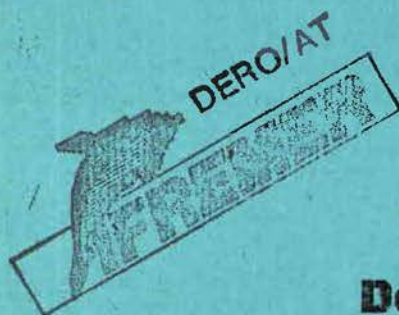


27976 C900208-RAD-R
UNIVERSITÉ de BRETAGNE OCCIDENTALE

U. E. R. DES SCIENCES DE LA MATIÈRE ET DE LA MER



THESE

PRÉSENTÉE POUR OBTENIR LE TITRE DE

Docteur de 3^e Cycle

Spécialité : Océanographie Physique

PAR

Marie-Hélène RADENAC

«RESTITUTION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE A ECHELLE MOYENNE
A L'AIDE DU CANAL INFRA-ROUGE DE METEOSAT-2
APPLICATION AU GOLFE DE GASCogne»

Soutenue le lundi 17 février 1986 devant la commission d'examen

Monsieur	WALDTEUFEL P.	Directeur de Recherche CNRS, Direction de la Météorologie Nationale, Boulogne Billancourt	Président
Messieurs	MAZE R.	Maître de Conférences à l'Université de Bretagne Occidentale	Examineurs
	MORABIN A.	Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale	
	PASCAL G.	Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale	
	JARRIGE	Responsable du Département Océano., ORSTOM, Paris	
	LOUBERSAC L.	Responsable du Service Applications de la Télédétection, IFREMER, Brest	
	PHULPIN T.	Ingénieur, Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse	

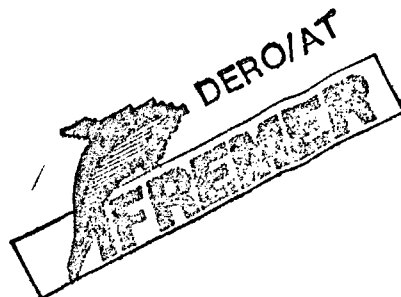
IFREMER Bibliothèque de BREST



OEL10353

UNIVERSITÉ de BRETAGNE OCCIDENTALE

U. E. R. DES SCIENCES DE LA MATIÈRE ET DE LA MER



THESE

PRÉSENTÉE POUR OBTENIR LE TITRE DE

Docteur de 3^e Cycle

Spécialité : OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

PAR

Marie-Hélène RADENAC

«RESTITUTION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE A ECHELLE MOYENNE
A L'AIDE DU CANAL INFRA-ROUGE DE METEOSAT-2
APPLICATION AU GOLFE DE GASCOGNE»

Soutenue le lundi 17 février 1986 devant la commission d'examen

Monsieur	WALDTEUFEL P.	Directeur de Recherche CNRS, Direction de la Météorologie Nationale, Boulange Billancourt	}	Président
Messieurs	MAZE R.	Maître de Conférences à l'Université de Bretagne Occidentale		}
	MORABIN A.	Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale		
	PASCAL G.	Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale		
	JARRIGE	Responsable du Département Océano., ORSTOM, Paris		
	LOUBERSAC L.	Responsable du Service Applications de la Télédétection, IFREMER, Brest		
	PHULPIN T.	Ingénieur, Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse		

Ce travail est le résultat d'une collaboration entre le Centre de Météorologie Spatiale, le centre de l'Institut Français pour l'Exploitation de la Mer de Brest et l'Université de Bretagne Occidentale.

Je remercie Monsieur Le Berre, Directeur du C.M.S. de Lannion pour m'avoir accueillie pendant ces deux années de travail.

Je remercie vivement :

- Monsieur Waldteufel, Chef du Département des Sciences de l'Univers, Energie et Matières Premières au Ministère de la Recherche et de la Technologie, d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse ;
- Monsieur Mazé, Maître de Conférences à l'UBO, Monsieur Morabin, Professeur à l'UBO, Monsieur Pascal, Professeur à l'UBO, Monsieur Jarrige, Chef du Département Milieu Physique et Environnement Climatique à l'ORSTOM, Monsieur Loubersac, Responsable du Service Application de la Télédétection de l'IFREMER et Monsieur Phulpin du Centre National de Recherche Météorologique qui ont bien voulu participer à ce jury.

Je tiens enfin à remercier très sincèrement le personnel du CMS pour son soutien et, en particulier P. Le Borgne pour ses conseils et critiques, Y. Désormeaux qui a mis au point les programmes informatiques, J.P. Olry pour la réalisation des figures et R. Le Bricquoir qui a entièrement assuré la frappe de ce mémoire.

Cette thèse a été entreprise grâce à une bourse de formation de l'IFREMER.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
I - PRESENTATION DU PROBLEME	3
I.1 - Echelles spatiales et temporelles en océanographie et en télédétection	3
I.1.1 - Recherche en océanographie physique	
I.1.2 - Recherche en océanographie biologique	
I.1.3 - Utilisation pratique actuelle	
I.1.4 - Conséquences	
I.2 - Données satellitaires disponibles sur l'Atlantique NE	11
I.2.1 - Echelle globale	
I.2.2 - Echelle fine	
I.2.3 - Echelle moyenne	
I.2.4 - Bilan	
I.3 - Présentation de METEOSAT	25
I.4 - Conséquences, objectifs de l'étude	25
II - APPLICATION DE LA RADIOMETRIE INFRAROUGE A L'ETUDE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE	29
II.1 - Erreur due à l'absorption	30
II.2 - Erreur due à la réflexion	30
III - SIMULATION DES TERMES D'ERREUR	32
III.1 - Le programme LOWTRAN 4	32
III.2 - Données	34
III.3 - Résultats	35
III.3.1 - Absorption	
III.3.2 - Réflexion	
III.3.3 - Point K	
III.3.4 - Bilan	
IV - METHODE	51
IV.1 - Utilisation du canal infrarouge des géostationnaires	51
IV.2 - Principe de la méthode proposée	53
IV.3 - Variabilité de la correction atmosphérique	55

IV.3.1 - $T_{11} - T_{12}$ indicateur de la variabilité de la correction atmosphérique	
IV.3.2 - Variabilité spatiotemporelle	
IV.4 - Problèmes liés à METEOSAT	79
IV.4.1 - Calibration	
IV.4.2 - Résolution spatiale, radiométrique, bruit	
IV.4.3 - Capteur infrarouge monocanal	
IV.5 - Corrections préliminaires au traitement	81
IV.5.1 - Elimination des nuages	
IV.5.2 - Effet de sécante	
IV.5.3 - Effet de réflexion	
V - MISE EN OEUVRE ET RESULTATS	88
V.1 - Nébulosité	88
V.1.1 - Pollution nuageuse des pixels	
V.1.2 - Utilisation de la haute répétitivité des images METEOSAT	
V.2 - Résultats	94
V.2.1 - Calcul des coefficients	
V.2.2 - Application des coefficients	
V.3 - Conséquences	108
VI - APPLICATIONS DE LA METHODE	111
VI.1 - Echauffement de la température de surface dans le Golfe de Gascogne en une journée dans des conditions de vent faible	111
VI.1.1 - Description générale du phénomène	
VI.1.2 - Rappel des mécanismes intervenant dans les échanges à l'interface air-mer	
VI.1.3 - Déduction des variations de températures de surface observées à l'aide de METEOSAT dans le Golfe de Gascogne le 17 septembre 1985	
VI.1.4 - Conclusion	

Annexe A : Caractéristiques de l'AVHRR

Annexe B : Rappel du principe d'analyse multispectrale

Annexe C : Restitution de la SST par radiométrie infrarouge. Définition de la quantité mesurée

Annexe D : Calcul du coefficient de réflexion monochromatique

INTRODUCTION

Jusqu'à présent, ce sont essentiellement les satellites défilants de la série TIROS-N qui ont retenu l'attention des océanographes. Ils permettent en effet, d'avoir une vue synoptique de la température de surface de l'océan à échelle relativement fine (1 km x 1 km), la répétitivité étant au mieux de 6h si les deux satellites en vol sont opérationnels. Même en compilant toutes les orbites de la semaine et en dégradant la résolution spatiale nominale du capteur, la nébulosité constitue l'obstacle majeur à l'obtention de champs de températures de surface complets.

Le satellite géostationnaire METEOSAT, utilisé surtout dans la zone intertropicale, a une haute cadence d'acquisition, mais une résolution spatiale moins bonne (5 km x 5 km) que celle des défilants. L'un des buts de cette étude est d'analyser dans quelle mesure l'utilisation de la haute cadence d'acquisition peut permettre de compléter les champs de températures de surface issus des défilants. Tirant parti de cette haute "résolution temporelle", nous verrons aussi si malgré l'angle d'incidence élevé des mesures et la construction même du capteur (1 seul canal infrarouge), les températures de surface restituées par METEOSAT ont une précision suffisante pour suivre un phénomène océanique à évolution rapide. Nous avons choisi une zone d'étude comprise entre 35 N et 53 N et 1 W et 21 W que nous appellerons zone GASC par la suite.

Dans un premier chapitre, nous recenserons les souhaits des océanographes et les produits satellitaires existant actuellement sur l'Atlantique Nord-Est.

Après avoir défini les erreurs entachant la mesure satellitaire, nous les simulerons pour déterminer l'ordre de grandeur de leur amplitude au cours de l'année.

Nous exposerons ensuite la méthode proposée et analyserons la variabilité spatiotemporelle de la correction atmosphérique qui est l'un des problèmes inhérents à cette technique.

Les résultats obtenus pour quelques périodes test seront commentés dans le chapitre suivant.

Enfin, le dernier chapitre sera consacré à une application océanographique de la méthode en utilisant la haute répétitivité des acquisitions METEOSAT sur une journée.

I - PRESENTATION DU PROBLEME

I.1 - Echelles spatiales et temporelles en océanographie et en télédétection

En recensant les utilisateurs potentiels en océanographie des thermographies infrarouges satellitaires, trois grands thèmes se dégagent :

- recherches en océanographie physique ;
- recherches en océanographie biologique ;
- applications opérationnelles.

L'intérêt majeur de l'utilisation de données satellitaires est la possibilité d'avoir une vue synoptique des phénomènes. Elles permettent la mise en évidence de structures de surface, ainsi que leur suivi, difficile à réaliser à l'aide de moyens de mesure classiques. Dans beaucoup de cas, l'utilisation combinée de données satellitaires et de mesures in situ, permettant la connaissance des conditions de sub surface, semble être l'approche la plus complète. A ce titre, la télédétection apparaît, de la même façon que les modèles numériques, comme un "outil océanographique", qui reste à améliorer ou même à élaborer complètement pour certaines applications.

Le choix de critères spatiotemporels adéquats pour l'observation de phénomènes océaniques dépend de certaines contraintes. Elles sont dictées par la nature même du processus étudié :

- extension géographique ;
- durée de vie ;
- vitesse de déplacement.

On peut rajouter un quatrième point indépendant du phénomène lui-même et souvent aléatoire : la nébulosité (pour les longueurs d'ondes considérées).

Nous essaierons dans ce chapitre de dégager quelles sont les échelles spatiales et temporelles susceptibles d'intéresser l'océanographe ainsi que la précision relative ou absolue nécessaire.

I.1.1 - Recherche en océanographie physique

Au vu de la diversité des phénomènes existants dans la nature (ou de la superposition possible de plusieurs d'entre-eux), il apparaît quelque peu illusoire de vouloir les regrouper selon des critères spatiotemporels bien définis.

D'une façon générale, au large, on observe des phénomènes basse fréquence ou quasi permanents (quelques jours à quelques centaines de jours) auxquels peuvent être superposées des oscillations haute fréquence (quelques minutes à quelques heures). A la côte, les fréquences rencontrées sont de l'ordre de quelques minutes à quelques heures ou de quelques jours à la saison.

Circulation générale

La circulation générale, les anomalies interannuelles (El Niño), sont des processus à échelle large, c'est à dire 10 à 20 degrés en ce qui concerne l'espace et une échelle de temps de plusieurs mois (voire plusieurs années). De telles études nécessitent une excellente précision absolue (environ 0,2 K) sur des mailles de 200 à 300 km, les données étant moyennées sur une période de l'ordre du mois. (Compte-rendu WCRP, 1981).

Dynamique équatoriale

La dynamique équatoriale regroupe à elle seule un grand nombre d'échelles. Si l'étude concerne le bassin océanique, l'échelle d'espace peut être de 1000 km et l'échelle de temps de l'ordre de la saison. Une résolution spatiale d'un degré en longitude et 1/4 à 1/2 degré en latitude et une périodicité d'une semaine à dix jours suffiraient à décrire les phénomènes. Une excellente précision absolue est requise (0,2 à 0,3 K) pour suivre des anomalies de température de quelques degrés (P. Rual and F. Jarrige, 1984). Le maillage utilisé pour décrire un upwelling dépend du phénomène physique étudié. D'une manière générale, une maille de 5 à 10 km est suffisante (la maille pouvant être plus longue parallèlement à la côte). L'échelle temporelle sera dépendante de l'échelle de temps des vents, une période de quelques jours pouvant parfois se révéler trop grande. Pour ce type d'étude la détermination de gradients nécessite une bonne précision relative (Philander and Yoon, 1982 ; Portolano, 1981).

Echelle moyenne

Une quantité importante de phénomènes océaniques sont dits à échelle moyenne. Une telle définition nous semble plutôt subjective, étant très liée au type d'étude envisagée sur un processus donné. Les phénomènes de bord ouest des océans (intensification des courants : Gulf Stream, Kouro-Shivo) illustrent bien cette remarque. On observe là une veine d'eau large de 100 km ou plus, permanente, présentant des variations saisonnières ou à plus court terme (mois) qui prennent la forme de méandres et tourbillons de quelques dizaines à quelques centaines de km. Une maille de l'ordre de quelques kilomètres est suffisante pour étudier ces phénomènes. L'échelle de temps est mal connue : une image instantanée mettra en évidence la veine principale avec des méandres et des tourbillons, alors qu'une compilation montrera les limites d'extension des différents processus. Ces études nécessiteraient une précision relative d'environ 0,2 K. Pour suivre les variations saisonnières (ou à plus long terme) en comparant des cartes d'isothermes, la précision en température absolue requise est $\pm 0,5$ K. (M. Arhan, communication personnelle).

Bord est des océans

Sur le bord est des océans, le courant fermant le circuit de circulation anticyclonique est moins marqué que celui du bord ouest. Les phénomènes observés par thermographie seront plutôt les upwellings pouvant avoir des extensions spatiales très différentes : 5 à quelques dizaines de km. Il semble toutefois qu'une maille de 1 à quelques kilomètres (maille d'autant plus grande que la côte est rectiligne) permette d'étudier la plupart de ces phénomènes, la périodicité étant de quelques jours. La précision en température relative est importante pour la mise en évidence du phénomène, sa localisation spatiale et son étude dynamique. L'estimation de la "puissance" et le suivi de l'évolution d'un upwelling nécessite une résolution en température absolue non encore précisément déterminée.

Fronts thermiques des mers à marée

En zone côtière, dans les mers à marée, ce sont surtout les zones frontales qui sont étudiées. Elles ont une échelle spatiale typique de 10 à 30 km. Une résolution spatiale de l'ordre du km est parfaitement suffisante pour les observer. Des vues instantanées du front permettent d'en connaître sa géométrie, donc la dynamique de la zone frontale. Pour suivre

les déplacements du front il faut disposer d'une suite suffisante d'images (influence de la marée, des conditions météorologiques). Le suivi de structures particulières (tourbillons...) peut être fait à partir de séries chronologiques sur plusieurs jours à raison d'une image instantanée par jour. La température absolue n'apparaît pas comme une donnée de première nécessité, par contre, le satellite doit permettre de rendre parfaitement compte des gradients et 0,5 K est la limite maximale admise pour la précision relative. (V. Mariette, communication personnelle).

Mers adjacentes

Dans les mers adjacentes, les phénomènes étudiés ont une échelle spatiale de quelques km à 100 km : upwelling, circulation côtière, échanges entre mer et océan. Pour certaines études, une résolution radiométrique relative d'environ 0,1 K s'est révélée suffisante. C'est le cas pour H. Demarcq (1985) qui a suivi des phénomènes ayant une échelle de temps faible (mistral) à l'aide de données satellitaires et de statistiques sur de longues périodes afin de s'affranchir des problèmes de nébulosité. Les conséquences du mistral sur la température de surface ont également été suivies en utilisant la température absolue (Castagné, Le Borgne, Le Vourch, Olry, 1985). L. Wald développe une méthode d'estimation des courants de surface à partir des dérivées spatio-temporelles de la température absolue des thermographies satellitaires (L. Wald, 1985).

Utilisation dans un modèle

On peut également noter l'utilisation des données AVHRR comme conditions initiales et aux limites dans un modèle d'advection-diffusion en Manche (J.W. Daniels). Une image par semaine a été utilisée et la résolution nominale du radiomètre a été dégradée à 5 km pour des raisons de difficultés de localisation. La précision relative doit être excellente, les gradients thermiques déterminant la dynamique des phénomènes. Ce type de démarche peut être étendu à toutes les échelles spatiotemporelles.

Ondes internes

Si la couche de mélange est fine et si l'amplitude de l'onde interne est suffisamment importante, il est possible d'en observer les conséquences en surface sous la forme d'une bande d'eau plus froide (par exemple, au-dessus du talus continental au nord du Golfe de Gascogne, elle a

une taille de 10 à 40 km). Le contraste thermique entre ces eaux froides et le milieu environnant est assez faible (1,5 K à 2 K). La précision relative doit donc être importante (inférieure à 0,2 K).

Il ne faut pas perdre de vue que des données à échelle suffisamment fine en espace ou en temps peuvent aussi contribuer à la connaissance de l'échantillonnage (peut-être à échelle plus large) nécessaire à la conduite d'une étude.

I.1.2 - Recherche en océanographie biologique

Grands pélagiques

La température de surface est l'un des facteurs physiques intervenant dans le milieu naturel. Les fronts thermiques permettent ainsi de déterminer des zones potentiellement favorables au rassemblement des grands pélagiques. Une bonne précision relative est nécessaire. Par exemple, le germon se tenant à proximité d'isothermes définies, la température absolue doit être bien approchée. A l'expérience, il apparaît qu'une précision absolue de l'ordre de 1 K permet de localiser les structures intéressantes. En Atlantique nord-est, une résolution spatiale d'1 km est suffisante. Dans le Golfe de Guinée, les fronts thermiques sont localisés à l'aide d'une maille de 5 km de côté. En ce qui concerne l'apport de la télédétection à l'aide à la pêche des thons tropicaux dans les océans Pacifiques et Indien, l'outil n'existe pas encore et l'étude de faisabilité reste à faire. Il est probable que dans le Pacifique où les structures frontales sont bien marquées, un produit analogue à celui du Golfe de Guinée soit adéquat. Un problème peut se poser dans l'océan Indien. En effet, dans certaines zones océaniques, il n'y a pas de signature thermique en surface (par exemple, la zone des Seychelles en période d'été austral). L'utilisation d'un autre capteur serait alors à envisager (couleur de l'océan, ...).

Petits pélagiques

La définition des zones supposées propices à la concentration de petits pélagiques (harengs, sardines, anchois...) nécessite une maille qui doit être inférieure au mille et une périodicité de 1 à 2 jours. Actuellement, on cherche surtout à étudier le refroidissement des eaux superficielles sur le talus continental au nord du Golfe de Gascogne (liaison avec

l'enrichissement en sels nutritifs et présence de petits poissons). Une bonne précision relative est nécessaire.

Déterminisme du recrutement

Un programme "déterminisme du recrutement" a également besoin de données thermiques satellitaires. Son but est de comprendre l'influence de facteurs physiques, chimiques et biologiques sur la survie des oeufs et larves. Une étude particulière se focaliserait sur les espèces coquilles Saint-Jacques, soles et huitres. Le tableau I.1 regroupe les demandes d'un groupe de travail réuni par l'IFREMER. Il s'agit dans ce cas d'étudier des secteurs géographiques limités. L'utilisation de thermographies de surface est envisageable car en hiver, pendant la reproduction, on observe une homothermie verticale, puis, au printemps, 75 % des espèces se retrouvent en surface. Deux échelles types apparaissent, correspondant à :

- une veille ;
- une étude fine.

La veille est destinée à surveiller les anomalies thermiques interannuelles pouvant conduire à un retard ou une avance de la période de ponte. Il est nécessaire d'avoir à la fois de bonnes précisions relatives et absolues mais elles ne sont pas définies à l'heure actuelle et sont vraisemblablement dépendantes de l'espèce.

Surveillance des zones à risques

La définition spatiale idéale pour la surveillance des côtes en ce qui concerne le problème des eaux colorées (augmentation brutale de température pouvant être liée à l'apparition d'espèces toxiques) est de l'ordre de 500 m. Il faut nécessairement une périodicité d'une image par jour. Les outils actuellement disponibles ne permettent pas d'atteindre à la fois une telle résolution spatiale et une telle fréquence.

Croissance du phytoplancton

L'étude du mode de croissance du phytoplancton en fonction de la température nécessite aussi des échelles très fines (500 m, 6 heures)

Espèces concernées	Secteur géographique	Fréquence des observations.	Paramètres demandés	Résolution spatiale souhaitée
Coquille Saint-Jacques	Echelle fine : Baie de St-Brieuc (Cap Fréhel - Bréhat) Echelle large : Manche Ouest	Echelle fine : tous les 2-3 jours de juin à septembre Echelle large : tous les 15 jours toute l'année	- température de surface - couleur de l'Océan - turbidité - houle - vent force de direction	Echelle fine : 500 m au moins Echelle large : 1000 à 2000 m
Sole	Echelle fine : Belle Isle à Ile d'Yeu des fonds 120 m -- côte Echelle large : Golfe de Gascogne	Echelle fine : tous les 2 à 3 jours de mars à mai Echelle large : tous les 15 jours toute l'année	idem	Echelle fine : 500 m au moins Echelle large : 1000 à 2000 m
Huître	Echelle large : Golfe de Gascogne	Echelle large : tous les 15 jours toute l'année	Température de surface	Echelle large : 1000 à 2000 m

Données télédétection nécessaires au programme "déterminisme du recrutement".

(in : compte rendu de la réunion "besoins et perspectives d'utilisation de la télédétection dans le domaine des ressources vivantes", IFREMER, 1984).

pendant la période de croissance. On souligne l'importance des séries chronologiques. Etablir une veille sur un cycle annuel, constituée d'une image tous les quinze jours ayant une maille de 2,5 km se révélerait sans doute très utile. La précision demandée sur la température absolue peut être médiocre (2 K) alors que la précision relative doit être bonne (0,2 K) (C. Dupouy, communication personnelle).

I.1.3 - Utilisation pratique actuelle

En France, seule l'aide à la pêche au Germon est utilisatrice de façon opérationnelle des thermographies de surface. La résolution spatiale et la répétitivité des données des satellites NOAA (description en annexe A) conviennent à ce travail. Des cartes d'isothermes superficielles sont élaborées chaque jour au Centre de Météorologie Spatiale, en temps quasi réel entre 33°N et 53°N et jusqu'à 40°W. Elles sont envoyées aux bateaux pêcheurs par fac-similé. Les pêches effectuées sont communiquées en retour grâce au système ARGOS. (B. Liorzou et Cl. Leroy, 1984).

La résolution du pixel METEOSAT (5 km de côté) est suffisante pour l'aide à la pêche dans le Golfe de Guinée. Une carte par semaine est émise (J. Citeau, B. Guillot et R. Laé, 1984).

Des séries temporelles d'images NOAA pleine résolution sont utilisées pour diverses études dynamiques. Elles servent souvent de base à une description du phénomène ou à une analyse qualitative. Il existe peu d'approches quantitatives.

I.1.4 - Conséquences

Il n'existe pas de classification simple, une échelle spatiotemporelle associée à une précision relative ou absolue étant liée à l'étude envisagée. On peut quand même remarquer que pour des échelles larges c'est la précision absolue qui est importante, alors qu'à échelle plus fine, et surtout pour des images instantanées, la précision relative est primordiale.

Actuellement, les océanographes utilisent les données disponibles qui, nous le verrons plus loin, sont assez limitées. A leur échelle, elles servent à alerter le chercheur sur des phénomènes inhabituels ou à confirmer certaines théories. On peut envisager d'introduire des données satellitaires dans des modèles. Dans tous ces cas, il apparaît intéressant d'élaborer de nouvelles méthodes visant à élargir le jeu des outils océanographiques.

Reprenons les sujets d'études énumérés précédemment.

- En océanographie biologique, les échelles demandées sont très fines. Pour la plupart les performances de l'AVHRR sont suffisantes pour remplir les conditions.
- En océanographie physique, Le tableau I.2 présente une synthèse des besoins. Il est possible de mettre en évidence trois échelles spatiales :
 - échelle globale ou large = supérieure à 40 km ;
 - échelle moyenne = de 3 à 40 km ;
 - échelle fine = inférieure à 3 km.

Après cette revue des souhaits émis par les océanographes, nous verrons quels sont les produits existants actuellement sur notre zone d'étude : l'Atlantique nord est.

I.2 - Données satellitaires disponibles sur l'Atlantique nord-est

I.2.1 - Echelle globale

Les produits susceptibles de correspondre à ces spécifications sont élaborés par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et par l'ESA (European Space Agency).

La première confectionne chaque jour un champ de température de surface par analyse multispectrale (annexe B) des données AVHRR (annexe A) des satellites défilants. La résolution spatiale est de 8 km. La parution des cartes d'isothermes est hebdomadaire et mensuelle.

	ECHELLE SPATIO TEMPORELLE DU PHENOMENE		BESOINS EN TELEDETECTION			
	Spatiale	Temporelle	Résolution spatiale	Répétitivité	Précision absolue	Précision relative
Climatologie	1 000 km	plusieurs mois, années	200 - 300 km	1 mois, 1 an	0,2 K	peu importante
Dynamique équatoriale (bassin océanique)	1 000 km	mois	Lat 15 à 50km Lon 100 km	semaine à 10 jours	0,2 K à 0,3 K	
Phénomènes des bords ouest	30 à 500 km	mois à 2 ou 3 ans	5 - 10 km	?	0,5 K	0,2 K
Phénomène des bords est	5 à 100 km	quelques jours à la saison	1 à 10 km	quelques jours	1 K	mal définie
Phénomène des mers adjacentes	quelques km à 100 km	la saison à très fine	1 à quelques km	½ journée à la semaine	1 K	0,1 K
Zones frontales des mers à marée	10 à 30 km	quelques heures à quelques jours	1 km	jour	peu importante	0,5 K
Ondes internes	10 à 50 km	minutes, heures	1 km	12 heures	peu importante	0,2 K

Tableau I.2

Certains phénomènes en océanographie physique et leurs besoins en télédétection

. cartes hebdomadaires (fig. I.1)

Elles sont élaborées par analyse objective des champs quotidiens afin de combler les vides causés par la nébulosité. La résolution spatiale est dégradée à 1 degré en latitude et longitude.

. cartes mensuelles (fig. I.2)

Elles donnent tous les degrés la température moyenne sur des carrés de 2,5 degrés de côté. Elles utilisent à la fois les données in situ et satellitaires. Les zones sans mesures (nuageuses, pas de bateau) ne sont pas complétées.

La précision en température absolue de ces méthodes est évaluée à 0,5°K. L'ESA restitue des champs de température de surface ayant une résolution spatiale ("segment") de 32 pixels (environ 200 km à nos latitudes) toutes les douze heures. Ils sont élaborés à l'aide des données du satellite géostationnaire METEOSAT. La correction atmosphérique est déterminée en comparant les profils verticaux issus de modèles mondiaux de prévision à court terme à des atmosphères standards dont on connaît les propriétés radiatives. La correction correspondant à ces conditions atmosphériques particulières est ensuite apportée à la radiance mesurée par le satellite. Des contrôles ont mis en évidence des biais de 0,5°K à 2,0°K au printemps (avril et mai) et de 0,7°K à 1,4°K en été (juin et juillet) (S. Campbell, 1983).

I.2.2 - Echelle fine

Les données AVHRR, utilisées à leur pleine résolution spatiale et à la cadence d'acquisition maximale, permettent de répondre en partie aux exigences de l'échelle fine exposées précédemment. La température de surface est restituée par analyse multispectrale sur des situations instantanées. La résolution spatiale nominale (pixel de 1 km de côté) est conservée. L'interprétation reste cependant délicate. La discrimination mer-nuages n'étant pas faite, il est quelquefois nécessaire de connaître les structures thermiques classiques de la zone pour distinguer les phénomènes océaniques des effets atmosphériques. Etant donné la faible répétitivité des mesures, une nébulosité importante masque fréquemment les phénomènes étudiés et constitue un obstacle à l'obtention de séquences d'images.

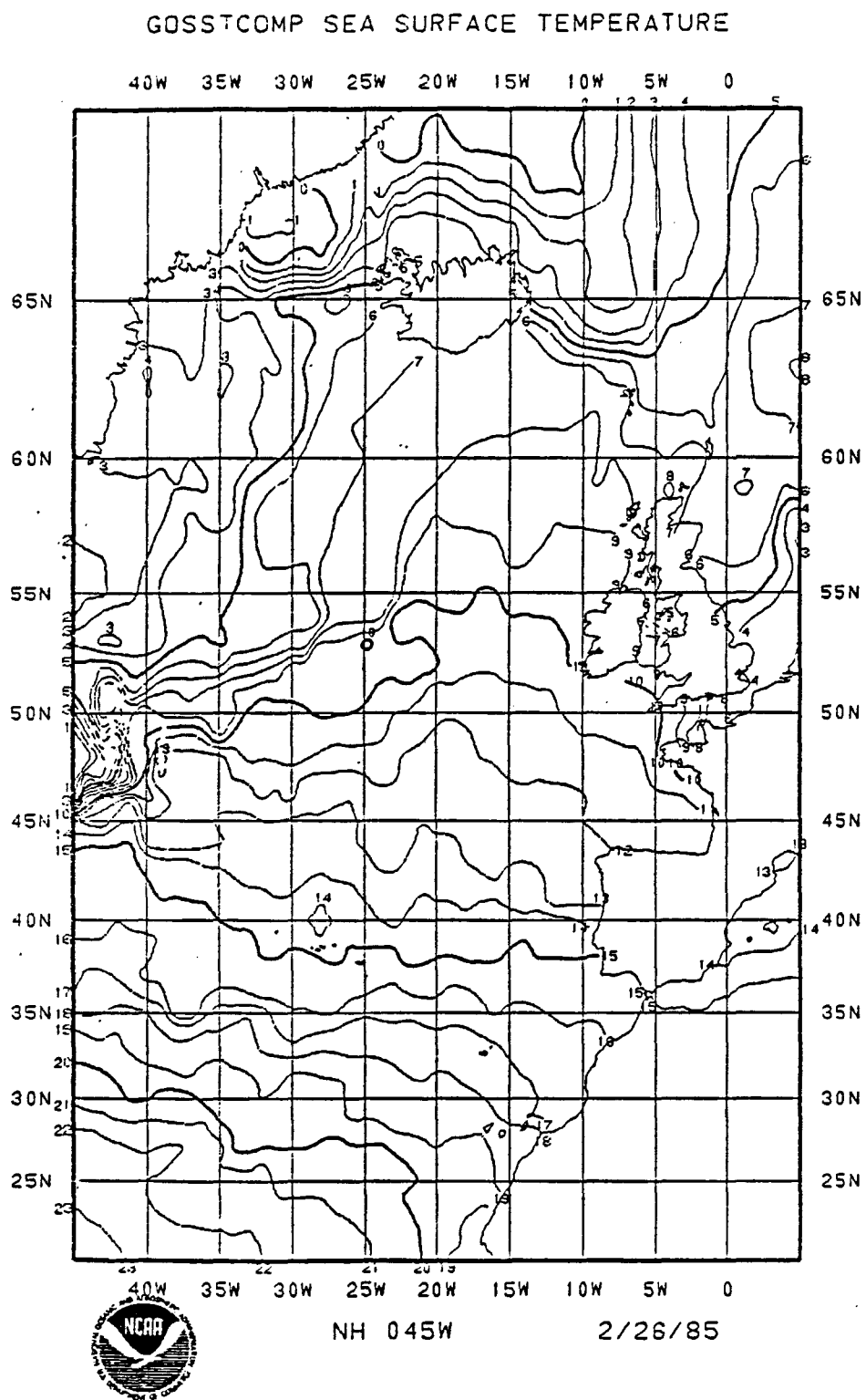
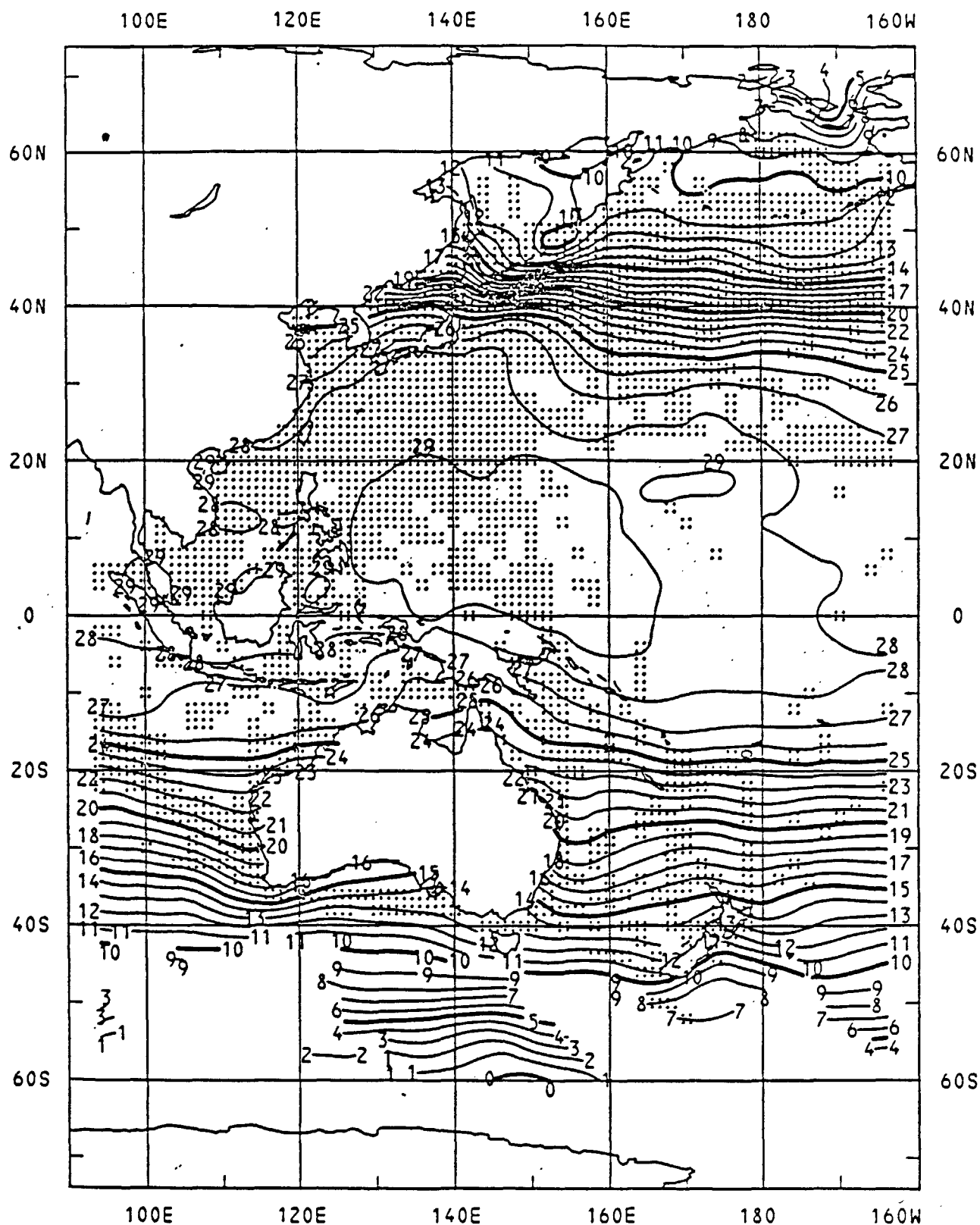


Figure I.1 : Produit satellitaire hebdomadaire de la
NOAA (GOSSTCOMP) du 26.2.1985 au 4.3.1985



Western Pacific Ocean
SST--MONTHLY MEAN (°C)
SHIP, BUOY, and SATELLITE
DATA
AUGUST 1984

Figure I.2 : Produit mensuel de la NOAA.

La trame indique les zones où la SST a été déterminée grâce aux mesures in situ. (Oceanographic Monthly Summary, Vol 4, N°8, August 1984).

I.2.3 - Echelle moyenne

Nous nous attarderons un peu plus sur les produits satellitaires existants à échelle intermédiaire sur l'Atlantique nord-est et évoquerons l'analyse objective SSTGASC des données de surface bateaux classiques.

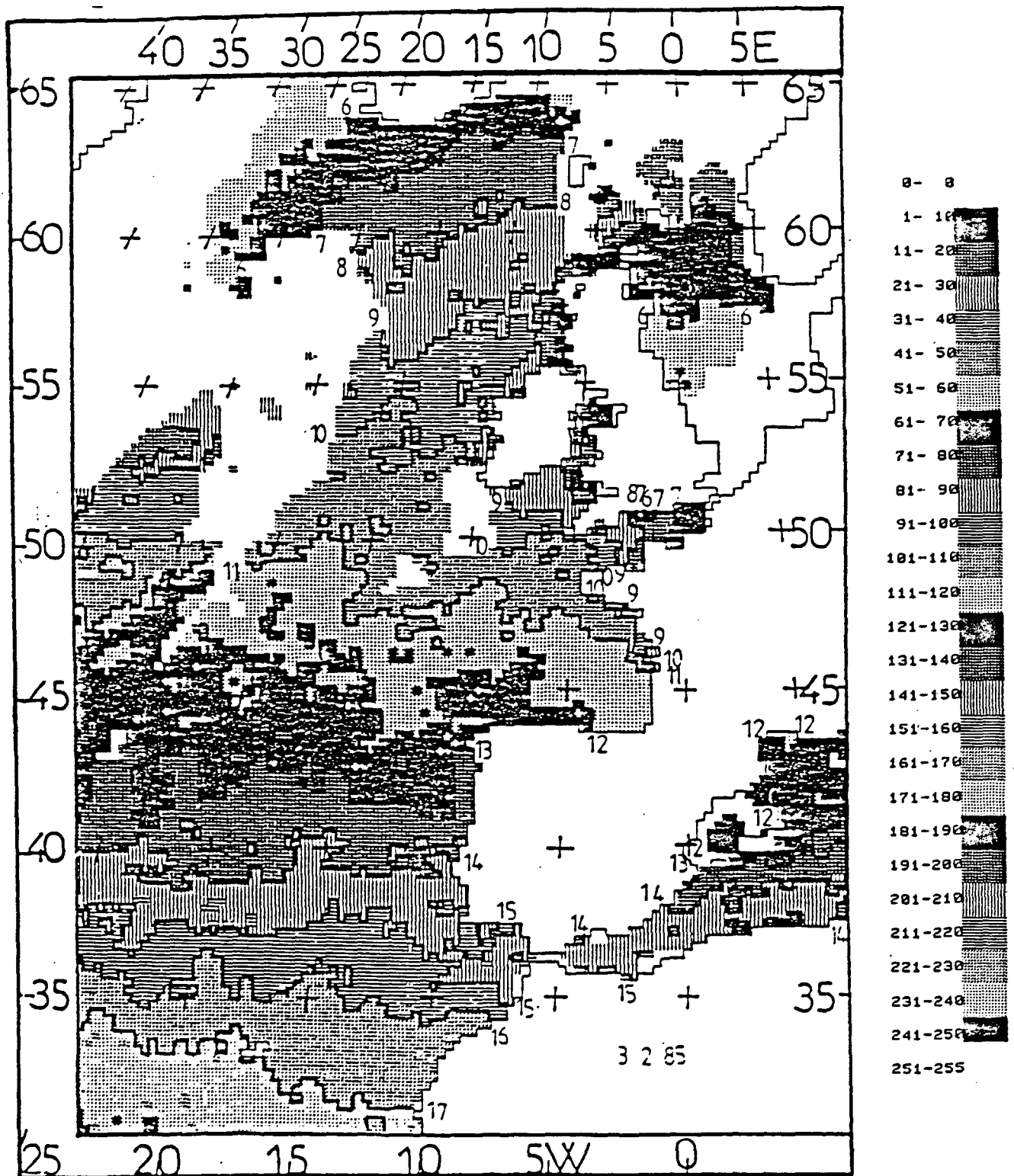
. Méthode automatique

Il existe actuellement, au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion, une méthode automatique de restitution de température de surface, dite compilation MISTER (fig. I.3.a). L'élimination des nuages est effectuée grâce à une technique d'histogramme bidimensionnel visible-infrarouge sur chaque orbite NOAA/AVHRR diurne (T. Phulpin, M. Derrien et A. Brard, 1983). La température de surface est calculée par analyse multispectrale, la résolution nominale du radiomètre étant dégradée à 33 x 38 pixels. La projection choisie lors de la restitution de la carte permet d'obtenir la valeur la plus probable de la température sur des boîtes de 15 miles en longitude sur 1/4 degré en latitude. Ces résultats sont compilés sur une période d'une semaine ou du mois (M. Champagne-Philippe, 1983). La figure I.3.b illustre le problème majeur de couverture nuageuse auquel se heurte cette méthode. Le champ de températures est fréquemment incomplet en hiver et peut être inutilisable plusieurs semaines consécutives.

Dès qu'une compilation automatique de données de satellite défilant est mise en oeuvre, la précision du positionnement du satellite est primordiale. L'incertitude actuelle de localisation des pixels est d'environ 20 km pour les données utilisées dans MISTER (due à l'utilisation de paramètres d'orbitographie circulaire). Ceci exclut toute procédure automatique de compilation conduisant à des résultats à une échelle plus fine.

. Méthode manuelle

Pour résoudre ce problème, une compilation manuelle est nécessaire. En positionnant visuellement les images les unes par rapports aux autres, on arrive à améliorer la résolution spatiale du produit. Les décalages observés sont généralement constants pour une image. Le tracé des isothermes est subjectif, basé sur l'habitude de l'interprétation des images AVHRR. En effet, après une élimination visuelle des nuages, la synthèse des



Températures troisième semaine de Février
Période du 15 au 21/2/1985

Figure I.3a : Compilation hebdomadaire MISTER (SATMER,
février 1985).

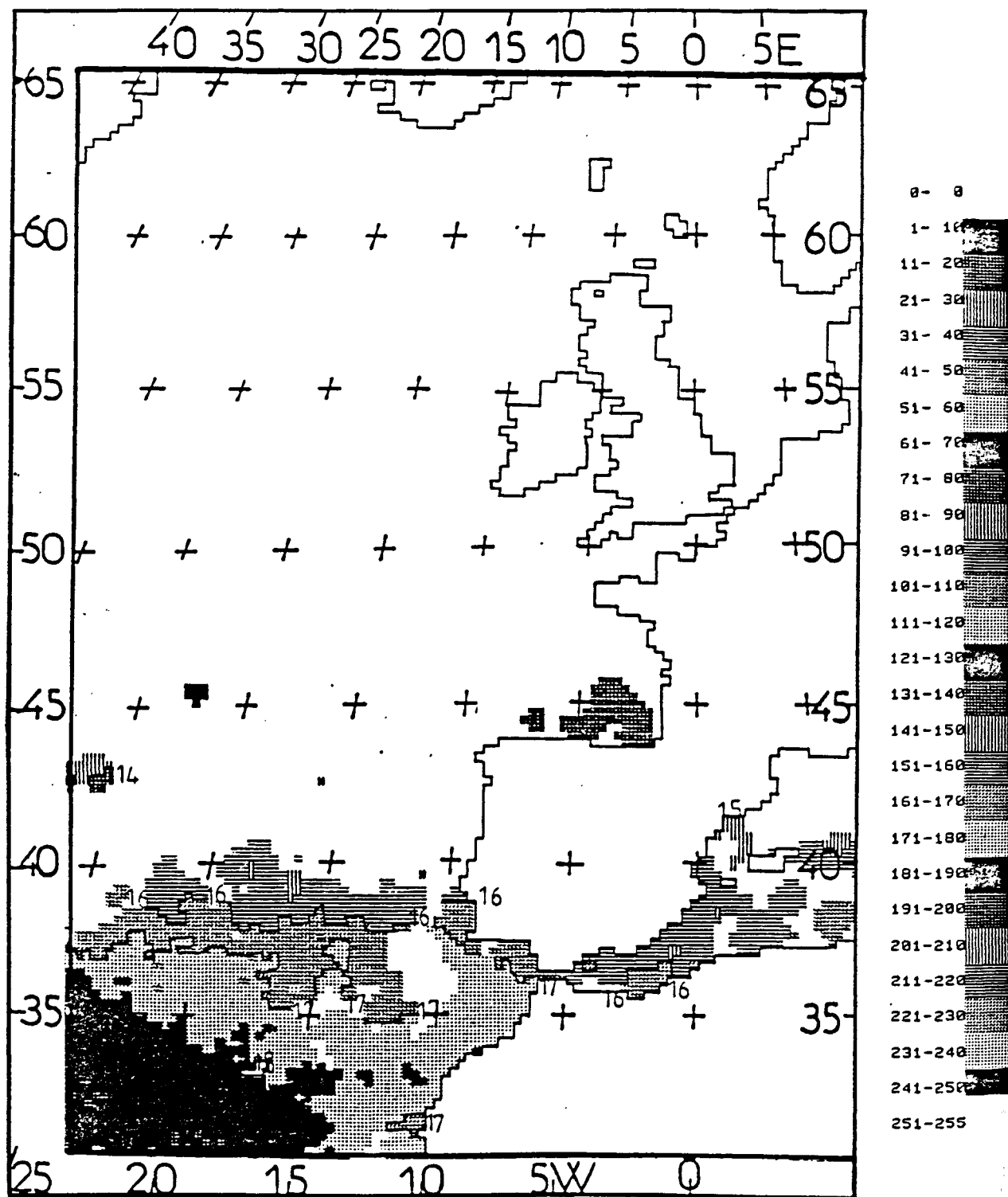


Figure I.3b : Compilation hebdomadaire MISTER.

Couverture nuageuse typique des mois d'hiver.
(SATMER, décembre 1984).

températures de surface sur plusieurs jours est entièrement liée au bon sens des opérateurs. L'illustration de ce type de produit est donnée par la figure I.4. Cette carte a été élaborée dans le cadre de la campagne d'aide à la pêche GERMON. Sa fréquence de parution est de l'ordre du jour (plus, en cas de nébulosité importante). Sa résolution spatiale est mal déterminée, mais on peut l'évaluer à 10 km. La couverture nuageuse peut fortement compromettre la diffusion d'un tel produit. De plus, ce document est exclusivement graphique.

. Méthode classique

Nous présentons aussi les cartes de température de surface issues des observations classiques de navires sélectionnés (SSTGASC). Deux champs de températures sont calculés chaque jour sur une grille de $1/3$ degré en latitude et $1/2$ degré en longitude. Une analyse objective est effectuée à partir d'un champ initial (généralement, le champ précédent) et des observations de navires. Les résultats sont ensuite moyennés sur 10 jours et sur un mois. (Fig. I.5) Il s'agit donc d'un document assez comparable au produit MISTER. Les champs obtenus par cette méthode sont extrêmement lissés et toute structure singulière disparaît. On pourra comparer les isothermes SSTGASC à celles de la carte GERMON (Fig. I.4). Le front thermique détecté grâce à la carte manuelle vers $49^{\circ} 30N$ et $18W$ n'apparaît pas sur la carte SSTGASC correspondante.

I.2.4 - Bilan

L'utilisation actuelle des satellites défilants pour une restitution synoptique de la température de surface se heurte à deux problèmes majeurs quand une résolution spatiale de l'ordre de la dizaine de kilomètre est visée :

- . positionnement du satellite ;
- . assez faible répétitivité des mesures.

Le premier entraîne une forte dégradation de la résolution nominale du capteur lors de toute compilation automatique. Le deuxième peut, de façon indirecte, entraîner des champs de températures de surface incomplets, la forte couverture nuageuse étant mal éliminée sur les synthèses, même mensuelles.

Figure I.4 : Première campagne de prospection germonière, juin 1984, B. Liorzou et Cl. Leroy).

- Exemple de carte transmise par fac similé. Les croix indiquent la position des germoniers le 24.6.

