

RESTITUTION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DE LA MER A
PARTIR DU SATELLITE METEOSAT II

par

H. DEMARCO, J. CITEAU, G. MAHE
ORSTOM / CRODT BP 2241, Dakar, Sénégal

mots clés : Température de surface
Océan atlantique
télédétection

RESUME

De très nombreux travaux ont été réalisés sur la restitution de la température de surface de la mer (SST) à partir de données de télédétection de différents capteurs.

Une revue rapide des techniques utilisées montre que pour des conditions atmosphériques et océaniques similaires, une bonne précision nécessite des données nombreuses et complexes, dans le but de s'affranchir des perturbations atmosphériques.

Ces méthodes sont cependant lourdes (méthodes multispectrales, prise en compte de l'angle de visée, analyse multitemporelle, méthodes géostatistiques) et limitent les possibilités de restitution de la SST en temps réel ou même en routine.

La méthode que nous proposons ici, valable en zone intertropicale, ne requiert l'utilisation que d'un seul canal IR thermique, celui du satellite METEOSAT II, et de données de navires de commerce, pour une estimation simple des perturbations atmosphériques.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 39730

Cote : B

13 JUIN 1994

7^{ème} Meeting EUMETSAT des utilisateurs
scientifiques de METEOSAT

26-30 sept. 1988 Madrid ESPAGNE

81439

Abstract

Numerous works have been done about SST retrieval using the various sensors on board of past and existing satellites.

A short review of the proposed techniques, shows that, for similar atmospheric and oceanic conditions, the higher accuracies need often a more or less complex data assimilation (multispectral methods, variation of viewing angle, multitemporal analysis and geostatistic) in order to remove atmospheric absorption. Moreover, as far as the software or the data ingest is concerned, the delivery of SST maps may be delayed and limit real-time applications.

The present paper using the unique thermal infrared channel of Meteosat combined to the (numerous) ships of opportunity data, proposes a simple and reliable technique of parameterization of the atmospheric absorption observed in the intertropical area.

The estimated precision fits the needs either of large climatic studies or these of regional ones : After a check of the calibration in radiance, then an inversion of Planck's function, a discrimination of cloud free area is performed using equally a guess field or a climatological chart (Reynolds). Composite images are produced in retaining the warmest value over five days (with eight images per day).

On these ones, an empirical model for atmospheric absorption will be applied on the following scheme : As the distribution of water vapor in tropical area appears mainly as a zonal phenomenon (clearly linked to the ITCZ), it can be suggested to take it in account along several north-south transects by polynomial functions determined in order to have the best fit between (refined) sea truth data and Meteosat data.

In our area of work (50°W to 10°E), four meridional sections have been made, inside of which atmospheric correction is assumed to be only latitude dependent.

Along each line, another polynomial adjustment is performed in order to fit continuity needs.

Finally the resulting matrix is applied to the cloud free area of Meteosat data, and the other ones being covered with ships data and objective analysis. This adjustment process appears also to remove ship's data of poor quality, and the mean difference between Meteosat corrected data and sea truth is round 0.5°C .

This work improve the relevant data set daily produce by ESOC (Darmstadt). Compared now with NOAA products (GAC), a general good agreement is evident on a large scale ; but local discrepancies remain on regional scale for which our space and time resolution are better (i.e. senegalo-mauritanian upwelling).

By the way, the above parameterization take into account both atmospheric effect and zenithal angle.

I INTRODUCTION

La température de surface de la mer est sans doute un des paramètres les plus fondamentaux de l'environnement marin systématiquement utilisé en océanographie physique et biologique. Ses moyens de mesure sont variés et dépendent essentiellement de la précision et de la fréquence de mesure permise par la méthode de prospection du milieu. Depuis le début des années soixante les satellites d'observation (défilants et géostationnaires) permettent une vue synoptique par des observations répétées, à une échelle de l'ordre du kilomètre, très supérieure à celle résultant des moyens de prospection couramment utilisés en mer.

Grace aux satellites géostationnaires, l'information satellitaire peut être utilisée comme donnée de base pour la cartographie de la température de surface de l'océan atlantique tropical, à une fréquence de temps de quelques heures, très largement supérieure à celle généralement disponible, même à petite échelle, par un navire océanographique, ou même par les satellites défilants.

Le but recherché est la conservation de la précision des structures thermiques superficielles, observées grâce à la résolution spatiale de l'information, quelques kilomètres, laquelle constitue, avec sa synoptivité, l'atout majeur du satellite par rapport aux autres moyens de mesure.

