navire faisant route lentement. En l'espace de 10 jours, du 30 juin au 6 juillet, et du 6 juillet au 11 juillet 1976, la situation s'est par deux fois radicalement modifiée, le front thermique qui sépare les eaux chaudes guinéennes des eaux froides a oscillé du Nord au Sud sur des distances supérieures à 100 miles nautiques. L'emploi de mesures aériennes a permis d'explorer et de mettre en évidence ce phénomène précédemment inconnu et seulement suspecté lors de précédentes campagnes de navires.

III-4 - CONCLUSION

Deux exemples d'applications des mesures aériennes de température de surface par radiométrie infrarouge ont été exposés. Lors des campagnes MEDOC on a montré que des mesures précises (0,1 K) ont été obtenues et ont confirmé sur une zone à faibles gradients thermiques horizontaux, quelques dixièmes de degré K, les connaissances à l'échelle synoptique que l'on avait du bassin Méditerranéen occidental au large du Golfe du Lion en saison hivernale. Par contre dans la région du Cap Lopez on a étudié une zone frontale bien marquée et on a mis en évidence des évolutions de ce front jusqu'alors inconnues.

Ces résultats permettent d'affirmer l'utilité des mesures aériennes soit comme un complément et une assistance à des campagnes océanographiques de navires élargissant la zone étudiée, soit comme un moyen d'exploration éventuellement autonome permettant l'exploration de phénomènes dynamiques inconnus. Les résultats obtenus au Cap Lopez sont significatifs de ce dernier point, et il est certain que de nombreuses autres zones intéressantes sur les côtes d'Afrique et dans l'Océan Pacifique sont potentiellement justifiables de cette méthode de mesure.

BIBLIOGRAPHIE - CHAPITRE III.

- BERRIT, G.R., 1961 - Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le Golfe de Guinée - Observations le long des lignes de navigation. Deuxième partie - Etude régionale - Cah. Océanogr., 14, 9, 633-643.
- BUNKER, A.F., 1972 - Wintertime interactions of the atmosphere with the Mediterranean Sea. - Jl. Phys. Oceanogr., 2, 3, 225-238.
- DRENNAN, K.L., 1967 - Airborne measurements of infrared sea temperature in the Northern Gulf of Mexico - Gulf Coast Res. Lab., 1967, Tech. Rpt. n° 2.
- DUFOUR, P., STRETTA, J.M., 1973 - Fronts thermiques et thermohalins dans la région du Cap Lopez (Golfe de Guinée), juin - juillet 1972 : phytoplancton, zooplancton, micronecton et pêche thonière. - Doc. Scient. Centre Rech. Oceanogr. Abidjan, 4, 3, 99-142.
- GASCARD, J.C., 1977 - Quelques éléments de la dynamique de formation des eaux profondes méditerranéennes. - Thèse d'Etat, Université de Paris VI.
- HISARD, Ph., CITEAU, J., MORLIERE, A, 1975 - Le courant de Lomonosov et la formation de la zone frontale du Cap Lopez (Baie de Biafra, Golfe de Guinée). - Cah. ORSTOM, Oceanogr., 13, 2, 107-116.
- LACOMBE, H., TCHERNIA, P., 1974 - Etude hydrologique dans la zone de formation d'eau profonde au large de la côte Méditerranéenne française par hiver très froid (1962-1963). - In : "La formation des eaux océaniques profondes". Coll. int. CNRS, Paris, oct. 1972, n° 215, Paris, éd. CNRS, pp. 191-201.
- LE GUEN, J.C., DESCHAMPS, P.Y., GUILLERM, J.M., METAYER, M., 1972 - Compte rendu de l'opération radiomètre à infrarouge sur l'avion Interthon. Doc. Centre ORSTOM Pointe Noire, n° 541, 7 p.
- Mc LEISH, W., 1970 - Spatial spectra of ocean temperature. - Jl. Geophys. Res., 75, 23, 6872-6877.
- NOBLE, V.E., WILKERSON, J.C., 1970 - Sea surface temperature mapping flights, Norwegian Sea, Summer 1968 - Remote Sensing Environment, 1, 3, 187-193.
- OGURA, Y., TAKEDA, A., KIMURA, R., TAIRA, K, NAKAI, T., 1969 - Surveys of sea surface temperature of the Tsushima Warm Current with seaborne and airborne radiation thermometer. - Jl. Meteorol. Soc. Jap., 47, 4, 310-318.

- PANSHIN, D.A., GOSSER, D.F., 1971 - Operational experience with infrared radiometry - In : "Mar. Technol. Soc. 7 th Annu. Conf. Washington. D.C., 1971. Prepr.", pp 373-381.
- PICKETT, R.L., ATHEY, G.L., 1970 - Iceland sea surface temperature survey, April 1968 - U.S.N.O.O., 1970 Inf. Rpt. n° 68-46.
- RIGDWAY, N.M., 1970 - Aerial radiometry of sea surface temperature on the East Coast, North Island, New Zealand - New Zeal. Jl. Mar. Freshwat. Res., 4, 4, 474-478.
- SAUNDERS, P.M., 1971 - Anticyclonic eddies formed from shoreward meanders of the Gulf Stream. - Deep-Sea Res., 18, 12, 1207-1219.
- SAUNDERS, P.M., 1972 - Space and time variability of temperature in the upper ocean. - Deep-Sea Res., 19, 7, 467-480.
- SAUNDERS, P.M., 1974 - Tracing surface flow with surface isotherms. - Mem. Soc. R. Sc. Liège, 6, 99-108.
- STRETTA, J.M., NOEL, J., VERCESI, L., 1975 - Caractérisation des situations hydro-biologiques et potentialités de pêche thonière au Cap Lopez en juin et juillet 1972 et 1974. - Doc. Scient. Centre Rech. Oceanogr. Abidjan, 6, 2, 59-74.
- VIOLLIER, M., DESCHAMPS, P.Y., LECOMTE, P., 1977 - Airborne remote sensing of chlorophyll content in the Gulf of Guinea- Remote Sensing of Environment, à paraître.
- WEISS, M., 1969 - Application of infrared measuring techniques to the remote sensing of water surface temperature. - Canadian Aeronaut. and Space J., 1969, mai, 165-172.
- WILKERSON, J.C., NOBLE, V.E., 1970 - Time-space variations of the Gulf Stream boundary as observed by airborne remote sensing techniques. - Proc. 6 th Int. Symp. Remote Sensing of Environment, Ann Arbor 1970, 2, 671-680.
- WOODS, J.D., WATSON, N.R., 1970 - Measurement of thermocline fronts from the air. - Underwater Sc. Technol. Jl., 1970, 2, 2, 90-99.

PUBLICATION IV