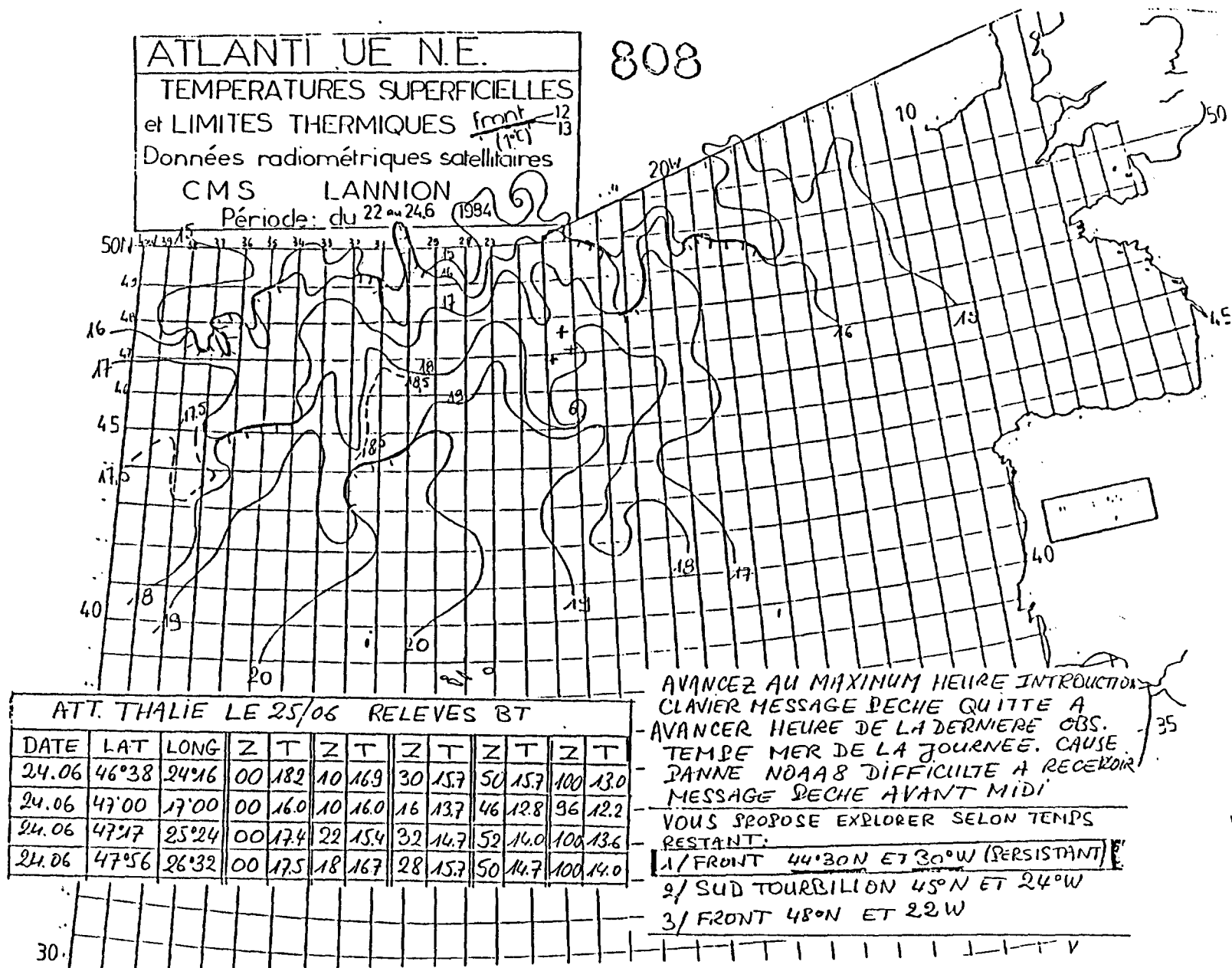




Figure I.5 - (SATMER juin 1984).

L'incontestable avantage de l'AVHRR est la simplicité de l'algorithme de restitution de la température de surface.

Les données bateaux, concurrentes des données satellitaires à l'échelle de 30 km, sont confrontées à trois problèmes :

- la fiabilité des mesures ;
- leur faible densité hors des routes commerciales ;
- un bias éventuel.

Nous avons porté sur la figure I.6 les besoins répertoriés en océanographie physique ainsi que les produits existants actuellement. Nous remarquons qu'à grande échelle spatiale (100 km), plusieurs moyens de mesure tels que METEOSAT, les bateaux, les hyperfréquences (dont nous n'avons pas parlé) sont complémentaires de l'AVHRR (tableau I.3). Paradoxalement, l'échelle de temps correspondante est large, et, par conséquent, le problème de nébulosité se posera de façon moins cruciale. Au contraire, peu de capteurs permettent d'accéder à la température de surface à échelle fine ou moyenne. Actuellement, aucun produit ne remplit les conditions de l'échelle moyenne. Le seul document susceptible de répondre à la demande (GERMON) n'est pas numérique et n'est fabriqué que de façon très spécifique. Il n'existe donc pas d'archive suivie. Pour satisfaire cette demande, dans les zones où la densité de mesures in situ est suffisante, l'utilisation conjointe de données satellitaires et de données bateaux est une solution à envisager. Cette étude est actuellement poursuivie par F. Gohin (1985). En zone claire, les données du défilant donnent des indications sur la structure des isothermes et sur la température de surface. Les données bateaux complètent ces informations notamment en zone nuageuse.

Une autre solution consiste à n'utiliser que des données d'origine satellitaire. Des mesures issues de satellites géostationnaires présentent l'avantage d'exister hors des routes commerciales des navires, même si elles ne permettent pas de s'affranchir totalement des problèmes de nébulosité.

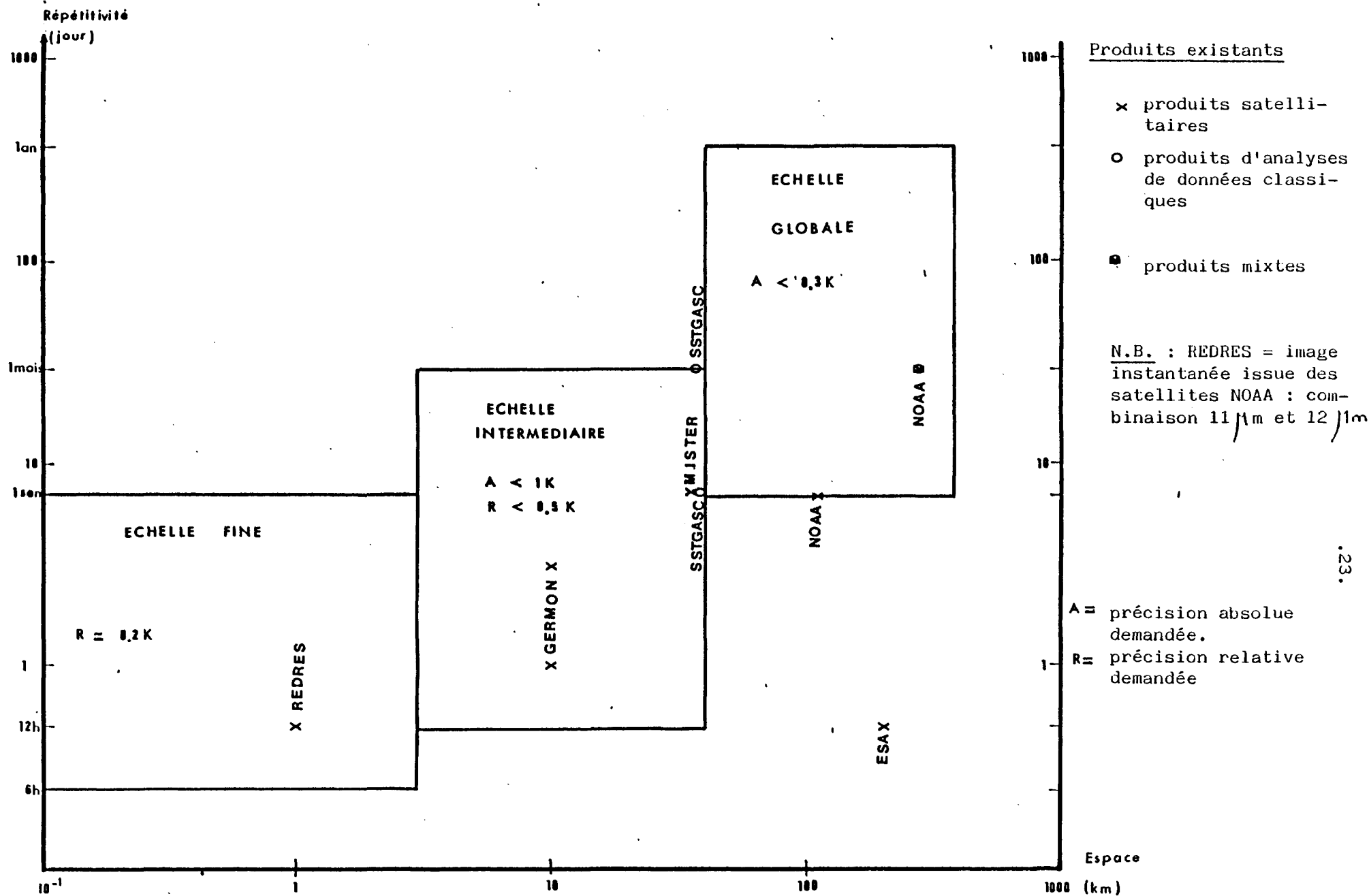


Figure I.6 : Echelles adéquates à l'océanographie et produits existants en matière de restitution de SST.

Résolution spatiale	AVHRR ACQ 12H	METEOSAT ACQ ½ H	BATEAUX ACQ 3H	HYPERFREQUENCES ACQ 12H
1 km	<ul style="list-style-type: none"> . interprétation délicate . difficulté à obtenir des séquences (problème de nébulosité) 			
5 à 10 km	. Nébulosité	<ul style="list-style-type: none"> . bruit radiométrique . résolution radiométrique . correction atmosphérique imparfaite . nébulosité 		
30 km	idem	idem	<ul style="list-style-type: none"> . bruit . biais éventuel . données rares hors des routes commerciales 	
100 km	idem	idem	idem	<ul style="list-style-type: none"> . bruit . pas de champ près des côtes . non limitées par la nébulosité

Tableau I.3

Capteurs disponibles en complément de l'AVHRR pour la restitution de la SST.

I.3 - Présentation de METEOSAT

Le satellite METEOSAT 2, lancé en juin 1980 par l'Agence Spatiale Européenne, est géostationnaire. Sa situation (0°E, 0°N, altitude 35800 km) lui permet de couvrir une zone s'étendant de l'Antarctique au Groënland et de l'Arabie Saoudite au Brésil.

Les images brutes (visible, infrarouge, vapeur d'eau) émises toutes les demi-heures par le satellite vers l'ESOC (European Space Operations Center) à Darmstadt (Allemagne de l'ouest) sont "naviguées" au pixel près (correction des variations de positionnement du satellite, ...) puis, parfaitement superposables, elles sont réémises vers les stations d'acquisition secondaires.

Cinq capteurs sont embarqués sur le satellite :

- . deux "visible" ;
- . trois "infrarouges".

Deux des capteurs infrarouges sont identiques, le troisième effectue des mesures dans la zone spectrale d'absorption de la vapeur d'eau. Lorsque le canal vapeur d'eau fonctionne, un seul des deux canaux visibles est acquis ; ce qui a des répercussions, en raison de son mode de fonctionnement, sur la résolution spatiale dans la direction nord-sud. Nous ne nous intéresserons pas dans cette étude au canal vapeur d'eau, sensible aux phénomènes de la troposphère haute et moyenne. Les caractéristiques des différents canaux sont résumées dans le tableau I.4.

Les fonctions filtres des capteurs infrarouges sont décrites par la figure I.7. Les mesures faites par l'un ou l'autre capteur sont à peu près semblables. C'est le radiomètre IR1, ayant une courbe de réponse en cloche, qui est utilisé actuellement. Sa résolution radiométrique est 0,5°K à 300°K. La réponse du capteur en comptes numériques peut être considérée comme une fonction linéaire de la luminance de la cible.

I.4 - Conséquences, objectifs de l'étude

Nous disposons avec METEOSAT d'un satellite ayant une résolution spatiale moindre que celle des satellites défilants NOAA mais présentant

Canal	Heure d'acquisition	Résolution spatiale *	Intervalle spectral	Utilisation
Visible	H	2,5 x 2,5 km ²	0,4 à 1,1 μ m	Etude des nuages et
	H + $\frac{1}{2}$	2,5 x 5 km ²		surfaces terrestres
Vapeur d'eau	H + $\frac{1}{2}$	5 x 5 km ²	5,7 à 7,1 μ m	
Infra rouge	toutes les demi heures	5 x 5 km ²	10,5 à 12,6 μ m	étude des nuages, température de surface de la mer

* au nadir du satellite

Tableau I.4
Caractéristique des canaux de METEOSAT 2

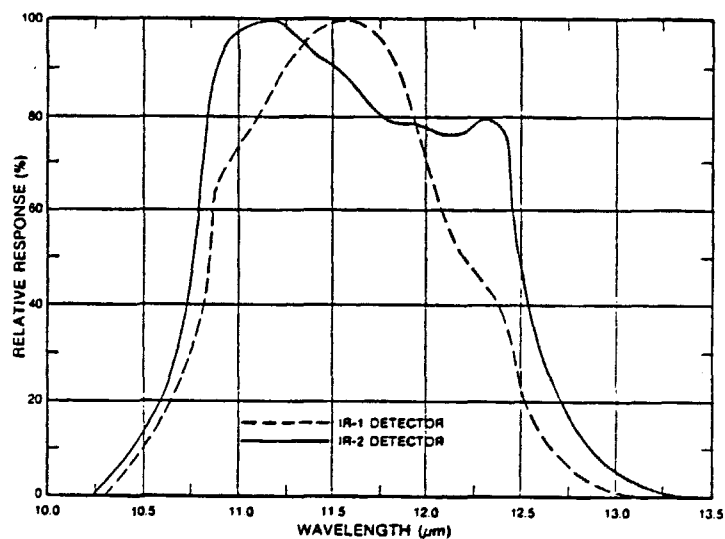


Figure I.7

Réponse spectrale des capteurs infrarouges de METEOSAT-2

(D'après : Operational environmental satellites, Navy Tactical Applications Guide, 1983).

l'avantage d'être "navigué" au pixel près et de diffuser une image toutes les demi-heures.

Son positionnement géographique stable permet d'envisager la compilation automatique, donc la superposition, de plusieurs images sans en altérer la résolution nominale. Grâce à ce point particulier et malgré sa résolution spatiale (dans le Golfe de Gascogne, un pixel METEOSAT couvre approximativement $6 \times 8 \text{ km}^2$), METEOSAT apparaît comme un outil intéressant pour travailler à échelle moyenne. Il faut noter que le positionnement des satellites défilants peut être amélioré en utilisant des paramètres d'orbitographie elliptiques (et non plus circulaires) calculés à partir de paramètres fournis par le CNES. L'incertitude sur le positionnement varie alors entre 0 et 7 km. L'utilisation de telles données dans un programme de compilation équivalent à MISTER permettrait de ramener la résolution spatiale de ce produit à la pleine résolution d'un satellite géostationnaire (environ 7 km aux latitudes tempérées). Sur des zones restreintes, à proximités des côtes, une navigation par amers permettrait d'obtenir une précision meilleure. Il reste cependant à savoir si la diminution de la maille permet d'obtenir un échantillon suffisant pour effectuer une bonne élimination des nuages par histogramme bidimensionnel.

La haute répétitivité des images METEOSAT permet pour certaines situations météorologiques d'augmenter la cadence de parution des produits diffusés. Considérant le fait que la température de surface est persistante pendant une certaine période alors que les nuages sont mobiles, il est plus aisé de conserver les zones de mer sans nuages en compilant une image toutes les demi-heures. Cette propriété paraît intéressante dans des situations de ciel de traîne, beaucoup moins par temps stable. On peut donc envisager trois types d'utilisation de METEOSAT :

- . la pleine résolution (spatiale et temporelle) permet, par temps clair, le suivi de phénomène rapidement variables (échauffement diurne...) ;
- . en conservant sa pleine résolution spatiale on peut suivre le développement et l'évolution de phénomènes océaniques ayant une signature thermique en surface à échelle moyenne. En utilisant la

haute répétitivité des mesures la cadence de parution des images compilées peut être la meilleure possible (la journée pour certaines conditions météorologiques) ;

- . en dégradant la résolution spatiale et en la calquant sur celle des compilations déjà existantes, la qualité de ces dernières peut être améliorée, le champ de température de surface METEOSAT pouvant être plus complet.

Il faut garder à l'esprit que METEOSAT ne dispose que d'un canal infrarouge. Ceci exclut tout algorithme simple de restitution de la température de surface. Une part de cette étude est destinée à répondre au problème de la correction atmosphérique quand les mesures ne sont effectuées que sur un seul intervalle spectral. Nous nous employerons à conserver la pleine résolution spatiale de METEOSAT.

Après l'analyse physique du problème, on cherchera à développer une méthodologie qui sera appliquée en fin de volume.

II - APPLICATION DE LA RADIOMETRIE INFRAROUGE A L'ETUDE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE

Pour restituer la température de surface, il est nécessaire de connaître les erreurs entachant la mesure satellitaire. Le lecteur pourra se reporter à l'annexe C où sont définies les grandeurs que nous allons manipuler. Il y trouvera aussi le développement de l'équation suivante (équation de transfert radiatif intégrée : C.5) qui nous sert de base :

$$L_{\lambda}^{\uparrow}(z, \mu) = L_{\lambda}^{\circ}(T_s) - \int_{t_{\lambda 1}}^1 [L_{\lambda}^{\circ}(T_s) - L_{\lambda}^{\circ}(T(z))] dt_{\lambda 1}(z) \\ - \alpha_{\lambda}(\mu) t_{\lambda 1} [L_{\lambda}^{\circ}(T_s) - \int_{t_{\lambda 2}}^1 L_{\lambda}^{\circ}(T(z)) dt_{\lambda 2}(z)] \quad C.5$$

avec :

- $L_{\lambda}^{\uparrow}(z, \mu)$: luminance ($Wm^{-2} Sr^{-1} cm$) parvenant au satellite à l'altitude Z et sous un angle θ tel que $\cos \theta = \mu$
- T_s : température de surface absolue (K)
- $L_{\lambda}^{\circ}(T)$: fonction de Planck ($Wm^{-2} Sr^{-1} cm$)
- $\alpha_{\lambda}(\mu)$: coefficient de réflexion.
- $t_{\lambda 1}(z)$: fonction de transmission du rayonnement ascendant à travers la couche d'atmosphère (Z, z)
- $t_{\lambda 2}(z)$: fonction de transmission du rayonnement descendant à travers la couche d'atmosphère ($0, z$)

Exprimons cette équation sous forme de températures. La luminance $L_{\lambda}^{\uparrow}(z, \mu)$ mesurée par le capteur est comparée au corps noir de référence :

$$L_{\lambda}^{\uparrow}(z, \mu) = L_{\lambda}^{\circ}(T)$$

où T est la température radiométrique équivalente.

En approchant la fonction de Planck par les deux premiers termes d'un développement limité, l'équation C.5 devient :

$$L_{\lambda}^{\circ}(T_s) - L_{\lambda}^{\circ}(T) = (T_s - T) \left(\frac{\partial L_{\lambda}^{\circ}}{\partial T} \right)_{T_s} = \Delta T_A + \Delta T_R$$

avec :

$$\Delta T_A = \frac{\Delta L_{\lambda A}}{\left(\frac{\partial L_{\lambda}^{\circ}}{\partial T} \right)_{T_s}} \quad \text{et} \quad \Delta T_R = \frac{\Delta L_{\lambda R}}{\left(\frac{\partial L_{\lambda}^{\circ}}{\partial T} \right)_{T_s}}$$

($\Delta L_{\lambda A}$ et $\Delta L_{\lambda R}$ sont définis en annexe C).

II.1 - Erreur due à l'absorption

L'erreur due à l'absorption atmosphérique s'écrit simplement :

$$\Delta T_R(\theta) = \int_{t_A(\theta)}^1 [T_s - T(z)] dt_{A,1}(z).$$

L'absorption ayant lieu principalement dans les basses couches de l'atmosphère, le théorème de la moyenne nous permet d'écrire :

$$\Delta T_R(\theta) = (T_s - T_a) (1 - t_{A,1}(\theta))$$

où T_a , température moyenne des basses couches, est définie par :

$$L_j^0(T_a) = \frac{\int_{t_A}^1 L_j^0(T(z)) dt_{A,1}(z)}{1 - t_A}$$

En approchant la transmission atmosphérique $t_{A,1}(\theta) = \exp(-k_A W \sec \theta)$

par un développement au premier ordre : $t_{A,1} = 1 - k_A W \sec \theta$,

on peut écrire :

$$\Delta T_R(\theta) = (T_s - T_a) k_A W \sec \theta \quad \text{II.1}$$

II.2 - Erreur due à la réflexion

L'effet de "corps gris" devient :

$$\Delta T_R(\theta) = \frac{1}{\left(\frac{\partial L^0}{\partial T}\right)_{T_s}} \kappa_A(\theta) t_A(\theta) \left[L_A^0(T_s) - \int_{t_A(\theta)}^1 L_A^0(T(z)) dt_{A,2}(z) \right]$$

Le théorème de la moyenne permet d'écrire :

$$\Delta T_R(\theta) = \frac{1}{\left(\frac{\partial L^0}{\partial T}\right)_{T_s}} \kappa_A(\theta) t_A(\theta) \left[L_A^0(T_s) - L_A^0(T_d) (1 - t_A(\theta)) \right]$$

où T_d est la température moyenne des basses couches pour un observateur au sol et un rayonnement descendant. Elle est définie de manière analogue à T_a . Supposer que $T_d \simeq T_a$ n'introduit qu'une erreur tout à fait négligeable.

$$\Delta T_R(\theta) = \frac{1}{\left(\frac{\partial L^0}{\partial T}\right)_{T_s}} \kappa_A(\theta) t_A(\theta) \left[L_A^0(T_s) - L_A^0(T_a) (1 - t_A(\theta)) \right]$$

$$\text{où } \left(\frac{\partial L^0}{\partial T} \right)_{T_s} = \frac{L^0(T_s) \psi(T_s)}{T_s}$$

$$\text{en posant } \psi(T) = \frac{C_{2,1}}{T \left(1 - \exp\left(-\frac{C_{2,1}}{T}\right) \right)} \quad (\text{Deschamps, 1977})$$

Finalement :

$$\Delta T_R(\theta) = \alpha_1(\theta) t_1(\theta) (T_s - T_a) (1 - t_1(\theta)) + \alpha_1(\theta) t_1^2(\theta) \frac{T_s}{\psi(T_s)} \quad \text{II.2}$$

III - SIMULATION DES TERMES D'ERREUR

Nous avons mis en évidence dans le chapitre précédent deux termes d'erreur entachant le signal capté par le satellite :

terme d'absorption : $\Delta L_{\rightarrow A}$

terme de réflexion : $\Delta L_{\rightarrow R}$

Pour les évaluer, nous les simulerons à l'aide du modèle de transmission atmosphérique LOWTRAN (Selby et al, 1978). Les données utilisées seront les atmosphères standards incluses dans LOWTRAN 4. Nous compléterons ensuite ces résultats par ceux obtenus en utilisant des radiosondages moyens mensuels effectués au point K (45N, 16W) et collectés par C. Sergent (1975). Nous pourrions ainsi nous baser sur des situations réelles occurant dans notre zone d'étude : 35N à 53N et 1W à 21W.

III.1 - Le programme LOWTRAN 4

La résolution de l'équation C.5 nécessite la connaissance de la fonction de transmission à travers l'atmosphère, des différents constituants gazeux ainsi que la luminance émise par l'atmosphère et la surface visée. Nous résoudrons ce problème de façon numérique grâce au programme LOWTRAN 4. Les versions précédentes permettaient de calculer les fonctions de transmission (moyennées sur un intervalle de 20 cm^{-1}) tous les 5 cm^{-1} de 0,25 à $28,5 \mu\text{m}$, en prenant en compte les absorptions dues aux constituants atmosphériques (H_2O , CO_2 , O_3 , HNO_3 , N_2) et éventuellement l'extinction par les aérosols. Outre les calculs de transmittance, la version actuelle LOWTRAN 4, permet l'intégration de l'équation de transfert en supposant que l'émissivité de l'eau $\epsilon_{\lambda} = 1$.

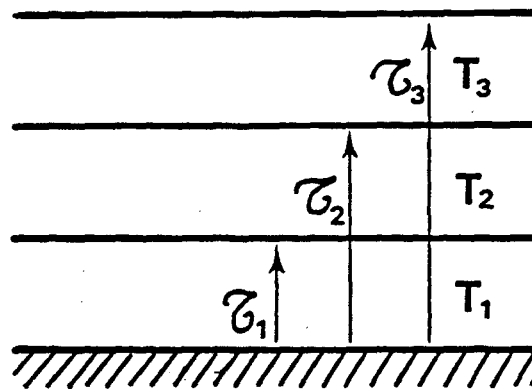
Dans le domaine infrarouge, l'intégration est effectuée couche par couche en négligeant la diffusion moléculaire et l'effet des aérosols (dans notre cas) :

$$L(\lambda) = \sum_{i=0}^{N-1} \left[\tau_{\lambda}^{-1}(i) - \tau_{\lambda}^{-1}(i+1) \right] L^0_{\lambda} \left(\frac{T(i) + T(i+1)}{2} \right) + L^e_{\lambda}(T_b) \tau_{\lambda}^{-1}$$

- τ_{ij} : transmittance moyenne due à l'absorption
 τ_{ij}^b : transmittance moyenne de l'observateur à la limite.
 $L_{ij}^{\circ}(\tau)$: fonction de Planck moyenne d'une couche atmosphérique
 T_b : température absolue de la limite
 N : nombre de couches atmosphériques.

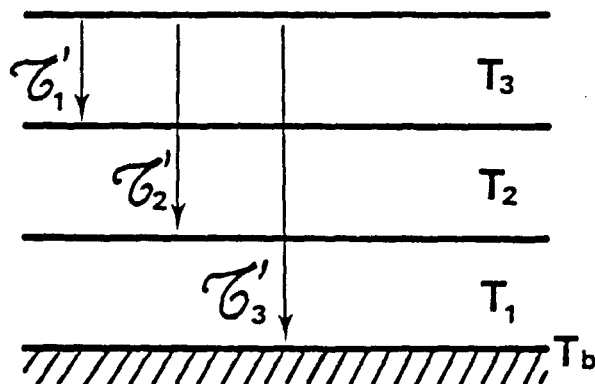
Si l'on prend l'exemple (simplifié par rapport à LOWTRAN) d'une atmosphère à trois couches, le rayonnement descendant pour un observateur au sol et regardant vers le haut est :

$$L_{ij}^{-} = (1 - \tau_{1j}) L_{ij}^{\circ}(T_1) + (\tau_{1j} - \tau_{2j}) L_{ij}^{\circ}(T_2) + (\tau_{2j} - \tau_{3j}) L_{ij}^{\circ}(T_3)$$



Si l'observateur est au sommet de l'atmosphère et regarde vers le sol, le rayonnement ascendant devient :

$$L_{ij}^{+} = (1 - \tau'_{1j}) L_{ij}^{\circ}(T_3) + (\tau'_{1j} - \tau'_{2j}) L_{ij}^{\circ}(T_2) + (\tau'_{2j} - \tau'_{3j}) L_{ij}^{\circ}(T_1) + \tau'_{3j} L_{ij}^{\circ}(T_b)$$



Les profils verticaux de températures et de densité des différents constituants sont établis grâce à des modèles d'atmosphères standards inclus dans le programme LOWTRAN 4. Il est également possible d'intégrer au programme des profils verticaux spécifiques de l'étude menée.

Notons que le programme LOWTRAN effectue le calcul de la transmittance atmosphérique sous la forme $t = f(k, W)$ où k est indépendant des paramètres pression et température. La quantité d'absorbant calculée doit alors être corrigée d'un facteur :

$$E = \left(\frac{P(z)}{P_0} \left(\frac{T_0}{T(z)} \right)^{1/2} \right)^n$$

où $P(z)$ et $T(z)$ sont les pression et température de la couche considérée, $P_0 = 1013$ mb, $T_0 = 273$ K, n (< 1) dépend de l'absorbant considéré. Le contenu en vapeur d'eau W calculé par LOWTRAN est donc inférieur au contenu en vapeur d'eau réel.

III.2 - Données

Les profils verticaux (pression, température, vapeur d'eau, ozone...) des 6 modèles d'atmosphères standards inclus dans LOWTRAN 4 sont représentatifs des conditions rencontrées sur le globe.

Nous avons choisi d'utiliser pour notre étude, les 5 modèles ayant les caractéristiques décrites par le tableau III.1.

Modèle atmosphérique	Température des basses couches atmosphériques	Humidité
Tropical (TR)	Chaud	Très humide
Moyennes latitudes été (MLE)	chaud	Très humide
Moyennes latitudes hiver (MLH)	froid	Sec
Subarctic été (SAE)	moyen	Moyen
1962 US standard (US)	moyen	Sec

Tableau III.1
Caractéristiques des différents modèles atmosphériques

Lors des simulations, nous avons conservé ces profils mais modifié les températures de surface, quelquefois de façon importante. Nous parvenons ainsi à constituer 12 modèles différents.

Nous disposons aussi de radiosondages moyens mensuels effectués au point K en 1970 et 1971. Ce navire stationnaire d'observation était situé dans l'Atlantique Nord par 45°N et 16°W. Les profils élaborés à partir de ces mesures sont donc typiques de conditions océaniques aux moyennes latitudes et nous permettent d'augmenter le jeu de données disponible.

Ces profils sont composés des valeurs des moyennes mensuelles de la pression, de la température et du rapport de mélange sur 20 couches atmosphériques de 50 mb d'épaisseur. Ils ont été complétés en rajoutant 2 niveaux correspondants aux couches 31 (altitude : 50 km) et 33 (altitude : 100 km) de l'atmosphère standard : "moyennes latitudes été". C'est le profil d'ozone de cette même atmosphère standard qui a été pris en compte dans les simulations.

Il faut noter que ces radiosondages ne nous permettent pas de connaître la variabilité haute fréquence de l'état atmosphérique.

III.3 - Résultats

III.3.1 - Absorption

Le programme LOWTRAN 4 nous a permis de simuler directement la luminance du rayonnement ascendant en supposant $\varepsilon_\lambda = 1$. Le filtre utilisé est celui du capteur IR 1 de METEOSAT-2 discrétisé tous les 15 cm⁻¹.

$$L_A(\tau) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) \left[L_\downarrow^c(\tau_s) - \int_{\tau_1}^{\tau} [L_\downarrow^c(\tau_s) - L_\downarrow^c(\tau(x))] d\tau_1 \right] d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda}$$

Nous avons ensuite calculé le terme d'absorption atmosphérique

$$\Delta L_A = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) L_\downarrow^c(\tau_s) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda} - L_A(\tau) \quad (\text{mW m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{cm})$$

La transformation des luminances en températures, ΔT_A , a été faite grâce à une table de conversion adaptée au filtre utilisé.

Nous avons porté sur la figure III.1 (T. Phulpin, 1978) une représentation du filtre du capteur IR 1 de METEOSAT-2. Cette simulation de la correction atmosphérique due à l'absorption pour l'atmosphère standard tropicale met en évidence l'importance de la vapeur d'eau (essentiellement continuum) entre 10,3 et 13 μ m.

L'erreur due à l'ozone est extrêmement faible dans l'intervalle de longueur d'onde concerné. L'absorption de l'ozone est en effet très localisée et intense entre 970 et 1090 cm^{-1} .

L'absorption du CO_2 est faible pour ce type d'atmosphère. Cette remarque peut être étendue aux atmosphères océaniques tempérées. C. Sergent (1975) démontre, grâce à des simulations sur les profils moyens mensuels au point K, que la variabilité de la correction due au CO_2 est faible au cours des deux années. Cette erreur est, de plus, faible dans l'intervalle spectral concerné et ne dépend que faiblement de l'angle de visée.

Pour un angle zénithal d'observation nul, les résultats des simulations effectuées sur les 5 modèles d'atmosphères standards précédemment décrites, mettent en évidence l'influence importante de deux grandeurs sur le terme d'absorption : le contenu en vapeur d'eau et la différence de température entre la surface et les basses couches de l'atmosphère.

D'une part, la correction due à l'absorption est d'autant plus grande que le contenu en vapeur d'eau est élevé. (Tableau III.2)

D'autre part, la figure III.2 met en évidence l'augmentation de la correction atmosphérique ΔT_A avec l'accroissement de la différence de température $T_S - T_a$. Il existe une courbe par type d'atmosphère (donc, par contenu intégré en vapeur d'eau) dont la pente est une fonction du contenu en vapeur d'eau, W. (voir relation II.1).

Modèle atmosphérique	Contenu en H_2O ($g\ cm^{-2}$)	$T_s - T_a$ ($^{\circ}K$)	ΔT_A ($^{\circ}K$)
MLH	0,70	19,0	1,4
US	1,14	15,1	2,0
SAE	1,68	11,3	2,5
MLE	2,38	8,7	3,0
TR	3,35	10,0	5,4

Tableau III.2

Correction due à l'absorption en fonction du contenu en vapeur d'eau intégré des différents modèles atmosphériques standards. (incidence nulle).

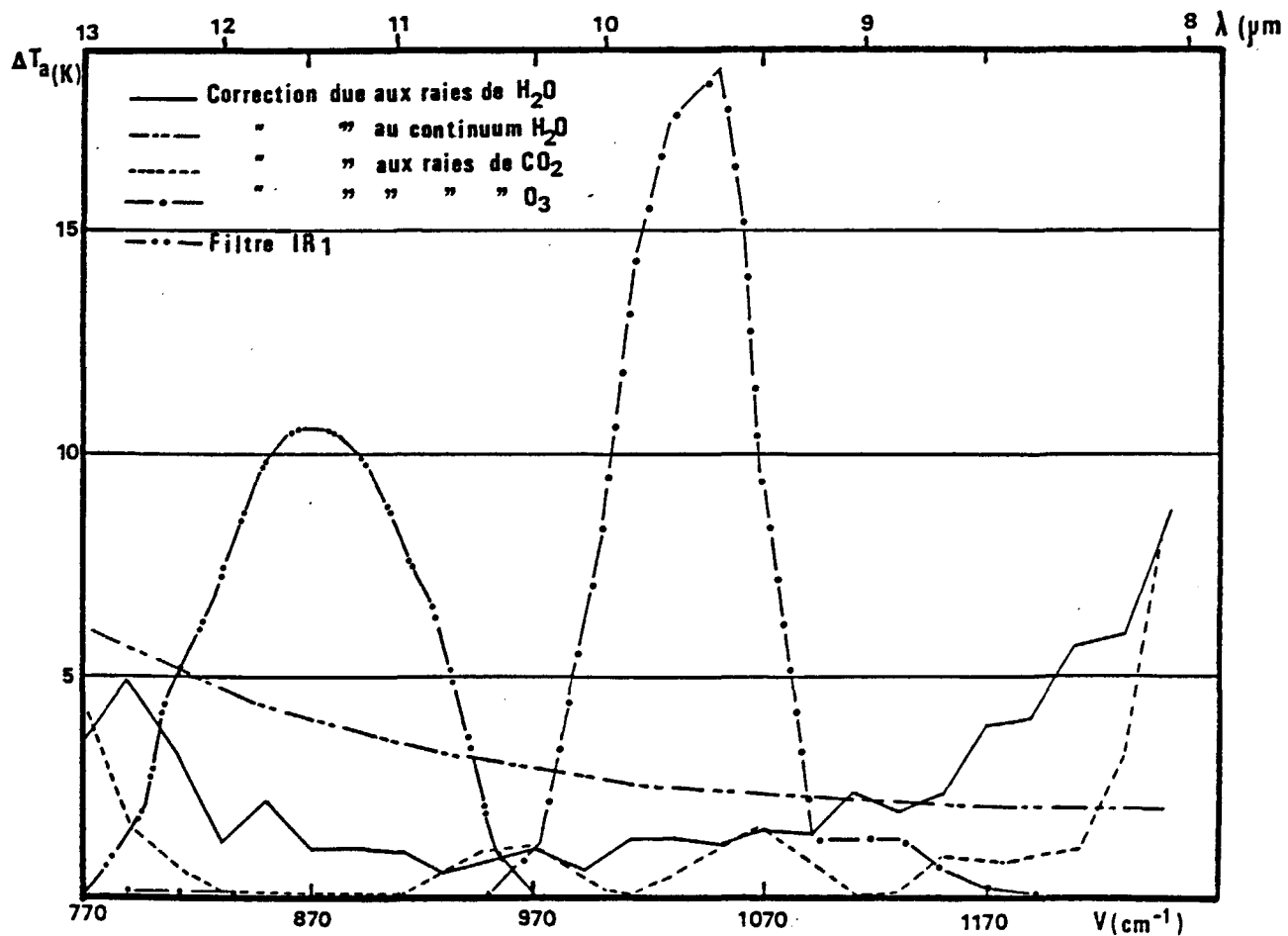


Figure III.1 : Correction atmosphérique due à l'absorption des constituants H_2O , CO_2 et O_3 en fonction de la fréquence entre 8 et 13 μm . (Atmosphère tropicale).

Lorsque la zone d'étude est étendue, l'angle zénithal d'observation (angle compris entre la verticale du lieu et la direction de visée du radiomètre) peut augmenter de façon importante et son influence sur la mesure ne peut plus être négligée. Son accroissement a pour conséquences d'augmenter le trajet optique parcouru par le rayonnement entre le point visé et le satellite, et de diminuer la transmission atmosphérique.

$$t(\theta) = t_v^{\sec \theta}$$

t_v : fonction de transmission à la verticale.

$$\sec \theta = \frac{1}{\cos \theta}$$

Nous avons simulé pour l'atmosphère standard "moyenne latitude été", l'effet d'absorption en faisant varier l'angle zénithal d'observation pour différents constituants atmosphériques (fig. III.3). L'effet de sécante est prépondérant pour la correction atmosphérique due à la vapeur d'eau. Il est comparativement moins important pour l'absorption due au CO_2 et à O_3 .

Si nous considérons que l'atmosphère et la température de surface sont homogènes sur l'ensemble de la zone GASC, il apparaît que l'effet de sécante peut atteindre $0,8^\circ\text{K}$. Cette valeur peut varier fortement en fonction du contenu en vapeur d'eau ou du terme $T_s - T_a$.

III.3.2 - Réflexion

La correction due à la réflexion s'exprime par :

$$\Delta I_R = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) \epsilon_\lambda(\theta) t_\lambda(\theta) \left[L_\lambda^e(T_s) - \int_{t_\lambda(\theta)}^1 L_\lambda^e(T(z)) dt_{z,\lambda}(\theta, z) \right] d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda} \quad \text{III} - 1$$

Pour un rayonnement descendant, le programme LOWTRAN 4 donne la contribution atmosphérique filtrée $CA_R(\theta)$

$$CA_R(\theta) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) \int_{t_\lambda(\theta)}^1 L_\lambda^e(T(z)) dt_{z,\lambda}(\theta, z) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda}$$

CA_R est supérieure à la contribution atmosphérique calculée lors de la simulation d'absorption (environ 2°K pour l'atmosphère "moyennes latitudes

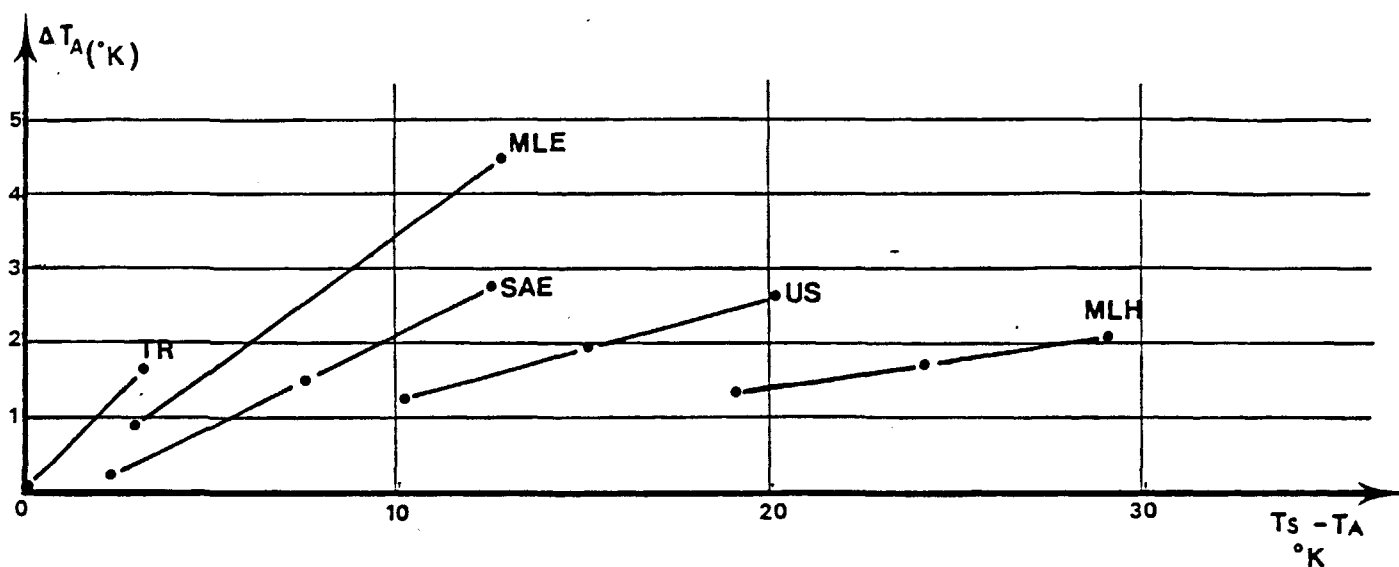


Figure III.2 : Variation de ΔT_A en fonction de $T_s - T_a$ pour différentes atmosphères standards.

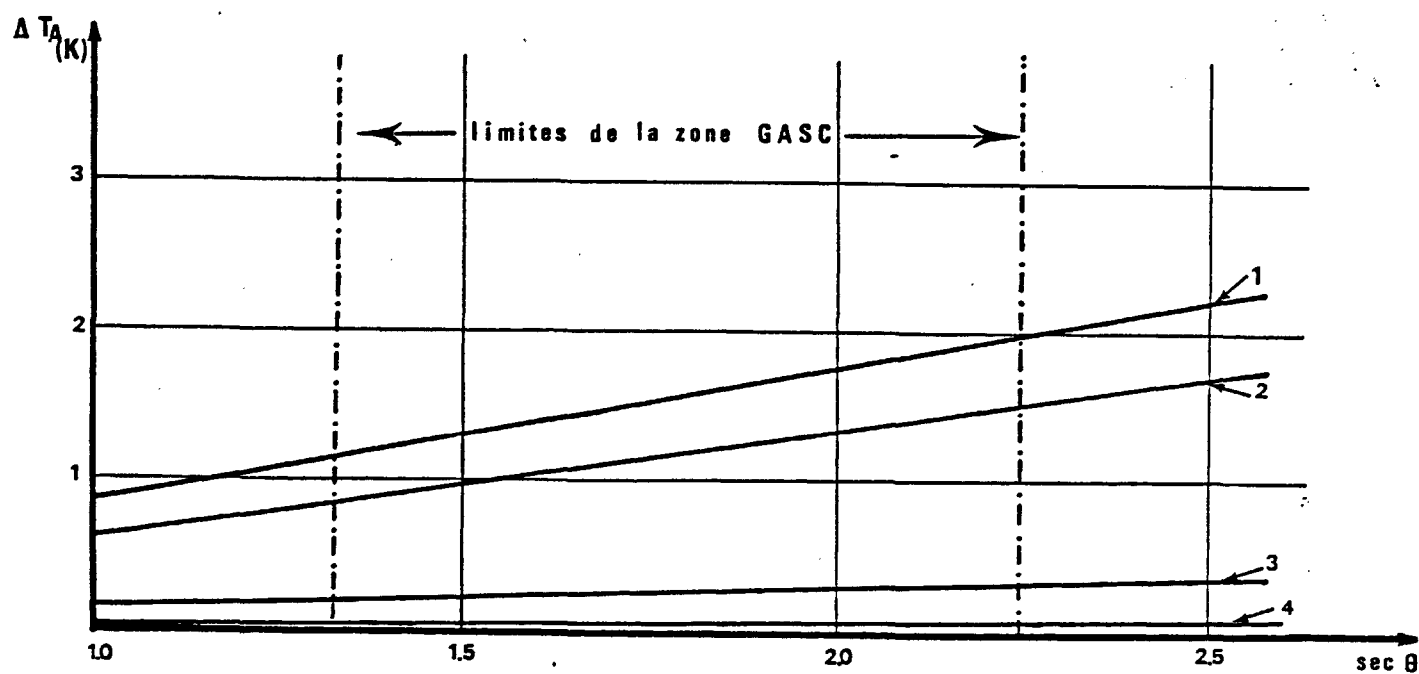


Figure III.3 : Atmosphère standard "moyenne latitude été". Effet de l'angle zénithal d'observation sur la correction d'absorption ΔT_A en fonction des différents constituants atmosphériques.

- 1 - effet d'absorption global ;
- 2 - effet d'absorption dû à la vapeur d'eau ;
- 3 - effet d'absorption dû au CO_2 ;
- 4 - effet d'absorption dû à O_3 .

été" en visée verticale). Les basses couches de l'atmosphère, plus chaudes, participent en effet davantage à un rayonnement descendant qu'à un rayonnement ascendant.

Dans les résultats qui suivent, l'équation III.1 est approchée par :

$$\Delta L_R = \rho_J(\theta) t(\theta) \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) L_{\lambda}^0(T_s) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda} - \rho_J(\theta) t(\theta) C A_R(\theta)$$

La fonction de transmission $t(\theta)$ est identique quel que soit le sens de propagation du rayonnement. $t(\theta)$ est donc la fonction de transmission filtrée calculée par LOWTRAN 4 lors de la simulation d'absorption.

Le coefficient de réflexion $\rho_J(\theta)$ est un coefficient moyen pour le filtre IR 1 de METEOSAT-2 :

$$\rho_J(\theta) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) \rho_{\lambda}(\theta) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda}$$

En infrarouge, l'hypothèse d'une réflexion spéculaire sur une surface plate est suffisante. En réalité, la surface de l'océan est agitée par des vagues. La fonction de distribution de la pente des vagues dépend de la vitesse du vent. L'introduction de cette fonction de répartition n'amène qu'une amélioration minime lors du calcul d'erreur de réflexion (Deschamps, 1977). Le coefficient de réflexion monochromatique $\rho_{\lambda}(\theta)$ (rapport de la luminance réfléchie par la cible à la luminance émise par un corps noir à la même température) a été calculé d'après les formules classiques (annexe D).

Le coefficient de réflexion varie peu jusqu'à un angle de 40 degrés et croît de façon très rapide ensuite. (Fig. III.4).

Les résultats de la simulation montrent que la correction atmosphérique due à la réflexion varie en fonction du contenu en vapeur d'eau représenté ici par une atmosphère standard, alors qu'elle est peu sensible

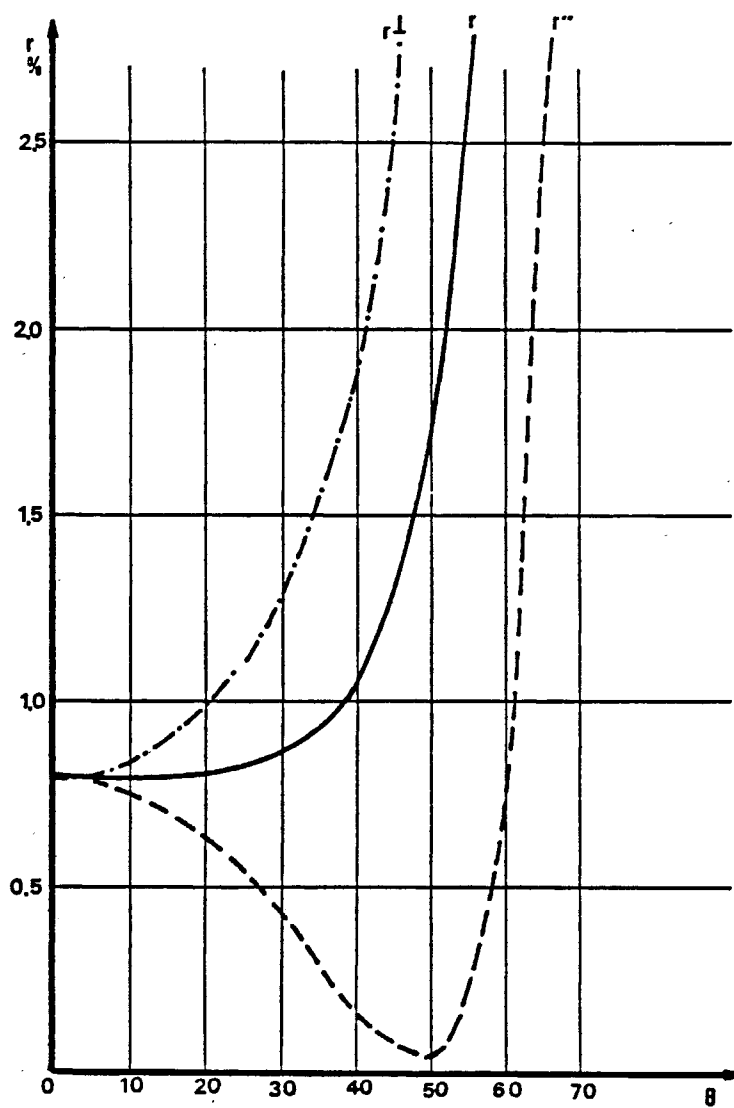


Figure III.4 : Coefficient de réflexion en fonction de l'angle zénithal d'observation pour $\lambda = 11,4 \mu\text{m}$.

à la variation de la quantité $T_s - T_a$. (Tableau III.3). Pour un angle zénithal nul, cette erreur atteint au maximum $0,5^\circ\text{K}$ pour une atmosphère sèche qui a une transmittance proche de 1.

Type d'atmosphère	$T_s - T_a$ $^\circ\text{K}$	ΔT_R $^\circ\text{K}$	ΔT_A $^\circ\text{K}$
MLH	29.0	0.41	2.22
	24.0	0.42	1.81
	19.0	0.44	1.38
US	20.0	0.37	2.69
	15.0	0.38	1.99
	10.0	0.40	1.26
SAE	12.5	0.28	2.79
	7.5	0.28	1.59
	2.5	0.29	0.35
MLE	13.0	0.20	4.52
	3.0	0.20	0.86
TR	3.0	0.11	1.70
	0.0	0.11	0.06

Tableau III.3

Evolution de ΔT_R en fonction du type d'atmosphère et de $T_s - T_a$.
 Comparaison de ΔT_R et ΔT_A pour une visée verticale.

On ne peut pas, à priori, négliger l'effet de réflexion. Son importance relative par rapport à l'effet d'absorption va dépendre des conditions météorologiques. L'accroissement du trajet optique a un effet non négligeable sur l'erreur de réflexion (tableau III.4) en raison de la brusque croissance de coefficient de réflexion pour des angles supérieurs à 40 degrés. Le cas exposé ici est celui d'une atmosphère ayant un contenu en vapeur d'eau tout à fait moyen. Pour des atmosphères plus sèches, la correction de réflexion peut dépasser 1,5°K pour un angle zénithal de 60°.

θ degrés	sec θ	ΔT_R °K
0	1	0.28
27.51	1.13	0.28
32.25	1.22	0.28
43.81	1.39	0.35
53.81	1.69	0.55
56.10	1.79	0.64
58.53	1.92	0.74
61.14	2.07	0.87

Tableau III.4

Atmosphère "subarctic été" $T_s - T_a = 12,5^\circ\text{K}$

Variation de ΔT_R en fonction de l'angle zénithal d'observation.