Sur l'atlantique tropical, la grande fréquence d'acquisition associée à un traitement par quinzaine, permet l'observation directe de l'upwelling équatorial, des upwellings côtiers, des courants et mouvements des masses d'eau qui sont visibles par leur signature thermique superficielle, toutes structures qui sont également de première importance pour la connaissance des phénomènes biologiques associés.

II PRINCIPALES METHODES DE RESTITUTION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DE LA MER

Dans la gamme de la radiométrie passive, deux domaines spectraux sont utilisables : les micro-ondes et l'infrarouge thermique.

Dans le premier, l'instrument SMMR embarqué sur les satellites NIMBUS-7 et SEASAT, a permis la mesure de la température de surface dans une bande spectrale très peu influencée par la présence de nuages, avec une précision radiométrique de l'ordre de 1°C. En contrepartie, la résolution spatiale permise était de l'ordre de 100 kilomètres, ce qui s'avère pour l'instant insuffisant pour des études océanographiques. Cette technique restera cependant essentielle dans les zones à forte couverture nuageuse.

Les radiomètres mesurant un rayonnement dans le domaine spectral de l'infrarouge thermique, dans la fenêtre de transparence atmosphérique 10.5-12.5 microns, captent également un signal directement émis par la surface observée. Ce signal, reçu en dehors de l'atmosphère terrestre, est cependant partiellement absorbé et diffusé sur l'ensemble de son trajet de la source au capteur, par l'ensemble des constituants de l'atmosphère, à savoir principalement les nuages, la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, l'ozone et les particules solides en suspension dans l'air. Le rayonnement mesuré permet, par inversion de la fonction de Planck, le calcul de la température absolue du corps visé par le capteur, la mer étant assimilable à un corps noir.

Les satellites les plus utilisés en océanographie et embarquant un radiomètre opérant dans l'infrarouge thermique sont ceux de la série NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration), dont la résolution radiométrique est la plus élevée (0.13 degré). D'autres satellites, tels que HCMM (Heat Mapping Capacity Mission) ou NIMBUS-7, ont également permis, avec une résolution moindre, l'observation des structures thermiques superficielles.

L'extraction de la température de surface peut se résumer en deux étapes principales :

-transformation du signal reçu par le capteur en énergie thermique émise par la surface visée, ou calibration radiométrique.

-correction de l'atténuation du signal par l'atmosphère, ou correction atmosphérique.

C'est ce dernier point qui conditionne la complexité du traitement, en fonction du type de radiomètre utilisé, monocanal, ou multispectral.

Les techniques utilisées sont fondées soit sur une approche théorique analytique, soit sur une approche empirique par régression avec des données d'observation in situ.

La meilleure correction est celle obtenue à partir du radiomètre multispectral AVHRR (Advance Very High Resolution Radiometer) de la série NOAA. Il permet l'utilisation d'algorithmes dits de "split-window" (Phulpin et Deschamps 1980, McClain 1980) calculés à partir de modèles de transmission atmosphérique et de profils obtenus par radiosondage (Weinreb and Hill 1980). Les résultats de ces études montrent que la correction des effets atmosphériques se résume à une combinaison linéaire des mesures dans deux ou trois fenêtres spectrales.

Une autre méthode, développée au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion (Bériot et al 1982), utilise, en plus du radiomètre AVHRR, l'instrument HIRS à bord du même satellite NOAA, et dont le sondeur vertical (TOVS) permet également une bonne paramétrisation du profil atmosphérique.

Ces deux approches permettent actuellement la meilleure restitution au dessus des zones peu nuageuses, avec une résolution géométrique de 1 km et une précision radiométrique finale de 0.5 degrés environ. Leur répétitivité d'observation de 24 heures, peu adaptée à une utilisation en zone nuageuse, ainsi que le coût de leurs données et la relative complexité de leur traitement les rend peu utilisables pour un suivi régulier de vastes zones, surtout soumises à une forte variabilité spatio-temporelle.

Cependant, et bien que peu utilisés en océanographie en raison de performances théoriquement plus modestes (cf figure 1), les capteurs embarqués sur les satellites géostationnaires permettent, par le faible coût de leurs données, leur facilité de traitement et surtout leur fréquence d'observation très élevée, l'observation plus régulière des structures océaniques superficielles et de leur évolution, notamment en région nuageuse, comme en zone intertropicale.