Nous avons jusqu'ici examiné des résultats (concernant l'absorption ou la réflexion) relatifs à des atmosphères standards. A quoi peut on s'attendre en réalité ? Pour répondre à cette question, nous disposons des atmosphères mensuelles moyennes au point K en 1970 et 1971.

III.3.3 - Point K

La figure III.5 décrit pendant deux cycles annuels consécutifs deux paramètres importants : contenu en vapeur d'eau W et $T_s - T_a$, pour les données statistiques au point K.

Il s'agit d'atmosphères typiquement océaniques et aucune condition extrême n'est mise en évidence : contenus en vapeur d'eau compris entre 1,0 et 2,5 gcm^{-2} et $T_s - T_a$ entre 7,5 et 11,5°K. A nos latitudes, la température des basses couches atmosphériques reste inférieure à la température de surface et des cas d'humidité type "moyennes latitudes hiver" ou "tropical" seront peu nombreux.

La variation du contenu en vapeur d'eau est cyclique au cours de l'année (humide en été, plus sec en hiver). La différence entre la température moyenne de l'air et celle de la mer dessine un cycle moins marqué que le précédent et sensiblement en quadrature de phase.

Conformément à ces observations et aux remarques précédentes, la simulation met en évidence une absorption atmosphérique importante en été (fig. III.6). En comparant les figures III.5 et III.6, il apparaît que l'effet d'absorption est essentiellement piloté par le contenu en vapeur d'eau. $T_s - T_a$ n'intervient que pour amoindrir (juillet 70, février 71) ou, au contraire, accentuer (août 70, novembre 71) la tendance induite par la quantité de vapeur d'eau.

L'erreur d'absorption est la plus importante et est très variable selon les saisons. Aux environs de 2°K en hiver, elle peut atteindre 3 à 4°K pendant les mois d'été : cette figure met aussi en évidence qu'une correction effectuée à partir d'un atlas peut entraîner des erreurs importantes, l'état atmosphérique pouvant être fort différent d'une année à l'autre (différence des corrections atmosphérique de 1K entre juillet 70 et juillet 71).

La figure III.7 empruntée à Deschamps (1977) est le résultat de simulations de l'effet de la vapeur d'eau pour le filtre VHRR 1 (10,5 à 12,5 μm) du satellite NOAA-4. Elle représente l'enveloppe de la correction

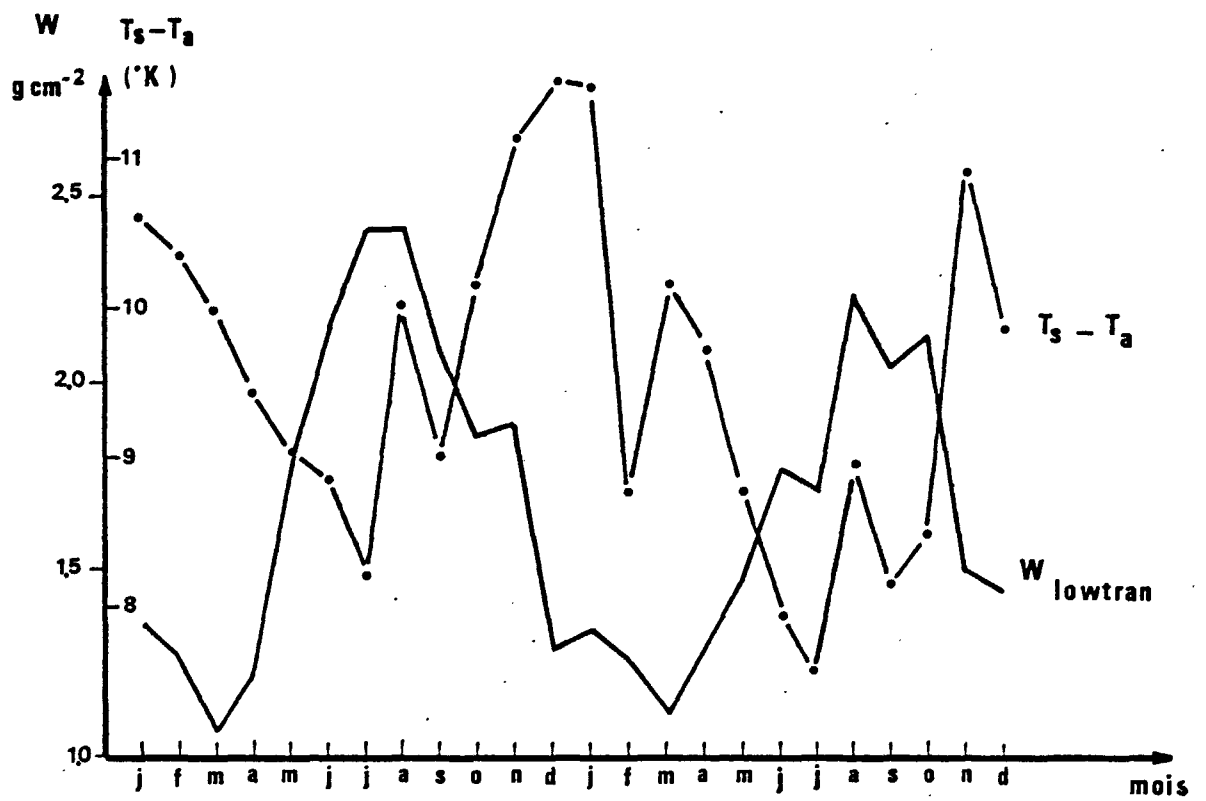


Figure III.5 : variation mensuelle du contenu en vapeur d'eau et de $T_s - T_a$ au cours de deux ans (1970 et 1971).

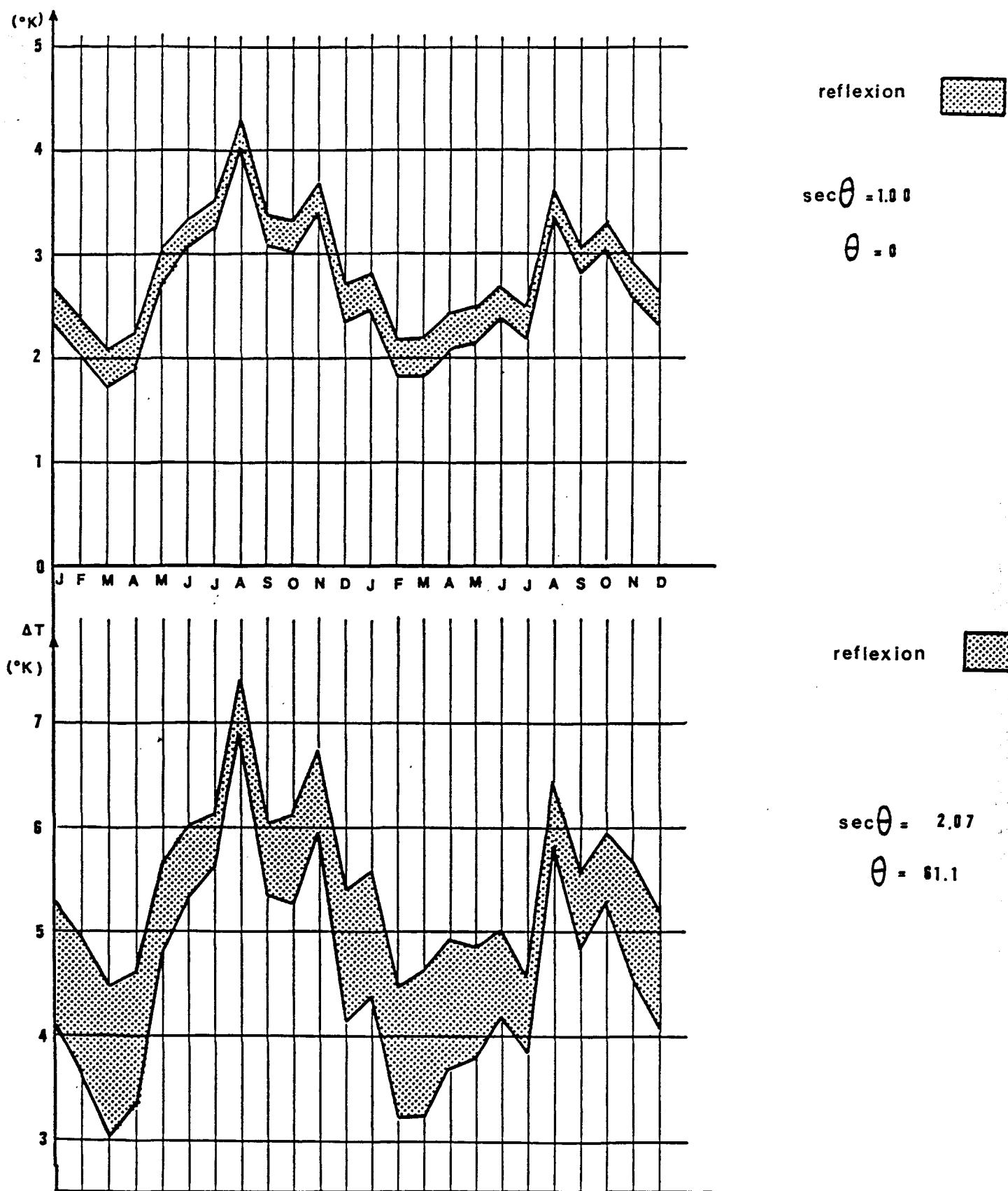


Figure III.6 : statistique mensuelle au point K (1970 et 1971). Importance de l'absorption atmosphérique et de la réflexion sur la correction atmosphérique.

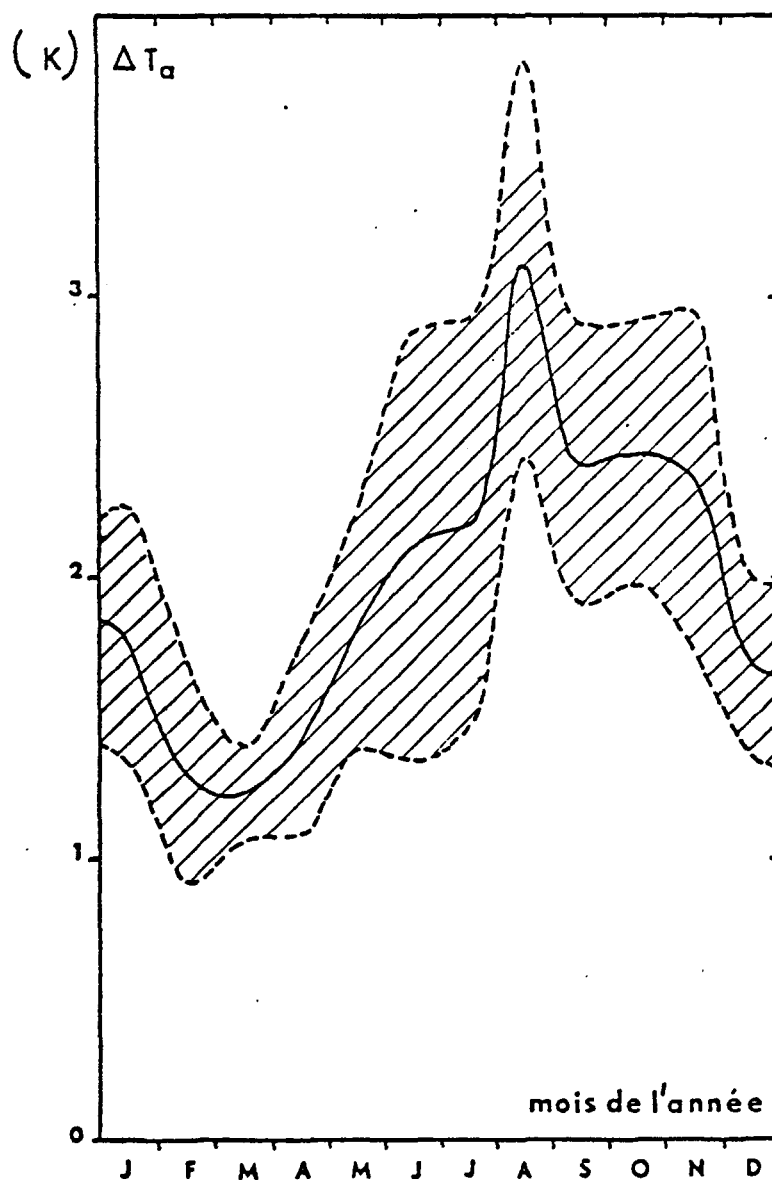


Figure III.7 : Variation annuelle de la correction atmosphérique calculée ($10,5 \mu\text{m}$ à $12,5 \mu\text{m}$) au point K (H_2O uniquement, incidence normale).

Valeur moyenne mensuelle (trait plein) et écart quadratique autour de cette moyenne (tiré) pour 1970 et 1971. (D'après Deschamps, 1977).

atmosphérique d'absorption pour les années 1970 et 1971 au point K. Elle confirme les résultats précédents et quantifie l'amplitude des variations de correction au cours de l'année. La variabilité est faible en hiver (inférieure à 0,5°K) et beaucoup plus élevée de juin à octobre (1°K et davantage).

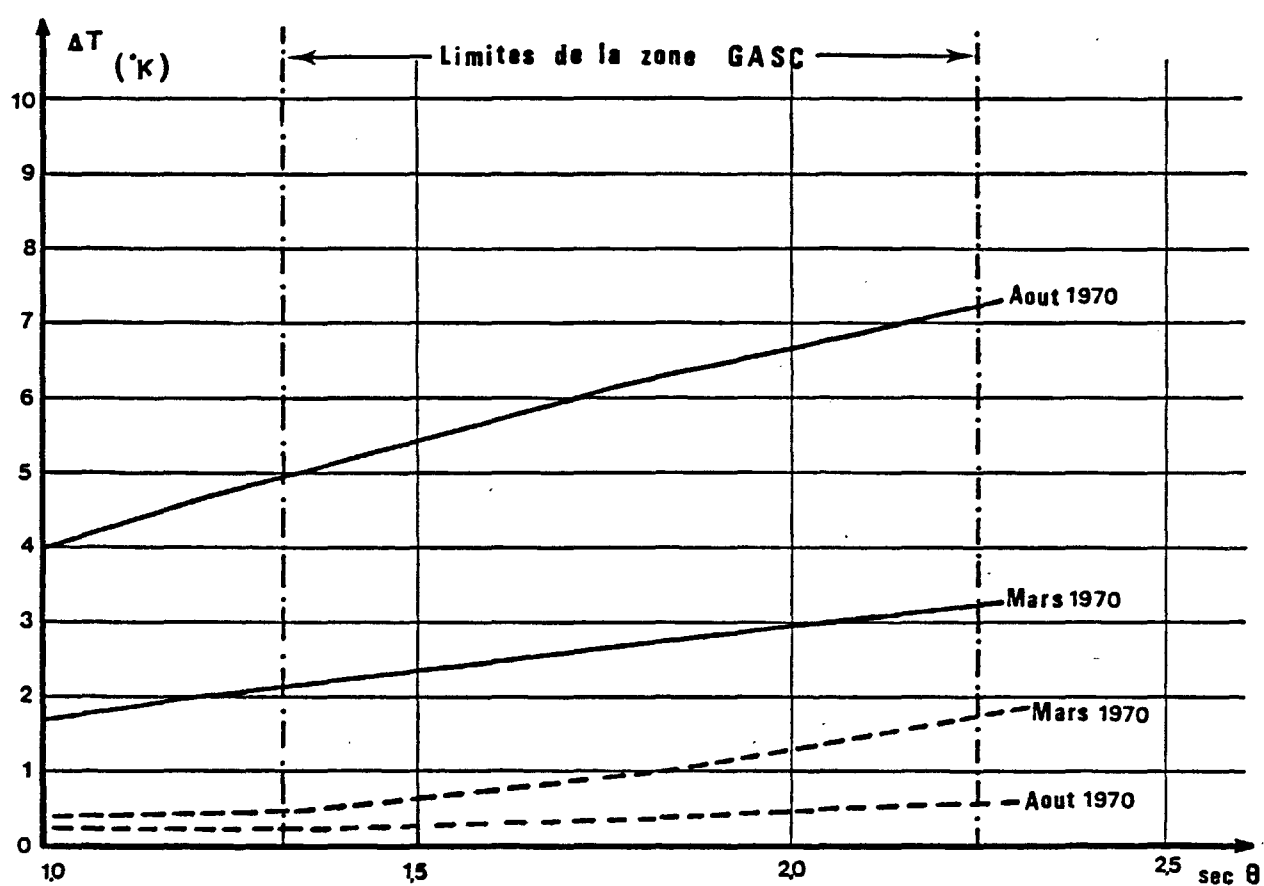
A incidence normale, l'effet dû à la réflexion se limite à 0,5°K, avec des maxima en hiver (atmosphère sèche) et des minima en été (atmosphère humide) (fig. III.6). Pour des angles zénithaux d'observation croissants, l'influence de la réflexion ΔT_R augmente par rapport à l'absorption ΔT_A (fig. III.8). Cet effet est évidemment très amplifié en hiver. Mars 1970 est le cas d'atmosphère la plus sèche de notre jeu de données. L'effet de réflexion passe de 0,37 K (visée verticale) à 1,43 K (60 degrés). En août 1970 (atmosphère la plus humide) la croissance n'est que de 0,28 K (de 0,23 K à 0,51 K).

III.3.4 - Bilan

Ce paragraphe donne une idée "statistique" des effets de l'absorption et de la réflexion.

Nous pouvons déduire des résultats précédents le pourcentage atteint par les différents termes d'erreur par rapport à la correction totale. A incidence normale, l'effet de réflexion atteint 5 à 18 % du signal total, sa valeur ne dépassant pas 0,5 K. Pour les angles zénithaux d'observation élevés, en hiver, la contribution de la réflexion est énorme : 30 % du signal capté par le satellite, alors qu'elle n'est que de 7 à 10 % en été.

Les profils verticaux sur lesquels nous avons travaillé sont des données moyennées sur un mois et donc, considérablement lissées. Utiliser ces radiosondages moyens a pour effet de diminuer les gammes de $T_s - T_a$ et le contenu en vapeur d'eau par rapport à celles des atmosphères standards. La variabilité de la correction atmosphérique au cours d'un mois est beaucoup plus élevée en été (supérieure à 1 K) qu'en hiver (inférieure à 0,5 K). La présence de conditions atmosphériques extrêmes pour des situations ponctuelles ou moyennées sur de plus courtes périodes est possible. On peut, en particulier,



——— correction due à l'absorption ΔT_A ($^{\circ}\text{K}$)
 - - - - - correction due à la réflexion ΔT_R ($^{\circ}\text{K}$)

Figure III.8 : effets de l'absorption et de la réflexion en fonction de l'angle zénithal d'observation pour :

- . une atmosphère humide : août 1970 ;
- . une atmosphère sèche : mars 1970.

envisager une inversion des températures dans les basses couches, cas typiquement anticyclonique. Cette situation est stable et la quantité $T_s - T_a$, bien que restant positive, peut prendre des valeurs faibles. Cependant nous rencontrerons rarement ce genre de situations car, génératrices de nuages stratiformes, elles ne permettent pas d'observations satellitaires. Aux hautes latitudes (arctiques), $T_s - T_a$ peut aussi atteindre des valeurs faibles, le ciel restant clair; on observe alors une température de surface froide, peu éloignée de celle de l'air, mais, l'atmosphère étant sèche, il n'y a pas de formation de nuage. Cette situation est assez peu envisageable à nos latitudes.

IV - METHODE

Notre but est d'obtenir des champs de SST à échelle moyenne (résolution spatiale 5 à 10 km). La résolution spatiale du satellite géostationnaire METEOSAT semble appropriée à de telles études. Grâce à la haute répétitivité des mesures nous essayerons d'élargir le champ de SST vu par les défilants à l'échelle de la journée ou de la semaine. Enfin, cette même propriété nous permettra d'appréhender des phénomènes à évolution très rapide (quelques heures). Nous évoquerons dans ce chapitre les études déjà menées à partir des données des géostationnaires équipés d'un seul canal infrarouge, sans parler des méthodes utilisant deux angles de visée différents, l'un étant déterminé par le géostationnaire, l'autre par le défilant (Bériot et al, 1981 : Chédin et al, 1981). Après avoir exposé la méthode que nous proposons, nous en analyserons le problème majeur (variabilité de la correction atmosphérique), ainsi que les inconvénients dus au satellite.

IV.1 - Utilisation du canal infrarouge des géostationnaires

On trouve dans la bibliographie deux axes de travail dans l'utilisation des géostationnaires.

Le premier peut être illustré par la démarche adoptée par Maul et Bravo (1983) qui consiste à résoudre simultanément les problèmes de calibration du satellite GOES et d'absorption atmosphérique grâce à une régression linéaire entre les températures radiatives "mer" et des températures de surface sur une base quotidienne. La résolution spatiale nominale du radiomètre (8 km) est conservée. Dans ce cas, des mesures in situ ont servi de référence. Les meilleurs résultats ont donné une dispersion de l'ordre de 1 K. L'expérience ayant été faite pendant l'hiver 77-78 (nébulosité importante), la droite de régression n'a pas toujours pu être établie dans de bonnes conditions expliquant ainsi certains résultats médiocres. La différence de nature entre les mesures classiques ponctuelles et les mesures satellitaires est peut être à mettre aussi en cause. Enfin, cette méthode ne peut être mise en oeuvre hors des routes commerciales des navires, étant donnée la faible densité de relevés in situ.

Le deuxième consiste à calculer des champs de corrections atmosphériques. Zandlo et al (1982) n'utilisent que des données satellitaires. A chaque passage du défilant (période : 6h), un champ de correction atmosphérique adapté au canal infrarouge de GOES est élaboré (différence entre la mesure NOAA (HIRS*) corrigée de l'absorption atmosphérique et la température radiative GOES). En supposant que la correction atmosphérique varie lentement en espace et en temps et qu'elle reste faible devant la température de surface, la réactualisation du champ de correction toutes les 6 heures est suffisante. Pendant ce laps de temps, la mesure semi horaire du géostationnaire donne la variation spatiotemporelle de la température de surface. Cette méthode donne des résultats à 1 K près.

De façon analogue, nous aurions pu envisager une méthode inspirée de la théorie multispectrale. Connaissant la température radiative du géostationnaire, T_G , les températures radiatives à $11\mu m$ et $12\mu m$ de l'AVHRR, ainsi que la température de surface (analyse bateaux) correspondante, T_S , il est possible de calculer les coefficients de la relation :

$$T_S - T_G = a (T_{11} - T_{12}) + b$$

Deux problèmes se posent pour ce type de méthode :

- . Peut-on considérer la correction atmosphérique constante localement entre deux passages de défilants ?
- . Comment peut-on compléter le champ de correction en cas de nébulosité forte ?

Nous avons préféré approcher la question de façon différente et utiliser une méthode apparentée au premier axe de travail. Nous allons maintenant l'exposer.

HIRS : High resolution Infrared Radiation Sounder : 20 canaux.

IV.2 - Principe de la méthode proposée

L'idée de base est d'utiliser la haute répétitivité des images METEOSAT pour obtenir le champ de SST le plus complet possible. La compilation d'un nombre important d'images permet également de lisser les variations haute fréquence de la correction atmosphérique ainsi que le bruit du radiomètre.

L'équation C.5 nous donne l'expression du rayonnement parvenant au satellite que nous pouvons écrire, pour une incidence nulle :

$$L_{\lambda}^+(z, 1) = \varepsilon_{\lambda}(1) L_{\lambda}^o(\tau_s) t_{\lambda}(1) + \int_0^z L_{\lambda}^o(\tau(z)) dt_{\lambda 1}(z) \\ + t_{\lambda}(1) \int_0^z (1 - \varepsilon_{\lambda}(1)) L_{\lambda}^o(\tau(z)) dt_{\lambda 2}(z) \quad \text{IV.1}$$

où $\varepsilon_{\lambda}(1)$ est l'émissivité de la cible.

Les ordres de grandeur des trois termes de l'équation :

$$L_{\lambda}^o(\tau, 1) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) L_{\lambda}^+(z, 1) d\lambda$$

sont donnés par G.A. Maul (1981).

Le premier terme représente l'émission infrarouge de la surface atténuée lors de la traversée de l'atmosphère (40 à 90 %). Le deuxième terme est l'émission infrarouge propre de l'atmosphère (10 à 60 %). Le dernier terme, très faible (< 1 %), traduit la réflexion de l'émission infrarouge de l'atmosphère. Dans des conditions de ciel clair, c'est essentiellement le terme de surface qui est responsable de l'énergie captée par le radiomètre. Pour un angle zénithal donné et si l'émissivité est proche de 1 (ou en supposant la température radiométrique corrigée de l'effet de sécante et de la réflexion) l'équation IV.1 peut se mettre sous la forme :

$$T_S = \alpha T_M + \beta \quad \text{IV.2}$$

T_S : température de surface.

T_M : température équivalente METEOSAT.

α et β : coefficients moyens pour une période et une zone donnée. Ils dépendent de l'émissivité de la surface, de la transmission à travers l'atmosphère et de la température moyenne des basses couches.

Par une régression linéaire, aux moindres carrés, nous pourrions calculer α et β , valides pendant une période limitée sur la zone d'étude, à condition :

- 1 - que l'atmosphère soit suffisamment homogène sur la zone pendant la période ;
- 2 - que la gamme de températures de surface dont nous disposons soit suffisamment large pour que la régression ait un sens.

Nous avons fixé dans cette étude la période de validité des coefficients à une semaine pour des raisons pratiques.

En dernier lieu, nous appliquerons les résultats de la régression à toute compilation (moyenne) d'images de cette période en conservant la pleine résolution spatiale de METEOSAT.

Cette méthode permet plus de s'aligner sur une "vérité mer" (champs MISTER dans notre cas) que de restituer une température de surface absolue en tenant compte de l'absorption atmosphérique. En effet, les données de référence peuvent être différentes (résultats d'autres satellites, d'autres capteurs, d'analyses de données classiques, de campagne à la mer..) et les coefficients varieront en fonction de la définition de la température de surface de référence .

En toute rigueur, avant d'effectuer la régression linéaire (ou avant de l'appliquer), les mesures METEOSAT devraient subir deux corrections dues à :

- . l'effet de sécante (augmentation du trajet atmosphérique pour un angle zénithal croissant) ;
- . la réflexion.

Nous verrons plus loin ce qu'il en est. Auparavant, nous évaluerons la variabilité de la correction atmosphérique. De son homogénéité dépend en effet la validité de notre méthode.

IV.3 - Variabilité de la correction atmosphérique

La variabilité de la correction atmosphérique dans le temps et dans l'espace n'est pas facile à appréhender. Toutes les échelles spatio-temporelles sont concernées et les mesures ne permettent pas de déduire cette quantité à échelle suffisamment fine (quelques heures, quelques km²). Grâce à l'AVHRR des satellites de la série TIROS, on peut envisager une approche de ce problème à l'échelle quotidienne ou hebdomadaire sur des "boîtes" de 1/3 de degré de latitude sur 1/2 degré de longitude, équivalentes à la grille SSTGASC. En effet, d'après la méthode multispectrale, $T_{11} - T_{12}$, différence des températures radiatives mesurées à 11 et 12 μ m, semble être un bon prédicteur de la correction atmosphérique ΔT_{11} . Dans ce paragraphe, nous justifierons cette idée et nous étudierons la variabilité :

- . spatiale à partir de deux situations particulières ;
- . temporelle sur une base quotidienne pendant une décade en été et une décade en hiver.

IV.3.1 - $T_{11} - T_{12}$ indicateur de la variabilité de la correction atmosphérique

L'analyse multispectrale linéaire a été initialement proposée par Anding et Kauth en 1970. Nous avons rappelé en annexe B, les bases de cette théorie. Il est aisé d'obtenir :

$$\Delta T_{11} = T_S - T_{11} = \frac{1 - t_{11}}{t_{11} - t_{12}} (T_{11} - T_{12})$$

Notons que l'éloignement entre les deux fréquences de mesures peut induire une non linéarité due à des mécanismes d'absorption différents. Introduire des termes d'ordre supérieur à un dans le développement de la fonction de Planck permet de mieux prendre en compte le fait que l'absorption n'a pas lieu uniquement dans les basses couches. Enfin, on suppose que la vapeur d'eau seule intervient dans le phénomène d'absorption. En première approximation, on peut considérer que l'influence des précédents phénomènes est suffisamment bien mise en évidence par une constante :

$$\Delta T_{11} = a_0 + a_1 (T_{11} - T_{12}).$$

Nous allons justifier cette relation d'un point de vue pratique. T. Phulpin (1985, communication personnelle) a réalisé la simulation de l'absorption atmosphérique en ne faisant intervenir que la vapeur d'eau pour les atmosphères standards de LOWTRAN 4. Ses résultats sont reportés figure IV.1. Aucune dépendance angulaire n'est clairement mise en évidence et l'ensemble des points calculés peut être ajusté à une courbe du second degré :

$$\Delta T_{11} = 0,79 (T_{11} - T_{12})^2 + 0,14 (T_{11} - T_{12}) + 0,31$$

Si nous réalisons la même étude en tenant compte de l'effet de réflexion et des autres constituants atmosphériques (fig. IV.2), une dépendance en angle zénithal d'observation apparaît qui a pour effet de changer l'intercept des courbes d'ajustement aux moindres carrés. Elles restent du second degré. Néanmoins, nous pouvons remarquer que le poids du terme de premier degré devient plus important lors de la simulation complète.

1. $\theta = 0^\circ$ $R = 0,9977$ (coefficient de corrélation)

$$\Delta T_{11} = 0,58 (T_{11} - T_{12})^2 + 1,66 (T_{11} - T_{12}) + 0,62$$

2. $\theta = 45^\circ$ $R = 0,9959$

$$\Delta T_{11} = 1,04 (T_{11} - T_{12})^2 + 1,02 (T_{11} - T_{12}) + 1,34$$

Si on simule maintenant la correction atmosphérique à partir des statistiques au point K, les intervalles de $T_{11} - T_{12}$ et ΔT_{11} sont beaucoup moins étendus que dans le cas plus général :

$$\theta = 0^\circ : 0,50 < T_{11} - T_{12} < 1,30 ; 2,00 < \Delta T_{11} < 3,70$$

$$\theta = 45^\circ : 0,65 < T_{11} - T_{12} < 1,45 ; 2,60 < \Delta T_{11} < 4,80$$

En conséquence, dans le cas des atmosphères rencontrées sur notre zone d'étude, les gammes de ΔT_{11} et $T_{11} - T_{12}$ sont peu étendues et le poids du terme de premier degré est déterminant. On peut donc en déduire que l'hypothèse simplificatrice de linéarisation est justifiée. Les coefficients d'ajustement calculés pour les atmosphères maritimes du point K sont en accord avec ceux des atmosphères standards froides et tempérées de LOWTRAN-4

1. $\theta = 0^\circ$ $R = 0,9934$

$$\Delta T_{11} = 2,43 (T_{11} - T_{12}) + 0,40 \quad \text{IV.3}$$

2. $\theta = 45^\circ$ $R = 0,9810$

$$\Delta T_{11} = 2,70 (T_{11} - T_{12}) + 0,79 \quad \text{IV.4}$$

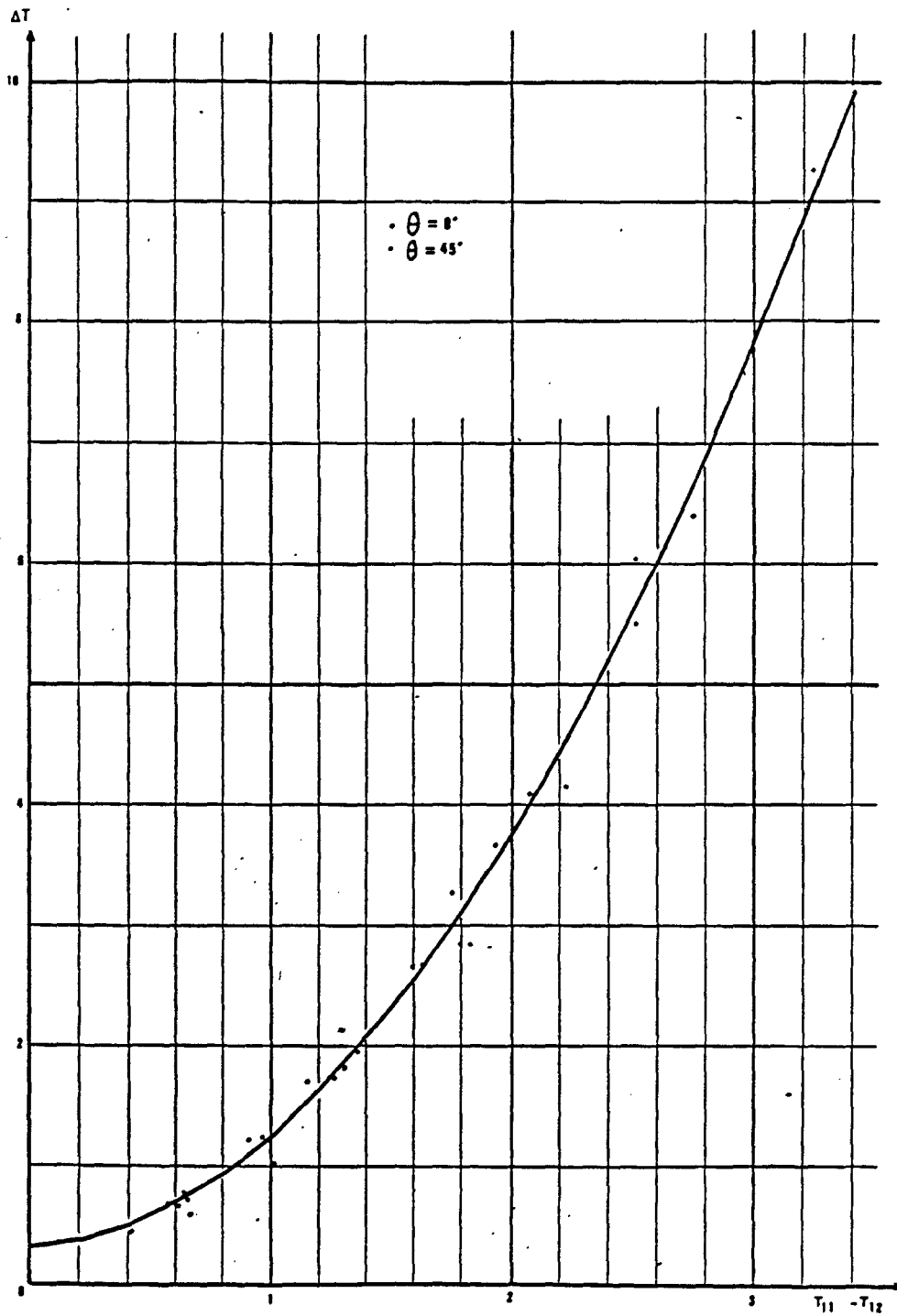


Figure IV.1 : Simulation de la correction atmosphérique due à la vapeur d'eau pour les atmosphères standards.

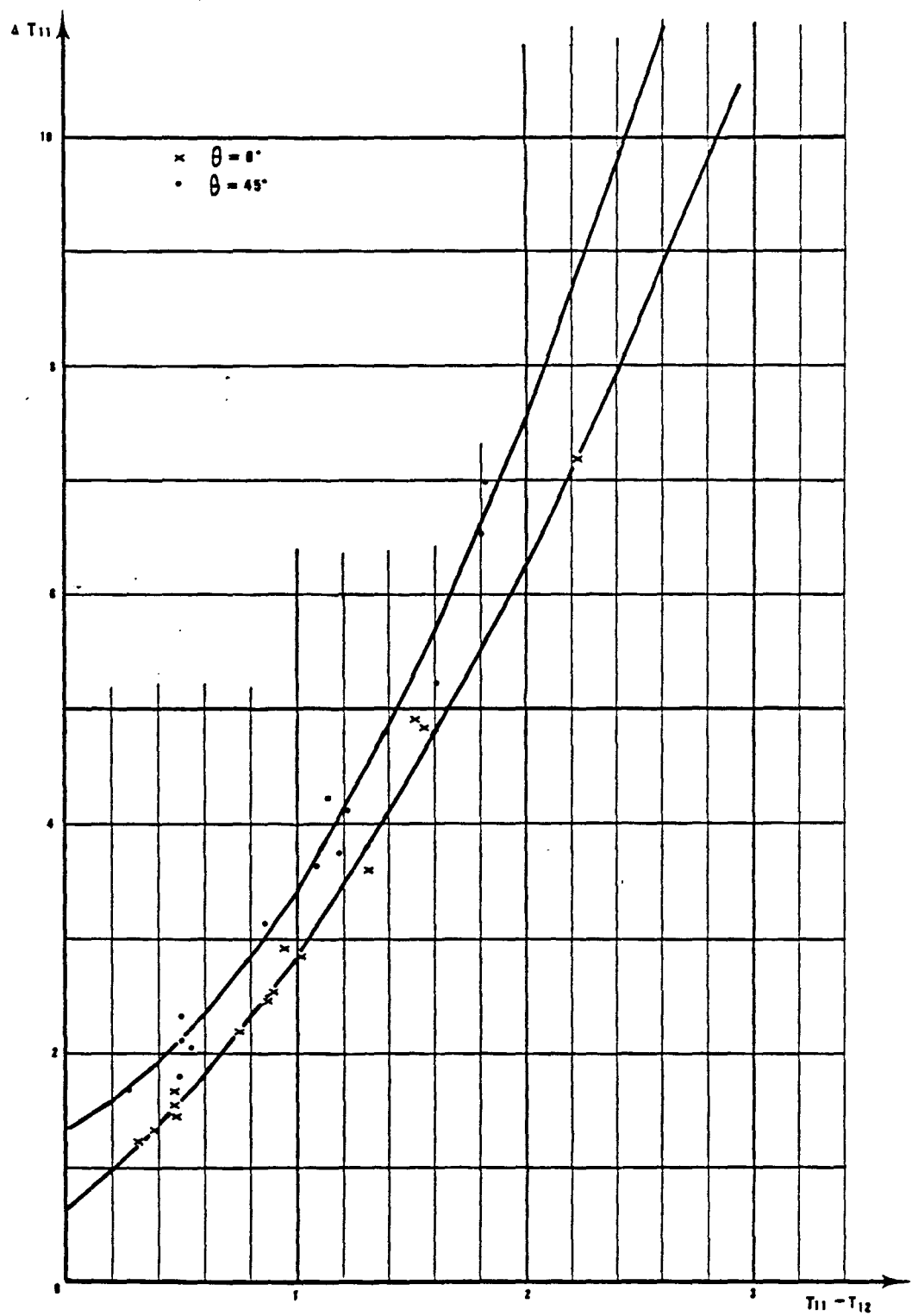


Figure IV.2 : Simulation complète de la correction atmosphérique pour les atmosphères standards.

Raisonnons à présent à partir de mesures satellitaires. Pour réaliser cette étude, nous disposons de deux fichiers établis au CMS de Lannion et au R.A.L. (Rutherford Appleton Laboratory) sur la zone d'étude. Ils comportent tous deux des relevés de températures de surface (campagnes océanographiques, bouées, mesures au point R) ainsi que les températures radiatives correspondantes mesurées à $11\mu\text{m}$ et $12\mu\text{m}$ par NOAA-7. Le premier fichier (Berthe 2) établi au CMS rassemble des mesures de mars, avril et mai, alors que celui du R.A.L. est représentatif des mois d'été (juillet, août, septembre) (fig. IV.3).

Quelques critiques peuvent être formulées à l'encontre de ces fichiers :

- pas de données entre le mois d'octobre et le mois de février
- peu de températures de surface supérieures à 20°C dans le fichier R.A.L. qui est un fichier d'été ;
- le fichier BERTHE ne présente pas une grande diversité d'absorption atmosphérique ($1,6 \leq \Delta T_{11} \leq 2,5$).

Sur la figure IV.4, sont portés les couples de points (ΔT_{11} , $T_{11} - T_{12}$) des fichiers BERTHE 2 et RAL. L'amplitude des valeurs de $T_{11} - T_{12}$ est plus grande que celle calculée au point K ($0,2 \leq T_{11} - T_{12} \leq 2,3$). La dispersion du nuage de points est très importante. Elle peut être due au mélange de mesures in situ et satellitaires. En effet, la température de surface est ponctuelle (mesures classiques) alors que la température radiative représente une moyenne sur plusieurs km^2 . La température de surface in situ dépend à la fois de la profondeur à laquelle elle est effectuée et du type même de la mesure. On dispose donc d'une donnée difficile à manipuler. Pour les températures radiatives, les angles zénithaux varient de 0 à 64 degrés. Cependant, les mesures effectuées pour des sécantés élevées ajoutent peu de dispersion. De ce fait, un algorithme optimisé à partir des données des fichiers BERTHE 2 et RAL donne les résultats suivants :

$$\Delta T_{11} = 2,05 (T_{11} - T_{12}) + 0.39 \quad \text{IV.5}$$

$$\overline{\epsilon} = 0.54 \text{ K}$$

$$R = 0.81$$

(Castagné et al, 1985).

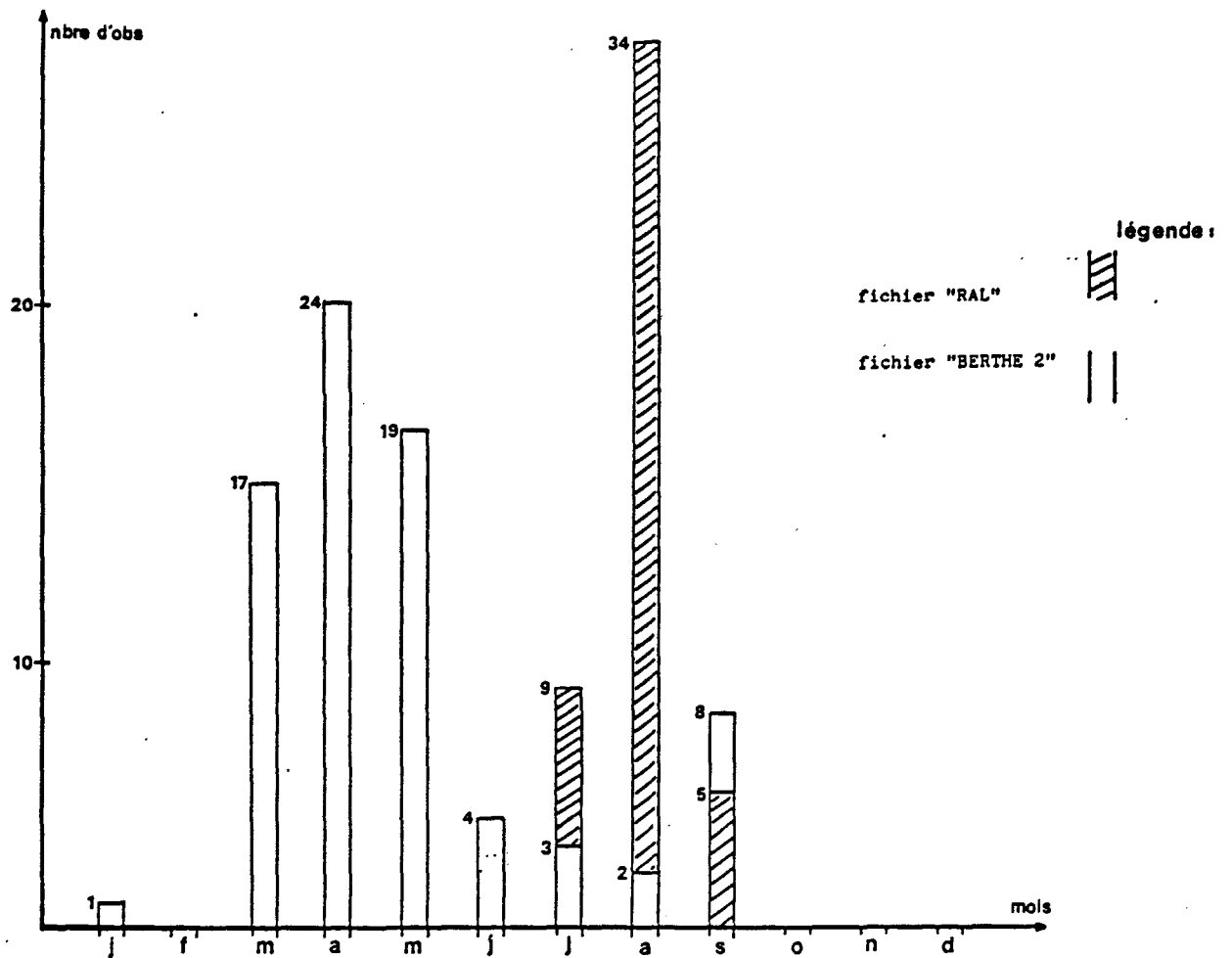


Figure IV.3 : Répartition mensuelle des données des fichiers "RAL" et "BERTHE 2" (d'après Castagné et al, 1985).

Nous avons porté sur la figure IV.4, les droites de régression obtenues d'après les résultats du modèle LOWTRAN 4 (relations IV.3 et IV.4). Appliqués à des données réelles, l'algorithme IV.3 ($\hat{\theta} = 0^\circ$) surestime légèrement la correction atmosphérique (biais $\simeq 0.4$ K), alors que la relation IV.4 ($\theta = 45^\circ$) entraîne un biais de 1,1 K. Notons que l'algorithme utilisé à Lannion ($\Delta T_{11} = 2(T_{11} - T_{12}) + 0,5$), très proche de la relation IV.5, n'induit qu'un biais de 0,1 K. Les coefficients ont été déterminés par confrontation à des situations réelles. Après examen de plusieurs images satellitaires, une pente égale à deux s'est révélée être la mieux adaptée à faire disparaître des structures uniquement dues à la variabilité spatiale des conditions atmosphériques (Brunel et al, 1984). La constante a été fixée à 0,5 K par ajustement à un fichier de validation (M. Champagne-Philippe, 1983).

Ces différentes comparaisons soulignent la difficulté d'abord du problème. Les modèles de transmission conduisent à une sous évaluation de la transmittance sur de longs trajets, ce qui induit une surestimation de l'absorption atmosphérique et, par suite, des pentes de régression trop élevées. Les fichiers de mesures (températures de surface et températures radiatives correspondantes) sont contestables (non représentatifs d'une année complète, fiabilité des mesures). Ceci met en évidence la nécessité d'utiliser des modèles plus exacts lors du calcul de la luminance au sommet de l'atmosphère et de poursuivre la fabrication de fichiers de données de qualité.

En résumé :

Bien que surestimant légèrement l'absorption atmosphérique, les modèles permettent une approche qualitative du problème. En théorie, une simple relation linéaire ne semble pas entièrement satisfaisante (effets non linéaires non négligeables, dépendance de l'angle zénithal d'observation) (figure IV.2). En pratique, si les types d'atmosphère extrêmes ne sont pas traités, une relation linéaire est envisageable. Malgré la dispersion assez faible introduite par les mesures effectuées avec un angle zénithal élevé, on peut penser que la correction de cet effet apporterait une amélioration à l'algorithme. La figure IV.5 représente la simulation de l'erreur induite par l'absence de prise en compte de l'effet d'angle zénithal. Elle peut dépasser 2 K pour des sécantes supérieures à 2. Il est

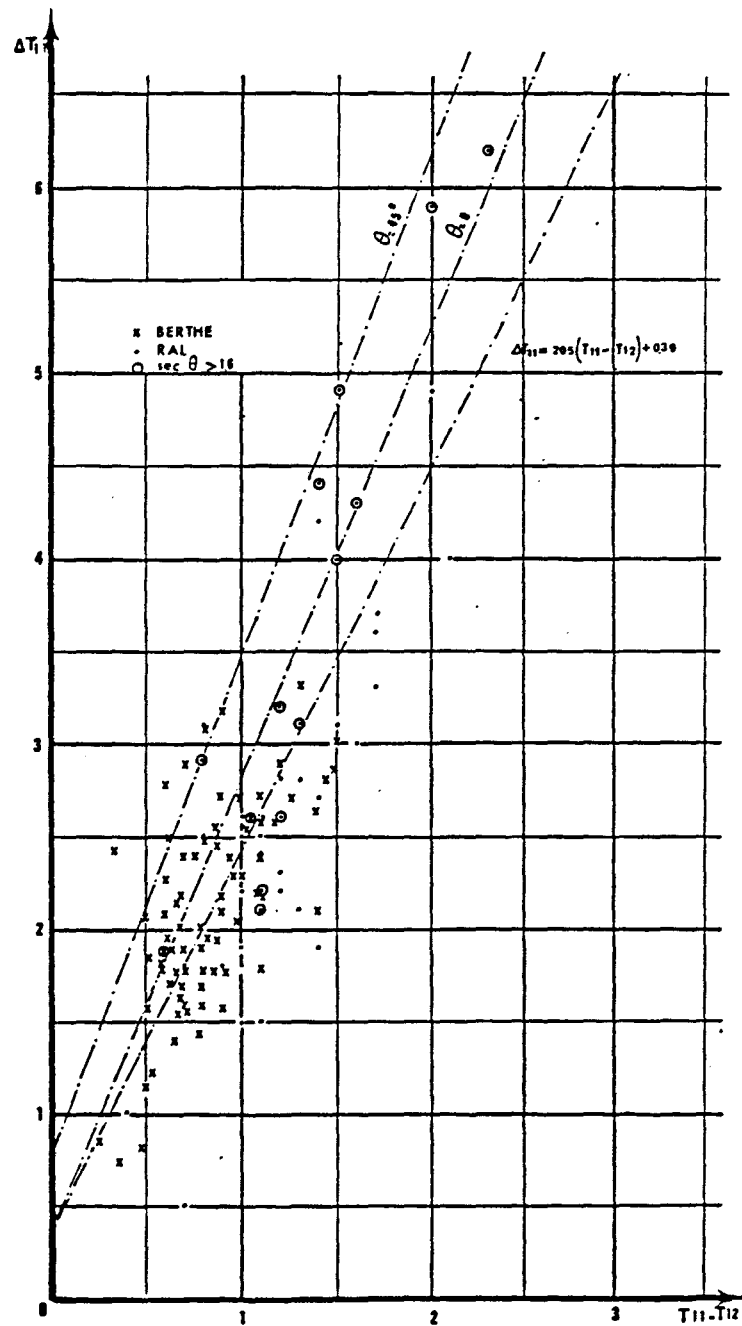


Figure IV.4 : ΔT_{11} en fonction de $T_{11} - T_{12}$ pour les mesures des fichiers "RAL" et "BERTHE 2".

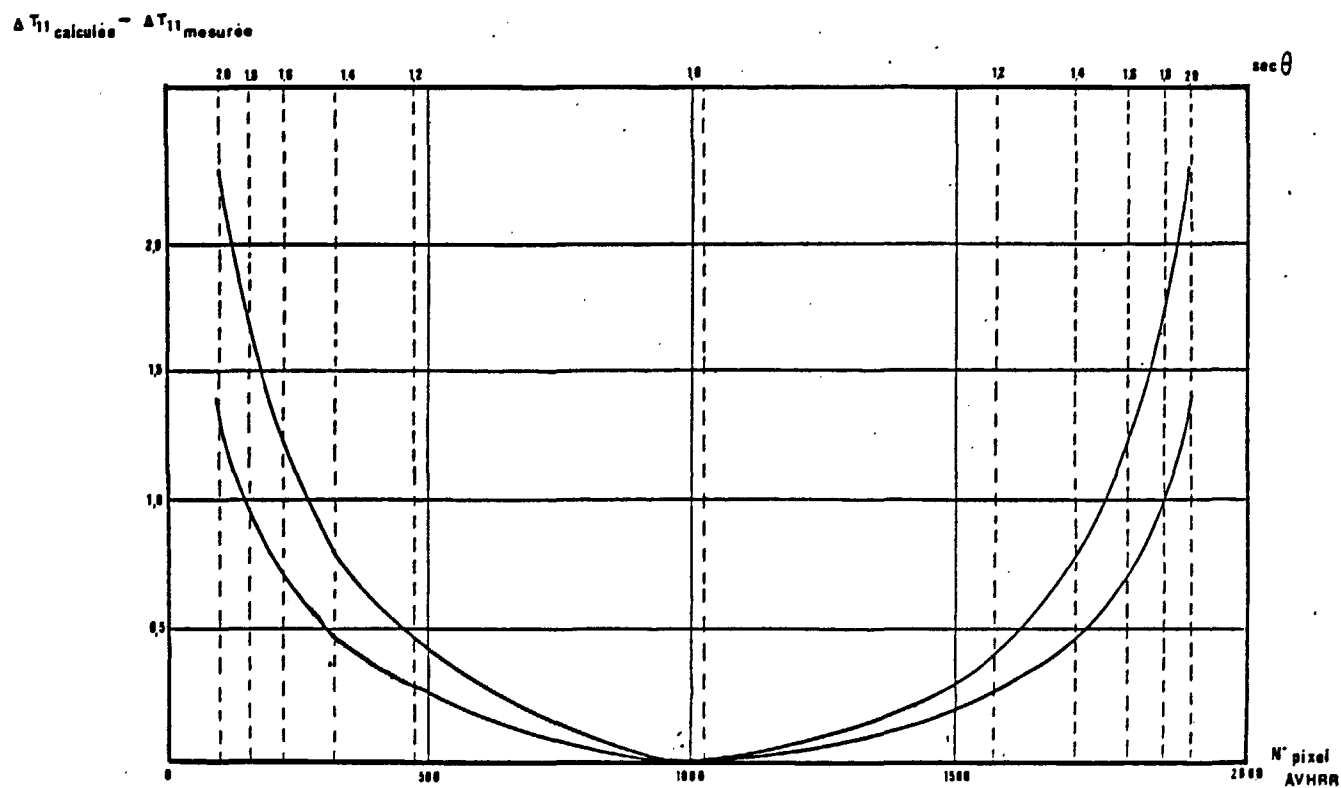


Figure IV.5 : Simulation de l'erreur induite en négligeant la dépendance de l'angle zénithal d'observation en fonction du numéro du pixel AVHRR.

vrai qu'il s'agit alors de pixels en bordure d'image, néanmoins une erreur de l'ordre de 0,5 K ($\theta < 45^\circ$) est possible.

Dans ce qui suit, nous travaillerons sur des compilations d'orbites. Si nous avons besoin de situations individuelles, nous ne prendrons pas en compte les bords d'image. L'effet d'angle zénithal est alors fortement diminué et nous utiliserons l'algorithme :

$$\Delta T_{11} = 2(T_{11} - T_{12}) + 0,5$$

IV.3.2 - Variabilité spatiotemporelle

A partir de quelques situations, nous allons évaluer la variabilité de la correction atmosphérique. Pour cela, nous disposons des satellites défilants (NOAA-7 puis NOAA-9) équipés de deux canaux infrarouge.

Nous avons sélectionné une situation d'hiver (20 février 1985) et une situation d'été (28 août 1985) qui nous donneront un aperçu de la variation spatiale de la correction atmosphérique.

Nous suivrons ensuite la variabilité de la correction atmosphérique au cours de deux semaines d'hiver et de deux semaines d'été et évaluerons l'impact des situations météorologiques successives sur ΔT_{11} .

IV.3.2.1 - Variabilité spatiale

Les situations que nous avons sélectionnées représentent des conditions d'observation assez favorables du point de vue de la nébulosité en hiver ou en été.

Le 20 février 1985 (fig. IV.6) une perturbation vient de passer sur la zone et un anticyclone stable s'installe. Seuls quelques résidus de cirrus et d'altocumulus en désagrégation persistent sur le Golfe de Gascogne. L'air est sec et sa température assez basse. Le 28 août 1985 (fig. IV.7) de hautes pressions couvrent la zone. A l'ouest de celle-ci, une perturbation et des altocumulus en marge apparaissent, le Golfe de Gascogne et les côtes espagnoles et portugaises restant très clairs. Les histogram-

mes de la correction atmosphérique (Fig. IV.8) sur les zones claires ont été calculés à partir de données dégradées spatialement (1/3 degré en latitude sur 1/2 degré en longitude). L'écart type de la situation d'été est plus élevé que celui de la situation d'hiver (0,75 K le 28/8/85 et 0,45 K le 20/2/85). Ces cas sont souvent rencontrés. En effet, en hiver, les observations satellitaires sont fréquemment effectuées alors que des masses d'air froid et sec engendrant peu de nuages envahissent la zone. Les conditions atmosphériques sont alors assez homogènes et la correction faible. En été, le déplacement vers le nord de l'anticyclone des Açores peut bloquer une perturbation sur l'ouest de la zone. Une masse d'air chaud et humide est prise dans le flux de sud ouest sur la face occidentale de l'anticyclone et on observera alors des corrections atmosphériques fortes. Les valeurs faibles peuvent être expliquées par la présence de brumes mal éliminées le long des côtes espagnoles et portugaises. On peut donc s'attendre à une variation de ΔT_{11} de l'ordre de 2 K sur l'ensemble de la zone dans le premier cas et de l'ordre de 3 K dans le second.

Nous examinerons de façon plus détaillée la situation d'été du 28 août 1985 pour analyser les raisons de la variation spatiale de ΔT_{11} .

Rappelons (voir annexe B) que ΔT_{11} peut s'écrire :

$$\Delta T_{11} = T_S - T_{11} \quad (T_S - T_a) (1 - t_{11}) \quad \text{IV.6}$$

Cette relation fait apparaître deux influences possibles sur la valeur de la correction :

- . une influence atmosphérique : T_a , t_{11}
- . une influence de la surface : T_S .

Si une masse d'air est homogène, les variations de ΔT_{11} traduisent celles des conditions de surface. Une correction faible serait alors observée au-dessus d'eaux froides ($T_S - T_a$ faible). Qu'en est-il en réalité?

Pour analyser la situation choisie nous comparons les images du canal 11 μm et de la combinaison 11 et 12 μm représentative de la correction atmosphérique. Nous utilisons aussi une méthode d'analyse structurale basée sur des critères statistiques. En considérant la correction atmosphérique et la température radiométrique comme des phénomènes aléatoires, il est possible d'en décrire les structures dominantes grâce à leur variogram-

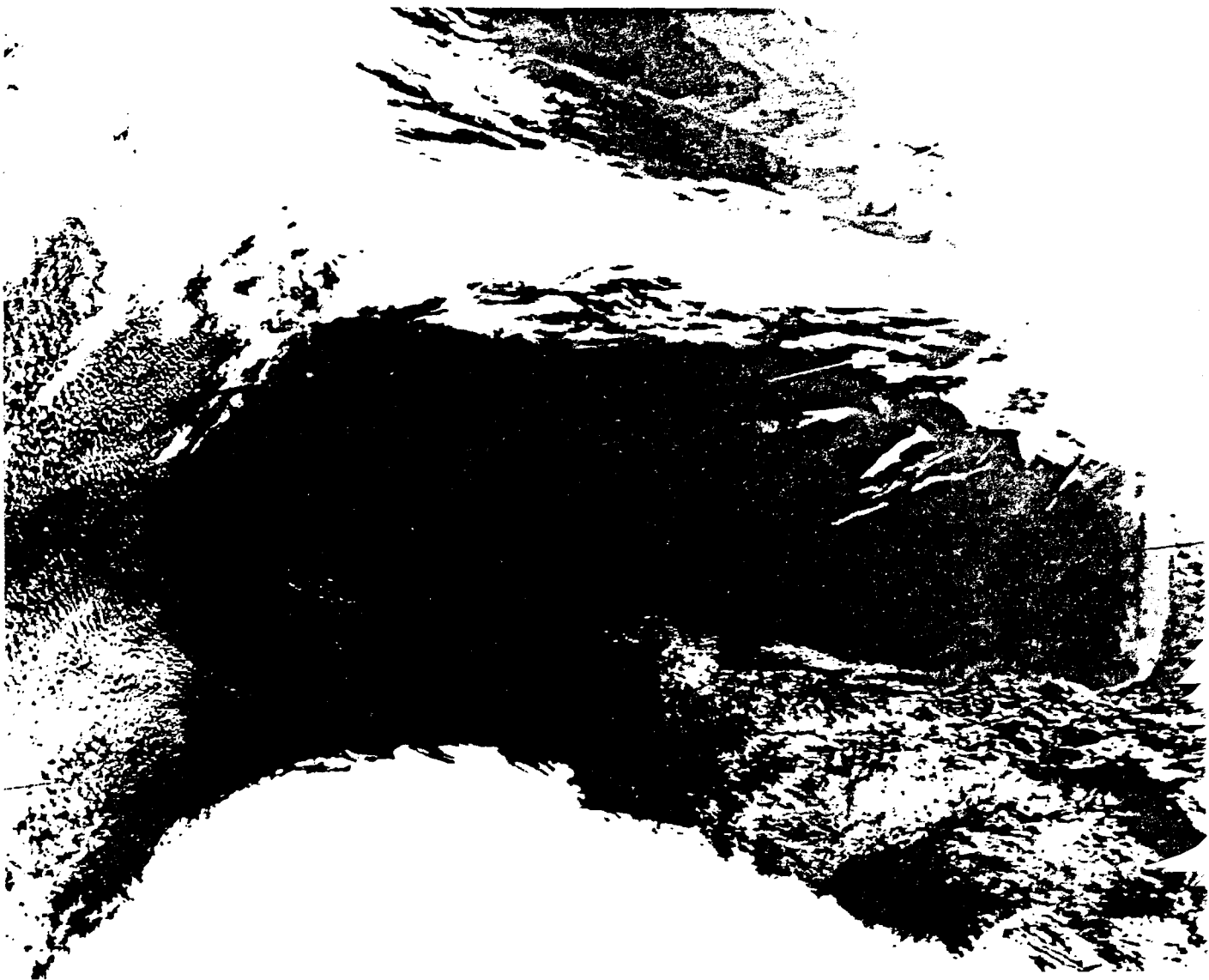


Figure IV.6a : 20 février 1985 - 14h41 TU - NOAA-9 - Canal 4 (11 μ m) = T₁₁



Figure IV.6b : 20 février 1985 - 14h41 TU - NOAA-9 - T₁₁ - T₁₂

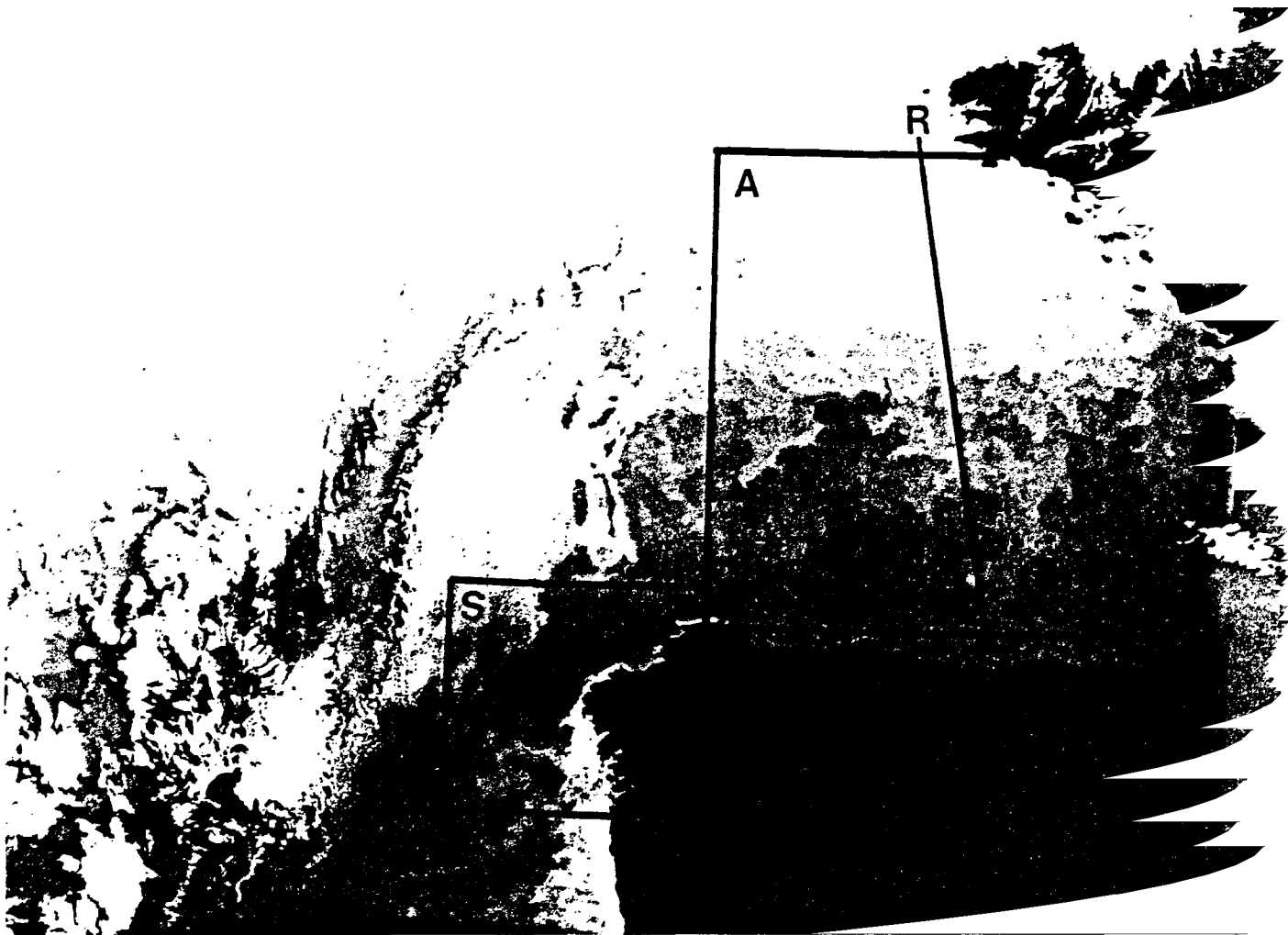


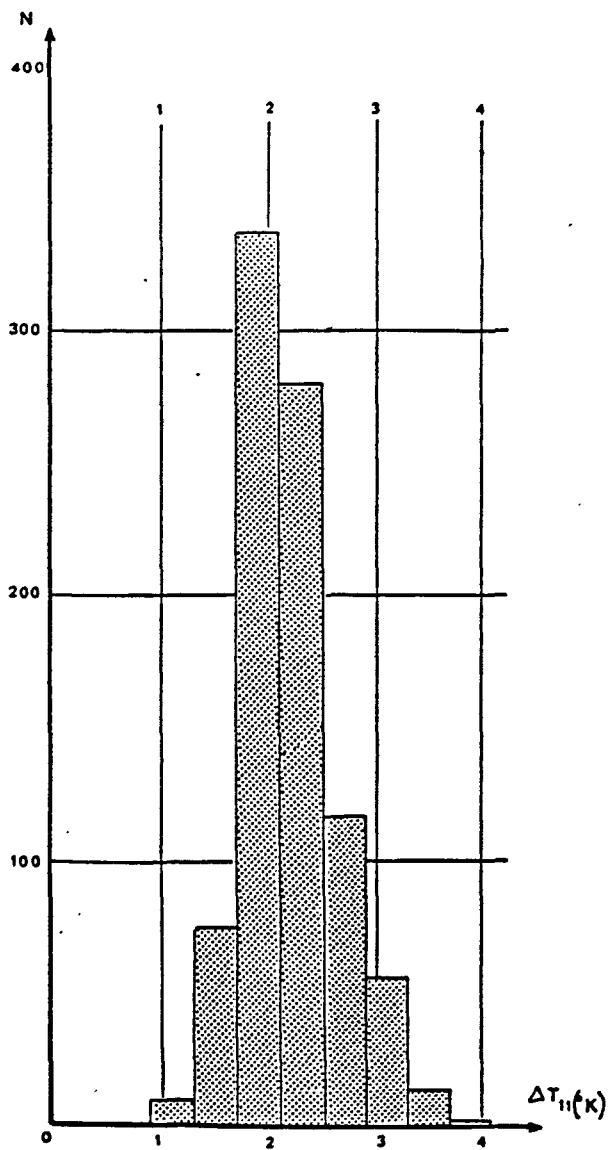
Figure IV.7a : 28 août 1985 - 14h41 TU - NOAA-9 - Canal 4 (11 μ m) T_{11}



Figure IV.7b : 28 août 1985 - 14h41 TU - NOAA-9 - T_{11} - T_{12}

Zone S : influence surfacique

zone A : influence atmosphérique

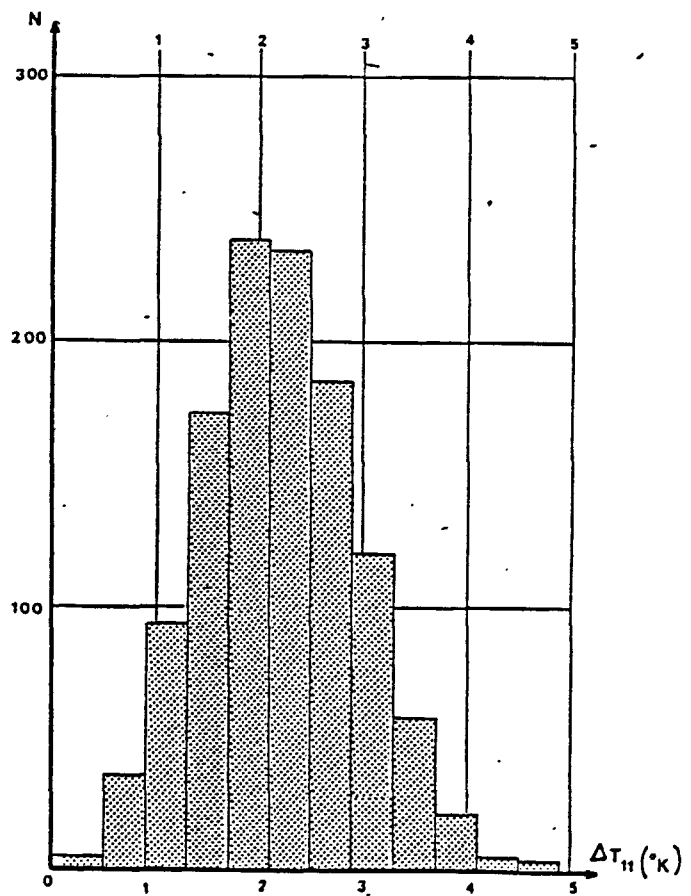


20.02.1985

$$\overline{\Delta T_{11}} = 2,26 \text{ K}$$

$$\sqrt{\Delta T_{11}} = 0,45 \text{ K}$$

890 "boîtes" claires



28.08.1985

$$\overline{\Delta T_{11}} = 2,28 \text{ K}$$

$$\sqrt{\Delta T_{11}} = 0,75 \text{ K}$$

1179 "boîtes" claires

Figure IV.8 : Histogramme de la correction atmosphérique sur les "boîtes" claires

me. Sa fonction de structure est définie, pour une variable X , par :

$$D_{XX}(h) = \frac{1}{2} (X(x+h) - X(x))^2, \quad \text{IV.7}$$

moyenne quadratique de la quantité $X(x+h) - X(x)$ où h est une échelle d'espace. Il indique donc "l'influence" d'un point sur les points à la distance h .

Si l'atmosphère est homogène (pas de variation de la température de l'air ni de son contenu en vapeur d'eau), d'après les relations IV.6 et IV.7, les variogrammes de la température de surface et de la température radiométrique sont liés par :

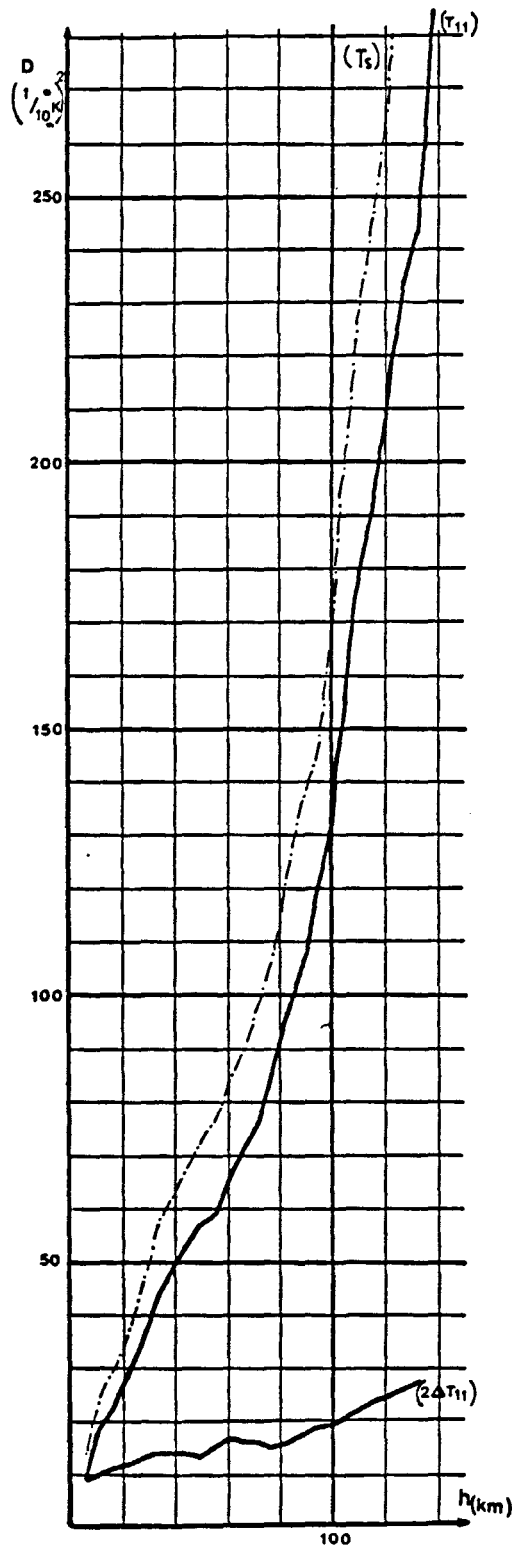
$$D_{T_{11}T_{11}}(h) = t_{11}^2 D_{T_S T_S}(h)$$

Dans ce cas, t_{11} (< 1) a pour effet de diminuer l'amplitude du variogramme de T_{11} par rapport à celui de T_S .

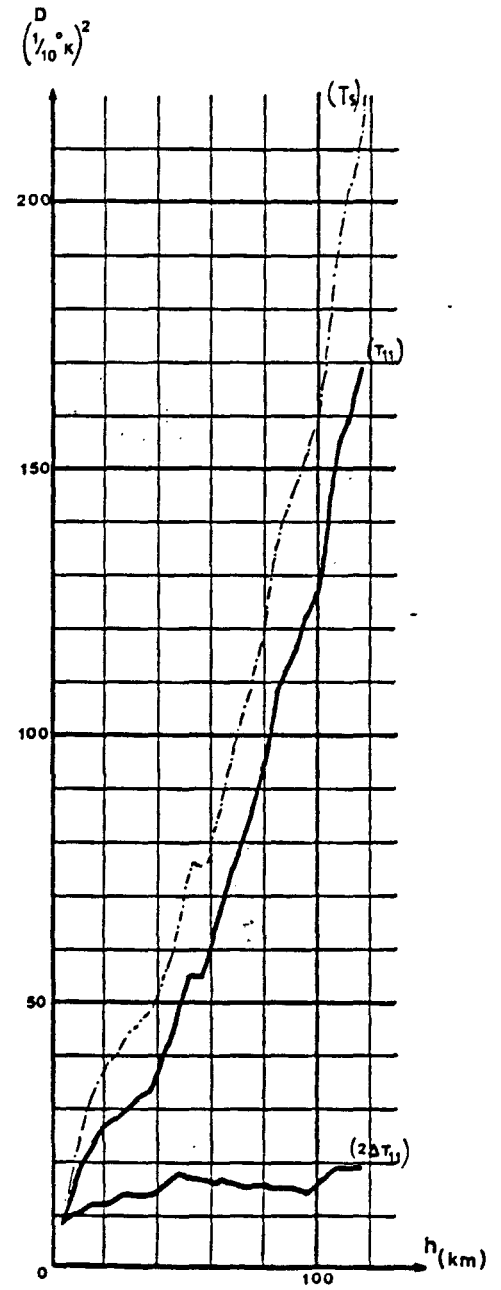
Deux types de zones peuvent être distingués à partir de la situation du 28 août 1985.

Dans la zone S (fig. IV.7) c'est l'influence de la surface qui est prédominante. Elle se manifeste par la présence d'une correction atmosphérique faible au-dessus de l'upwelling ibérique. La figure IV.9a représente les variogrammes zonal et méridien de cette zone. Les phénomènes décrits sont sensiblement isotropes. Le variogramme de la correction atmosphérique présente une pente faible, soulignant l'absence de structure spatiale bien marquée. On note un bruit relativement fort (0,2 K) sur la mesure de cette quantité (prolongement de la courbe à l'abscisse origine). Les variogrammes des températures de surface et radiométrique ont, au contraire, une pente forte et un bruit faible. Un pallier situé vers $h = 50$ km se retrouve sur le variogramme de $2 \Delta T_{11}$. Ceci pourrait être assimilé à l'influence des eaux froides de l'upwelling sur ΔT_{11} . Dans ce cas, l'amplitude du variogramme de T_{11} est inférieure à celle du variogramme de T_S . L'influence atmosphérique semble donc homogène sur l'ensemble de la zone.

La zone A (fig. IV.7) subit des variations de l'état atmosphérique plus marquées. Le long de la radiale R, T_{11} diminue alors que ΔT_{11} augmente (fig. IV.10). Ceci est essentiellement dû à l'humidité de la masse d'air plus importante au nord qu'au sud. D'après les variogrammes (fig. IV.9b) les champs de températures ou de correction atmosphérique sont anisotropes. A latitude fixée la pente générale du variogramme $2\Delta T_{11}$, compa-

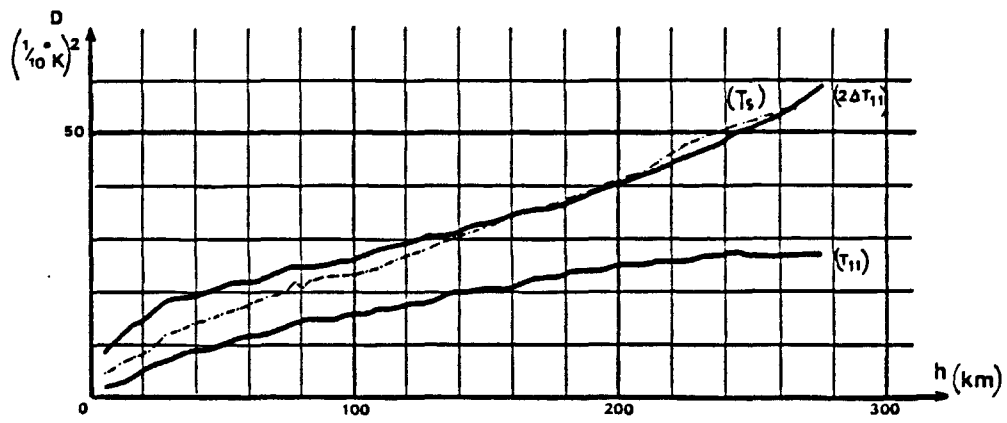


Latitude fixée

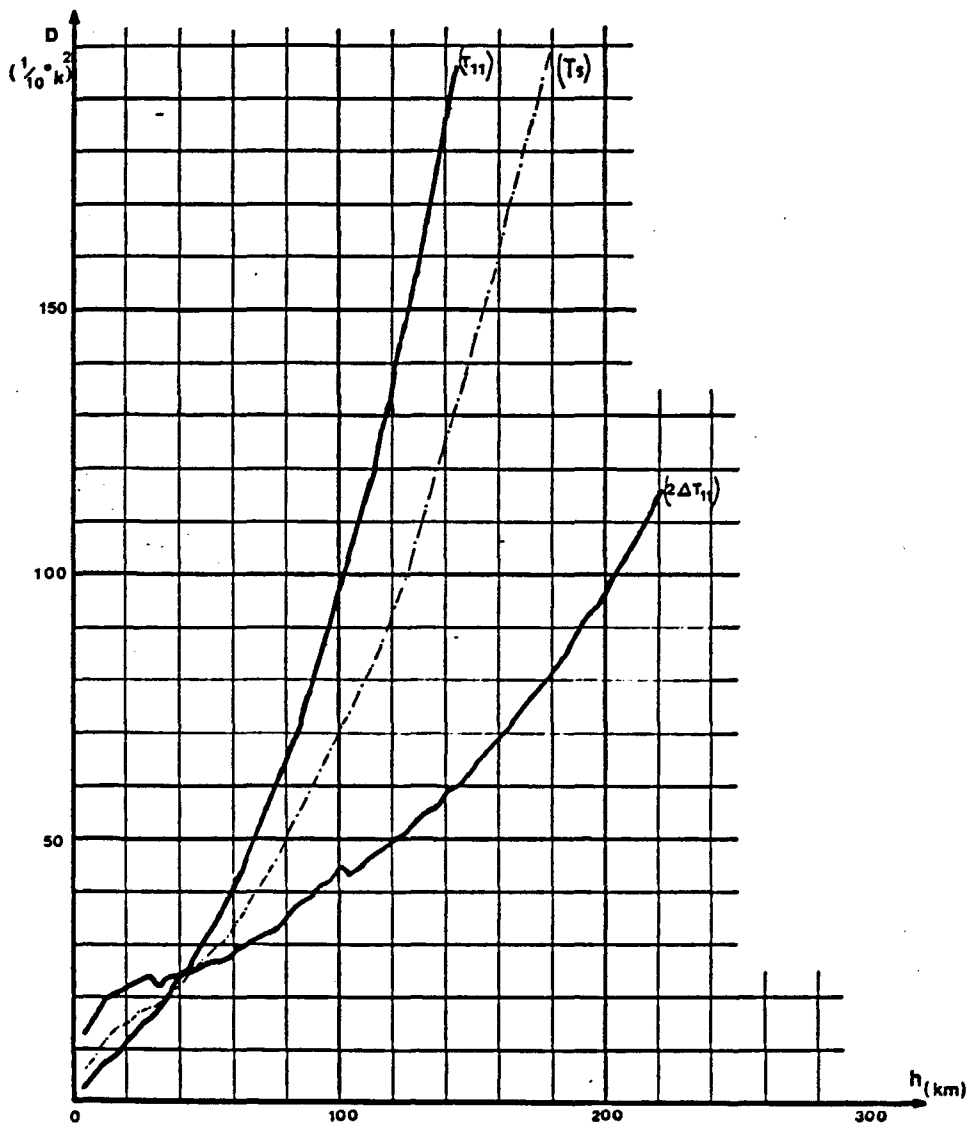


Longitude fixée

Figure IV.9a : Variogrammes de T_{11} , T_S et $2\Delta T_{11}$ sur le nord de l'upwelling ibérique :
 42°00N à 44°00N
 8°00 W à 11°00W



Latitude
fixée



Longitude
fixée

Figure IV.9b : Variogrammes de T_{11} , T_S et $2\Delta T_{11}$ sur le Golfe de Gascogne
43°30 N à 48°00 N
1°00 W à 8°00 W

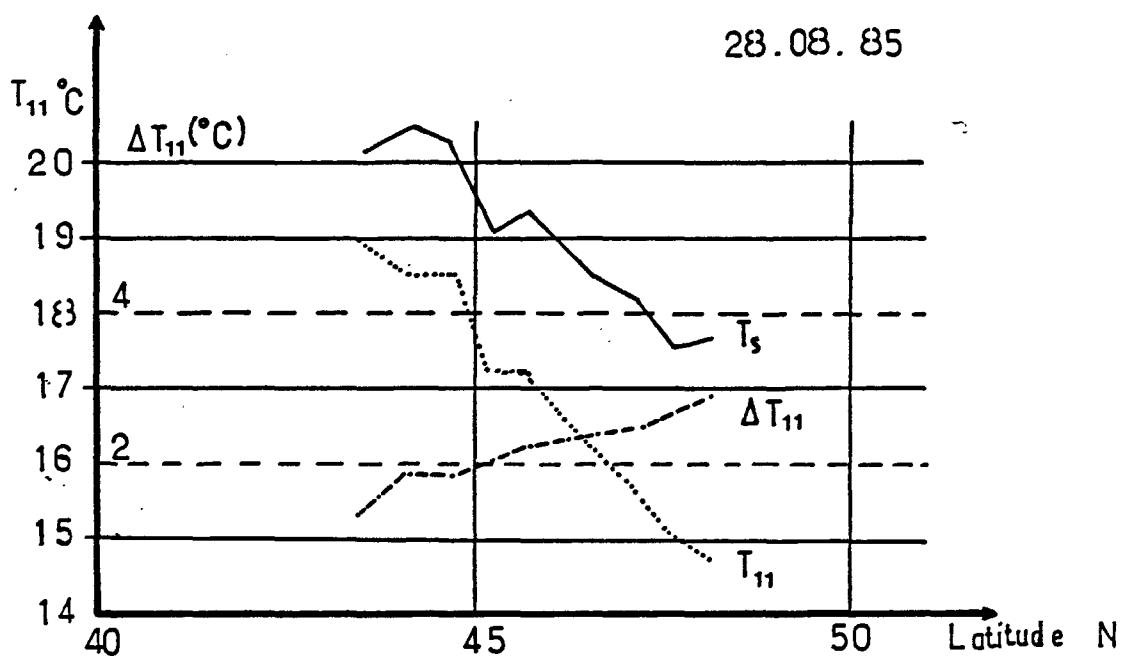


Figure IV.10 : 28 août 1985 - 14h41 TU

Variation de T_{11} , T_S et ΔT_{11} le long de la radiale R.

parable à celle que nous avons trouvée dans le cas précédent, ne met en évidence aucune structure spatiale. Le variogramme de T_{11} a, ici aussi, une amplitude moindre que celle du variogramme de T_S . La variation des conditions atmosphériques est donc assez faible. Par contre, les variogrammes T_{11} , T_S et $2\Delta T_{11}$ "longitude fixée" présentent des structures spatiales marquées. Les trois grandeurs étudiées ont une distribution zonale. L'hypothèse d'homogénéité de l'atmosphère devient caduque puisque l'amplitude de T_S est inférieure à celle de T_{11} à partir de $h = 20$ km. Cette dernière remarque confirme que bien que présentant une distribution zonale, la correction atmosphérique varie surtout, dans ce cas, en fonction du contenu en vapeur d'eau et de la température de la masse d'air et non en fonction de la température de surface.

IV.3.2.2 - Variabilité temporelle

La conclusion d'une des études menée par B. Tournier (1977) dans sa thèse est que la modélisation de la correction atmosphérique en fonction du temps en s'appuyant sur des données climatologiques est peu réaliste. Les conditions atmosphériques sont en effet trop variables et trop peu cycliques.

Dans le chapitre III, nous mentionnions une variabilité de la correction de l'ordre de 0,5 K en hiver et de 1 K ou plus en été et en automne. Il s'agissait de résultats statistiques mensuels qui mettaient en évidence la prédominance de l'air chaud et humide en été, de l'air froid et plus sec en hiver et une situation météorologique plus régulière en hiver que pendant les autres saisons.

Dans ce paragraphe, nous aurons une approche différente de façon à avoir une idée de la variabilité de la correction à échelle plus fine. Le calcul de la correction en trois points (fig. IV.11) nous permettra de suivre son évolution en fonction des différentes situations météorologiques intervenant au cours de la période d'étude. Nous avons choisi de traiter 2 semaines d'hiver (19 février au 4 mars 1985) et 2 semaines d'été (1er au 14 août 1983). L'élimination des nuages est ici faite par histogramme bidimensionnel visible - infrarouge. Ceci nous limite donc aux seules orbites de jour.

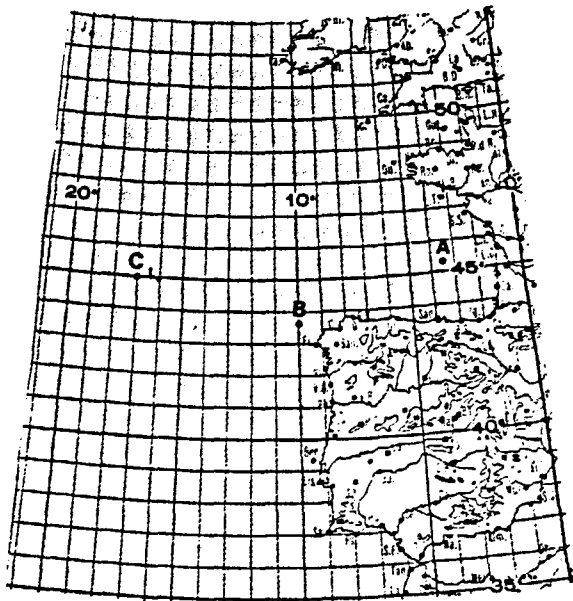
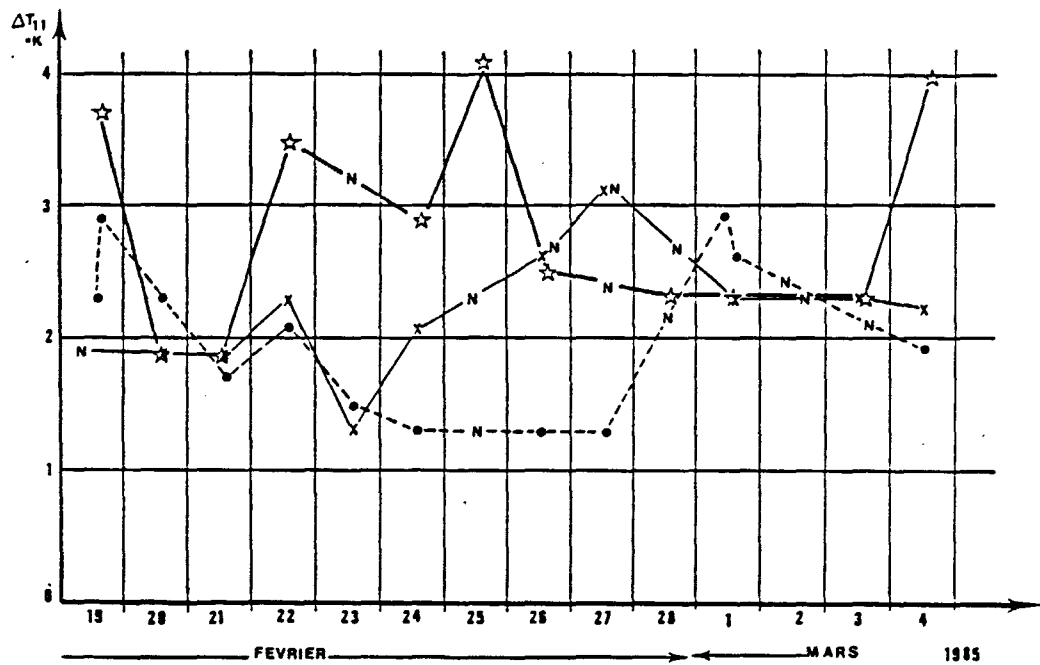
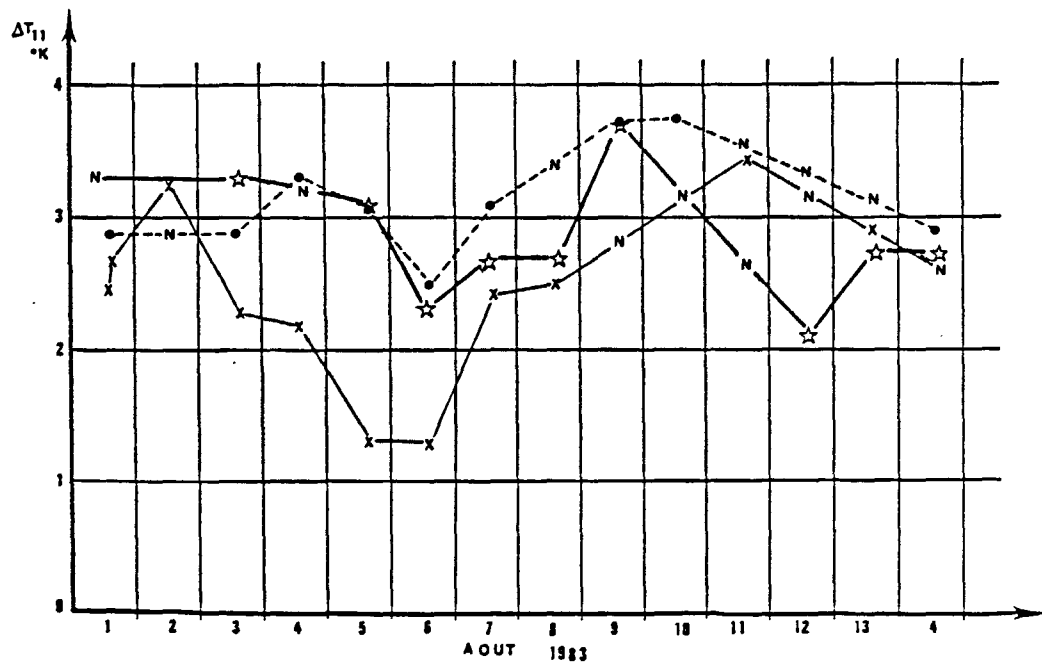


Figure IV.11 : Correction atmosphérique pendant 2 semaines d'hiver et 2 semaines d'été.

--- N --- ● ---	A	45 $\frac{1}{3}$	N	: 3 $\frac{1}{2}$	W
— N — X —	B	43 $\frac{2}{3}$	N	: 10	W
— N — ☆ —	C	45	N	: 17	W

N = nuageux



Du 20 au 24 février 1985, les perturbations atlantiques buttent sur les hautes pressions installées sur la France. Les points A et B, situés dans le Golfe de Gascogne et au large de la Corogne, subissent peu de variations (environ 0,5 K autour de la moyenne). Le 24, on note une différence de 0,8 K entre le point A et le point B qui se trouve à proximité de cirrus devançant une perturbation dont les effets n'affectent pas le Golfe de Gascogne. Jusqu'au 27, perturbation dans un flux sud sud-ouest et ciel de traîne se succèdent jusque vers 8 W, alors que le Golfe de Gascogne reste dégagé sous l'influence de l'anticyclone continental. La fin de la période est caractérisée par plusieurs passages de perturbations sur l'ensemble de la zone qui expliquent le peu de mesures dont nous disposons. Le dernier jour, une masse d'air froid associée à un centre dépressionnaire s'est installée au-dessus des points A et B (ΔT_{11} de l'ordre de 2 K) alors qu'une nouvelle perturbation apparaît au large (correction importante pour le point C, peut être due aux cirrus de marge). Il ressort de ce schéma que le passage d'une perturbation peut entraîner rapidement (1 jour) une hausse de la correction de plus d'1,5 K.

Début août, la situation n'est pas clairement définie. La zone, au départ, légèrement dépressionnaire devient par la suite anticyclonique. L'air est assez humide et on observe quelques nuages épais (altocumulus, cumulus, cirrus). Aux abords des côtes espagnoles et portugaises l'humidité a tendance à diminuer alors que la température de l'air s'échauffe. On observe donc au point B une décroissance marquée de la correction ; décroissance sans doute accentuée par la présence de stratus et brumes sèches mal éliminés. Le 7, une perturbation provenant du sud aborde notre zone d'étude. Elle se désagrège ensuite, pour finalement se réactiver le 10. Une hausse de ΔT_{11} de l'ordre d'1 K s'observe en tous les points. A partir du 11, l'air froid s'évacue vers le continent et ΔT_{11} retombe vers la valeur moyenne de 3 K.

IV.3.2.3 - Bilan

A échelle fine, il est peu réaliste de modéliser de façon statistique les variations de la correction atmosphérique au cours de l'année. Les résultats seront fonction de la composition et de la stabilité de l'at-

mosphère qui sont extrêmement variables. Si l'on s'en tient aux résultats du chapitre III, la variabilité mensuelle est plus élevée en été (1 K et plus) qu'en hiver (inférieure à 0,5 K). L'examen des variations à échelle fine de la correction atmosphérique montre que l'approche d'une perturbation (qui est probablement la cause majeure de variation) peut entraîner des hausses de 1,5 K quelle que soit la saison. Le passage de trois à quatre perturbations par semaine est envisageable. Lorsque la situation est stable, des écarts de 0,5 K autour de la moyenne sont observés.

Le choix de situations présentant de larges zones d'observations montre que le problème se pose aussi spatialement. Des variations de 2 à 3 K sont constatés sur une même image qui peuvent être dues aux conditions de surface comme à l'état atmosphérique.

Il est certain qu'un satellite équipé d'un seul canal infrarouge ne tiendra compte de ces variations que de façon tout à fait imparfaite. Le choix de la durée de la période de validité des coefficients de régression est donc important. La semaine, choisie en fonction de critères d'opportunité, est une durée convenable si la situation atmosphérique est restée stable. La durée de la période de référence n'est pas critique et les erreurs observées seront surtout dues à la variation spatiale de ΔT_{11} . Si cette semaine a été perturbée, deux cas se présentent :

- 1 - on s'intéresse à l'évolution saisonnière de phénomènes de surface : un champ moyen hebdomadaire de températures de surface permet de lisser les conséquences de la variabilité haute fréquence de l'état atmosphérique ;
- 2 - on s'intéresse au suivi de phénomènes à échelle temporelle plus fine : on a alors besoin d'une période de référence plus courte. En négligeant ce point, on observerait des erreurs d'autant plus grandes que la situation traitée s'éloignerait de la situation moyenne de la période.

IV.4 - Problèmes liés à METEOSAT

Nous avons parlé au chapitre I des avantages de METEOSAT, à savoir :

- . son positionnement stable ;
- . la haute répétitivité de ses mesures.

Il se heurte aussi à quelques problèmes importants que nous allons évoquer ici :

- . calibration ;
- . résolution spatiale et radiométrique ;
- . un seul canal infrarouge dans la gamme 10 à 12 μ m.

IV.4.1 - Calibration

La construction du radiomètre de METEOSAT ne permet pas, contrairement aux satellites défilants, une calibration absolue "à bord". Deux étapes sont nécessaires pour obtenir des luminances. La première est une calibration relative destinée à stabiliser la réponse du radiomètre par comparaison avec le corps noir embarqué. La sensibilité est en effet affectée par divers événements (contamination du capteur par un film de glace, ...) La deuxième étape est une calibration absolue faisant correspondre une luminance à un compte numérique normalisé en se basant sur la linéarité entre les deux grandeurs. La luminance au sommet de l'atmosphère est simulée en retranchant à des mesures de températures in situ, une correction atmosphérique issue d'un modèle mondial de prévision. Les nuages des points des luminances "mer" associées aux comptes numériques METEOSAT constitue le point chaud de la droite de calibration. Le point froid est la visée espace. Tous les paramètres nécessaires sont fournis en entête des bandes d'acquisition.

IV.4.2 - Résolution spatiale, radiométrique, bruit

Nous avons vu précédemment que la résolution spatiale de METEOSAT était appropriée pour l'étude de nombreux phénomènes océaniques de surface

à échelle moyenne. Elle pose des problèmes en présence de certains types de nébulosité. Dans le cas de ciel de traîne, un capteur ayant une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre (AVHRR, CZCS ...) retrouvera des structures mer, alors que les pixels METEOSAT seront fortement contaminés par les formations cumuliformes et seront donc à rejeter. Nous reviendrons plus loin sur ce problème.

La résolution radiométrique et le bruit du radiomètre sont du même ordre de grandeur (0,5 K) et conduisent à n'étudier que des phénomènes ayant une signature thermique importante en surface.

IV.4.3 - Capteur infrarouge monocanal

L'absence de deux canaux infrarouge dans la gamme 10 - 12 μ m empêche l'utilisation d'un algorithme simple de type "split-window" de restitution de la SST.

L'erreur résiduelle sera plus importante pour une méthode monocanale que pour une méthode multispectrale. Dans le premier cas, on suppose en effet que le signal reçu par le satellite est essentiellement dû à la température de surface et les variations des conditions atmosphériques sont moins bien prises en compte que dans le deuxième cas. Le tableau IV.1 permet de comparer les erreurs résiduelles sur la température de surface obtenues à partir de méthodes mono ou bispectrales d'après des mesures AVHRR. Nous disposons des résultats :

- . atmosphères standards LOWTRAN et point K 1970 - 1971 (P.Y. Deschamps, T. Phulpin, 1980)
- . 37 radiosondages en atmosphère claire sur l'Atlantique Nord-Est 1975 - 1976. (T. Phulpin, P.Y. Deschamps)
- . fichiers RAL et BERTHE 2 (Castagné et al, 1984).