La meilleure combinaison entre grande répétitivité et possibilité multispectrale est sans doute celle offerte par le VAS, instrument embarqué à bord des satellites géostationnaires GOES. La restitution de la température de surface fait appel à des méthodes développées par Bates 1983 et McClain et al (1983). La précision finale est de l'ordre de 0.8 à 1.0 degré.

L'utilisation simultanée de plusieurs satellites géostationnaires tels GOES-E et GOES-W et d'angles de visée différents permet également la paramétrisation de l'épaisseur optique (Smith, 1980).

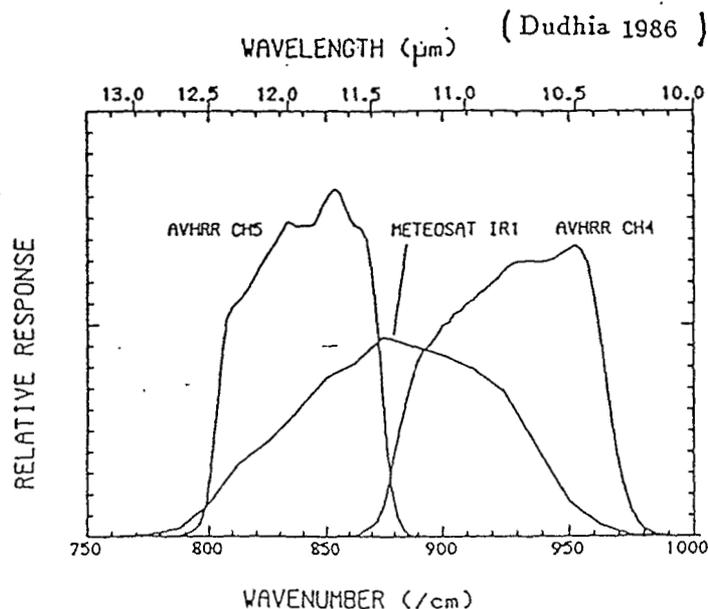


Figure 1. : courbes de réponse spectrale des canaux infrarouge des satellites NOAA et METEOSAT

Parmi les méthodes opérationnelles actuelles, nous citerons :

- Le produit américain MCSST du NWS (National Weather Service), établi par quinzaines à partir des mesures multispectrales (domaine visible et infrarouge) du satellite NOAA (Pichel, 1981), et qui possède une résolution approximative de 25 kilomètres. Deux autres produits sont également disponibles, l'un quotidiennement à une résolution de 100 kilomètres, et un autre à l'échelle hebdomadaire à une résolution de 50 kilomètres sur les Etats Unis et le Pacifique équatorial.

- La cartographie journalière de la température de surface calculée par l'ESOC (European Space Operations Center, Darmstadt) à partir de données METEOSAT ainsi que d'humidité et de température du CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme), établie en temps réel. La limitation est la faible résolution spatiale ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$), qui rend le produit peu utilisable en océanographie.

- L'utilisation des données IR du satellite GMS, satellite géostationnaire japonais, opérationnelle dès 1982, et incluant:

- une discrimination mer-nuage par analyse d'histogramme conjointement à l'estimation de la température de surface sur la base de 10 jours à raison d'une image toutes les 6 heures.

- une comparaison de ces températures avec un champ climatique et les valeurs environnantes.

En attendant la disponibilité de capteurs du type VAS sur les futurs satellites METEOSAT, nous proposons une utilisation opérationnelle des données infrarouge de METEOSAT pour la cartographie de la température de surface, notamment grâce à l'utilisation d'images composites.

III CHOIX DES DONNEES ET TRAITEMENT PRELIMINAIRE

Le satellite METEOSAT II possède un radiomètre opérant dans trois bandes spectrales : une dans le domaine visible (0.5-1.0 μ) une dans le proche infrarouge, sensible à la vapeur d'eau (5.8-7.2 μ), et une dans l'infrarouge thermique (10.5-12.5 μ). Ce dernier permet la mesure de la température radiative de la surface du globe terrestre avec une résolution spatiale de 5 kilomètres à l'équateur, une résolution radiométrique de 0,5 degré et une répétitivité de 30 minutes. Situé par 0 degré de longitude, il permet une observation exceptionnelle de l'océan atlantique oriental et des côtes occidentales africaines, zones clé pour l'étude des phénomènes physiques et climatiques dont l'océan est le régulateur.