Dans tous les cas, une méthode bicanale donne de meilleurs résultats. Lorsque le jeu de données comporte des atmosphères très disparates (atmosphères standards, RAL) une méthode monocanale est très médiocre. Pour des conditions atmosphériques suffisamment homogènes (Point K, Berthe 2), on peut espérer parvenir à une précision de l'ordre du demi degré.

	Atmosphères	Point K	Atlantique	RAL	Berthe 2	RAL
	standards	1970	Nord-Est			+ Berthe 2
		1971	1975-76			
Monocanal	1,87	0,46	0,74	1,07	0,46	0,76
11 μ m						
Bicanal	0,51	0,11	0,29	0,63	0,39	0,54
11-12 μ m						

Tableau IV.1
Ecart types résiduels sur la SST (°C)

En pratique, le gros progrès apporté par la méthode multispectrale se situe au niveau de l'élimination des artéfacts (donc de la restitution des gradients) beaucoup plus qu'au niveau de la restitution de la température absolue. Lors du passage de perturbations, un satellite équipé de deux capteurs infrarouges 11 μ m et 12 μ m se suffira à lui même pour tenir compte du changement de masse d'air alors que la mesure faite par un capteur monocanal infrarouge sera entachée d'erreurs.

IV.5 - Corrections préliminaires au traitement

Ecrire l'équation de transfert radiatif sous la forme IV.2 suppose que nous nous affranchissions auparavant des effets dus à l'angle zénithal d'observation et à la réflexion. Il conviendra d'abord d'éliminer les nuages afin de ne raisonner que sur des données mer.

IV.5.1 - Elimination des nuages

Nous utilisons ici une méthode très simple de seuil sur les comptes numériques visibles sur chaque image traitée. En condition de ciel clair, la réflectivité de la mer est très faible. Les pixels dits clairs auront donc un compte numérique tel que :

$$CN < CN_S$$

CN_S étant défini d'après le maximum du pic mer et sa dispersion.

Un seuil sur l'infrarouge est ensuite effectué et seules les températures radiatives supérieures à 5°C sont conservées.

IV.5.2 - Effet de sécante

Négligeons, dans un premier temps, l'effet de réflexion :

$$\Delta T(\theta) = T_S - T(\theta) = (T_S - T_a)(1 - t(\theta))$$

La transmission atmosphérique s'écrit :

$$t(\theta) = \exp(-\tau \sec \theta)$$

où τ est l'épaisseur optique, indépendante de θ . On peut approcher l'expression précédente par :

$$t(\theta) = 1 - \tau \sec \theta + \frac{\tau^2}{2} \sec^2 \theta$$

Donc :

$$\Delta T(\theta) = (T_S - T_a) \sec \theta \left(\tau - \frac{\tau^2}{2} \sec \theta \right)$$

La simulation de l'absorption pour des angles zénithaux différents met en évidence des familles de courbes qui peuvent être approchées par des droites en conservant une très bonne précision (fig. IV.12) :

$$\Delta T(\theta) = \alpha (\sec \theta - 1) + \beta \quad \text{IV.6}$$

β étant très proche de $\Delta T(0)$, absorption atmosphérique à la verticale,

$$\alpha = (T_S - T_a) \tau \left(1 - \frac{\tau}{2} \sec \theta \right)$$

dépend donc essentiellement des conditions atmosphériques et de surface, et peu de l'angle zénithal. B. Tournier (1977) avait déjà montré que la pente est une fonction des températures de surface et atmosphérique et de l'humidité. On peut donc chercher une relation liant α à $\Delta T(0)$ (T. Phulpin 1978). La figure IV.13 regroupe les résultats obtenus par simulation à partir des atmosphères standards et de la statistique au point K. La régression aux moindres carrés obtenue sans tenir compte des atmosphères sèches donne :

$$\alpha = a \Delta T(0) + b$$

$$\text{avec } a = 0,54$$

$$b = 0,32$$

$$\text{et } \sigma = 0,07$$

$$R = 0,9864$$

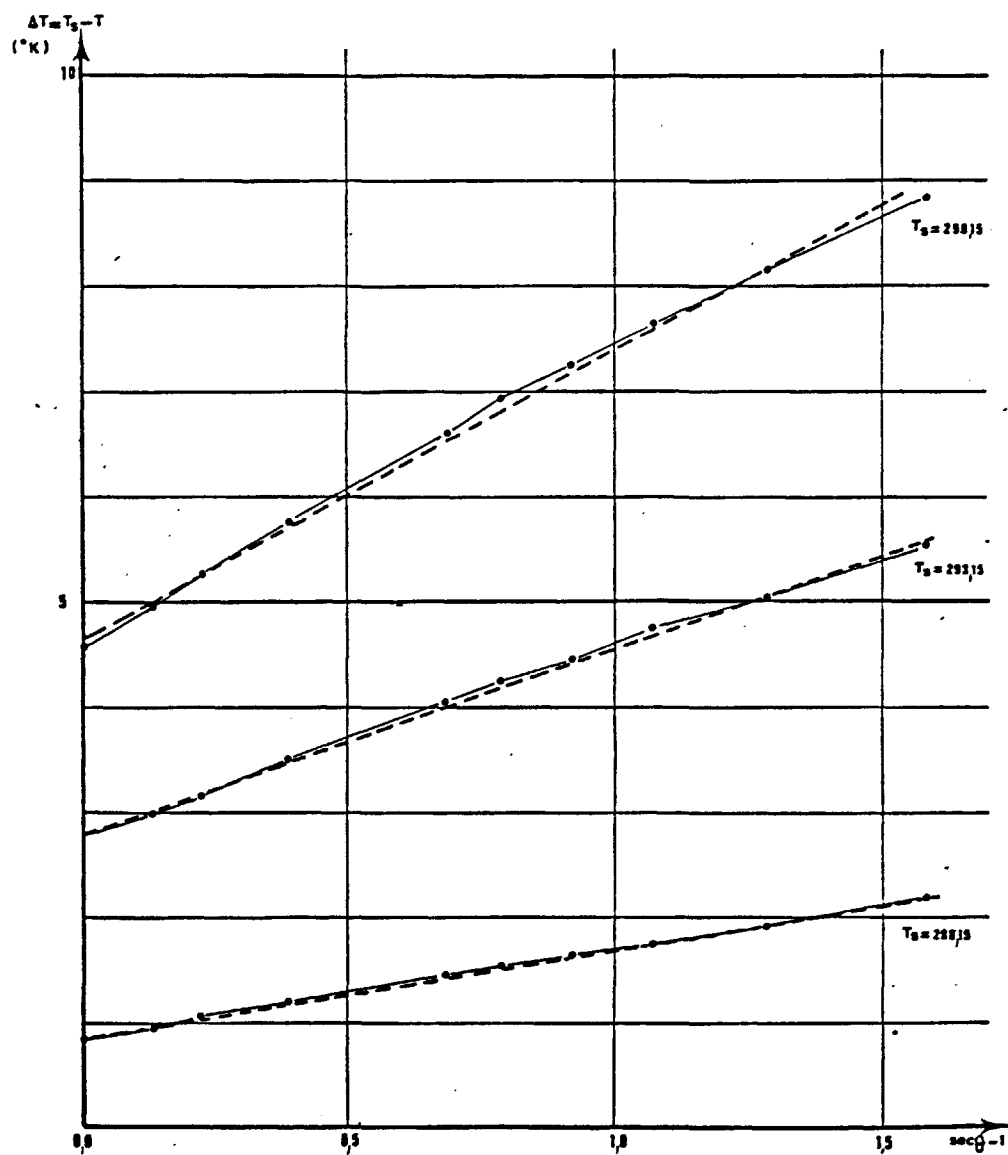
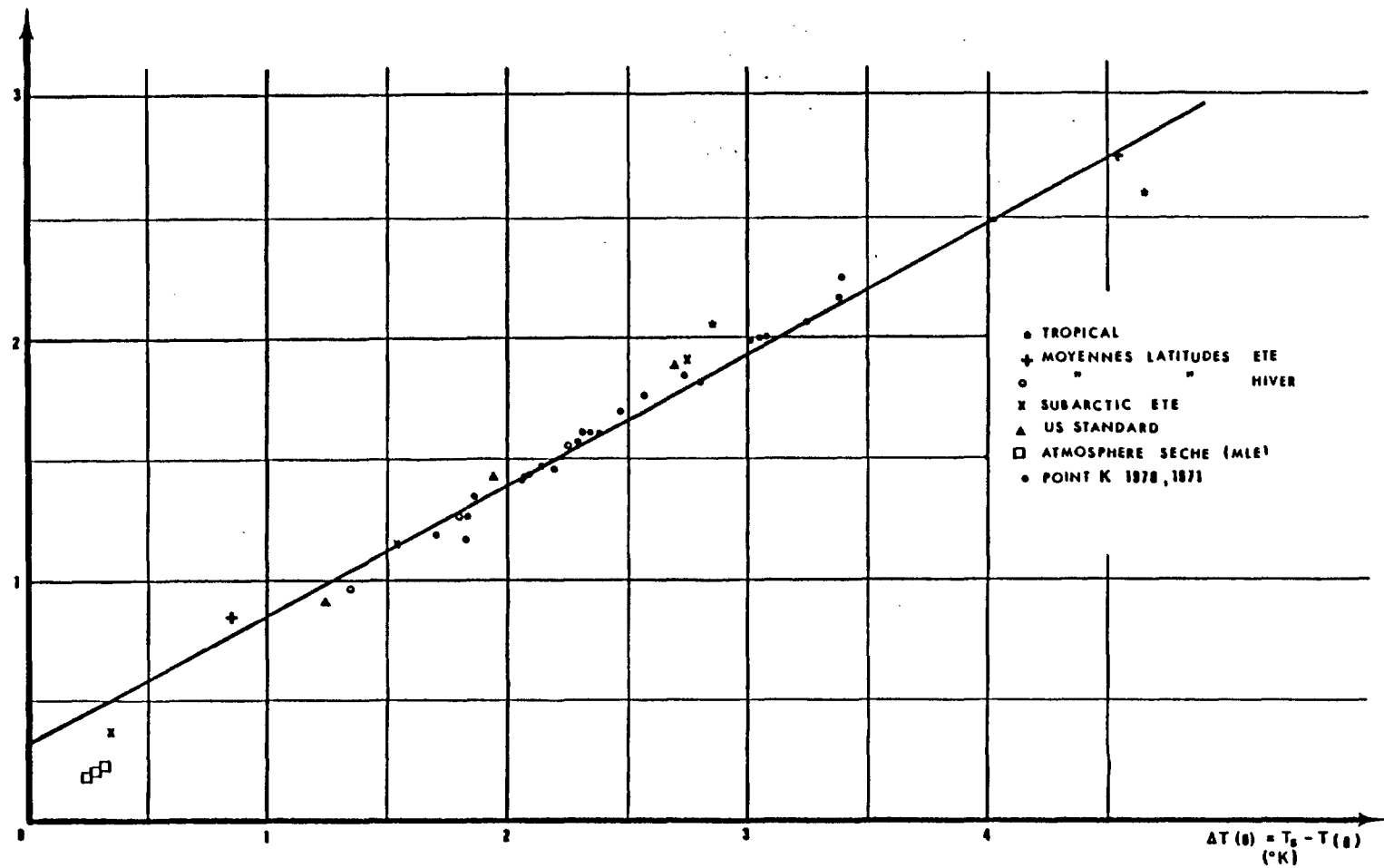


Figure IV.12 : Variation de la correction due à l'absorption en fonction de $\sec \theta - 1$ pour l'atmosphère "moyennes latitudes été".

Figure IV.13 : Variation de α en fonction de l'absorption atmosphérique à incidence nulle.



En reportant dans l'équation IV.6, on trouve finalement la température radiative ramenée à une visée verticale :

$$T(0) = \frac{T(\theta) + (a T_S + b) (\sec \theta - 1)}{1 + a (\sec \theta - 1)}$$

Connaissant la température de surface de façon approximative, il est donc possible de corriger la température radiométrique de l'effet de sécante. En l'absence de température de surface, nous utiliserons l'expression élaborée par B. Tournier (1977) :

$$T(0) = \frac{T(\theta) - b (\sec \theta - 1)}{1 + a (\sec \theta - 1)}$$

avec $a = 0,13$ et $b = -34,65$ ($\tau = 0,22$, $R = 0,76$)

IV.5.3 - Effet de réflexion

Nous avons vu (chapitre III) que, dans le cas d'atmosphère sèche, l'effet de réflexion pouvait dépasser $1,5^\circ\text{K}$ pour des angles zénithaux élevés. Ces conditions sont fréquentes en hiver. Quels sont les phénomènes importants intervenant dans la réflexion et peut-on la prendre en compte avec les seuls paramètres dont nous disposons ?

Reprenons l'équation II.2 nous donnant l'expression de l'erreur due à la réflexion et posons :

$$\Delta T_R(\theta) = \Delta T_1(\theta) + \Delta T_2(\theta)$$

où :

$$\Delta T_1(\theta) = \alpha(\theta) t^2(\theta) \frac{T_S}{\Psi(T_S)}$$

$$\Delta T_2(\theta) = \alpha(\theta) t(\theta) (T_S - T_a) (1 - t(\theta))$$

Deux termes distincts sont ainsi mis en évidence. Le premier, ΔT_1 , correspondant au défaut d'émissivité de la surface transmis au travers de l'atmosphère. Le second dépend de l'absorption atmosphérique.

Le tableau IV.2 regroupe les résultats relatifs à la réflexion. $\Delta T_R(\theta)$ reste positif. Globalement prendre en compte la réflexion diminue

Type d'atmosphère	T_S (°K)	W (gcm ⁻³)	sec θ	ΔT_1 (°K)	ΔT_2 (°K)
TR	293,15	3,35	1,00 1,69	0,24 0,40	0,13 0,28
Août 70	292,23	2,42	1,00 2,07	0,32 1,06	0,11 0,58
MLE	288,15	2,38	1,00 2,07	0,32 1,06	0,12 0,61
Juillet 71	289,91	1,73	1,00 2,07	0,38 1,48	0,09 0,62
SAE	283,15	1,68	1,00 2,07	0,33 1,47	0,08 0,55
Decembre 70	287,10	1,30	1,00 2,07	0,41 1,74	0,07 0,52
US	288,15	1,14	1,00 2,07	0,43 1,93	0,05 0,41
Mars 70	284,14	1,08	1,00 2,07	0,42 1,85	0,06 0,47
MLH	283,15	0,70	1,00 2,07	0,45 2,12	0,03 0,24

Tableau IV.2
Résultats relatifs à la réflexion

l'énergie parvenant au satellite. En effet, la perte d'énergie par défaut d'émissivité supplante le gain par réflexion sur la surface. Le déficit est faible pour les atmosphères humides. Au contraire, il augmente lorsque le contenu en vapeur d'eau diminue, la transmittance tendant vers 1. Le terme ΔT_1 devient alors grand devant ΔT_2 . Dans le cas d'atmosphère humide (effet de sécante faible), la réflexion est correctement prise en compte par une constante. Le problème se pose pour les atmosphères sèches pour lesquelles l'effet de sécante est important.

D'après l'équation II.2, l'effet de réflexion varie en fonction de la température moyenne de l'atmosphère, mais il dépend surtout de la température de surface et, par l'intermédiaire des coefficients de réflexion et de transmission, de l'angle zénithal d'observation et du contenu en vapeur d'eau. Les résultats du tableau IV.2 montrent que ΔT_R est très bien approché par ΔT_1 . A partir de cette relation simple, l'inconnue $t(\theta)$ subsiste (une approximation de T_S peut être donnée par MISTER, la climatologie ou des analyses bateaux, et $\kappa(\theta)$ est tabulable). Ne connaissant pas les profils atmosphériques, il ne nous est pas possible de la calculer. Ceci nous conduit à considérer $\Delta T_R(\theta)$ comme une incertitude sur la mesure.

V - MISE EN OEUVRE ET RESULTATS

La méthode repose sur l'écriture de l'équation de transfert radiatif sous la forme (voir chapitre IV) :

$$T_S = \alpha T + \beta$$

où T et T_S sont calculés grâce à un ajustement aux moindres carrés entre les températures de surface (issues de mesures AVHRR dans notre cas) et les températures radiatives METEOSAT correspondantes. Il a donc été d'abord nécessaire de construire deux champs de données comparables. Nous avons élaboré un champ de températures METEOSAT hebdomadaire en conservant les acquisitions les plus proches du passage du défilant. Il aurait été souhaitable de se limiter à des écarts d'une heure, mais pour des raisons pratiques, il a souvent été nécessaire de transgresser cette règle. Les deux champs de températures MISTER (voir paragraphe I.2.3) et METEOSAT sont ensuite dégradés à la même résolution spatiale (1/3 degré en latitude, 1/2 degré en longitude).

Rappelons que les coefficients ainsi calculés sont ensuite utilisés pour restituer la température de surface à partir de toute compilation d'images METEOSAT (pleine résolution spatiale) appartenant à cette semaine.

Avant d'exposer et analyser les résultats obtenus lors du calcul et de l'utilisation des coefficients α et β , nous ferons quelques constats sur les problèmes liés à l'élimination des nuages.

V.1 - Nébulosité

C'est l'un des obstacles à la restitution de la SST. Deux points sont à considérer :

- les problèmes de mauvaise élimination des nuages ;
- la possibilité de compléter un champ de SST en compilant un grand nombre d'images.

V.1.1 - Pollution nuageuse des pixels

La méthode simple à mettre en oeuvre que nous utilisons (paragraphe IV.5.1), permet l'élimination de la plupart des nuages. Néanmoins

quelques problèmes subsistent. Ils sont illustrés par la situation du 24 février 1985 (fig. V.1).

Cirrus

Isolés ou en bordure de perturbation, ils ont une réflectivité très variable selon leur épaisseur. N'importe quel compte numérique peut donc les représenter dans le visible. Les cirrus épais ont une réflectivité forte et sont bien éliminés par la technique utilisée. Lorsqu'ils sont minces, leur réflectivité ne permet pas de les distinguer de la mer. En infrarouge, ils auront pour effet d'abaisser la température radiométrique mesurée par le satellite de façon non significative (par exemple 0,5 K). Le test sur la température ne permet donc pas de les éliminer. On observera, sur les images, des plages de températures plus froides que la normale. En bordure de perturbation, même très épais, certains cirrus pourront ne pas être bien éliminés car ils ne contamineront que partiellement les pixels qui ont alors une réflectivité et une température assez proches de celles de la mer.

Ciel de traîne

La pollution observée dans ce cas est partielle. Les nuages cumuliformes, d'ordinaire bien éliminés, contaminent partiellement les pixels. Ils ne sont pas éliminés par le test sur les comptes numériques "visibles" et la température restituée est trop froide de quelques dixièmes de degré. Ce type de pollution fréquemment observée sur les images METEOSAT est essentiellement due à la taille du pixel. Ayant une surface de 5 km x 5 km, il est beaucoup plus facilement contaminé par des formations nuageuses morcelées qu'un pixel plus petit.

V.1.2 - Utilisation de la haute répétitivité des images METEOSAT

On peut imaginer qu'en compilant un grand nombre d'images, on pourra obtenir un champ de températures de surface le plus complet possible. Le manque d'information sur certaines zones sera dû aux nuages restés stationnaires pendant la période traitée. Utiliser la haute répétitivité des images serait donc intéressant dans le cas de conditions météorologiques évoluant rapidement.

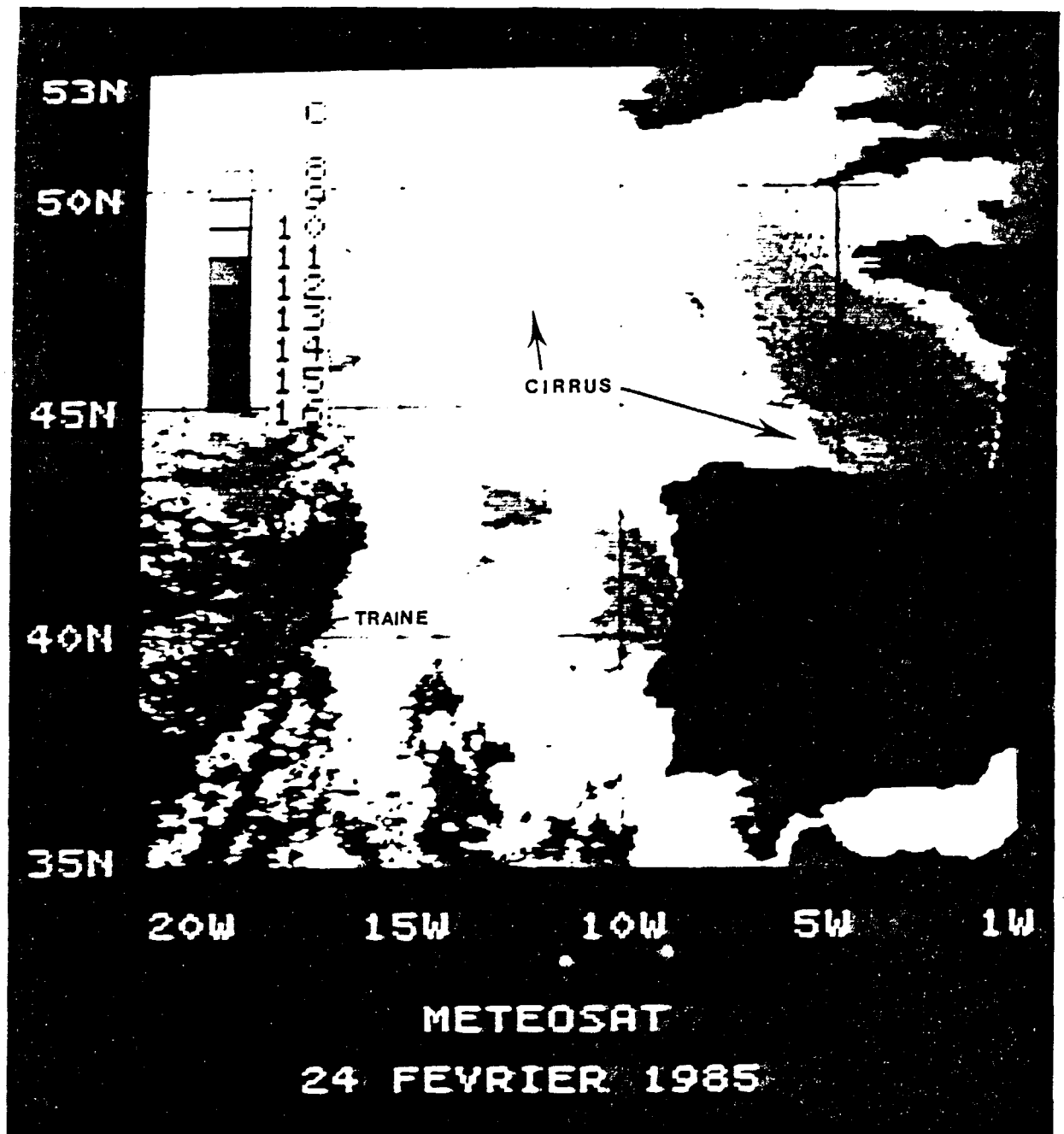


Figure V.1 : Compilation METEOSAT du 24 février 1985. Problèmes d'élimination des nuages.

La comparaison de la compilation MISTER Du 7 au 13 décembre 1984 (figure V.2a) avec la compilation METEOSAT correspondante (figure V.2b) illustre ce propos. Il est intéressant de noter que les zones claires détectées par METEOSAT ou par MISTER ne sont pas les mêmes. Le traitement MISTER n'utilise, en effet, que les orbites NOAA de l'après midi, alors que le champ SST METEOSAT est fabriqué à partir d'images réparties sur la journée. Ainsi, la zone comprise entre 45 N et 50 N n'est dégagée que le 8 (en ce qui concerne le Golfe de Gascogne) et surtout le 9 en fin de matinée. De la même façon, les abords de la côte portugaise, entre 10 W et 11 W, présentent quelques zones claires le 7 et le 9 en matinée. Elles sont donc "vues" par le géostationnaire mais pas par le défilant. Par contre, au large du Portugal, entre 15 W et 20 W, MISTER donne des températures de surface réalistes alors que METEOSAT subit l'influence d'une pollution nuageuse importante. Pendant la période, cette zone est soit complètement couverte, soit envahie par des statocumulus. Grâce à leur bonne résolution spatiale, quelques pixels AVHRR seront reconnus clairs entre les spots nuageux, alors que les pixels METEOSAT seront partiellement contaminés. Nous avons déjà évoqué ce problème dans le paragraphe précédent. Il n'en demeure pas moins que pour ce type de situation, l'utilisation de la haute répétitivité de l'acquisition METEOSAT est intéressante. Après élimination des pixels "douteux" par traitement interactif sur une chaîne de traitement d'images, le pourcentage des pixels mer passe de 14 % (MISTER) à 38 % (METEOSAT).

En pratique, le cas précédent s'est révélé peu fréquent parmi les situations traitées. Nous avons souvent constaté que la taille du pixel METEOSAT était le paramètre limitatif à l'obtention de champ de SST complet. Le tableau V.1 regroupe les résultats que nous avons obtenu sur cinq semaines après élimination des pixels "douteux" de façon interactive. METEOSAT ne donne généralement pas un champ hebdomadaire de SST plus complet que celui de MISTER malgré le grand nombre d'images compilées. La contamination partielle des pixels en est la cause principale.

A l'échelle de la journée, nous n'avons rencontré que quelques situations isolées pour lesquelles l'emploi de METEOSAT permettait d'obtenir un champ de SST plus complet. Il est nécessaire que plusieurs masses nuageuses distantes de plusieurs dizaines de kilomètres se déplacent rapidement dans la journée.

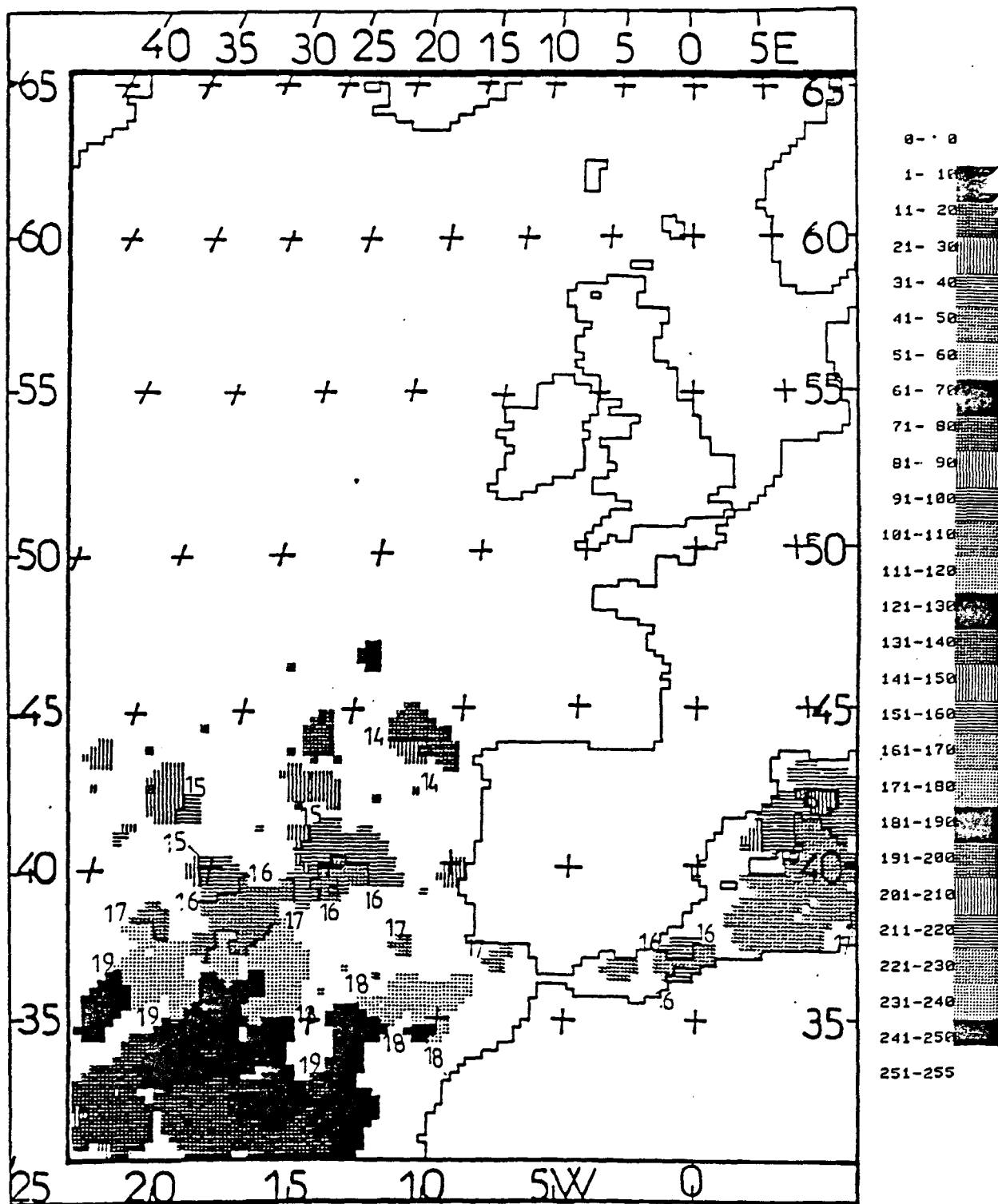


Figure V.2a : Champ de SST MISTER - 11 orbites du 7 au 13/12/84

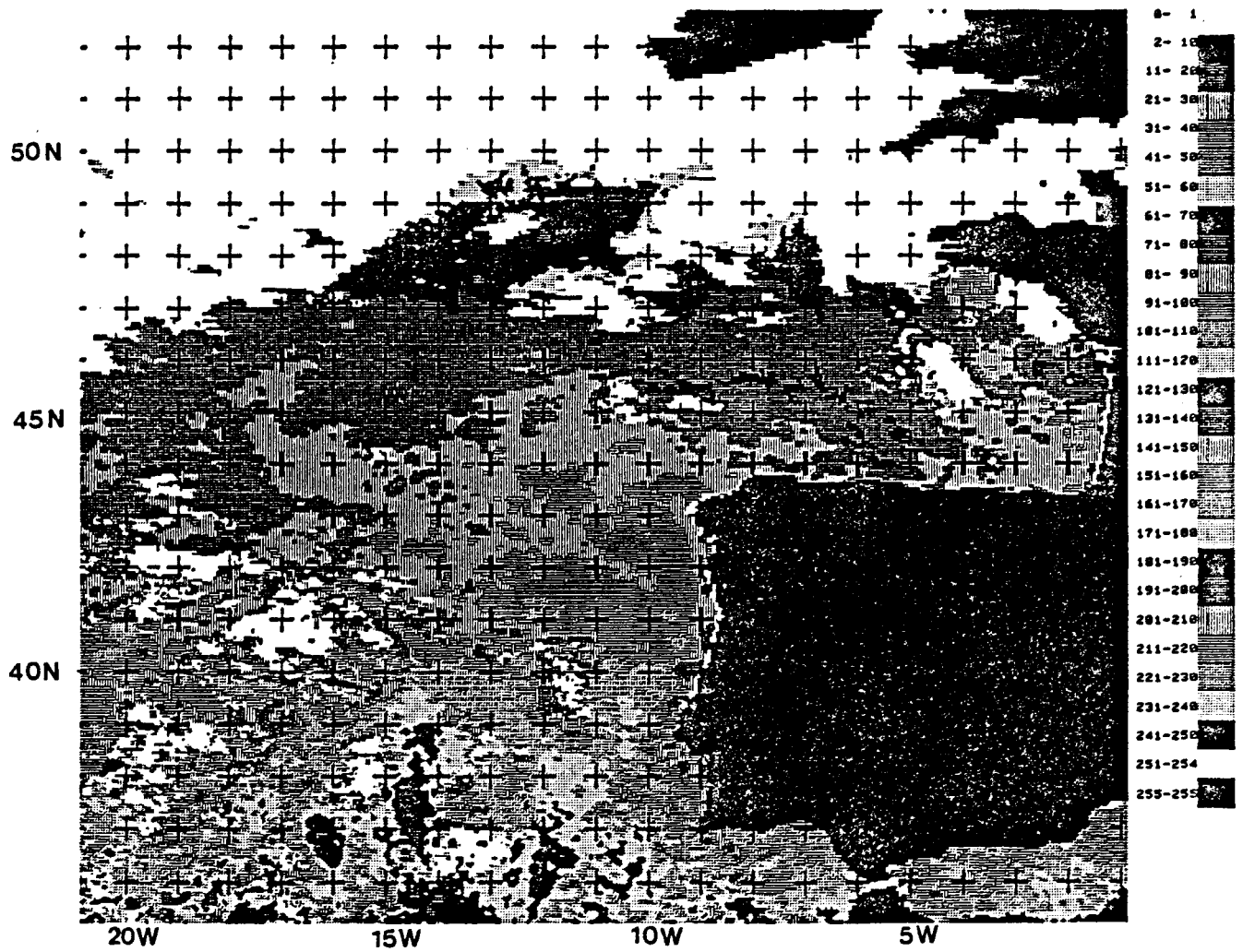


Figure V.2b : Champ de SST METEOSAT - 34 images du 7 au 13/12/84

Dates	Nb d'orbites NOAA	% de pixels mer MISTER	Nb d'images METEOSAT	% de pixels mer METEOSAT
7 au 13/12/1984	11	14	34	38
15 au 21/02/1985	14	73	66	42
22 au 28/02/1985	15	70	37	58
5 au 11/07/1985	11	72	61	76
12 au 18/07/1985	13	74	63	70

Tableau V.1

Pourcentage de "pixels mer" sur les champs de SST MISTER et METEOSAT hebdomadaires.

V.2 - Résultats

V.2.1 - Calcul des coefficients

Lorsque l'équation de transfert radiatif est écrite sous la forme :

$$T_S = \alpha T + \beta$$

α est une fonction de $1/t$ où t est le coefficient de transmission à travers l'atmosphère. β est fonction de l'émission propre de l'atmosphère. On devrait donc obtenir des α et β d'autant plus grands que l'atmosphère est humide. Ces coefficients ont été calculés pour cinq semaines test à partir de deux champs de températures comparables. Les résultats sont reportés dans le tableau V.2.

Ces remarques ne se confirment pas pour le coefficient α puisque les semaines les plus humides sont celles de juillet. Elles sont justifiées en ce qui concerne β . D'une façon générale, on observe bien un intercept plus grand lorsque l'atmosphère est globalement plus humide sur la zone. Dans certains cas, la faible valeur de la pente peut être la conséquence de la mauvaise élimination des nuages qui a pour effet d'abaisser la température radiométrique.

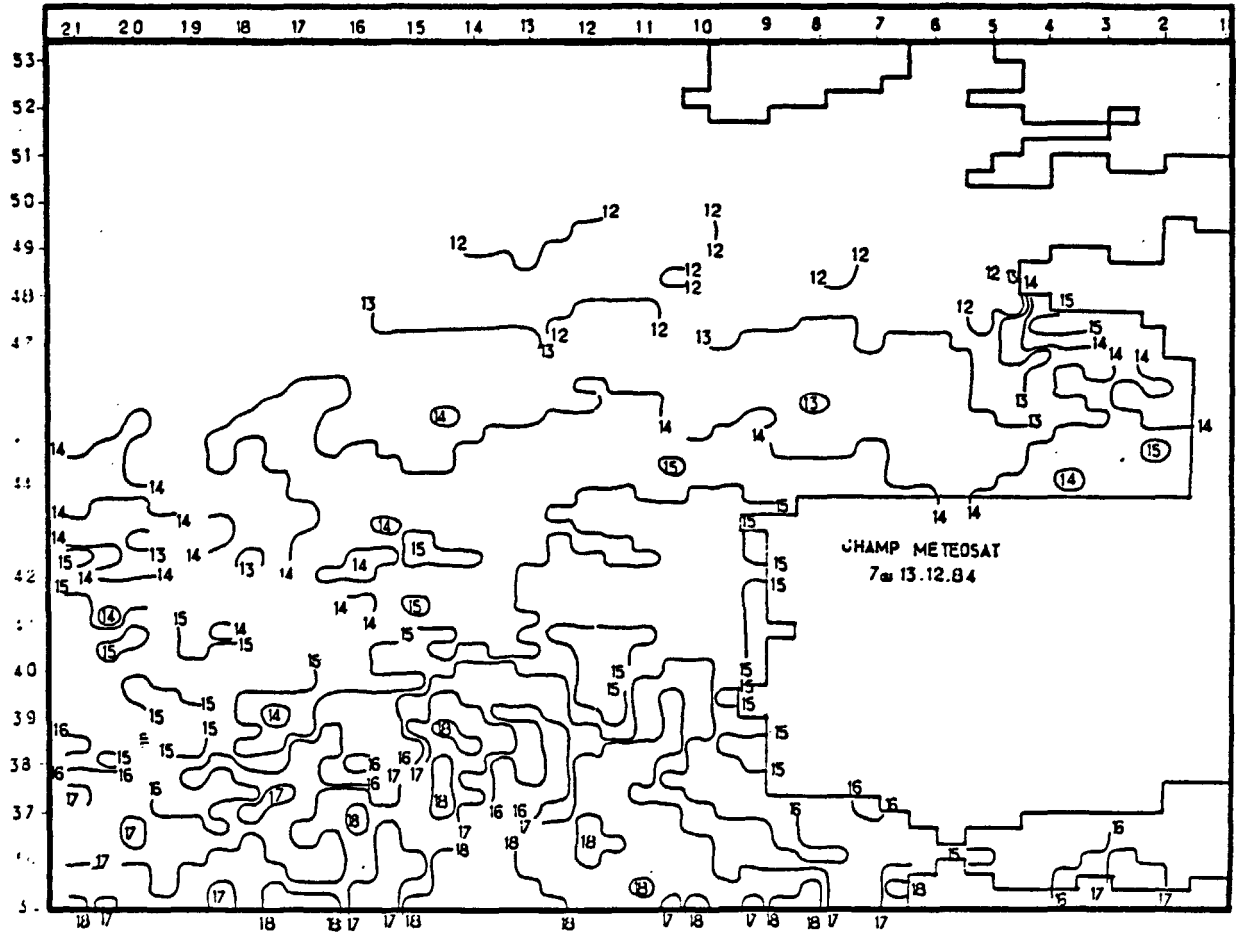
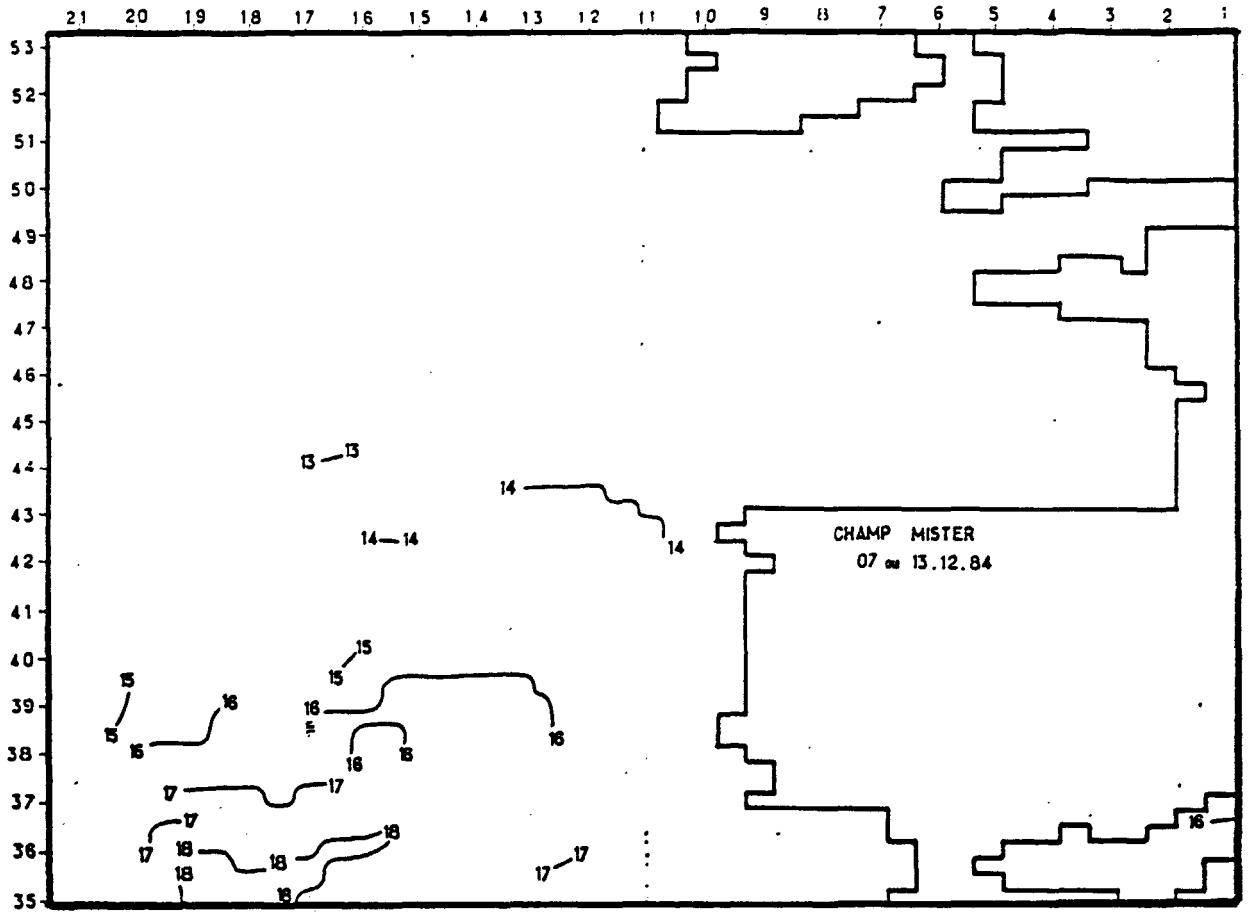


Figure V.3a

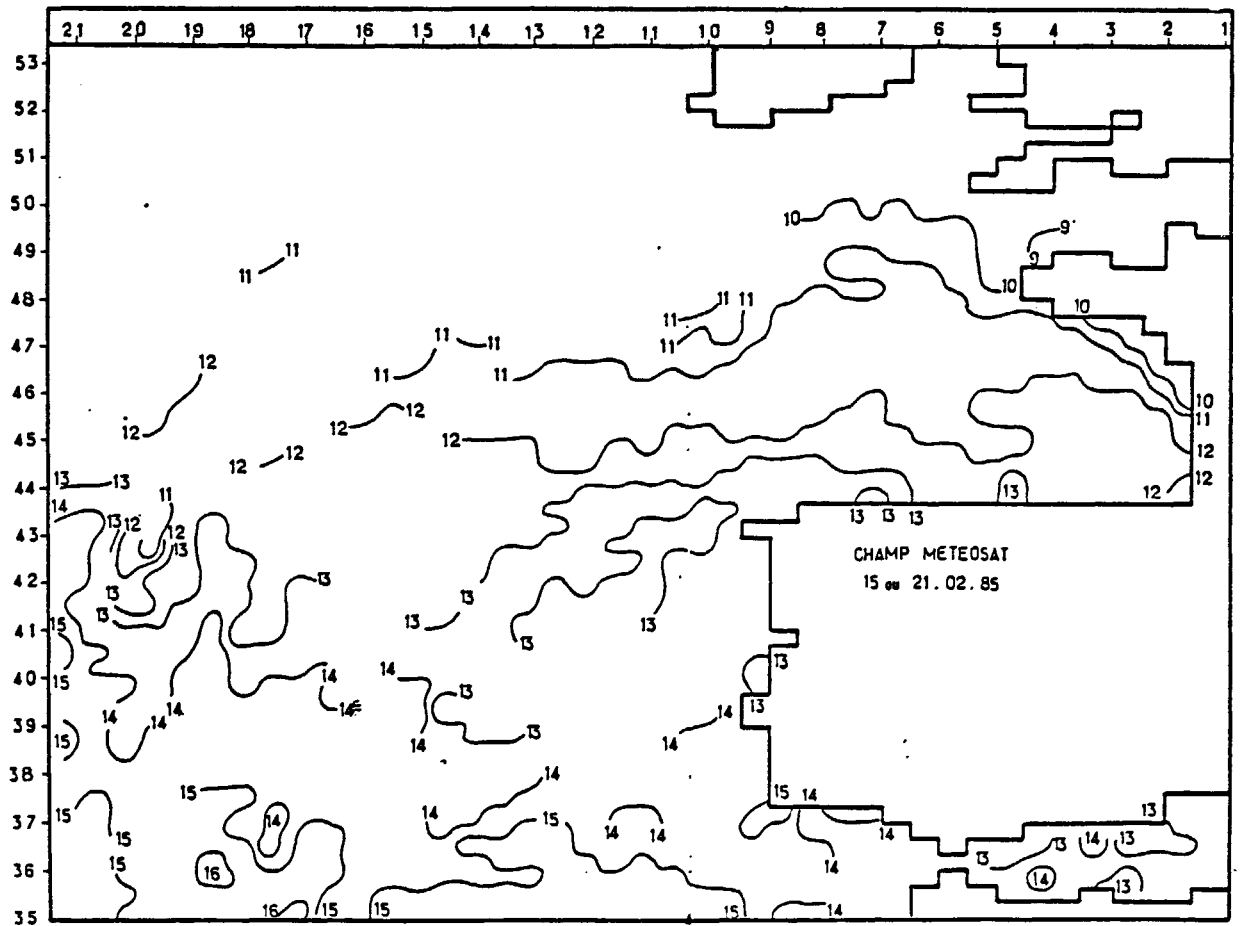
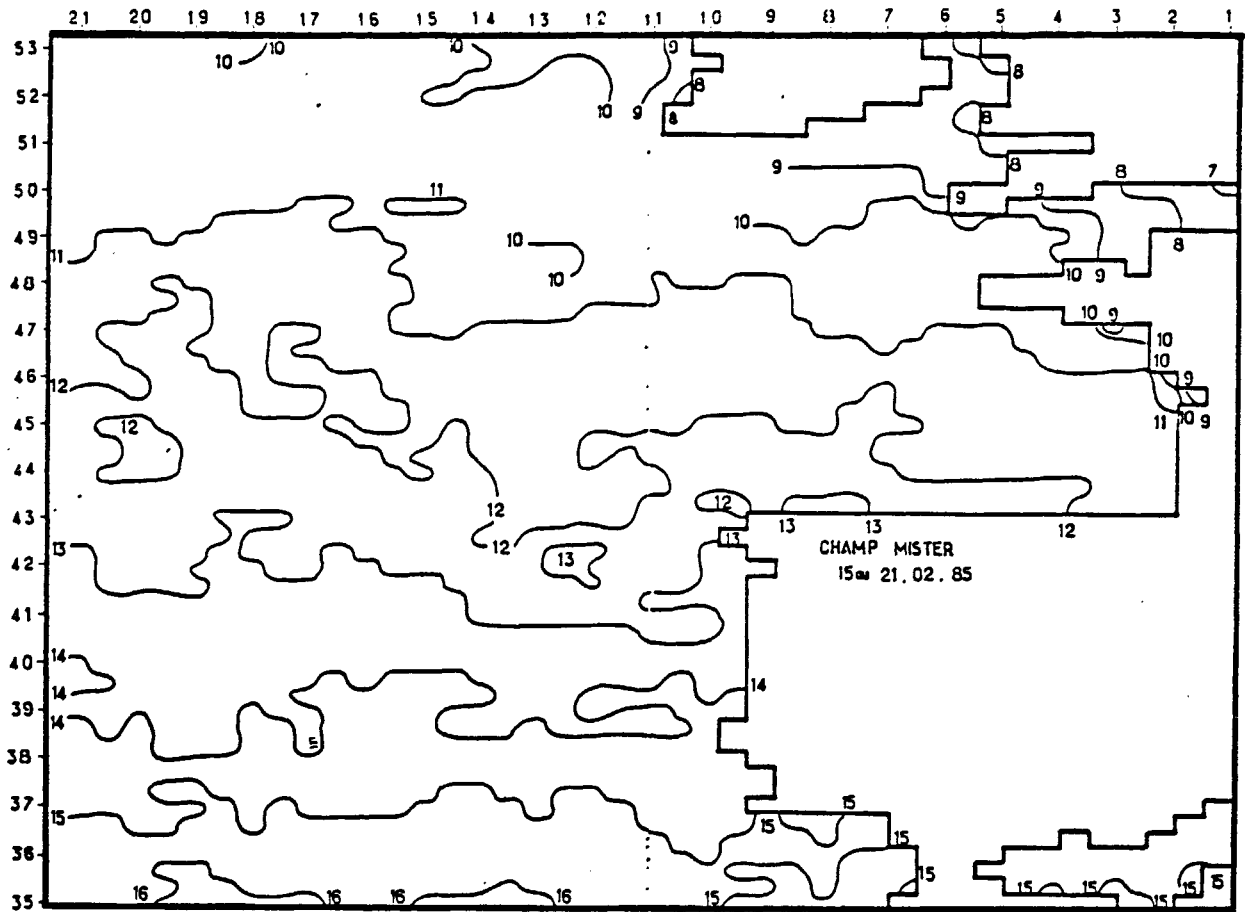


Figure V.3b

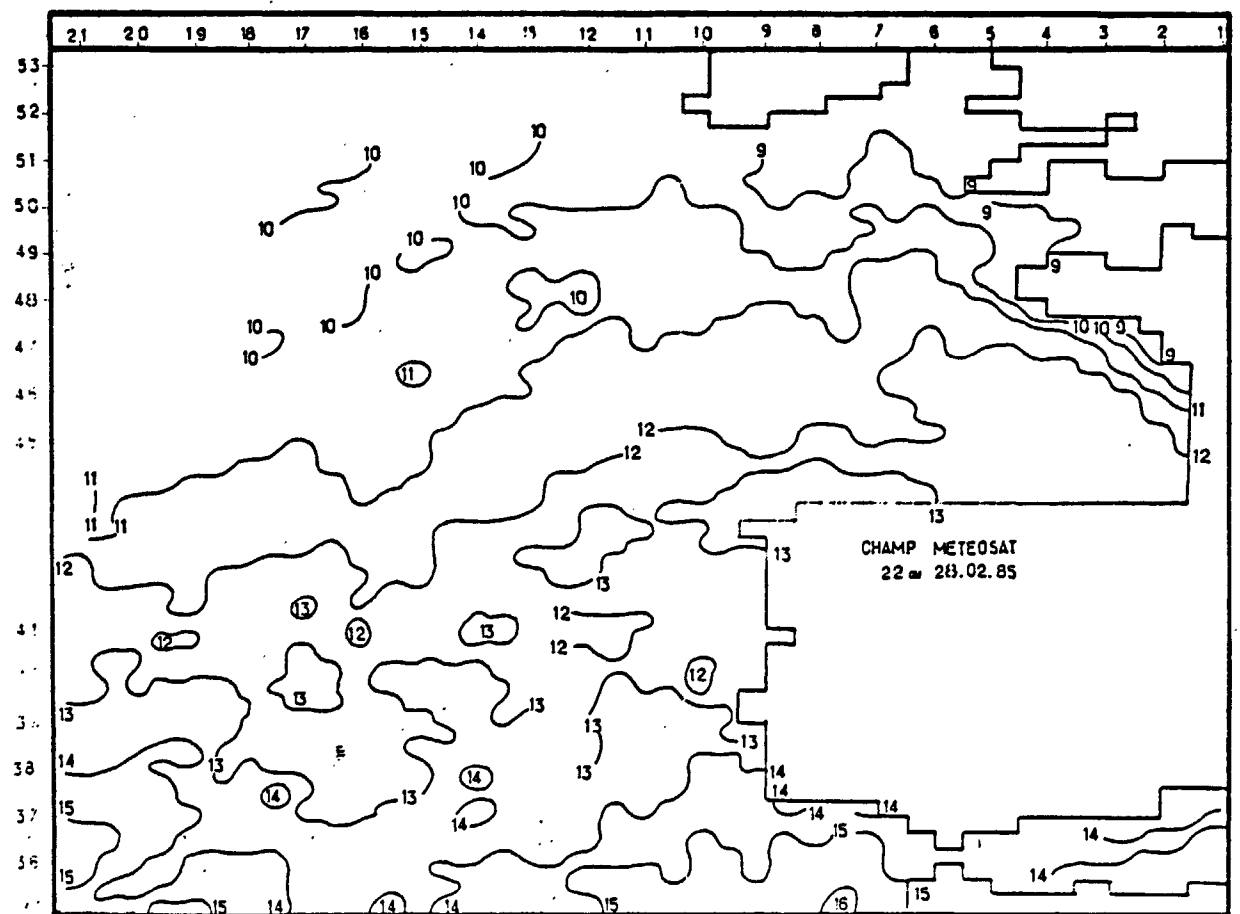
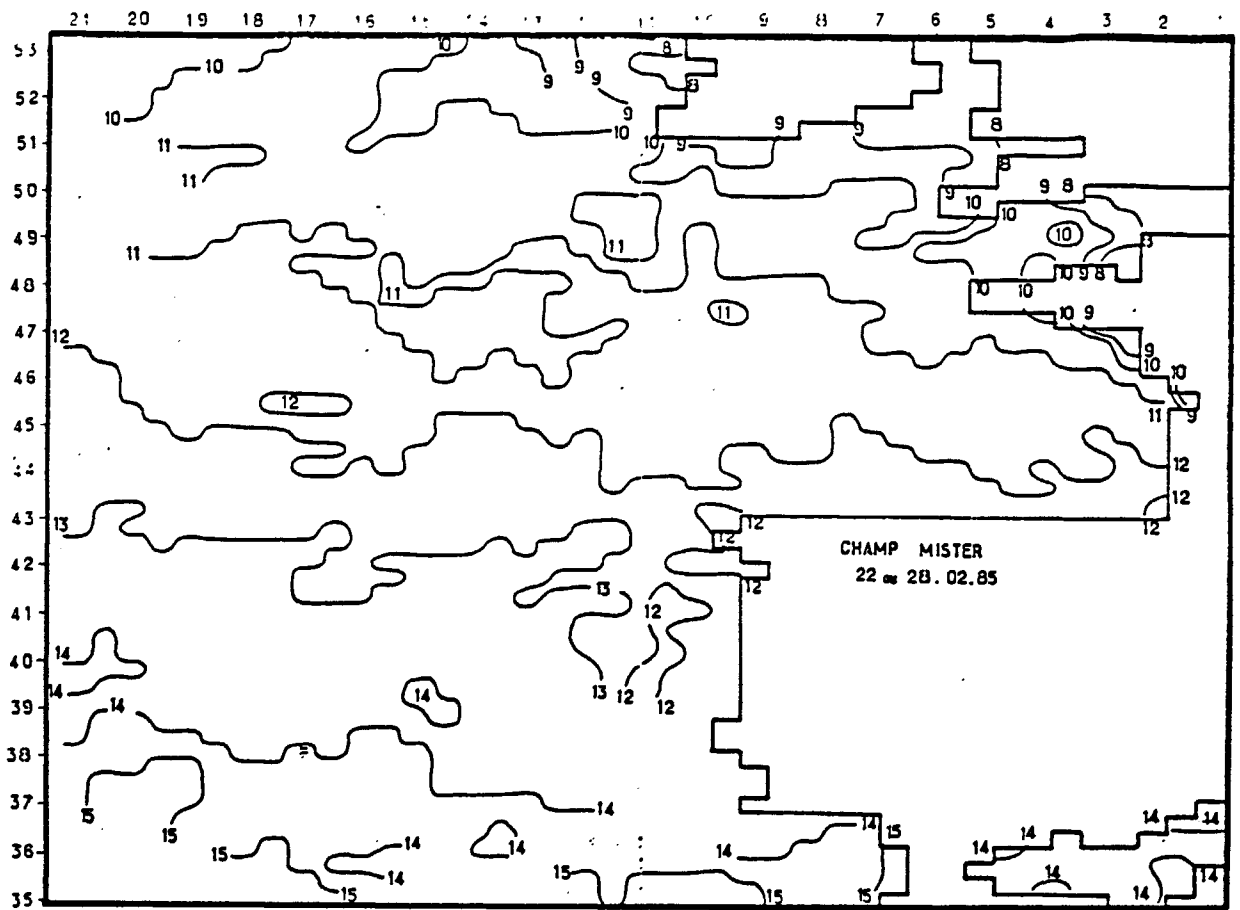


Figure V.3c

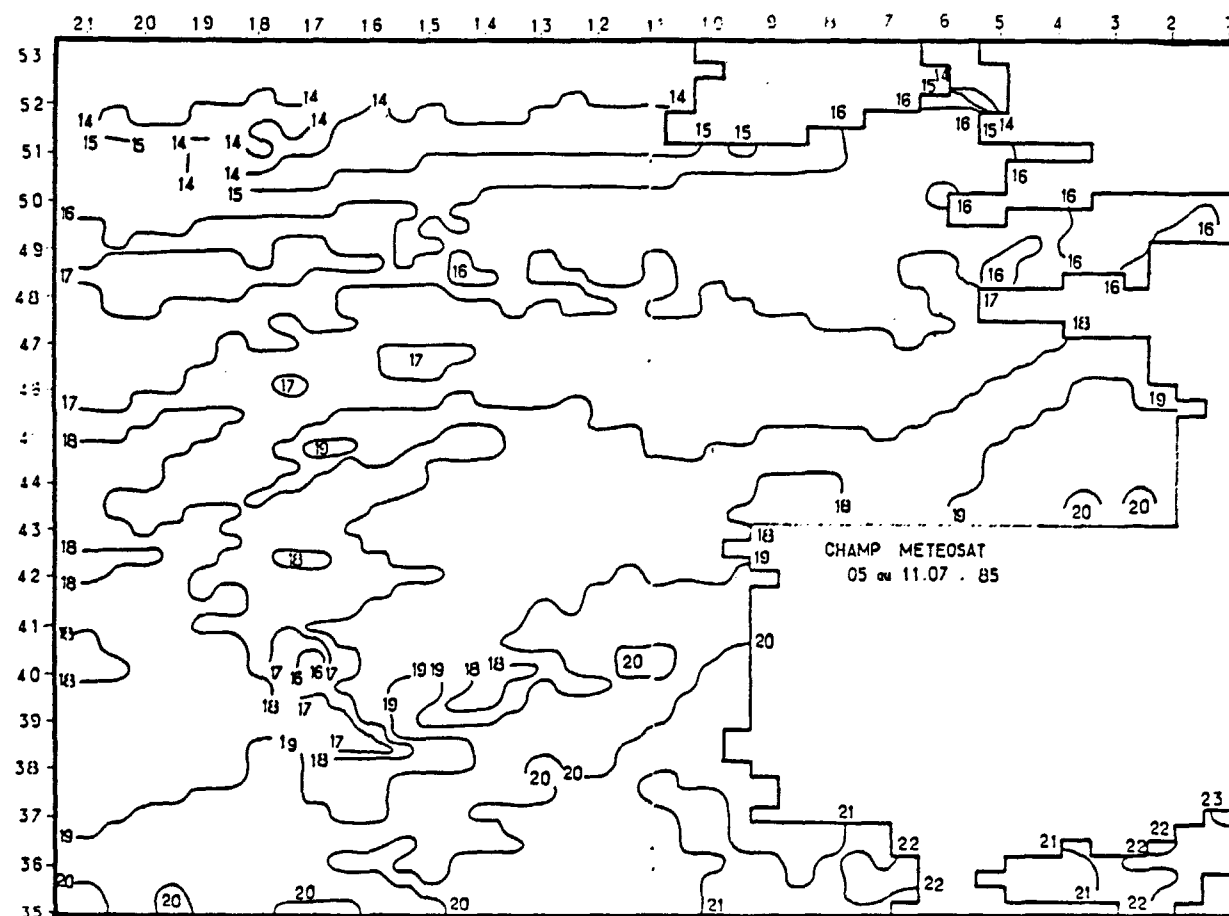
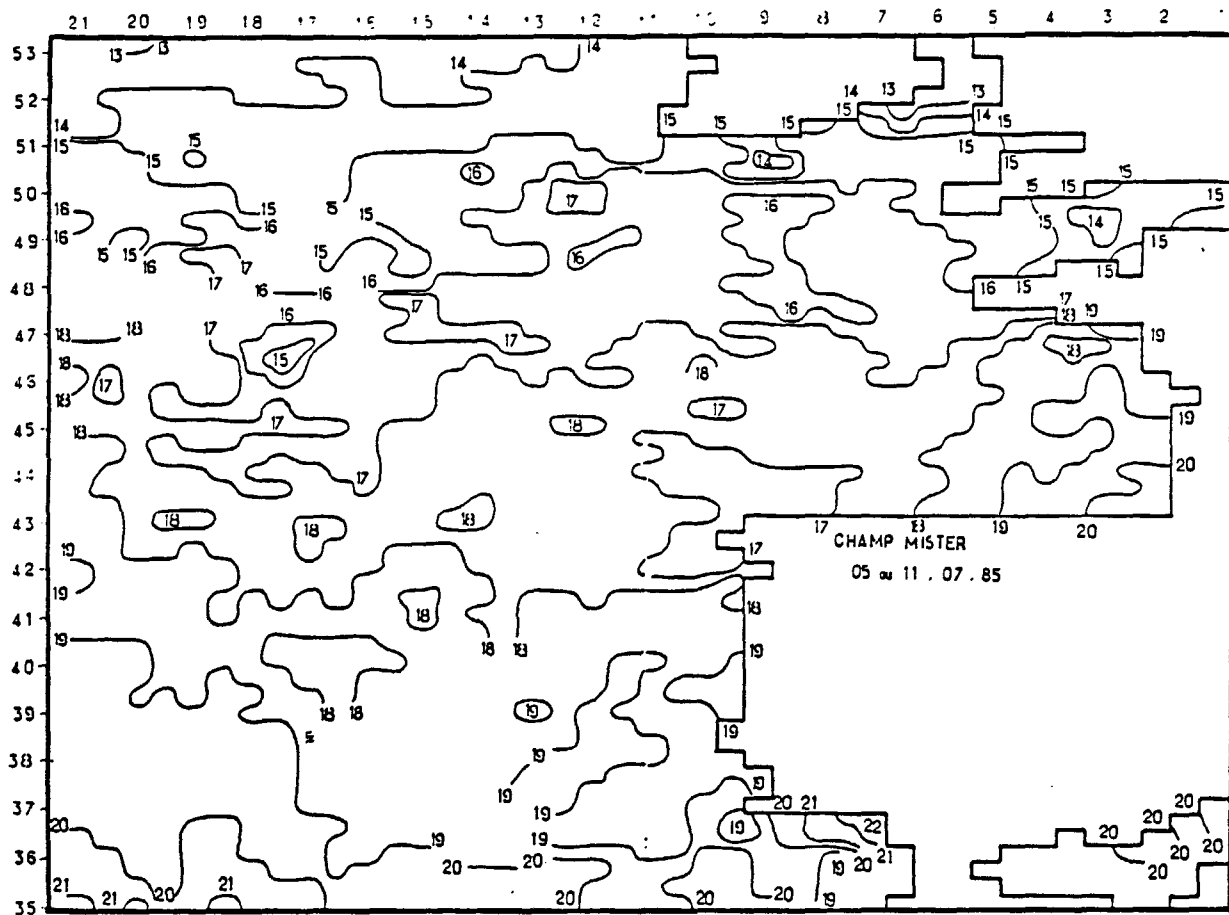


Figure V.3d

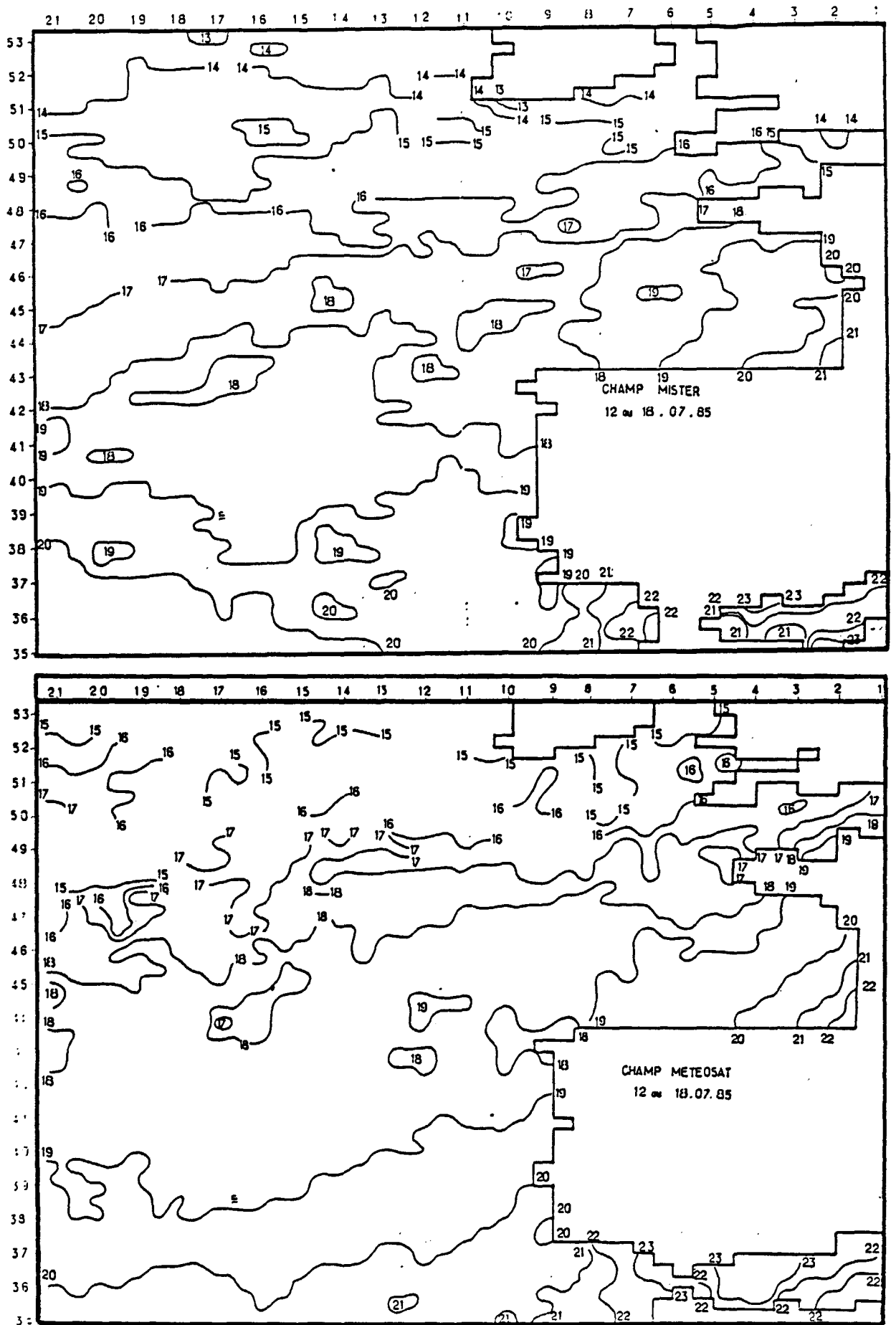


Figure V.3e

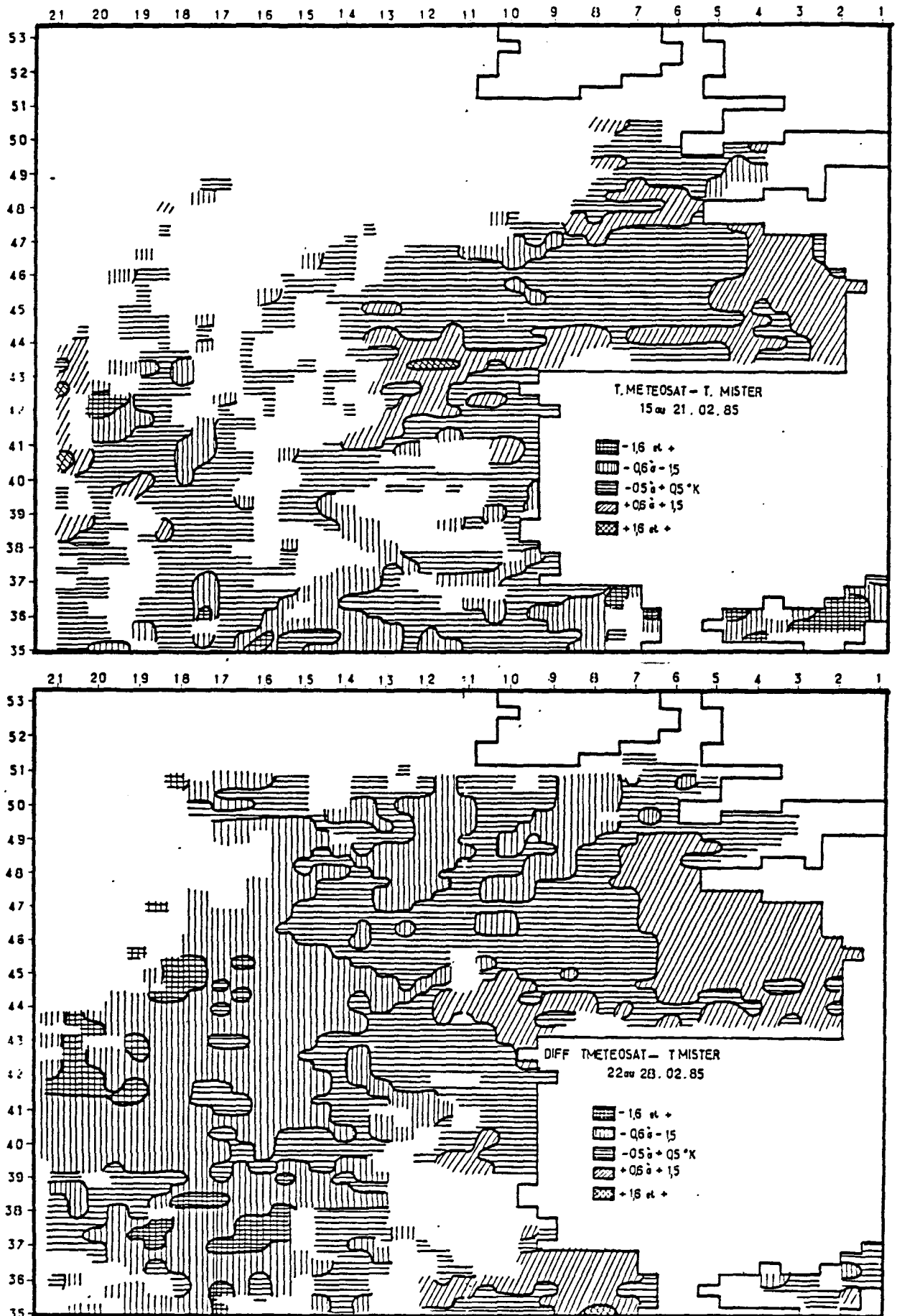


Figure V.4a

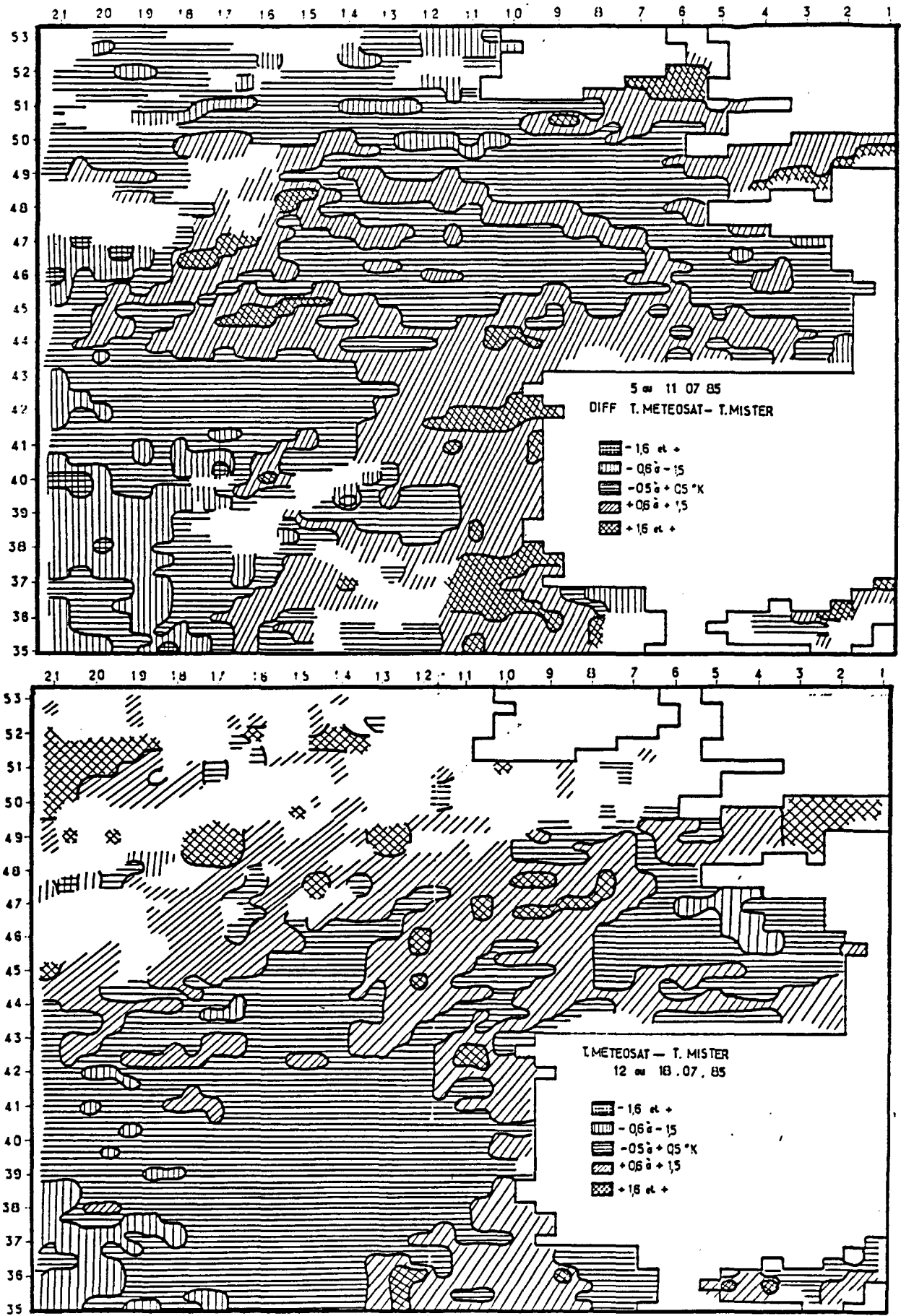


Figure V.4b

Dates	T MISTER mini °C	T MISTER maxi °C	α	β	σ °C	R	nb de "boites claires communes
7 au 13/12/1984	13	18	1,2	1,3	0,9	0,80	213
15 au 21/02/1985	8	17	1,1	2,0	0,6	0,94	445
22 au 28/02/1985	10	16	0,9	2,6	0,6	0,90	259
5 au 11/07/1985	14	22	0,7	6,0	0,7	0,89	939
12 au 18/07/1985	14	23	0,7	7,7	0,7	0,88	811

Tableau V.2

Résultats des ajustements aux moindres carrés entre le champ de SST MISTER et le champ de températures radiatives METEOSAT.

V.2.2 - Application des coefficients

a - sur la semaine

Les figures V.3 permettent de comparer les isothermes obtenus par MISTER et METEOSAT. Les figures V.4 représentent les cartes de différences entre les températures de surface METEOSAT et MISTER après application des coefficients déterminés au paragraphe précédent à la compilation METEOSAT hebdomadaire. Ces différences ne sont pas réparties de façon aléatoire mais présentent des structures. Elles sont la conséquence de :

- la mauvaise estimation de la pente α ;
- la mauvaise élimination des pixels partiellement contaminés qui entraîne la détermination de températures trop froides.

Ainsi pendant la semaine du 22 au 28 février 1985, les températures du Golfe de Gascogne sont surestimées de 0,5 K à 1 K alors que sur

l'ouest de la zone, la nébulosité résiduelle est la cause de déficits de 1 K à 1,5 K. Il n'est pas possible de valider la carte du 7 au 13 décembre 1984, le champ de SST MISTER étant trop incomplet. Dans les autres cas, la précision est, de façon générale, de ± 1 K. Quelques zones présentent quelquefois des écarts supérieurs. C'est la conséquence du caractère statistique de cette méthode qui ne permet pas de prendre en compte les variations locales de la correction atmosphérique.

Les cartes SSTGASC d'analyse de données bateaux sont une autre source de validation. Les cartes de différences entre les champs de températures METEOSAT et SSTGASC (fig. V.5) montrent aussi que la précision est de l'ordre de ± 1 K, y compris pour la semaine du 7 au 13 décembre 1984. Notons que les valeurs situées entre 35 et 43 N et 14 et 21 W ou, à l'ouest de l'Irlande entre 51 et 53 N ou, au fond du Golfe de Gascogne sont à manipuler avec précaution, la route des bateaux en étant très éloignée (moins de deux observations par décade et par degré carré).

Notons en dernier lieu que MISTER présente en été et en automne un biais froid de 0,2 K à 0,3 K par rapport à des mesures au seau (ce biais s'annule en hiver et au printemps), alors que les messages SHIP présentent un biais chaud général de 0,3 K (RW James and PT Fox, 1972).

b - sur la journée

Pendant les deux semaines de février et de juillet 1985, les coefficients α et β ont été appliqués à des compilations quotidiennes d'images METEOSAT. Les champs de températures de surface obtenus sont comparés aux résultats d'un traitement quotidien sur l'AVHRR (élimination des nuages par histogramme bidimensionnel visible-infrarouge, restitution de la température de surface par $T_S = 3T_{11} - 2T_{12} + 0,5$). Afin de s'affranchir des problèmes de variabilité spatiale de la correction atmosphérique, nous analyserons l'ensemble de la zone et en déduirons un écart type et un biais entre les deux champs de mesures, lorsque les données sont disponibles (voir tableau V.3).

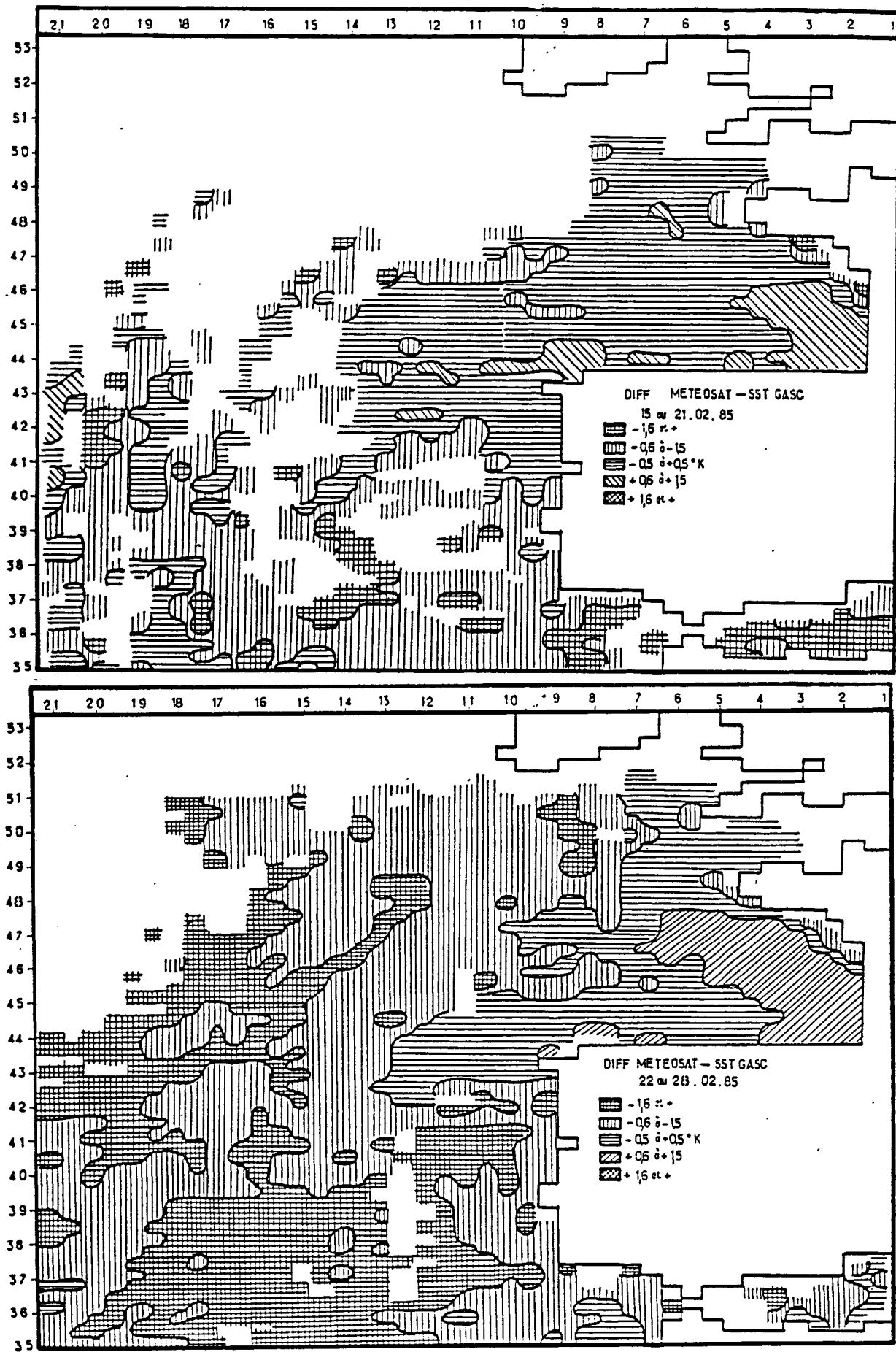


Figure V.5a

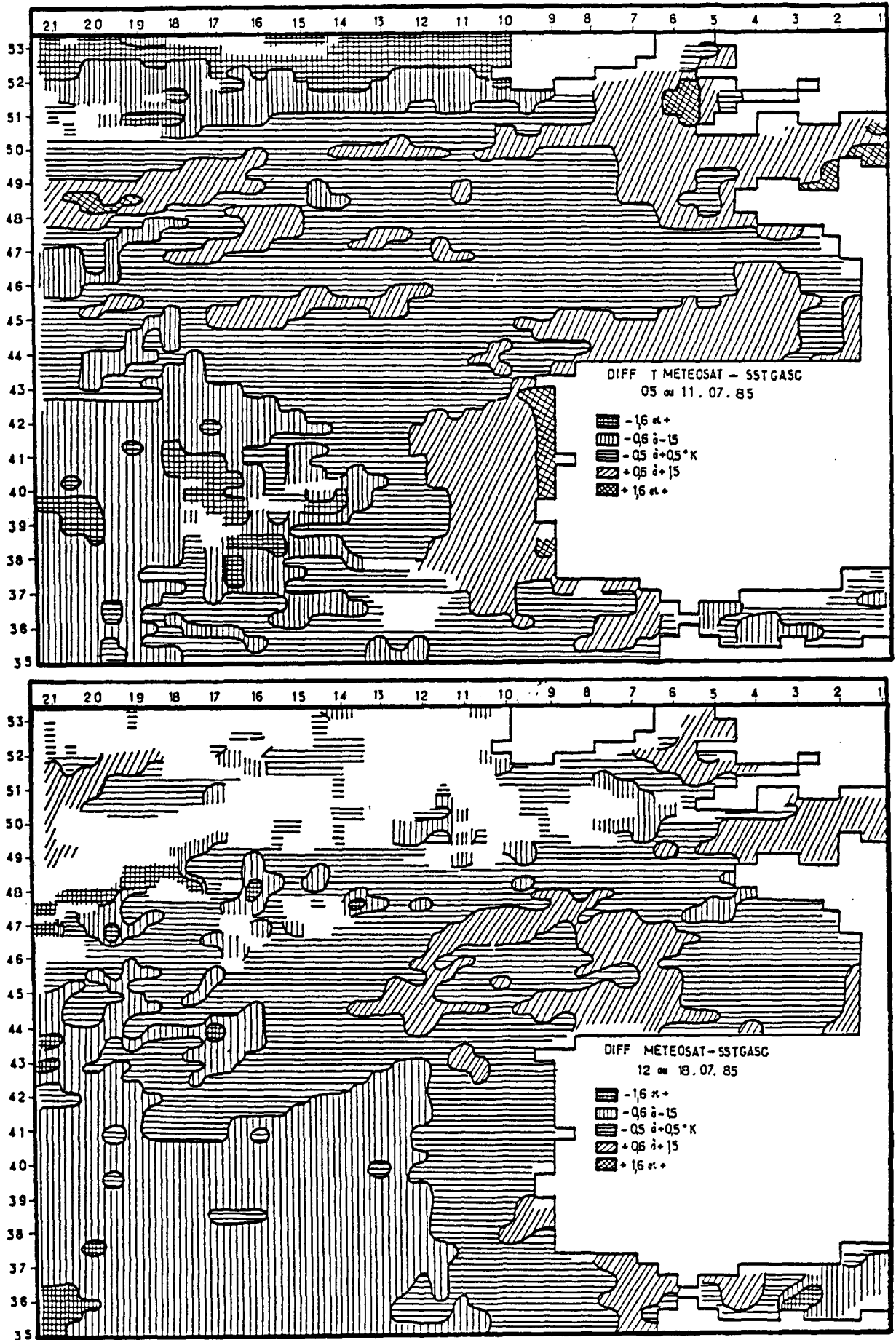


Figure V.5b

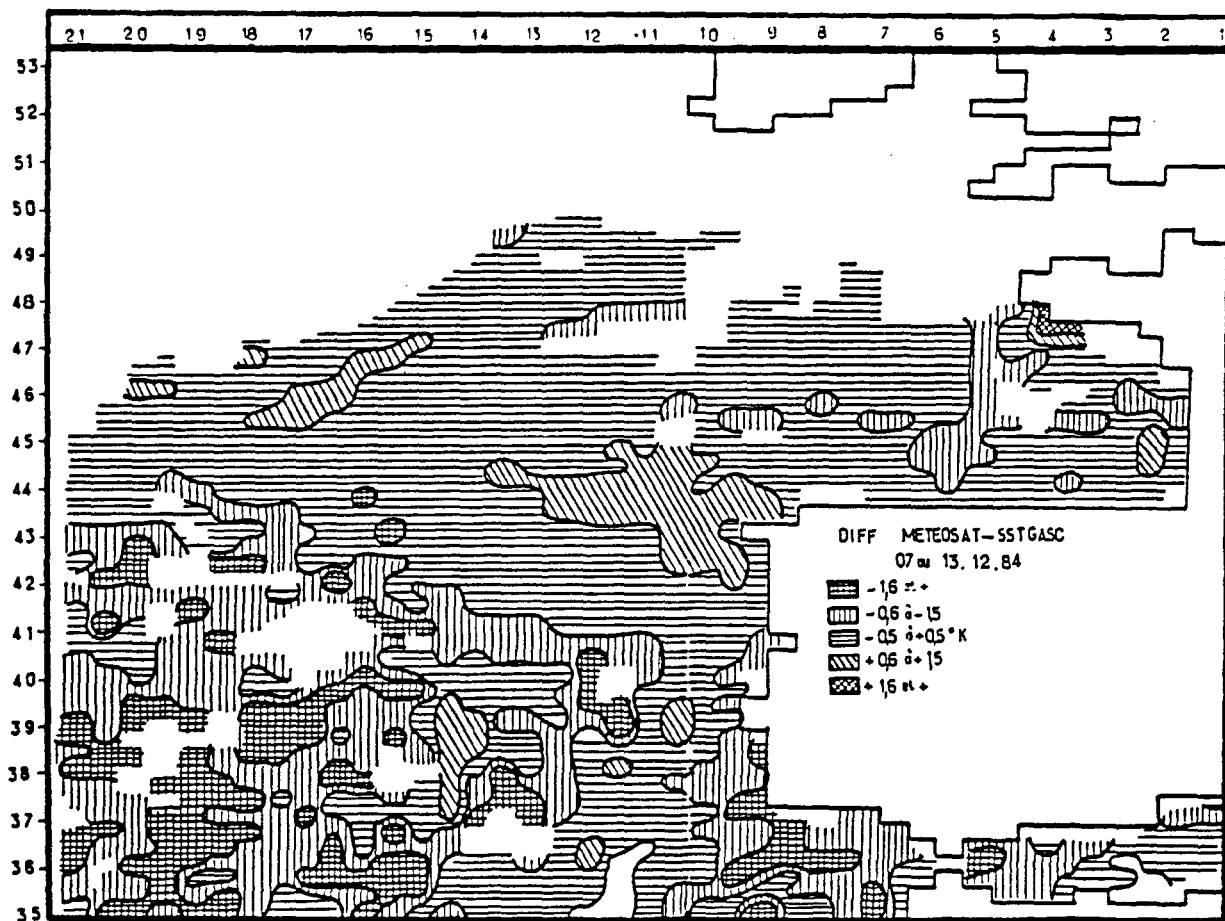


Figure V.5c

Dates	σ (°K)	Biais T _{METEOSAT} - T _{MISTER} (°K)	nb de "boites" claires communes	Remarques
18/2/85	0,73	- 0,54	276	
19/2/85	0,96	- 0,23	224	
20/2/85	0,61	- 0,27	393	
21/2/85	0,64	- 0,10	150	
23/2/85	0,55	- 0,24	469	Mauvaise élimination des cirrus/METEOSAT 2 images METEOSAT 8h00 et 16h00
24/2/85	1,23	- 0,49	490	
25/2/85	0,82	- 0,53	485	
28/2/85	0,74	- 1,27	98	
5/7/85	1,08	- 0,40	978	Nébulosité résiduelle sur MISTER
6/7/85	1,08	- 0,39	851	
8/7/85	1,28	- 0,18	479	
9/7/85	1,20	- 0,54	819	
10/7/85	2,00	1,06	506	
11/7/85	1,42	- 0,79	608	
12/7/85	1,39	- 0,55	512	4 images METEOSAT (le matin seulement)
13/7/85	0,82	0,00	554	
14/7/85	1,26	- 0,40	637	
15/7/85	0,98	- 0,20	903	
16/7/85	0,90	0,01	400	
17/7/85	1,24	0,71	80	
18/7/85	1,96	- 0,13	340	

Tableau V.3

Evolution de l'écart type et du biais entre les deux champs de mesures au cours d'une semaine.

D'une manière générale, METEOSAT restitue des températures plus froides que celle du défilant. Il peut paraître paradoxal de ne trouver que des biais négatifs au cours des semaines. Rappelons que les images quotidiennes METEOSAT sont fabriquées à partir d'acquisitions réparties sur la journée. Elles sont comparées à des champs de températures issus des orbites de l'après-midi du défilant. Ceux-ci seront donc plus chaud que les champs METEOSAT. La compilation d'un grand nombre d'images METEOSAT aura aussi pour effet d'augmenter le nombre de pixels partiellement contaminé et d'accentuer le biais froid. Ce déficit varie de 0,2 K à 0,5 K.

La variation de l'écart type est plus importante en été qu'en hiver. Compris entre 0,6 K et 1 K pendant les semaines de février, il varie de 0,8 K à 1,5 K en juillet 1985.

En février, le régime reste d'ouest ou nord-ouest. Les masses d'air entraînent assez peu de variation de la composition atmosphérique d'un jour sur l'autre. Biais et écart type varient peu. En juillet, le flux peut être de nord-ouest ou sud-ouest amenant des masses d'air différentes. Les variations observées sont donc plus grandes qu'en février.

Nous avons porté sur la figure V.6 l'évolution de la différence entre les températures de surface METEOSAT et MISTER pour trois points au cours de la période test du mois de juillet. L'absence de ressemblance entre ces trois courbes souligne la mauvaise prise en compte de la variabilité spatiale de la correction atmosphérique. Au cours de ces deux semaines, la différence oscille autour d'une moyenne. On met ainsi en évidence que la température en un point peut subir une variation de l'ordre de 1 K à 1,5 K autour de la valeur moyenne de la température hebdomadaire. Cette variation n'est due qu'à la variabilité de la correction atmosphérique au cours de la semaine.

V.3 - Conséquences

La restitution de la température de surface à l'aide de METEOSAT, telle que nous l'avons tentée, soulève des problèmes d'une part au niveau de la conception du satellite lui même, d'autre part au niveau de la méthode.

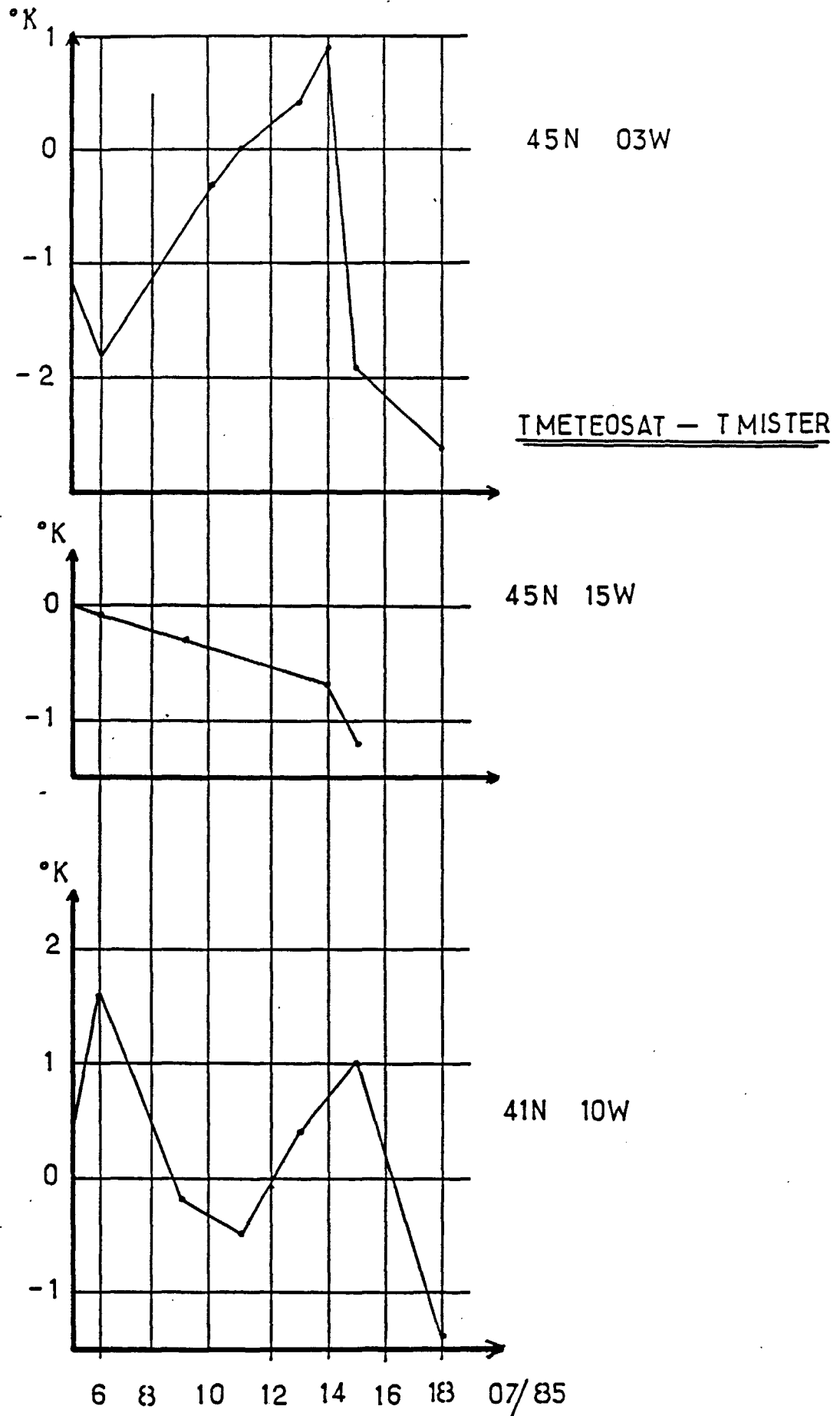


Figure V.6

Evolution de $T_{\text{METEOSAT}} - T_{\text{MISTER}}$ pour trois points au cours de deux semaines du mois de juillet 1985.

a - Au niveau de la méthode

La présence d'une nébulosité résiduelle sur les images METEOSAT est l'un des obstacles à une bonne restitution de la température de surface. Améliorer le module d'élimination des nuages permettrait d'obtenir une pente \propto plus fiable et une meilleure restitution d'un champ de températures.

Les problèmes principaux découlent des variabilités spatiale et temporelle de la correction atmosphérique. Le premier peut être en partie résolu en effectuant une régression par jour entre les températures radiatives METEOSAT et les températures de surface MISTER (ou un champ équivalent). Dans l'état actuel de cette étude, la variabilité temporelle de la correction atmosphérique peut entraîner des écarts de 2 K.

La variabilité spatiale de la correction atmosphérique est plus difficile à prendre en compte par une méthode statistique sur la zone. Sur notre zone d'étude, on observe des écarts de l'ordre de 1 K, ce qui rejoint la précision obtenue par Zandlo et al (1982) en construisant des champs de corrections atmosphériques (voir paragraphe IV.1).

b - Au niveau du satellite

Avec une résolution spatiale de l'ordre de 5 km, METEOSAT permet d'envisager l'étude de phénomènes océanographiques à échelle moyenne. En pratique, cette résolution spatiale s'est révélée être le facteur limitant essentiel. Le pixel est fréquemment contaminé par des nuages de petite taille, ce qui le rend inutilisable. Même en compilant un grand nombre d'images, le champ de température de surface obtenu n'est pas forcément plus complet que celui restitué à l'aide d'une orbite d'un satellite défilant. Pour cette raison, un capteur infrarouge utilisé à des fins océanographiques à échelle moyenne nécessite une meilleure résolution spatiale (inférieure à 2 km). La cadence d'acquisition pourrait, par contre, être dégradée à 1 heure.

Un seul canal infrarouge est suffisant dans la plupart des cas pour obtenir une précision de l'ordre du degré. S'il est nécessaire de l'améliorer, la conception du capteur devra être changée (adjonction d'un autre capteur infrarouge dans la gamme 10 à 12 μ m).

VI - APPLICATIONS DE LA METHODE

Nous avons vu que la résolution spatiale et la haute répétitivité des images METEOSAT pouvait permettre d'appréhender des phénomènes océaniques à échelle moyenne ayant une signature thermique en surface. L'utilisation de l'imagerie METEOSAT est d'autant plus intéressante que le phénomène présente une évolution rapide. La limite de cette utilisation sera liée à la couverture nuageuse comme nous l'avons signalé dans le chapitre précédent.

METEOSAT est donc bien adapté au suivi de phénomènes évoluant en quelques heures (échauffement diurne, ...). L'échauffement peut être global à l'échelle régionale ou se manifester sous forme de taches chaudes. Le suivi d'une telle anomalie a été effectué à l'aide de METEOSAT en Mer du Nord (Saunders et al, 1982). Dans ce chapitre, nous suivrons la mise en place d'un échauffement global dans le Golfe de Gascogne puis nous passerons rapidement en revue quelques phénomènes observés par METEOSAT.

VI.1 - Echauffement de la température de surface dans le Golfe de Gascogne en une journée dans des conditions de vent faible

VI.1.1 - Description générale du phénomène

La caractéristique principale de la journée du 17 septembre 1985 est la faiblesse du module du vent, en particulier au fond du Golfe de Gascogne (fig. VI.1). L'évolution globale du phénomène est donnée par les images moyennes des 16, 17 et 18 septembre (fig. VI.2). Le 16, on observe une distribution zonale de la température de surface dans le Golfe. Le 17, la presque totalité du Golfe se réchauffe, réchauffement qui peut dépasser 1,5 K dans le coin sud-est de la zone. Cette hausse des températures persiste le 18, les conditions de vent restant assez identiques à celle du 17. L'utilisation d'une image METEOSAT toutes les heures entre 7h00 TU et 16h00 TU va nous permettre de suivre les variations de la température de surface le 17 septembre. On note que l'échauffement le plus intense se situe dans les zones où le vent est le plus faible. C'est alors le rayonnement solaire incident, même au mois de septembre (flux moyen journalier de 500 à 600 Wm^{-2}), qui sera le principal responsable de l'échauffement.