Cette répétitivité d'observation n'a d'intérêt qu'associée à une méthode adéquate de traitement et de compactage de l'information, sans dégrader la part utile à l'observation de structures de surface. Devant la masse considérable de données à traiter, ces méthodes ne sont généralement envisageables que sur le site même de la réception satellitaire. Le prétraitement des données satellitaires est réalisé par le CMS (Centre de Météorologie Spatiale de Lannion (France)).

On sait que l'absorption et la diffusion du signal dans l'atmosphère se traduisent dans la très grande majorité des cas par une diminution de la température radiative mesurée par le capteur, propriété utilisée pour la synthèse de l'information. Cette dernière consiste, après une calibration théorique des données brutes du capteur, en une mémorisation sur une période de 5 jours de la température radiative maximale mesurée en chaque point de l'image, à raison de 8 images par jour.

Ce procédé a pour avantage, outre un pré-traitement simple et rapide des données en temps réel, de minimiser au maximum l'effet de l'atmosphère, notamment lors du déplacement des masses nuageuses au cours de la période de synthèse, laquelle ne doit pas être trop longue afin de ne pas trop minorer la surface occupée par des structures thermiques froides se déplaçant dans un environnement plus chaud.

Ce prétraitement atmosphérique des données réduit le volume de l'information utile en modifiant peu celle issue de la surface marine, en privilégiant la rémanence des structures de surface. La correction atmosphérique proprement dit consistera ensuite à estimer la diminution du signal par l'atmosphère.

Devant l'insuffisance de données pouvant apporter une information directe sur l'atmosphère traversée à une résolution suffisante, nous avons nécessairement recours à des données exogènes de vérité-mer pouvant fournir indirectement une information sur l'absorption du signal. Il faut noter que le canal vapeur d'eau de METEOSAT ne peut donner d'information sur le profil atmosphérique du contenu en vapeur d'eau, sa mesure ne concernant que la haute atmosphère, approximativement au niveau 600 mb.

A l'échelle de temps et d'espace utilisée, un des seuls type de données exogènes disponibles est celui provenant des mesures de température de surface effectuées par l'ensemble des navires océanographiques et de commerce sillonnant régulièrement l'océan. Leurs données sont immédiatement collectées et rediffusées par le Système Mondial de Transmission, donc aptes à une utilisation en temps réel. La densité de ces données, insuffisante pour décrire

le gradient marin de surface à une précision approchant celle du satellite, est par contre suffisante pour décrire le champ d'absorption atmosphérique, dépendant principalement du contenu intégré en vapeur d'eau.

Plutôt que d'utiliser ces données comme une simple validation de la mesure satellitaire, elles sont directement combinées à la mesure satellitaire et permettent l'estimation locale moyenne du champ d'absorption atmosphérique, englobant les diverses perturbations : différence d'angle de visée et donc de l'épaisseur optique, ou influence directe de la concentration des composants atmosphériques.

L'image infrarouge de synthèse décrite plus haut est redressée géométriquement sur la zone d'étude suivant une projection équatoriale équidistante directe. Cette opération est beaucoup plus simple et rapide que dans le cas d'un satellite défilant, l'angle de visée du satellite étant toujours le même pour une localisation géographique donnée.

L'image résultante est ensuite masquée au dessus des zones terrestres, ainsi que sur l'ensemble des zones recouvertes par des nuages non transparents. Ces derniers, définis automatiquement par référence à une climatologie, correspondent aux zones où le gradient thermique observé est dû en majorité aux structures atmosphériques et non au gradient marin lui-même. Il est donc nécessaire de délimiter sur chaque image de synthèse (période de 5 jours), la portion océanique utilisable au dessus de laquelle les perturbations atmosphériques n'altèrent pas de manière significative le gradient thermique marin.

Une méthode originale de discrimination automatique entre les zones marines, où le gradient est peu perturbé, et les zones nuageuses, où l'information satellitaire est inutilisable, consiste en la comparaison directe de l'image de synthèse brute au champ thermique moyen issu de données climatiques, disponibles par ailleurs.

Les anomalies courantes en zone atlantique tropical ne dépassant qu'exceptionnellement quelques degrés, il est possible de se référer à une climatologie de température de surface calculée sur la même période pour réaliser cette discrimination à partir d'une simple comparaison. Au delà d'une valeur de l'ordre de 4 degrés de l'écart de température entre image de synthèse et climatologie, nous avons observé que la donnée satellitaire peut être considérée comme inutilisable.

Sauf pour des études régionales à plus petite échelle (cf paragraphe VI.I), la climatologie de référence utilisée pour cette discrimination ainsi que pour le calcul des anomalies de température est celle de REYNOLDS, établie à partir des données historiques des navires marchands et définie par degré de latitude et de longitude (Reynolds, 1982).

IV ESTIMATION DE L'ABSORPTION ATMOSPHERIQUE ET TRAITEMENT DES DONNEES

Cette chaine de traitement est actuellement utilisée en routine à la résolution METEOSAT (5 km) sur une zone s'étendant au large du Sénégal et de la Mauritanie et à une résolution spatiale moindre (15 km environ) sur l'ensemble de l'atlantique tropical Est, délimité par 36°N-30°S, et 50°W-16°E.

La figure 2 présente la moyennes des synthèses METEOSAT du 16 au 30 avril 1988 obtenue sur cette zone après discrimination mer/nuage sur les 3 synthèses pentadaires élémentaires, ainsi que le jeu des données bateau diffusé par le SMT durant la même période.

Le champ d'absorption atmosphérique est estimé en chaque point où une donnée bateau est disponible, par différence entre température radiative mesurée par le capteur et température réelle mesurée par les navires, sur une période de 15 jours, pendant laquelle la structure moyenne de l'atmosphère varie peu.

Ce champ est calculé à partir d'ajustements polynomiaux sur quatre sections méridiennes. La raison de ce choix repose sur la connaissance que nous avons par ailleurs du gradient d'absorption atmosphérique lié à la vapeur d'eau, qui est essentiellement zonal dans toute la zone intertropicale (figures 3 et 9), où il est surtout influencé par le balancement méridien de la zone intertropicale de convergence. Cette méthode permet également une visualisation directe des résultats intermédiaires, ainsi qu'une appréciation rapide de la précision de l'ajustement sur chaque section, et présente en outre l'avantage sur une méthode d'estimation par krigeage d'être peu exigeante en temps calcul.

Un deuxième ajustement est ensuite effectué dans le sens méridien afin d'obtenir un champ continu d'absorption, lequel est appliqué en retour sur l'information METEOSAT initiale.

La figure 4 montre l'influence du champ de correction qui n'altère aucunement le gradient marin d'origine. La précision d'ajustement, estimée par cette méthode d'après la moyenne des écarts entre température calculée et température bateau, s'avère être en moyenne de 0.5 degré.

Un champ continu de température est créé parallèlement par analyse objective, à partir des seules données du réseau de navires marchands. Il vient en remplacement de l'information METEOSAT précédemment traitée au dessus des zones marines pour lesquelles l'absorption atmosphérique est telle que le gradient de température radiative mesuré par le satellite n'est plus représentatif du gradient marin, mais principalement du gradient atmosphérique de température. La synthèse thermique résultante est ensuite lissée par un lissage conditionnel (figure 5a), en fonction de l'intensité du gradient marin. Une carte d'anomalie de température est également calculée sur la même zone (figure 5b) par différence entre la synthèse précédente et le champ climatique de référence calculé sur la même période.

La cartographie de la température de surface de la mer ainsi réalisée s'avère supérieure en résolution spatiale et temporelle au produit américain du National Weather Service établi par quinzaine, notamment en ce qui concerne la description des zones côtières et de l'upwelling équatorial. On montre par exemple (figure 6) que si l'upwelling équatorial est mis en évidence et apparaît avec une intensité comparable sur les deux produits pour la période du 16 au 31 juillet 1986 (en haut), il apparaît également sur la carte du NWS du 16 au 31 juillet 1987, alors qu'il est presque inexistant d'après la carte METEOSAT pour la

même période, conformément à des observations océanographiques effectuées simultanément. Ces différences proviennent essentiellement du poids différent accordé à la climatologie (la même dans les deux cas) par chacune des deux méthodes.

V APPLICATIONS A L'ETUDE DE QUELQUES EXEMPLES

V .I SUIVI DE LA DYNAMIQUE DE L'UPWELLING SENEGALO-MAURITANIEN

Un suivi des conditions de l'environnement marin de surface est régulièrement effectué par le biais de la température de surface vue par METEOSAT sur la zone couverte par l'upwelling sénégal-mauritannien de 9°N à 21°N durant la saison froide, par période de cinq jours. Cette région se prête bien au traitement général décrit plus haut, simplifié du fait de l'absence générale de couverture nuageuse en hiver.

La figure 7 montre une moyenne de synthèses METEOSAT sur le mois de juin 1987, ainsi que le jeu de données bateau associé.