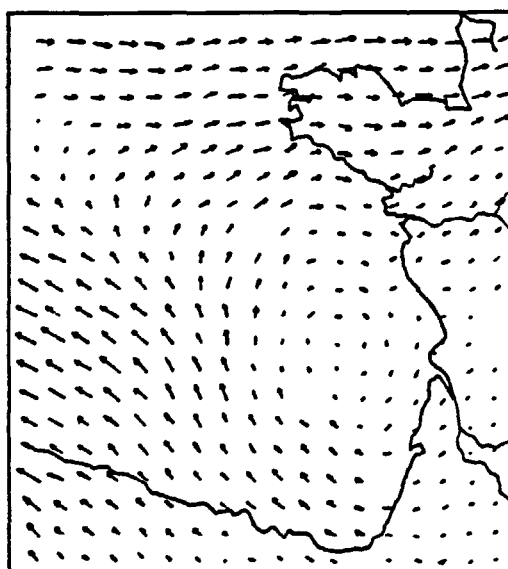


Figure VI.1 : Champs de vent à 16/17 mètres.

Résultats d'un modèle d'analyse.

L'écart entre deux points de grille représente 10ms^{-1}

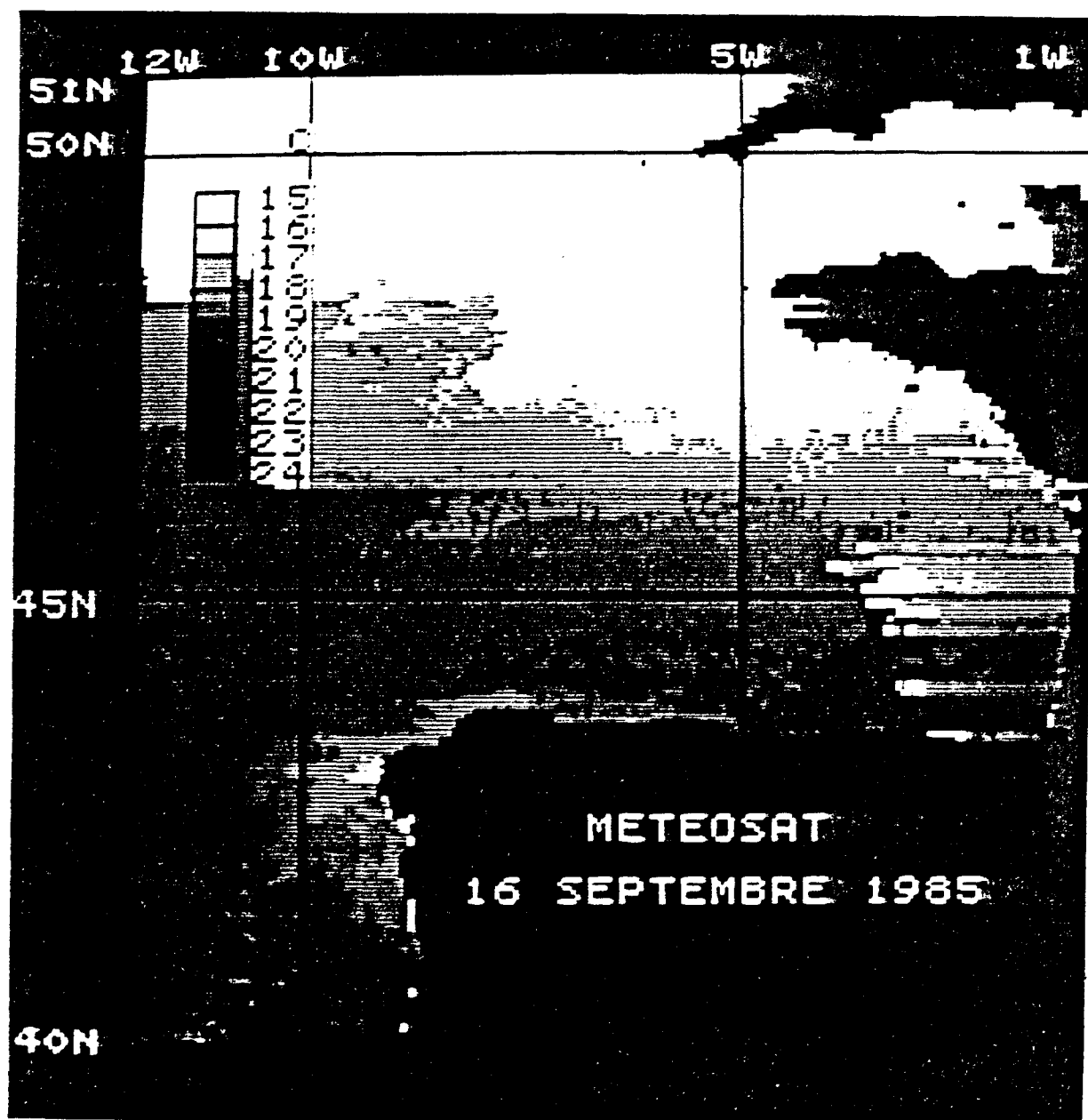
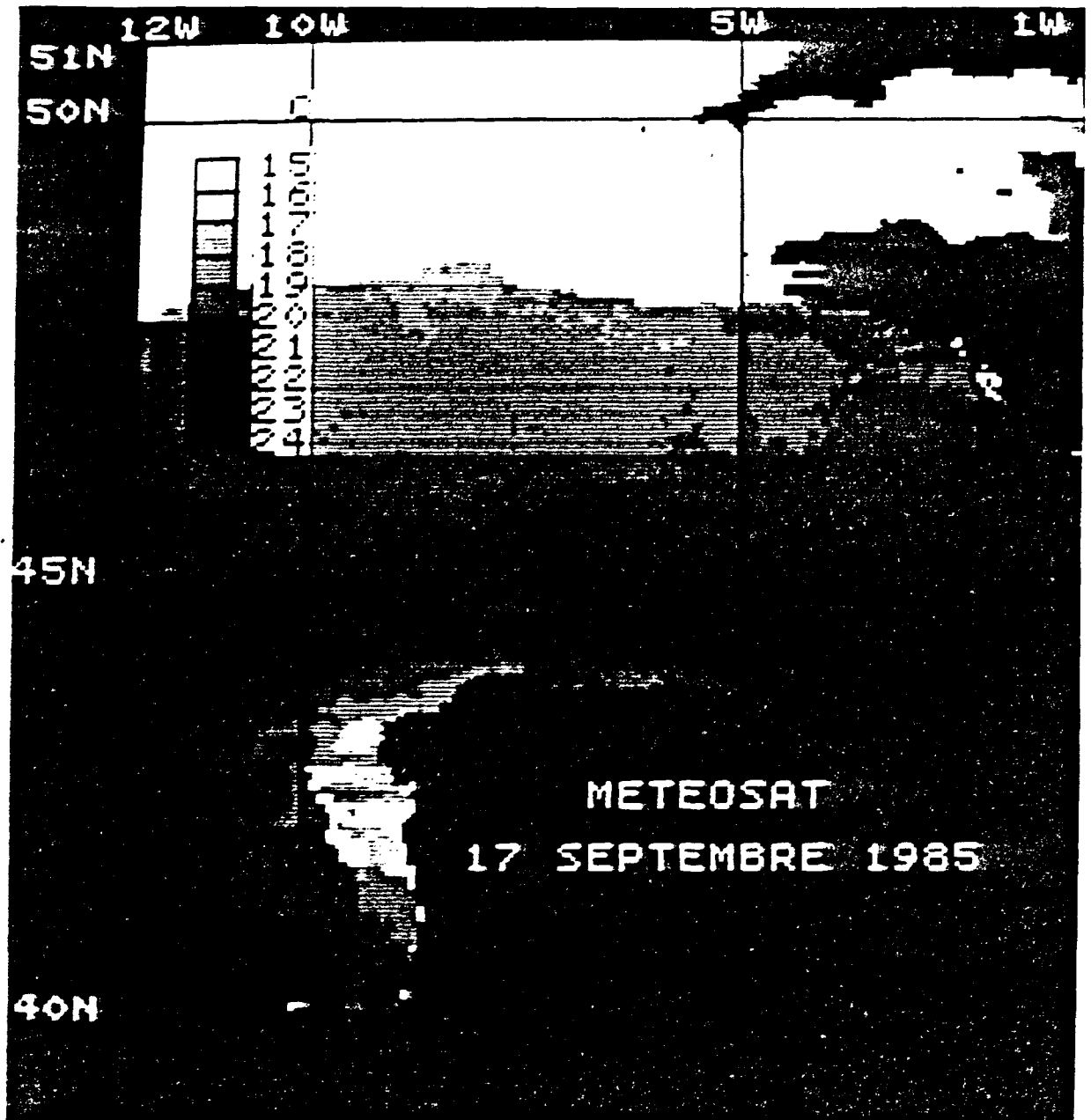
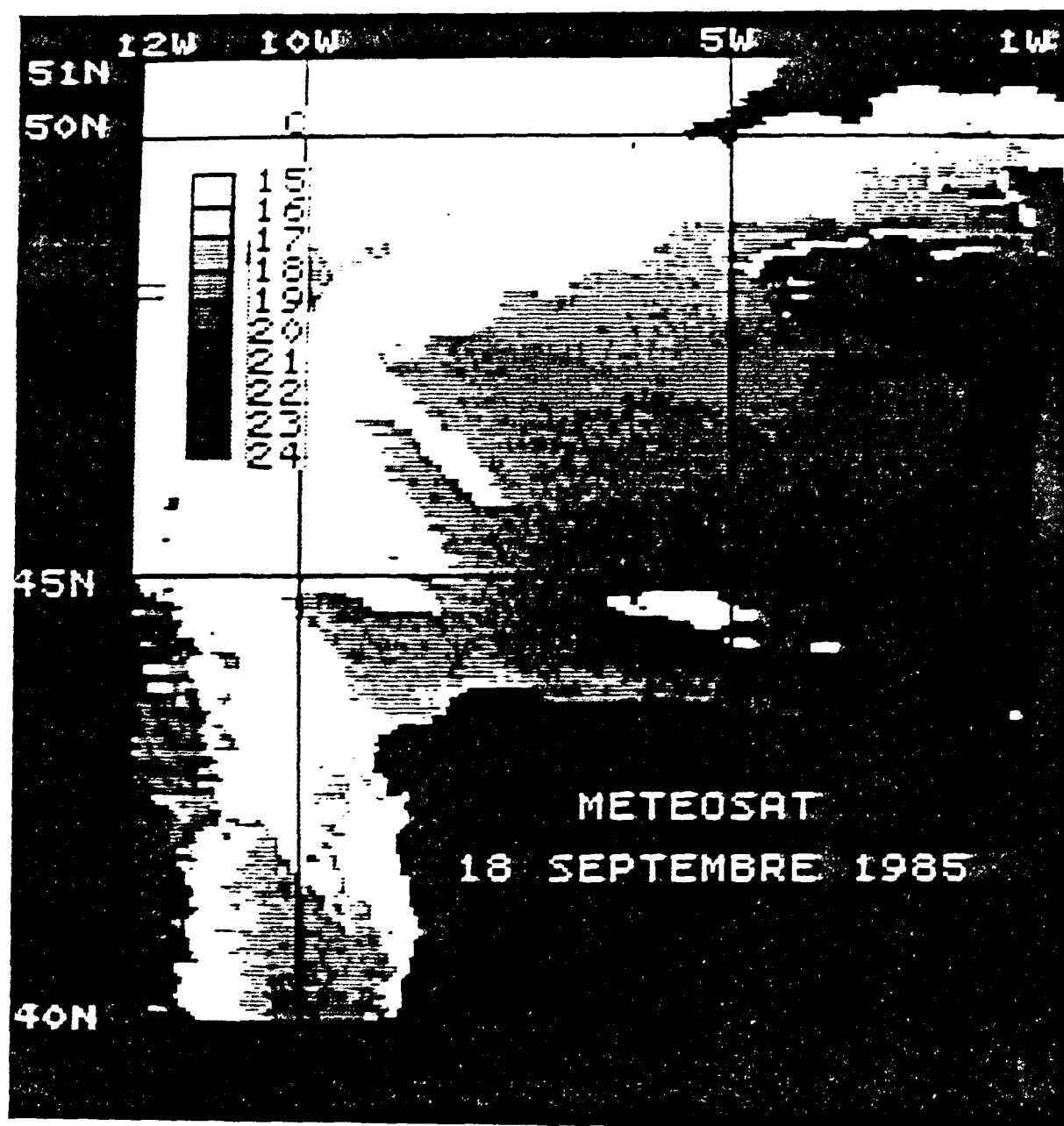


Figure VI.2a





VI.1.2 - Rappel des mécanismes intervenant dans les échanges à l'interface air-mer

A l'échelle de la journée, au sein d'une même masse d'eau, on peut distinguer deux types de processus.

Le premier est radiatif. L'absorption du rayonnement solaire provoque un réchauffement des premiers mètres. Le rayonnement infrarouge de la mer entraîne des pertes de surface dépendant de la température superficielle. Le rayonnement infrarouge de l'atmosphère amènera un gain dépendant de la température de l'air.

Le deuxième est la conséquence de l'action du vent. On verra apparaître des pertes de surface dues aux transferts de chaleur latente et chaleur sensible. Enfin, le vent, générateur de mouvements turbulents en surface aura pour conséquence d'homogénéiser la température sur une couche superficielle.

Notons qu'en présence de vents faibles, la formation d'une couche homogène est possible par convection. En effet, l'eau froide superficielle, plus dense, va provoquer des mouvements convectifs et donc, de l'énergie turbulente qui va homogénéiser les premiers mètres d'eau sous la surface.

Les conséquences de ces différents mécanismes sont explicitées par la figure VI.3.

En l'absence de vent, l'échauffement tendra vers une valeur maximale que nous allons à présent évaluer en accord avec les conditions météorologiques du 17 septembre 1985.

Remarquons d'abord que la période du 12 au 15 septembre est caractérisée par le passage de deux fronts météorologiques. Le vent associé à ce type de situation a homogénéisé la couche de surface. Le 17 septembre, en début de journée, les conditions sont celles d'une couche homogène de quelques mètres. Pendant la journée, le vent est très faible. En négligeant les transferts par énergie mécanique dus au vent, nous pouvons écrire que la variation du contenu thermique est :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \rho_0 C_p \frac{\partial dT}{\partial t} = Q_s - P$$

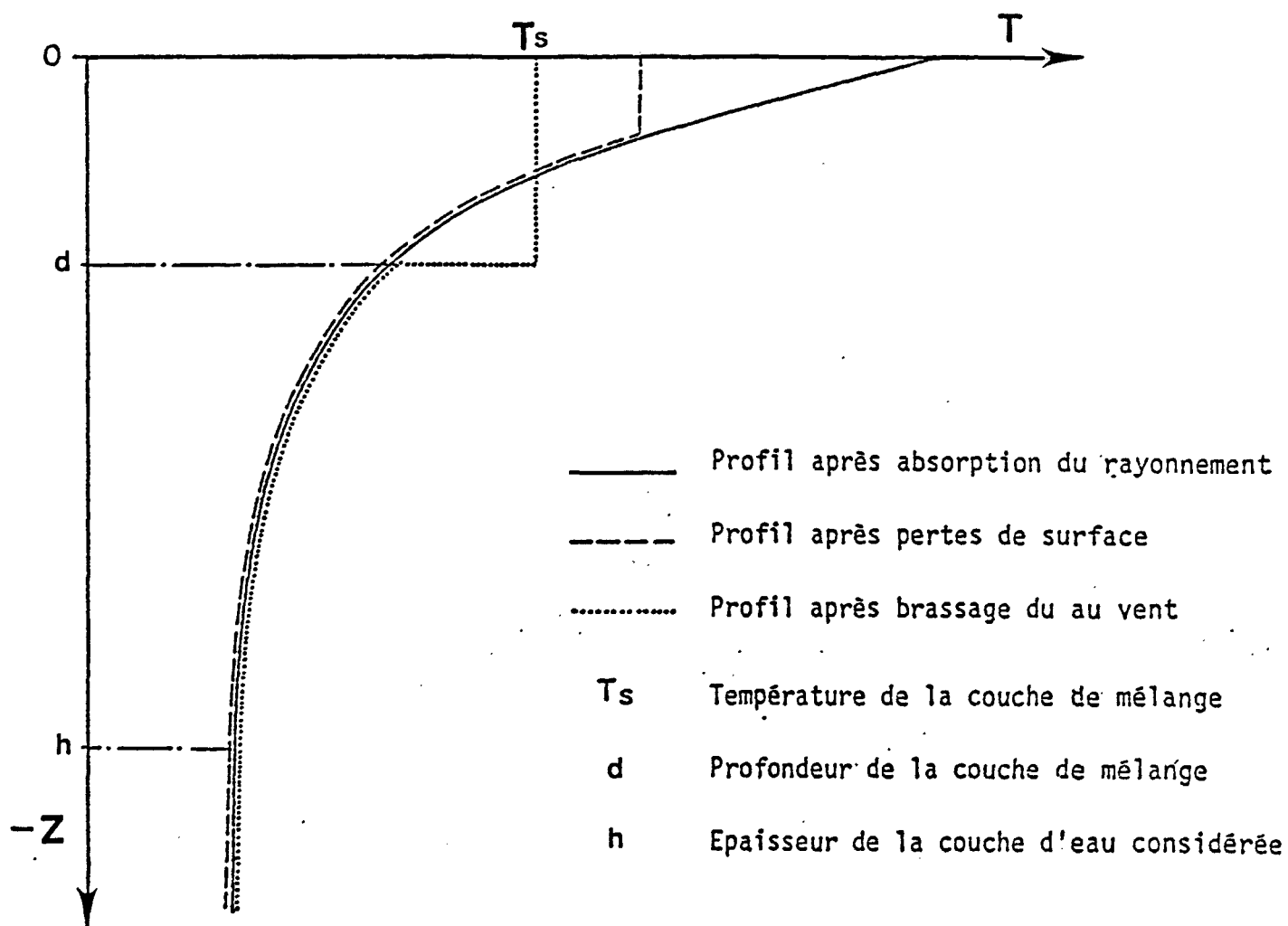


Figure VI.3

Evolution du profil de température en fonction des différents mécanismes (d'après V. Mariette, 1977).

où ρ_o , C_p et d sont la densité de l'eau, la chaleur spécifique et la profondeur de la couche homogène. d est supposé constant : aucun approfondissement n'est considéré dans la situation étudiée.

Q_s est le rayonnement solaire pénétrant jusqu'à la profondeur d .
 P représente les pertes de surface.

$$P = Q_B - Q_A + Q_E + Q_C$$

Q_B : rayonnement infrarouge de la mer

Q_A : rayonnement infrarouge de l'atmosphère

Q_E : transfert de chaleur latente

Q_C : transfert de chaleur sensible.

Dans des conditions de vent nul, les transferts en surface se limitent au bilan des rayonnements infrarouge de l'atmosphère et de la mer, les flux de chaleur latente et chaleur sensible étant négligeables. Finalement, pour un vent nul, on calcule un échauffement possible maximum approché par :

$$\rho_o C_p d \frac{\partial T}{\partial t} = Q_s - (Q_B - Q_A) \quad \text{VI.1}$$

Les différents paramètres sont calculés comme suit.

Le rayonnement solaire pénétrant dans l'eau s'atténue de façon exponentielle avec la profondeur. Cette propriété peut s'écrire :

$$Q_s(z) = Q_{os} \left(X e^{-\gamma_1 z} + (1-X) e^{-\gamma_2 z} \right)$$

Les constantes X , γ_1 et γ_2 choisies sont celles données par Paulson et Simpson (1977) en eaux claires.

$$X = 0,62$$

$$\gamma_1 = 0,66$$

$$\gamma_2 = 0,050$$

Le rayonnement Q_B de l'eau considérée comme un "corps gris" est approché par la loi de Stefan-Boltzmann :

$$Q_B = \varepsilon_e \sigma T_s^4$$

$\varepsilon_e = 0,96$ est l'émissivité de l'eau

$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ est la constante de Stefan

T_s est la température de surface (K).

En supposant que l'atmosphère émet comme un "corps gris", on peut écrire :

$$Q_A = \varepsilon_A T_a^4$$

L'émissivité ε_A peut être approchée par :

$$\varepsilon_A = 0,937 \cdot 10^{-5} T_a^2$$

où T_a est la température de l'air (K).

Nous plaçant dans des conditions de ciel clair, nous n'exprimons pas la dépendance en nébulosité de ces différents paramètres.

Le 17 septembre, entre 7h00 TU et 16h00 TU, le flux solaire incident moyen est 600 Wm^{-2} (modèle de calcul du flux solaire incident du CMS). S'il se forme au cours de la journée une couche homogène de l'ordre du mètre, environ 400 Wm^{-2} pénétreront cette épaisseur. Les pertes en surface peuvent être évaluées à 60 Wm^{-2} si la température moyenne de l'air est 20°C et la température de surface environ 19°C . D'après la relation VI.1 :

$$\Delta T = \frac{(Q_s - (Q_B - Q_A)) \Delta T}{\rho_o C_p}$$

on obtient finalement un échauffement limite de l'ordre de 2,7 K.

Le satellite permet de mesurer des valeurs maximales de l'ordre de 1,8 K situés dans le fond du Golfe de Gascogne. Atteindre la valeur limite de 2,7 K supposerait un vent nul pendant toute la journée. Ceci semble peu probable. Nous allons donc tenter d'évaluer le module moyen du vent au cours de la journée à partir de l'observation satellitaire nous donnant l'échauffement en surface.

VI.1.3 - Déduction des variations de températures de surface observées à l'aide de METEOSAT dans le Golfe de Gascogne le 17 septembre 1985

La figure VI.4 montre l'évolution des isothermes de surface heure par heure le 17 septembre entre 700 TU et 1600 TU. Le réchauffement n'affecte que le fond du Golfe. Nous allons essayer d'en tirer quelques conclusions concernant la variabilité spatiale du vent.

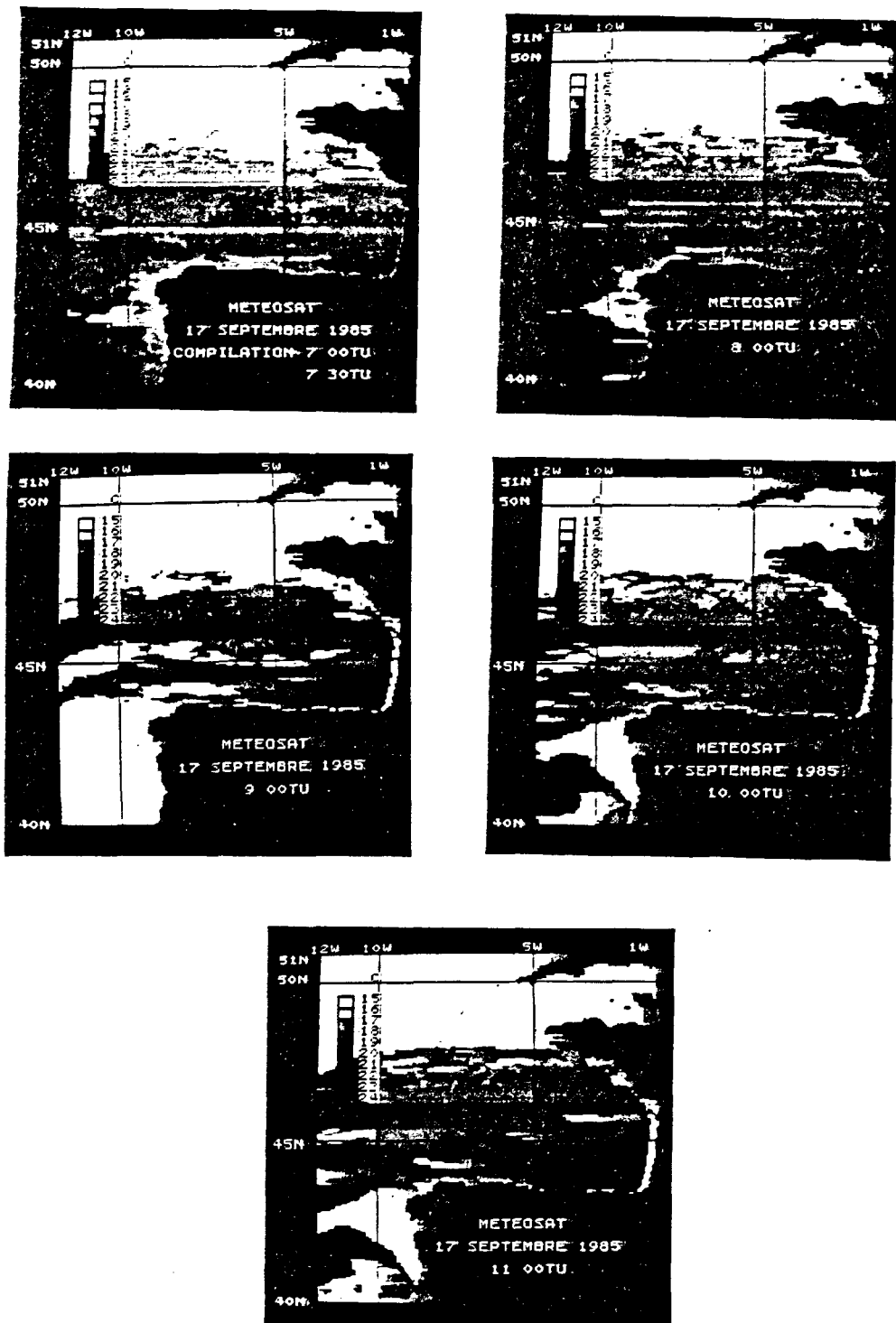


Figure VI.4
Evolution des isothermes de surface le 17 septembre 1985.

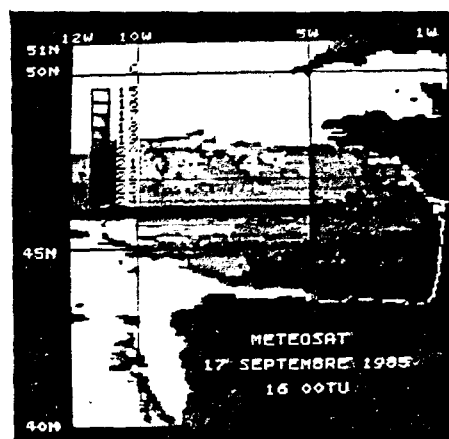
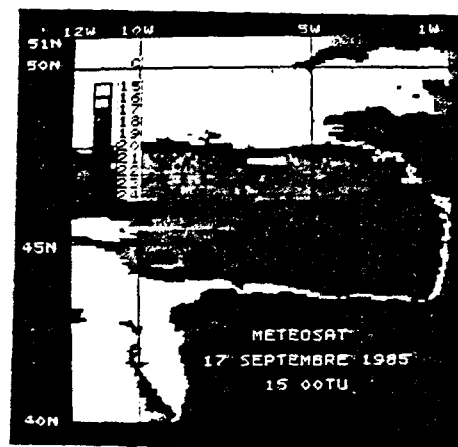
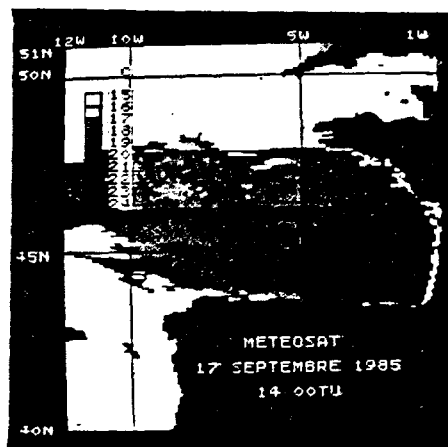
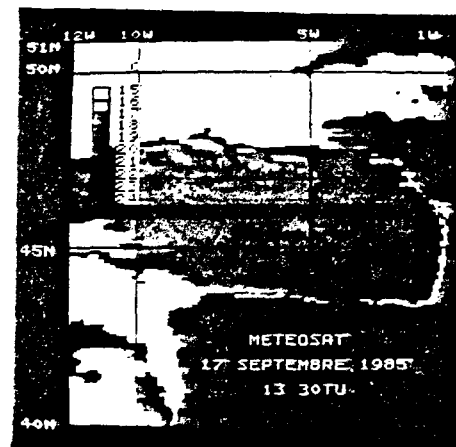
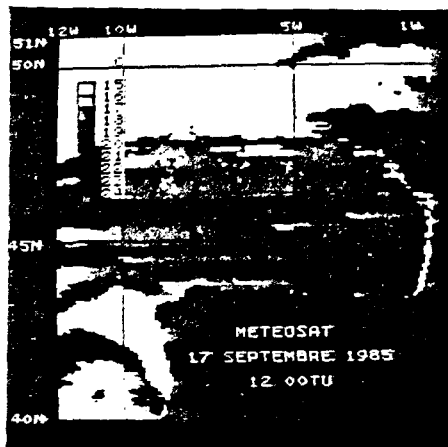


Figure VI.4 (suite)

Les observations météorologiques dont nous disposons cette journée ne sont pas adaptées à des calculs précis dans le Golfe de Gascogne. Nous n'avons obtenu, en effet, que des mesures au large ou de stations côtières. N'ayant aucune donnée dans le Golfe, il ne nous paraît pas approprié de faire tourner un modèle d'évolution de la structure thermique des couches de surface en fonction des paramètres météorologiques. Nous allons plutôt effectuer des calculs approchés qui nous permettront de tirer parti des images dont nous disposons. La figure VI.5 montre l'évolution de l'échauffement au cours de la journée. Il est bien marqué vers 1200 TU (entre 0,5 K et 1,5 K) au fond du Golfe. Vers 1500 TU, la quasi totalité du Golfe a subi un échauffement de 0,5 K à 1,5 K et même davantage (1,5 K à 2,5 K) dans le fond. Ces valeurs ne sont pas en contradiction avec la valeur maximale (2,7 K) de ΔT évaluée pour un vent nul.

L. Hasse (1971) a montré, à partir de simulation, que la différence entre la température de surface T_S et la température de la masse d'eau sous jacente T_w était bien approchée par une relation simple :

$$T_S - T_w = C_1 \frac{P}{U} + C_2 \frac{Q}{U} \quad \text{VI.2}$$

P est le bilan du rayonnement infrarouge à l'interface, de la chaleur latente et de la chaleur sensible, U la vitesse du vent en surface, Q le flux solaire incident, C_1 et C_2 des constantes.

Pour établir cette relation, Hasse fait l'hypothèse d'un état stable qui est mal établi dans des conditions de vent faible. Néanmoins, elle permet d'obtenir des résultats réalistes, y compris en présence de ces conditions particulières. La limite de validité de la formulation serait atteinte pour des vitesses de vent très faibles (de l'ordre de 2ms^{-1}). On note en particulier que la relation ne tend pas vers un échauffement limite quant U tend vers zéro et aura donc tendance à surestimer ΔT pour $U < 2\text{ms}^{-1}$.

Considérons dans un premier temps le terme dépendant du flux solaire incident et négligeons les pertes en surface. Nous utiliserons donc :

$$T_S - T_w = C_2 \frac{Q}{U}$$

où $C_2 = 3,5 \cdot 10^{-3}$ si T_w représente T_{10} , la température à 10 m.

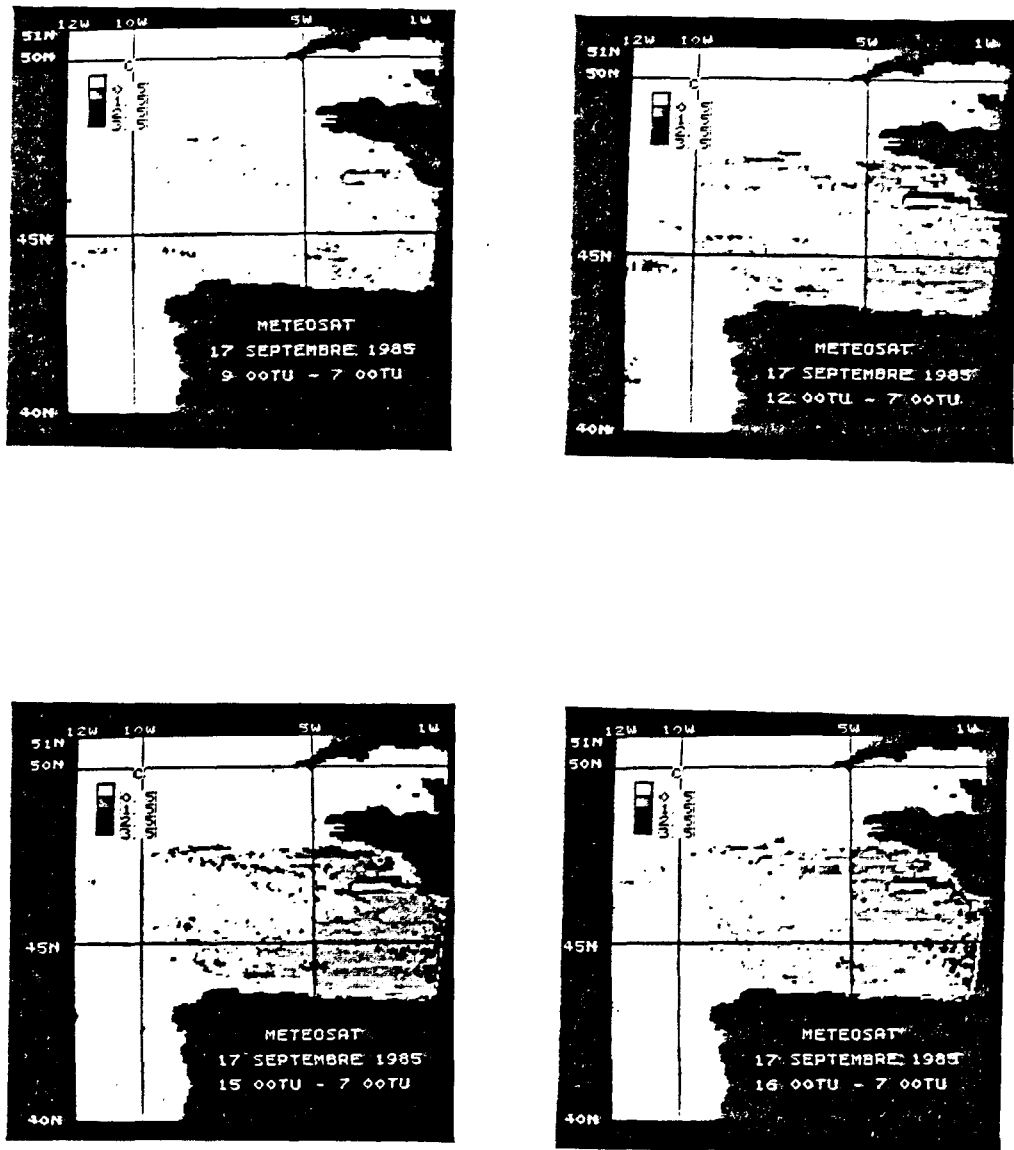


Figure VI.5
Evolution de l'échauffement de surface le 17 septembre 1985.

En considérant qu'à 700 TU, heure de la première image METEOSAT, la couche homogène a une épaisseur d'environ 10 m, on peut considérer que T_{10} sera la température de surface de référence et l'échauffement ΔT sera directement donné par :

$$\Delta T = C_2 \frac{Q}{U} \quad \text{VI.3}$$

Sur la figure VI.6 nous avons porté l'évolution de la température de surface observée par METEOSAT en trois points. Deux d'entre eux subissent un échauffement de l'ordre de 1,5 K, la température du troisième variant peu (0,5 K). Nous comparons ces résultats à ceux prédits par la relation VI.3. Pour le point A (44 N ; 1,7 W), l'ajustement est bon pour un module de vent compris entre 1,5 et 2 ms^{-1} . Au point C (45,8 N ; 4,9 W), un vent de 4 ms^{-1} expliquerait la faiblesse de l'échauffement. Un vent de 1 ms^{-1} expliquerait l'évolution de la température au point B (46 N ; 17 W). Ce résultat est sujet à caution, étant inférieur à la limite de validité fixée par Hasse.

Dans le cas étudié, la variabilité de la température de surface est surtout due à la variabilité du module du vent sur la zone. On note aussi que la formule de Hasse donne des résultats cohérents avec les observations METEOSAT.

L'utilisation de cette relation va nous permettre d'apprécier la variabilité spatiale du module du vent. Soit deux points A et B. On déduit facilement de VI.3 :

$$U^A - U^B = C_2 Q \frac{\Delta T^B - \Delta T^A}{\Delta T^A \Delta T^B} \quad \text{VI.4}$$

L'imagerie satellitaire nous donne les valeurs de l'échauffement en tout pixel clair. Q est le flux solaire moyen sur la période étudiée.

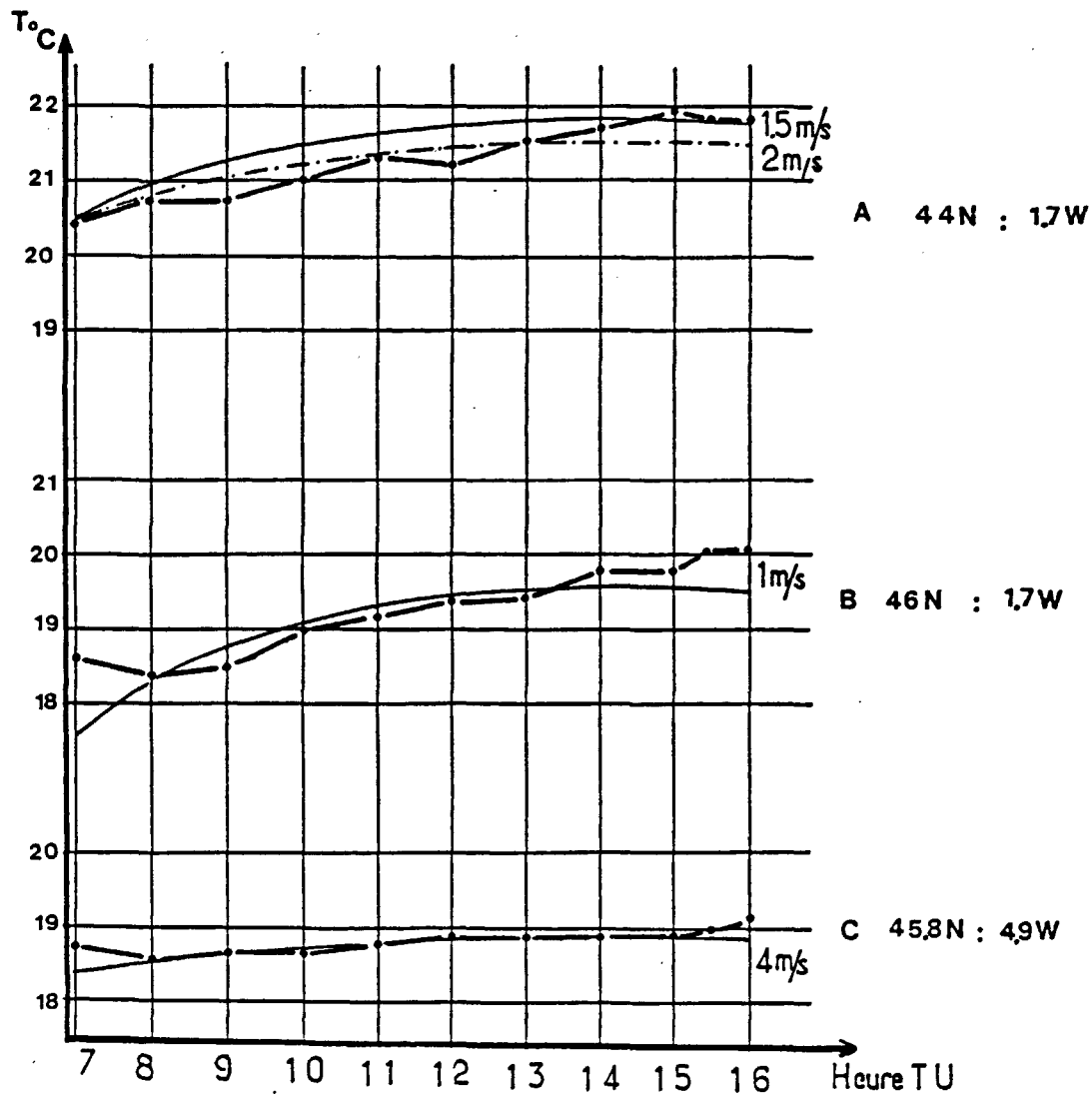
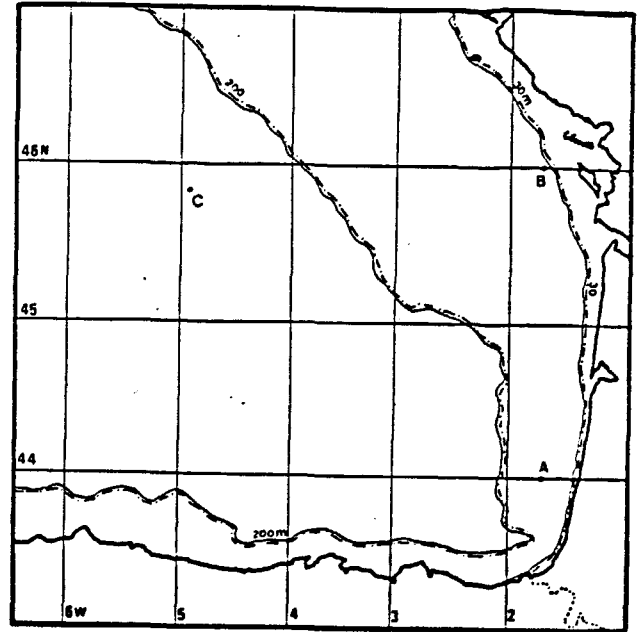
Appliquons cette relation aux points A, B et C. Le flux solaire incident moyen entre 700 TU et 1600 TU est 600 Wm^{-2} . L'image différence entre les températures de surface à 1600 TU et 700 TU nous donne :

$$\Delta T^A = 1,4 \text{ K}$$

$$\Delta T^B = 1,7 \text{ K}$$

$$\Delta T^C = 0,5 \text{ K}$$

Figure VI.6
Evolution de la température de
surface observée par METEOSAT.
Ajustement à la formule de
L. Hasse.



On peut déduire de la relation VI.4 les différences moyennes sur la journée du module du vent entre ces trois points :

$$u^A - u^B = 0,3 \text{ ms}^{-1}$$

$$u^A - u^C = -2,7 \text{ ms}^{-1}$$

$$u^B - u^C = -3,0 \text{ ms}^{-1}$$

VI.1.4 - Discussion

L'examen de la carte des vents à 16/17m issue d'un modèle d'analyse (figure VI.1) met en évidence un module de vent plus faible au large de la Rochelle que des Landes et atteignant environ 5 ms^{-1} dans la partie ouest du Golfe. Nos résultats semblent donc réalistes.

Cette méthode ne donne une approche de la variabilité spatiale du vent que si celui-ci est faible ($U < 10 \text{ ms}^{-1}$). Lorsqu'il forçait, les transferts d'énergie par chaleur latente et chaleur sensible ainsi que l'approfondissement de la couche de mélange (c'est à dire la variation de d) ne sont plus négligeables et l'emploi de la formule VI.3 surestimera l'échauffement.

Il aurait été souhaitable de tenir compte des pertes de surface en faisant intervenir le terme $C_1 P/U$ dans nos calculs. Cependant, une étude de Deschamps (1977) sur le refroidissement superficiel tendrait à montrer que la formulation de Hasse surestime la différence de température et l'épaisseur de la couche limite de façon importante (on calculerait en effet, un écart dû à la couche moléculaire de l'eau mais aussi de l'air). On peut supposer que le 17 septembre 1985, l'échauffement est assez bien approché par la relation VI.3, car les pertes en surface sont faibles. Le refroidissement superficiel peut néanmoins être une source d'erreur sur la mesure radiométrique. Lorsque $U < 7 \text{ ms}^{-1}$, il semble à peu près inexistant. Son influence peut par contre atteindre quelques dixièmes de degré pour des vitesses de vent très faibles.

D'autres phénomènes peuvent être évoqués lors de l'explication de nos observations. Le courant de marée, donc le brassage, est plus fort dans le fond du Golfe de Gascogne qu'au large. Or, c'est précisément au fond du Golfe (points A et B) que l'échauffement est le plus important. Il semble donc que les conséquences des conditions atmosphériques supplantent celles

du brassage dû au courant de marée. Il est aussi probable que l'eau soit plus turbide à la côte qu'au large. La pénétration du rayonnement solaire incident est alors limité à une couche mince et le gradient vertical de température augmente. On peut également penser à l'existence d'une turbulence résiduelle au large après le passage des fronts précédant nos observations (turbulence provoquée par l'état de la mer). Ce dernier phénomène est sans doute d'ordre secondaire.

VI.1.5 - Conclusion

Les images METEOSAT nous ont permis de suivre l'évolution de la température de surface de façon détaillée dans l'espace et dans le temps. Nous avons pris comme exemple l'échauffement global du Golfe de Gascogne le 17 septembre 1985 dans des conditions de vent faible. On met ainsi en évidence, par un ensoleillement qui n'a rien d'exceptionnel (environ 600 Wm^{-2}) une hausse des températures qui peut atteindre 2,7 K pour un vent nul. Ceci amène à être prudent lors de l'utilisation d'images de l'après midi lorsque le vent est modéré et l'ensoleillement fort. On parle souvent de telles conditions en Méditerranée. Elles se rencontrent aussi dans l'Atlantique. Par exemple, le 25 juin 1985, la différence entre les images de l'après midi et du matin met en évidence une tache chaude présentant un échauffement de l'ordre de 3 K au centre (fig. VI.7).

L'imagerie METEOSAT permet aussi d'évaluer la variabilité spatiale du champ de vent dans des conditions de vent faible ($2 \text{ ms}^{-1} < U < 10 \text{ ms}^{-1}$). Cette dernière propriété est intéressante car elle permet une estimation de la variation locale du module du vent. Il faut évidemment se placer dans des zones où les phénomènes radiatifs sont prépondérants.

VI.2 - Autres observations

Nous passons ici en revue d'autres phénomènes pouvant être observés par METEOSAT sans les étudier.

Il faut garder à l'esprit que METEOSAT permet d'observer des phénomènes "massifs" et que l'utilisation du géostationnaire ou du défilant ne conduira pas au même type d'approche d'une étude.

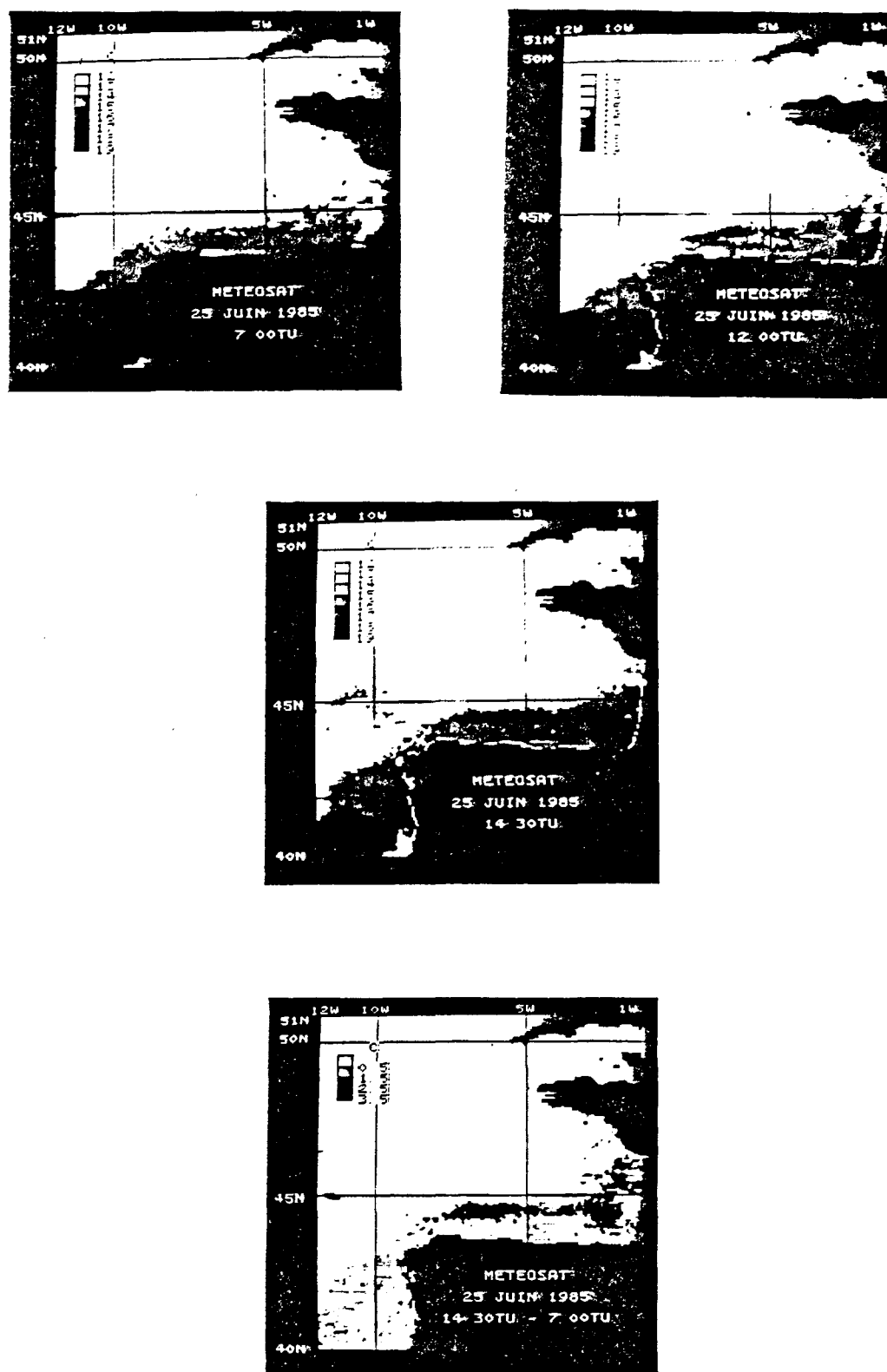


Figure VI.7

Formation d'une tache chaude dans le Golfe de Gascogne en juin 1985.

Ceci apparait clairement si on compare l'image de l'upwelling ibérique donnée par METEOSAT (fig. VI.4, compilation 700 TU, 730 TU) à celle donnée par l'AVHRR (fig. VI.8). La première permet d'apprécier la "puissance" du phénomène alors que la seconde permettra de s'intéresser par exemple, aux petites instabilités frontales.

La figure VI.9 présente une langue d'eau chaude qui se déplace vers le fond du Golfe en suivant le talus. Elle s'installe généralement en hiver, alors que les conditions météorologiques sont défavorables au développement de l'upwelling. En 1983, elle était présente pendant tout le mois de décembre et présentait son extension maximale la dernière semaine. On note qu'une bande d'eaux froides plaquée à la côte est présente au nord du Portugal et en Galice.

Les phénomènes tels que les fronts de mers à marée ou les remontées d'eaux froides le long du plateau continental au large de la Bretagne ne sont pas bien mis en évidence (faibles dimensions ou faible signature thermique).

De façon surprenante, car la zone est petite, nous avons pu suivre l'évolution générale de la température de surface en Mer d'Alboran le 17 septembre 1985 (fig. VI.10). Ceci est probablement dû à l'amplitude du phénomène observé.

La limite de telles études sera liée à la nébulosité.



Figure VI.8

Image NOAA-9 - 17 septembre 1985 - 300 TU.

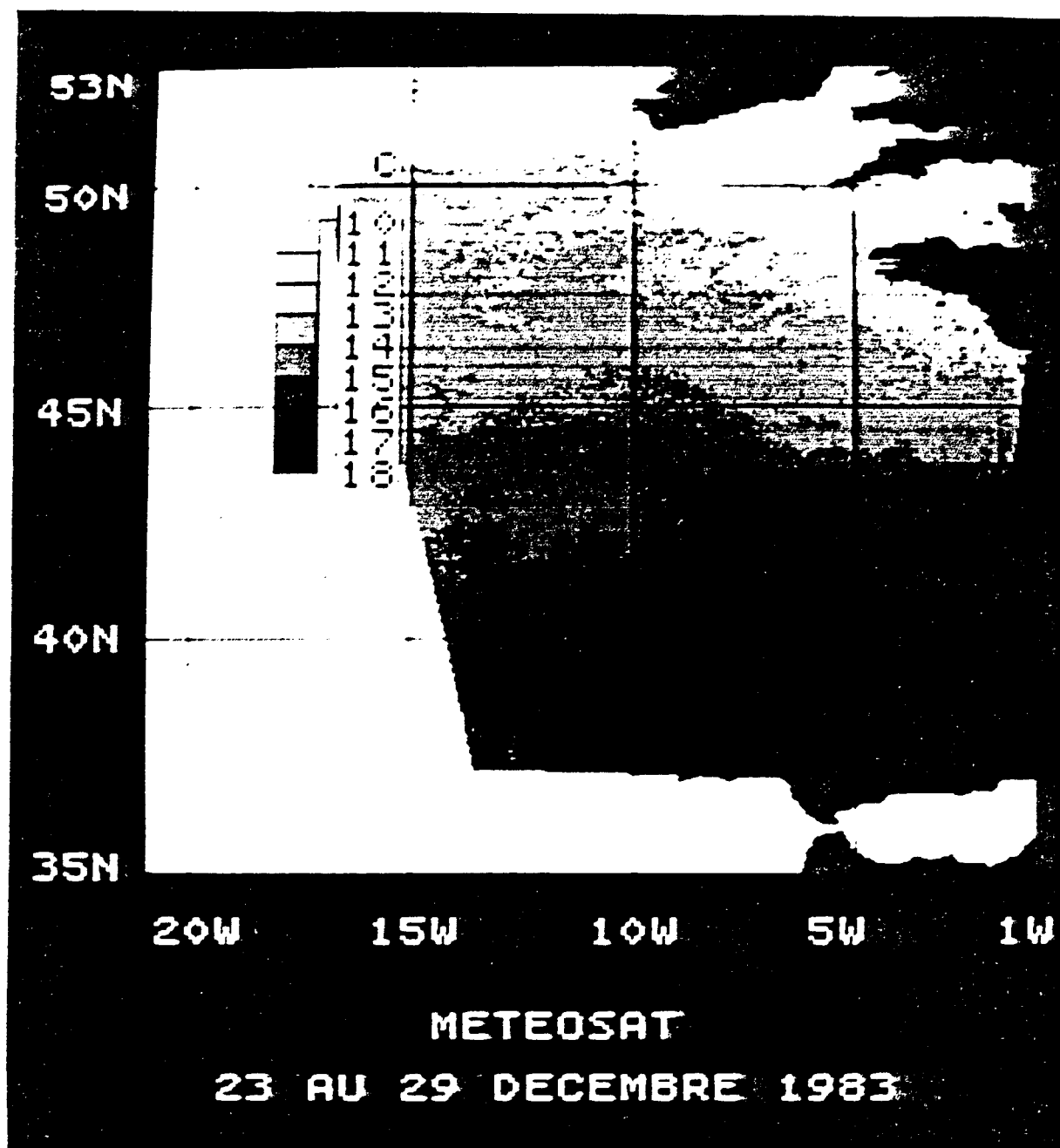
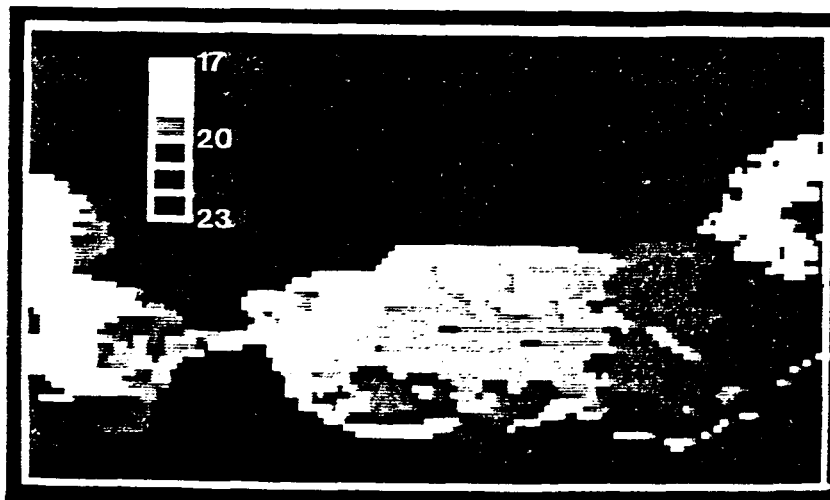


Figure VI.9

Eaux chaudes le long du talus continental aux abords des côtes portugaises et espagnoles.



Compilation METEOSAT
1030 TU, 1100 TU
(image référence)

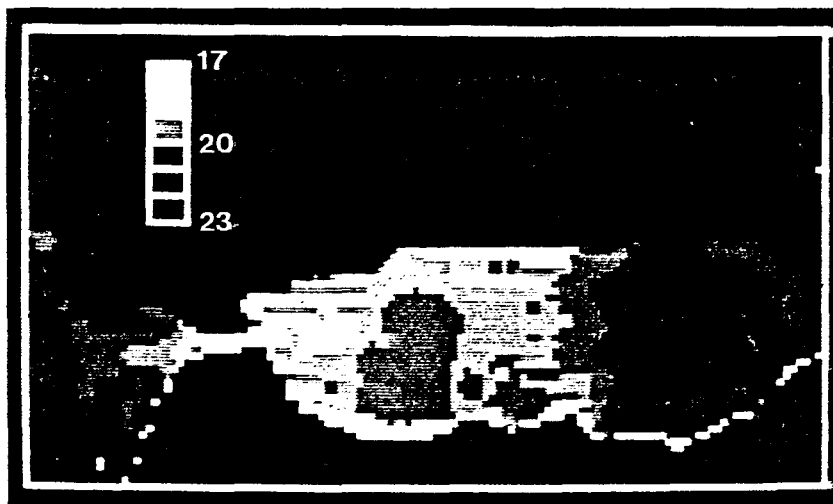


Image METEOSAT
1600 TU

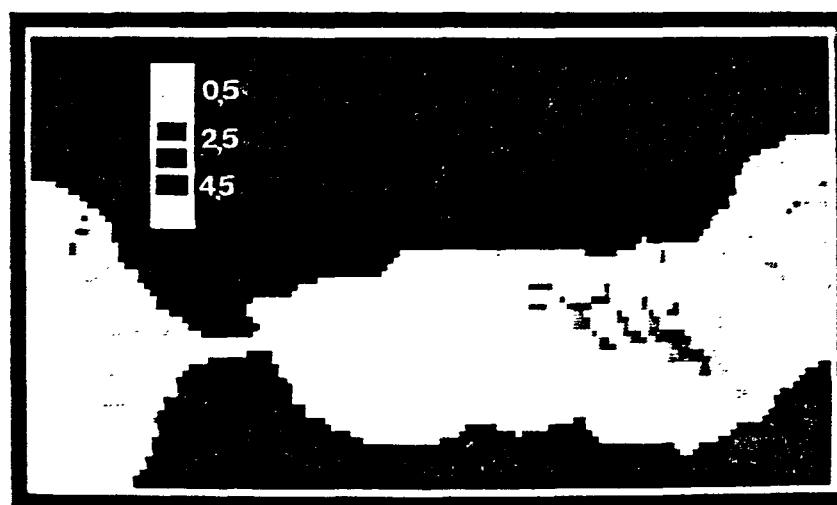


Image différence
1600 TU référence

Figure VI.10

Evolution de la température de surface en mer d'Alboran le 17 septembre 1985

CONCLUSION GENERALE

Les conclusions de cette étude nous permettent de répondre à deux questions. D'une part, peut-on restituer des champs de températures de surface à l'aide de METEOSAT ? D'autre part, l'océanographe déduit-il des images METEOSAT des renseignements autres que ceux fournis par les satellites défilants ?

L'un des objectifs était de compléter les champs de SST hebdomadaires issus des défilants. L'étude montre que la résolution spatiale du pixel METEOSAT est le facteur limitant. En cas de nébulosité morcelée, les spots METEOSAT sont généralement contaminés et inutilisables. Par contre, pour certaines situations météorologiques (amas nuageux espacés de plusieurs dizaines de kilomètres...) évoluant rapidement, l'utilisation de la haute répétitivité des acquisitions METEOSAT est intéressante. Il faut donc tenir compte de la vitesse de déplacement des masses nuageuses mais aussi de leur espacement pour espérer obtenir un gain en pixels mer important par rapport aux compilations AVHRR. En général, les informations apportées par les satellites défilants sont plus complètes lors de situations de ciel de traîne.

La méthode de restitution des températures de surface de la mer donne une précision meilleure que 1 K lorsque les champs comparés sont compatibles (champs METEOSAT hebdomadaires / champs MISTER hebdomadaires...). Lorsque des coefficients hebdomadaires sont appliqués à des compilations quotidiennes, la précision de ces dernières est moindre et n'est plus que de 1 K à 2 K. Ces valeurs dépendent de la variabilité spatiotemporelle de la correction atmosphérique. Ceci plaide en la faveur d'une utilisation opportuniste de la méthode. La durée de validité des coefficients doit être adaptée aux conditions météorologiques et peut mener à effectuer une régression par jour.

Lorsque des conditions de ciel clair sont présentes, METEOSAT permet le suivi de phénomènes océaniques à évolution rapide et ayant une signature thermique en surface importante.

Nous avons pu suivre un échauffement global du Golfe de Gascogne en septembre 1985 dans des conditions de vent faible. On a pu ainsi cons-

tater que le réchauffement global du Golfe de Gascogne peut s'effectuer en quelques heures lorsque les conditions météorologiques adéquates sont réunies. En cas de vent faible, le réchauffement de la couche superficielle peut être évalué heure par heure. A partir des champs d'échauffement de la température de surface, il est possible d'évaluer la variabilité spatiale du module du vent. Ceci est vrai si $2 \text{ ms}^{-1} < U < 10 \text{ ms}^{-1}$. Des échauffements de l'ordre de 2 K ont été mis en évidence au fond du Golfe dans des conditions d'ensoleillement moyen. L'utilisateur devra donc interpréter avec prudence les images satellitaires de l'après midi pour des ensoleillements forts et des vents faibles.

Les exemples d'observations possibles sur la zone d'étude tendent à montrer que celle-ci est assez défavorable à l'utilisation d'un satellite ayant les caractéristiques de METEOSAT. Des mesures beaucoup mieux adaptées à ses capacités pourraient être effectuées en Méditerranée où les phénomènes massifs ayant une évolution rapide sont plus fréquents (évaluation du refroidissement consécutif à un coup de Mistral, dynamique en Mer d'Alboran...).

Un développement possible de ce travail est l'utilisation conjointe d'images METEOSAT et AVHRR permettant d'appréhender différents aspects d'un même phénomène :

- positionnement, évaluation de la puissance, évolution à courte échelle de temps pour METEOSAT ;
- instabilités et faibles gradients pour l'AVHRR.

ANNEXES

&

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXE A

CARACTERISTIQUES DE L'AVHRR

NOAA-7 est un satellite héliosynchrone de la série TIROS. Deux orbites sont acquises chaque jour à douze heures d'intervalle (environ 03h00 et 15h00 TU). Un radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) est installé à bord. Sa résolution spatiale est 1 km au nadir du satellite et la précision de la mesure de 0,125°K à 300°K. Il dispose de cinq canaux dont les caractéristiques suivent :

Canal 1	Visible	0,58 à 0,68 μm
Canal 2	Proche IR	0,725 à 1,10 μm
Canal 3	IR	3,55 à 3,93 μm
Canal 4	IR	10,3 à 11,3 μm
Canal 5	IR	11,5 à 12,5 μm

Les données NOAA-7 ont été remplacées en janvier 1985 par les données NOAA-9. Les caractéristiques de ce satellite sont sensiblement identiques.

RAPPEL DU PRINCIPE D'ANALYSE MULTISPECTRALE

L'analyse multispectrale est l'une des méthodes les plus simples d'emploi. Elle repose sur le principe d'utiliser des mesures radiométriques à des longueurs d'onde différentes de façon à minimiser les causes d'erreurs. Nous nous contenterons d'exposer ici la méthode dite "split window" n'utilisant que deux canaux lors de la restitution de la température de surface.

En négligeant l'effet de réflexion, l'équation de transfert radiatif régissant le rayonnement parvenant au satellite à la longueur d'onde λ s'écrit :

$$L_{\lambda}(\tau, \theta) = L_{\lambda}^{\circ}(\tau_s) t_{\lambda}(\theta) + \int_{t_{\lambda}(\theta)}^1 L_{\lambda}^{\circ}(\tau(z)) dt_{\lambda}(z, \theta) \quad (1)$$

$L_{\lambda}^{\circ}(\tau_s)$: fonction de Planck à la longueur d'onde λ et pour la température absolue τ_s .

τ_s : température absolue de la cible.

$L_{\lambda}(\tau, \theta)$: luminance monochromatique mesurée par le satellite pour un angle zénithal d'observation θ .

$t_{\lambda}(\theta)$: fonction de transmission totale de l'atmosphère.

$t_{\lambda}(z, \theta)$: fonction de transmission à l'altitude z .

L'absorption a lieu dans les basses couches, l'équation (1) devient :

$$L_{\lambda}(\tau, \theta) = L_{\lambda}^{\circ}(\tau_s) t_{\lambda}(\theta) + L_{\lambda}^{\circ}(\tau_a) [1 - t_{\lambda}(\theta)] \quad (2)$$

τ_a est la température moyenne des basses couches.

La fonction de Planck peut être approchée par les deux premiers termes d'un développement en série. L'équation (2) s'écrit :

$$\tau_s - \tau_{\lambda} = (\tau_s - \tau_{\lambda a}) (1 - t_{\lambda}) \quad (3)$$

Seule la vapeur d'eau est responsable de l'absorption atmosphérique et la mesure étant faite dans des fenêtres atmosphériques, l'absorption est faible et la fonction de transmission peut s'écrire :

$$t_{\lambda} = 1 - k_{\lambda} W \sec \theta$$

où k_{λ} est un coefficient d'absorption et

W un contenu équivalent en vapeur d'eau.

En remplaçant dans (3), on obtient :

$$T_s - T_\lambda = (T_s - T_{\lambda a}) k_\lambda W \sec \theta$$

Les mesures sont effectuées à des longueurs d'onde telles que la température moyenne des basses couches ne varie pas et que les coefficients d'absorption soient différents. En infrarouge, les longueurs d'onde utilisées sont généralement 11 μ m et 12 μ m.

$$T_s - T_{11} = (T_s - T_a) k_{11} W \sec \theta$$

$$T_s - T_{12} = (T_s - T_a) k_{12} W \sec \theta$$

soit :

$$T_s = T_{11} \frac{K_{12}}{K_{12} - K_{11}} - T_{12} \frac{K_{11}}{K_{12} - K_{11}}$$

En supposant qu'un seul constituant atmosphérique intervient dans le phénomène d'absorption, la température de surface est une expression linéaire de deux mesures radiométriques à des longueurs d'onde différentes. En réalité, il faut aussi tenir compte d'autres effets (CO_2 , O_3 , réflexion, non linéarité...) qui peuvent être approchés par un terme constant. La température de surface devient alors :

$$T_s = a_0 + a_1 T_{11} + a_2 T_{12}$$

De nombreux chercheurs travaillent sur la détermination des coefficients. Dans cette étude, les résultats sont obtenus grâce à l'algorithme:

$$T_s = 3T_{11} - 2T_{12} + 0,5$$

(Brunel et al, 1984)

RESTITUTION DE LA SST PAR RADIOMETRIE INFRAROUGE
DEFINITION DE LA QUANTITE MESUREE

C.1 - GénéralitésC.1.1 - Définitions

Le tableau C.1 permet de récapituler les grandeurs que nous allons manipuler.

Symboles	DESCRIPTION			Unités
Q		Energie totale émise par un corps ou contenue dans un élément de volume		J
ϕ	flux énergétique	Puissance émise par une source, transportée par un faisceau ou reçue par un récepteur sous forme de rayonnement	$\frac{dQ}{dt}$	W
I	Intensité énergétique	flux par unité d'angle solide	$\frac{d\phi}{d\omega}$	W sr ⁻¹
E	éclairage	flux incident par unité de surface du récepteur	$\frac{d\phi}{dS}$	W m ⁻²
M	émittance	flux émis par unité de surface de l'émetteur	$\frac{d\phi}{dS}$	W m ⁻²
L	Luminance (radiances en anglais)	flux par unité d'angle solide et unité de surface projetée	$\frac{d^2\phi}{dS \cos\theta d\omega}$	Wsr ⁻¹ m ⁻²
L_λ	Luminance spectrale monochromatique		$\frac{dL}{d\lambda}$	Wm ⁻² sr ⁻¹ cm

Tableau C.1
Définition radiométrique

Toutes ces grandeurs peuvent être définies de façon monochromatique, comme la luminance spectrale monochromatique.

C.1.2 - Emission infrarouge d'un corps à la température T

Tout corps à la température T (°K) émet un rayonnement. Nous nous

intéressons d'abord au rayonnement émis par un corps noir.

Cas du corps noir

L'émittance d'un corps absorbant totalement le rayonnement qui parvient à sa surface est uniquement fonction de sa température T . Il obéit à la loi de Stéfan ;

$$M(T) = \sigma T^4$$

σ : constante de Stéfan-Boltzman

$$\sigma = 5,7 \cdot 10^{-2} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

Sa luminance est la même dans toutes les directions (loi de Lambert) :

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

La formule de Planck permet de connaître la répartition spectrale du rayonnement du corps noir. Elle donne une luminance spectrale monochromatique :

$$L_{\lambda}^{\circ}(T) = \frac{2 h c^2}{\lambda^5 [e^{hc/\lambda T} - 1]} \quad \text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^{-1}$$

On peut aussi l'exprimer en fonction du nombre d'onde $\nu = 1/\lambda$

$$L_{\nu}^{\circ}(T) = \frac{C_1 \nu^3}{e^{C_2 \nu/T} - 1} \quad \text{mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}$$

avec

$$C_1 = 2 h c^2 = 1,19061 \cdot 10^{-5} \text{ mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$$

$$C_2 = hc/k = 1,438788 \text{ cm} \cdot \text{K}$$

où : h = constante de Planck

k = constante de Boltzman

c = célérité de la lumière.

On peut constater sur la figure C.1 que l'émission de corps ayant une température comprise entre 273 K et 300 K (gamme de température mer), se fait dans l'infrarouge et en hyperfréquences.

En réalité, aucun corps n'est capable d'absorber la totalité du rayonnement incident. Nous devons donc définir un corps se rapprochant davantage de la réalité.

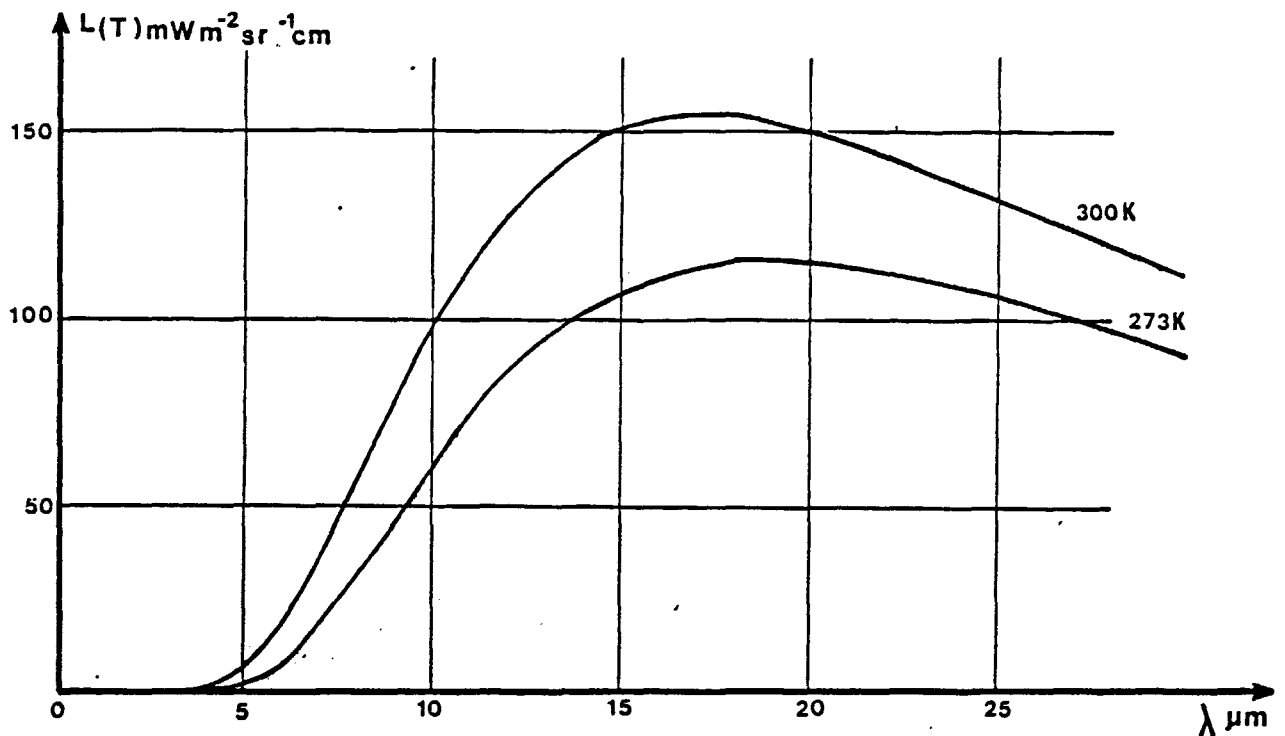


Figure C.1

Variation de la fonction de Planck en fonction de la longueur d'onde pour la gamme de température mer.

Cas du corps gris

Il s'agit d'un corps émettant un rayonnement inférieur au rayonnement incident.

Nous devons donc définir un paramètre d'absorption $a_\lambda < 1$ où a_λ est le rapport de l'énergie absorbée par le corps gris à l'énergie qu'absorberait un corps noir placé dans les mêmes conditions.

Tout objet réel absorbe, réfléchit et transmet le rayonnement reçu, ce qui est traduit par :

$$a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$$

En infrarouge, l'eau est opaque ($\tau_\lambda = 0$). En appliquant ensuite la loi de Kirchhoff (tout corps émet comme il absorbe), on peut définir un coefficient d'émissivité : $\varepsilon_\lambda = 1 - \rho_\lambda$ où ρ_λ est le coefficient de réflexion à la longueur d'onde λ .

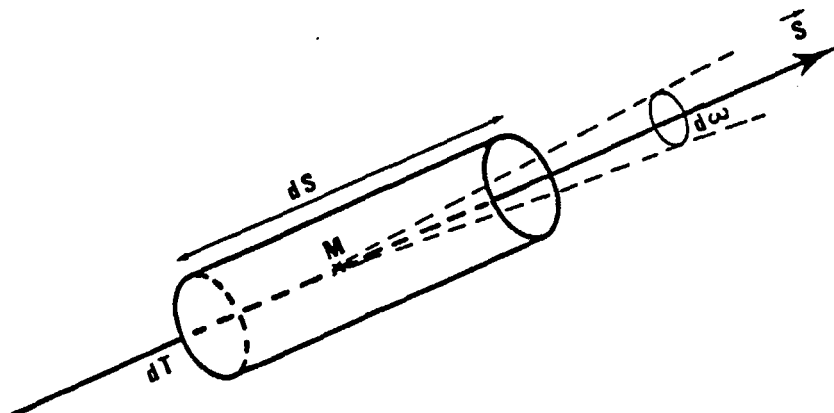
La luminance monochromatique d'un rayonnement émis par la surface de l'eau à la température T est donc : $L_\lambda(T) = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T)$

Il est donc possible de retrouver la température d'une surface en mesurant sa luminance dans le domaine infrarouge. Nous verrons plus tard que ses mesures sont entachées de plusieurs erreurs dont il faudra tenir compte.

Parmi celles-ci, il faut noter les erreurs instrumentales (bruit, calibration) et physiques. Pour résoudre ce dernier point, nous allons écrire l'équation de transfert radiatif à travers l'atmosphère et émettre un certain nombre d'hypothèses nous permettant d'en donner une solution.

C.2 - Equation de transfert radiatif (E.T.R.)

C.2.1 - Forme différentielle de l'E.T.R.



Nous allons établir cette équation en écrivant le bilan d'énergie dans un élément de volume cylindrique de longueur dS et de section d . Soit $L_{\lambda}(M, \vec{s})$ la luminance au point M , du rayonnement monochromatique se propageant dans la direction \vec{s} .

Le flux entrant est : $\phi_{\lambda A} = L_{\lambda}(M, \vec{s}) d\omega d\tau$

Le flux sortant est : $\phi_{\lambda B} = \left(L_{\lambda}(M, \vec{s}) + \frac{d L_{\lambda}(M, \vec{s})}{dS} dS \right) d\omega d\tau$

La différence entre le flux entrant et le flux sortant est due
 . au flux perdu par absorption et diffusion :

$$\phi_{\lambda 1} = K_{\lambda}(M) \phi_{\lambda A} dS = K_{\lambda}(M) L_{\lambda}(M, \vec{s}) d\omega d\tau dS$$

$K_{\lambda}(M)$ étant le coefficient d'extinction monochromatique au point M ,

. au flux gagné par diffusion de l'élément de volume de rayonnement venant d'autres directions ou par émission thermique de cet élément de volume.

$$\phi_{\lambda 2} = K_{\lambda}(M) J_{\lambda}(M, \vec{s}) d\omega d\tau dS$$

$J_{\lambda}(M, s)$ étant la fonction source pour la direction \vec{s} au point M .

la conservation de l'énergie permet d'écrire :

$$\phi_{\lambda A} - \phi_{\lambda B} = \phi_{\lambda 1} - \phi_{\lambda 2}$$

soit finalement :

$$\frac{\partial L_{\lambda}(M, \vec{s})}{\partial S} = -K_{\lambda}(M) (L_{\lambda}(M, \vec{s}) - J_{\lambda}(M, \vec{s}))$$

(Lenoble, 1974)

Hypothèse 1

Nous n'abordons pas ici le problème des aérosols. Il faut cependant noter que leur effet (absorption) est très variable dans le temps et dans l'espace et qu'ils peuvent entraîner des erreurs non négligeables dans le domaine spectral considéré.

$K_{\lambda}(M)$ est donc représentatif de l'absorption et de la diffusion moléculaire. Cette dernière peut être négligée dans la fenêtre atmosphérique 11 μ m.

Finalement, $K_{\lambda}(M)$ devient un coefficient d'absorption moléculaire et s'écrit :

$$K_{\lambda}(M) = \rho(M) k_{\lambda}$$

où $\rho(M)$ est la densité des molécules absorbantes et k_j le coefficient d'absorption moléculaire du gaz.

Hypothèse 2

Il est admis que la basse atmosphère ($Z < 60$ km) est en équilibre thermodynamique local. La fonction source est donc la luminance du corps noir à la température absolue T .

$$J_j(M, \vec{s}) = L_j^0(T_M) = \frac{C_1 j^3}{e^{C_2/T} - 1}$$

Hypothèse 3

Nous supposons l'atmosphère plan parallèle. Cette approximation est suffisante car l'épaisseur de l'atmosphère est faible devant le rayon de courbure de la terre et, dans le cas d'un ciel clair, la variabilité de l'état atmosphérique est faible dans le plan horizontal par rapport au plan vertical. La fonction source étant isotrope, la symétrie est axiale autour de la verticale Oz. Une direction est alors repérée uniquement grâce à l'angle θ avec la verticale $ds = \frac{dz}{\cos \theta}$. A l'aide de ces nouveaux résultats, nous trouvons une nouvelle expression de l'équation de transfert :

$$\cos \theta \frac{\partial L_j(z, \cos \theta)}{\partial z} = -\rho(z) k_j [L_j(z, \cos \theta) - L_j^0(T(z))] \quad C.1.$$

C.2.2 - Intégration de l'équation de transfert

Pour connaître le rayonnement ascendant L_j^+ ($\cos \theta > 0$) atteignant le satellite à l'altitude Z , nous devons calculer le rayonnement descendant L_j^- ($\cos \theta < 0$) parvenant à la surface visée. L'équation C.1 nous donne l'expression de ces deux rayonnements.

Posons $\mu = |\cos \theta|$

$$\mu \frac{\partial L_j^+(z, \mu)}{\partial z} = -\rho(z) k_j [L_j^+(z, \mu) - L_j^0(T(z))]$$

$$\mu \frac{\partial L_j^-(z, \mu)}{\partial z} = \rho(z) k_j [L_j^-(z, \mu) - L_j^0(T(z))]$$

Dans ce qui suit, nous confondrons altitude du satellite Z et sommet de l'atmosphère.

Pour une couche d'épaisseur dz , l'épaisseur optique $d\tau_1(z)$ s'écrit :

$$d\tau_1(z) = -k_1 \rho(z) dz$$

L'épaisseur optique de l'atmosphère est donc :

$$\tau(z, 0) = \int_0^z k_1 \rho(z) dz$$

Le système d'équation précédent peut s'écrire en fonction de l'épaisseur optique :

$$\mu \frac{\partial L_1^+}{\partial \tau}(z, \mu) = L_1^+(z, \mu) - L_1^0(\tau(z)) \quad C. 2.$$

$$\mu \frac{\partial L_1^-}{\partial \tau}(z, \mu) = -[L_1^-(z, \mu) - L_1^0(\tau(z))] \quad C. 3.$$

Nous y ajoutons deux conditions aux limites :

$$1) L_1^-(z) = 0$$

Le rayonnement solaire descendant parvenant au sommet de l'atmosphère est nul. Nous ne prenons en compte que l'émission thermique propre de l'atmosphère dans la gamme de longueurs d'onde concernée.

$$2) L_1^+(0) = \varepsilon_1(\mu) L_1^0(\tau_0) + \rho_1(\mu) L_1^-(0, \mu)$$

Pour un ciel clair, la luminance à la surface est composée de la luminance émise par la cible qui ne rayonne pas comme un corps noir, et du rayonnement descendant réfléchi par la surface visée.

T_s est la température absolue de la surface cible.

Pour résoudre l'équation C.2, il suffit de multiplier chaque terme par $\frac{1}{\mu} \exp \left[-\frac{\tau_1}{\mu}(z, z) \right]$

$\tau_1(z, z)$ étant l'épaisseur optique entre le sommet de l'atmosphère Z et le niveau z . Nous obtenons :

$$\begin{aligned} \frac{dL_1^+}{d\tau_1}(z, \mu) \exp \left[-\frac{\tau_1}{\mu}(z, z) \right] - \frac{1}{\mu} \exp \left[-\frac{\tau_1}{\mu}(z, z) \right] L_1^+(z, \mu) \\ = -\frac{1}{\mu} \exp \left[-\frac{\tau_1}{\mu}(z, z) \right] L_1^0(\tau(z)) \end{aligned}$$

soit :

$$\frac{d}{d\tau_1} \left[L_1^+(z, \mu) \exp \left[-\frac{\tau_1}{\mu}(z, z) \right] \right] = -\frac{1}{\mu} \exp \left[-\frac{\tau_1}{\mu}(z, z) \right] L_1^0(\tau(z))$$

L'intégration sur l'ensemble de l'atmosphère donne :

$$L_{\downarrow}^+(z, \mu) = L_{\downarrow}^+(0) \exp\left(-\frac{\tau_{\downarrow}}{\mu}(z, 0)\right) + \frac{1}{\mu} \int_0^{\tau_{\downarrow}(z, 0)} L_{\downarrow}^0(\tau(z)) \exp\left(-\frac{\tau_{\downarrow}}{\mu}(z, z)\right) d\tau_{\downarrow}(z, z)$$

La fonction $\exp\left(-\frac{\tau_{\downarrow}}{\mu}(z, z)\right)$ représente la transmission du rayonnement ascendant $t_{\downarrow 1}(z, z, \mu)$ à travers la couche d'atmosphère (z, z) .

Le rayonnement montant sortant de l'atmosphère peut alors s'exprimer par

$$L_{\downarrow}^+(z, \mu) = L_{\downarrow}^+(0) t_{\downarrow 1}(z, 0, \mu) - \int_1^{\tau_{\downarrow 1}(z, 0, \mu)} L_{\downarrow}^0(\tau(z)) dt_{\downarrow 1}(z, z, \mu)$$

L'équation C.3, concernant le rayonnement descendant, est résolue de la même manière en multipliant chaque terme par $\frac{1}{\mu} \exp\left(\frac{\tau_{\downarrow}}{\mu}(z, z)\right)$

$$\text{On obtient : } \frac{d}{d\tau_{\downarrow}} \left[L_{\downarrow}^-(z, \mu) \exp\left(\frac{\tau_{\downarrow}}{\mu}(z, z)\right) \right] = -\frac{1}{\mu} \exp\left(\frac{\tau_{\downarrow}}{\mu}(z, z)\right) L_{\downarrow}^0(\tau(z))$$

soit, en intégrant sur l'ensemble de l'atmosphère :

$$L_{\downarrow}^-(0, \mu) = L_{\downarrow}^-(z) \exp\left(-\frac{\tau_{\downarrow}}{\mu}(z, 0)\right) - \frac{1}{\mu} \int_{\tau_{\downarrow}(z, 0)}^0 L_{\downarrow}^0(\tau(z)) \exp\left(\frac{\tau_{\downarrow}(z, z) - \tau_{\downarrow}(z, 0)}{\mu}\right) d\tau_{\downarrow}(z, z)$$

La fonction de transmission $t_{\downarrow 2}(0, z, \mu)$ du rayonnement descendant à travers la couche d'atmosphère $(0, z)$ est $\exp\left(\frac{\tau_{\downarrow}(z, z) - \tau_{\downarrow}(z, 0)}{\mu}\right)$

Le rayonnement descendant parvenant à la surface s'écrit :

$$L_{\downarrow}^-(0, \mu) = L_{\downarrow}^-(z) t_{\downarrow 2}(0, z, \mu) - \int_1^{\tau_{\downarrow 2}(0, z, \mu)} L_{\downarrow}^0(\tau(z)) dt_{\downarrow 2}(0, z, \mu)$$

En tenant compte des conditions aux limites, nous obtenons les équations :

$$L_{\downarrow}^+(z, \mu) = (\varepsilon_{\downarrow}(\mu) L_{\downarrow}^0(\tau_{\downarrow}) + \lambda_{\downarrow}(\mu) L_{\downarrow}^-(0, \mu)) t_{\downarrow 1}(z, 0, \mu) - \int_1^{\tau_{\downarrow 1}(z, 0, \mu)} L_{\downarrow}^0(\tau(z)) dt_{\downarrow 1}(z, z, \mu)$$

$$L_{\downarrow}^-(0, \mu) = - \int_1^{\tau_{\downarrow 2}(0, z, \mu)} L_{\downarrow}^0(\tau(z)) dt_{\downarrow 2}(0, z, \mu)$$

Le rayonnement parvenant au satellite à l'altitude Z s'écrit, en sachant que $\varepsilon_{\downarrow}(\mu) = 1 - \lambda_{\downarrow}(\mu)$

$$L_{\downarrow}^{\circ}(z, \mu) = L_{\downarrow}^{\circ}(T_s) t_{\downarrow 1}(z, c, \mu) + \int_{t_{\downarrow 1}(z, c)}^1 L_{\downarrow}^{\circ}(T(z)) dt_{\downarrow 1}(z, c, \mu) \\ - \lambda_{\downarrow}(\mu) t_{\downarrow 1}(z, c, \mu) \left[L_{\downarrow}^{\circ}(T_s) - \int_{t_{\downarrow 2}(c, z, \mu)}^1 L_{\downarrow}^{\circ}(T(z)) dt_{\downarrow 2}(c, z, \mu) \right] \quad C.$$

Nous noterons : $t_{\downarrow 1}(z, z, \mu) = t_{\downarrow 1}(z)$

$$t_{\downarrow 2}(c, z, \mu) = t_{\downarrow 2}(z)$$

Nous pouvons remarquer que :

$$t_{\downarrow 1}(c) = t_{\downarrow 2}(z) = t_{\downarrow}$$

$$\text{et } t_{\downarrow} = 1 - \int_{t_{\downarrow}}^1 dt_{\downarrow 1}(z)$$

L'équation C. 4 s'écrit finalement

$$L_{\downarrow}^{\circ}(z, \mu) = L_{\downarrow}^{\circ}(T_s) - \int_{t_{\downarrow}}^1 [L_{\downarrow}^{\circ}(T_s) - L_{\downarrow}^{\circ}(T(z))] dt_{\downarrow 1}(z) \\ - \lambda_{\downarrow}(\mu) t_{\downarrow} [L_{\downarrow}^{\circ}(T_s) - \int_{t_{\downarrow}}^1 L_{\downarrow}^{\circ}(T(z)) dt_{\downarrow 2}(z)] \quad C.S.$$

Le premier terme, $L_{\downarrow}^{\circ}(T_s)$, représente la luminance de la surface visée considérée comme un corps noir.

Le deuxième terme, $\Delta L_{\downarrow A}$, représente l'erreur due à l'absorption atmosphérique :

$$\Delta L_{\downarrow A} = \int_{t_{\downarrow}}^1 [L_{\downarrow}^{\circ}(T_s) - L_{\downarrow}^{\circ}(T(z))] dt_{\downarrow 1}(z)$$

L'eau ne se comporte pas comme un corps noir. Le rayonnement incident (émission propre de l'atmosphère) n'est pas intégralement absorbé puis réémis. Il faut donc tenir compte d'un rayonnement réfléchi qui sera transmis à travers toute l'atmosphère. Le troisième terme, $\Delta L_{\downarrow R}$, exprime la contribution de ce phénomène :

$$\Delta L_{\downarrow R} = \lambda_{\downarrow}(\mu) t_{\downarrow} [L_{\downarrow}^{\circ}(T_s) - \int_{t_{\downarrow}}^1 L_{\downarrow}^{\circ}(T(z)) dt_{\downarrow 2}(z)]$$

En réalité, le satellite mesure une énergie qui est ensuite transformée en une luminance qu'on ne peut pas considérer monochromatique. La

gamme de fréquences est déterminée par un filtre ayant une courbe de réponse $f(\lambda)$. La luminance reçue par le capteur est donc :

$$L(\mu, \tau) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) [L_j^0(\tau_s) - \Delta L_{jA} - \Delta L_{jR}] d\lambda$$

Nous raisonnerons par la suite en luminance moyenne définie par

$$L_j(\mu, \tau) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) [L_j^0(\tau_s) - \Delta L_{jA} - \Delta L_{jR}] d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda}$$

CALCUL DU COEFFICIENT DE REFLEXION MONOCHROMATIQUE

Le coefficient de réflexion monochromatique dépend de l'indice de réfraction complexe N du milieu réfléchissant et de l'angle d'incidence

$$N = n - ik$$

où n est l'indice de réfraction de l'eau

k est l'indice d'absorption de l'eau.

Les valeurs de ces indices sont données par Pontier et Dechambenoy (1965).

Le rayonnement atmosphérique étant supposé non polarisé, le coefficient de réflexion est : $r_{\perp}(\theta) = \frac{1}{2} (r_{\perp}''(\theta) + r_{\perp}^{\perp}(\theta))$

où $r_{\perp}''(\theta)$ et $r_{\perp}^{\perp}(\theta)$ sont les coefficients de réflexion monochromatique relatifs aux composantes parallèle et normale au plan d'incidence.

$$r_{\perp}''(\theta) = \left| \frac{(N^2 - \sin^2 \theta)^{1/2} - N^2 \cos \theta}{(N^2 - \sin^2 \theta)^{1/2} + N^2 \cos \theta} \right|^2$$

$$r_{\perp}^{\perp}(\theta) = \left| \frac{(N^2 - \sin^2 \theta)^{1/2} - \cos \theta}{(N^2 - \sin^2 \theta)^{1/2} + \cos \theta} \right|^2$$

En posant $(N^2 - \sin^2 \theta)^{1/2} = a + ib$

on obtient :

$$a = \frac{1}{\sqrt{2}} (n^2 - k^2 - \sin^2 \theta + ((n^2 - k^2 - \sin^2 \theta)^2 + 4n^2 k^2)^{1/2})^{1/2}$$

$$b = \frac{nk}{a}$$

Les coefficients de réflexion s'écrivant finalement :

$$r_{\perp}''(\theta) = \frac{(a - \cos \theta)^2 + b^2}{(a + \cos \theta)^2 + b^2}$$

$$r_{\perp}^{\perp}(\theta) = \frac{(a - (n^2 - k^2) \cos \theta)^2 + (b - 2nk \cos \theta)^2}{(a + (n^2 - k^2) \cos \theta)^2 + (b + 2nk \cos \theta)^2}$$

BIBLIOGRAPHIE

Agoumi A.

Modélisation de l'écosystème pélagique en Manche ; étude de l'influence des phénomènes physiques sur le système planctonique, thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 1985.

Asfar L., and al

Extraction of land surface parameters and fluxes from METEOSAT radiances, presented at the 5th Meteosat Scientific Users Meeting, Rome, 1985.

Bériot N., N.A. Scott, A. Chédin and P. Sitbon

Calibration of Geostationary Satellite Infrared Radiometers Using the TIROS-N Vertical Sounder : application to METEOSAT-1, J. of Applied Meteorology , vol 21, n° 1 , January 1982.

Brunel P., T. Phulpin et J. Le Vourch

Le programme REDRES et l'analyse de température de surface de la mer par les thermographies satellitaires, Note de travail n° 82 de l'EERM, mars 1984.

Campbell S.

Vicarious Calibration of Meteosat's Infrared Sensors, ESA Journal Vol 6, 151-161, 1982.

Campbell S.

The method of deriving sea surface temperature from METEOSAT data used at ESOC, 1983.

Castagné N., P. Le Borgne, J. Le Vourch, J.P. Olry

Restitution opérationnelle de la température de surface au CMS à partir de l'AVHRR de NOAA-7, Note de travail de l'EERM n° 128, juillet 1985.

Champagne-Philippe M.

AVHRR : validation d'un algorithme de correction de SST et restitution de champs sur l'Atlantique NE. Journées données satellitaires et échanges énergétiques à l'interface air-mer, Lannion, mai 1983.

Chédin A. and N.A. Scott

Sea Surface Temperature measurement from satellites : validation and accuracy, Adv. Space Res., vol 2 n°6, 35-41, 1983.

Chédin A., N.A. Scott, and A. Berroir

Sea Surface Temperature Radiometric Determination : experimental simulation of a double angle viewing experiment using TIROS-N and METEOSAT, July 1981.

Citeau J., B. Guillot et R. Laé

Opération LISTAO : reconnaissance de l'environnement physique en Atlantique intertropical à l'aide des satellites METEOSAT et GOES-E, ORSTOM, 1984.

Compte rendu WCRP, 1981

Report of the meeting on the coordination of plans for future satellite observing systems and ocean experiments to be organized within the WCRP, Chilton, U.K. 26-31 January 1981.

Compte rendu de la réunion "besoins et perspectives d'utilisation de la télédétection dans le domaine des ressources vivantes", DERO/AT 84-90, IFREMER, 1984.

Demarcq H.

Applications de la télédétection infrarouge et visible en océanographie ; étude de la zone de dilution rhodanienne, observation des zones de production dans le Golfe du Lion et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée Occidentale, Thèse de 3ème cycle, Université d'Aix-Marseille II, janvier 1985.

Deschamps P.Y.

Télédétection de la température de la surface de la mer par radiométrie infrarouge, thèse d'Etat, Université de Lille, 1977.

Deschamps P.Y. and R. Frouin

Large Diurnal Heating of the Sea Surface Observed by the HCMR Experiment, J. of Phys. Oceanogra., Vol 14, n°1, January 1984.

Deschamps P.Y., R. Frouin, and M. Crépon

Sea Surface Temperature of the Coastal Zones of France Observed by the HCMM satellite, J. of Geophys. Res., Vol 89 (C5), 1984.

Deschamps P.Y., R. Frouin, and L. Wald

Satellite Determination of the Mesoscale Variability of the Sea Surface Temperature, J. of Phys. Oceanogr., 11, 964-870, 1981.

Deschamps P.Y., and T. Phulpin

Atmospheric Correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3,7, 11 and 12 μ m, Bound. Lay. Meteorology, 18, 131-143, 1980.

Gohin F.

Contribution de la télédétection spatiale à la connaissance et à la gestion des ressources halieutiques, DERO/AT 85-36, IFREMER, mars 1985.

Hasse L.

The Sea Surface Temperature Deviation and the Heat Flow at the Sea Air Interface, Bound. Layer Meteor., Vol 1, 368-279, 1971.

Hampt I., H. Billing, S. Jobst

Determination of Sea Surface Temperature and Atmospheric Correction Values for Infrared Images on the Base of Data of the Meteorological Satellite NOAA-5, Beitr. Phys. Atmosph., Vol 56, n° 3, August 1983.

James R.W. and P.T. Fox

Comparative Sea Surface Temperature Measurements, Rapport WMO n° 336, 1972.

Lenoble J.

Transfert radiatif. Cours de DEA. Université de Lille, 1974.

Liorzou B. et Cl. Leroy

Première campagne de prospection germonière, IFREMER, 1984.

Llewellynjones D.T., P.J. Minett, R.W. Saunders, and A.M. Zavody

Satellite Multichannel Infrared Measurements of Sea Surface Temperature of the NE Atlantic Ocean using AVHRR/2, Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol 110, n° 465, July 1984.

Mariette V.

Contribution à l'étude des échanges océan-atmosphère et à l'élaboration d'un modèle de prévision à court terme de la structure thermique superficielle de la mer, thèse de 3ème cycle, Université de Bretagne Occidentale, 1977.

Maul G.A.

Application of GOES visible infrared data to quantifying mesoscale ocean surface temperature, J. Geophys. Res., 86 (C9), 8007-8021, 1981.

Maul G.A., and N.J. Bravo

Fitting of Satellite and In Situ Ocean Surface Temperature : Results for Polymode During the Winter of 1977-1978, J. Geophys., Res., 88 (C14), 9605-9616, 1983.

Paulson C.A. and J.J. Simpson

Irradiance Measurements in the Upper Ocean, Journal of Physical Oceanography, 7, 952-956, 1977.

Philander S.G.H. and J.H. Yoon

Eastern Boundary Currents and Coastal Upwelling, Journal of Physical Oceanography, 12, 862-879, 1982.

Phulpin T.

Utilisation de la radiometrie infrarouge multispectrale pour la détermination de la température de surface, thèse de 3ème cycle, Université de Lille, 1978.

Phulpin T., M. Derrien, and A. Brard

A two dimensional histogram procedure to analyse cloud cover from NOAA satellite high resolution imagery. JCAM, vol 22, n°8.

Pontier L. et C. Dechambenoy

Mesure du pouvoir réflecteur monochromatique de l'eau sous incidence normale entre 1 et 38 μ m, Annales de Géophysique 51, 1965.

Portolano P.

Contribution à l'étude de l'hydroclimat des côtes sénégalaises,
Rapport CRODT-ORSTOM, avril 1981.

Rual P. and F. Jarrige

Tropical Atlantic Thermal Structures along the Europe, Brazil
Shipline, Geophysical Research Letters, 11, 775-778, August 1984.

Saunders R.W., N.R. Ward, C.F. England, and G.E. Hunt

Satellite observations of Sea Surface Temperature Around the
British Isles, Bulletin American Meteorological Society, Vol 63,
n°3, March 1982.

Selby J.E.A., F.A. Kneizys, J.H. Chatwynd, J.R. and R.A. Mc Clatchey

Atmospheric transmittance/radiance : computer code LOWTRAN 4, USAF
AFGL - TR - 78 - 0053, 1978.

Sergent Cl.

Etude de la correction atmosphérique pour la mesure de tempéra-
ture de surface de la mer à partir de satellite (radiométrie in-
frarouge), Rapport de stage de recherche, Université de Lille,
1975.

Tournier B.

Détermination des températures de surface de la mer à partir des
mesures radiométriques satellitaires, thèse de 3ème cycle, Univer-
sité de Bretagne Occidentale, 1977.

Wald L.

Apport de la télédétection spatiale en infrarouge proche et moyen
à la connaissance du milieu marin : relations entre le champ de
température et le champ de courant, observations de l'état de sur-
face et mesures de la vitesse du vent, la dynamique de la couche
superficielle en mer Ligure, Thèse de Doctorat d'Etat es-Sciences,
Université de Toulon et du Var, juin 1985.

Zandlo J.A., W.L. Smith, W.P. Menzel, and C.M. Hayden

Surface Temperature Determination from an Analgamation of GOES
and TIROS-N Radiance Measurements, J. of Applied Meteorology, 21,
44-50, 1982.