La figure 8 montre l'absorption atmosphérique estimée par la méthode décrite précédemment pour le mois de janvier 1987. Bien que relativement fort, le gradient d'absorption est bien conforme à la description qui peut en être faite à partir du contenu intégré en vapeur d'eau entre 300 et 1000 mb, calculé à partir des données du CEPMMT (figure 9), si l'on considère comme négligeable dans cette zone, la différence d'absorption due à l'angle zenithal de visée. On notera qu'en cette période de l'année, notre zone d'étude est en effet soumise à l'influence de l'anticyclone saharien au NW, qui repousse l'air tropical humide plus au sud.

L'ensemble des traitements effectués sur les côtes ouest-africaines depuis 1984, a permis l'élaboration d'un atlas de température de surface et d'une climatologie associée établie sur 5 ans, de 1984 à 1988, intégrant des années de fort et de faible upwelling. La création d'une telle climatologie a été rendue nécessaire devant la trop faible résolution spatiale de la climatologie de REYNOLDS, uniquement définie par degré de latitude et de longitude, et dont la description des structures marines est très insuffisante par rapport à la résolution apportée ici par METEOSAT.

La figure 10 présente la climatologie "METEOSAT" ainsi réalisée, comparée à celle de REYNOLDS pour les mois de janvier et février. Outre la bien meilleure description des structures cottières, elle met en évidence la bonne concordance des températures dans les zones du large à faible gradient, malgré le faible nombre d'années prises en compte par METEOSAT.

La supériorité d'une telle climatologie, essentiellement basée sur un très grand nombre de mesures satellitaires (environ 1200 images élémentaires par mois) est donc évidente dans de tels cas et laisse présager de l'intérêt général des climatologies "satellitaires", devant le développement croissant des études climatiques.

La figure 11 représente l'anomalie de température ainsi calculée pour le mois de janvier 1987, sur laquelle on constate une anomalie positive au voisinage des côtes sénégalaises, également mise en évidence par des mesures cottières du centre de recherches océanographiques de Dakar-Thiaroye (Sénégal).

La forte variation spatiotemporelle de l'upwelling sénégal-mauritannien, sous l'influence directe des vents alizés peut ainsi être très bien suivie quantitativement par METEOSAT. Un exemple en est présenté par les figures 12 et 13 pour la période de

janvier à mars 1984. Le mode de succession et l'alternance dans le temps des phases d'extension et de régression de l'upwelling est de toute première importance dans le processus d'enrichissement de la couche de surface soumise à la photosynthèse, ainsi que dans son utilisation par les premiers maillons de la chaîne alimentaire.

Le mois de février 1984 est caractérisé par un très faible upwelling côtier (figure 13), mais a été précédé par une longue période de fort upwelling (figure 12) et donc un apport important en sels nutritifs. Combinée aux conditions hydrologiques favorables du mois de février (notamment diminution des mouvements verticaux permettant au phytoplancton de demeurer plus longtemps dans la couche éclairée), cette situation a permis une très forte production primaire, confirmée par des mesures en mer.

V .II OBSERVATION DES ONDES LONGUES DE L'UPWELLING EQUATORIAL

L'upwelling équatorial dans l'océan atlantique fait pour la première fois l'objet d'une observation suivie par METEOSAT, sur environ un mois et demi, à partir de fin juin 1988.

Une remarquable série d'ondes longues comparables à celles fréquemment observées dans l'océan pacifique par les satellites GOES ou NOAA (Legeckis et al 1983), est mise en évidence (figures 14 à 16), durant le mois de juillet 1988.

Ces ondes, générées par le cisaillement entre le courant sud-équatorial, qui entraîne les eaux upwellées, et le contre courant nord-équatorial (Philander 1978), sont accompagnées de tourbillons anticycloniques remarquablement visibles, et pourtant non signalés par Legeckis et Reverdin (1987) à partir des données des satellites défilants.

L'extension de ces ondes en surface est visible du méridien origine jusqu'à 30°W et la longueur d'onde que nous avons pu déterminer serait de 900 km, contre 1000 km rapportés par Legeckis dans les deux océans. La période serait de 20 jours, contre 24 et 25 respectivement dans les océans pacifique et atlantique, avec une durée de vie supérieure à celle observée par les auteurs. La période ou la longueur d'onde de ce phénomène ne semblent pourtant pas strictement constantes.

On remarquera particulièrement (figures 15 et 16) quatre ondulations nettement visibles, accompagnées de tourbillons dont l'extension remonte parfois jusqu'aux côtes ivoiriennes, et dont le déplacement vers l'ouest est moins rapide que l'onde elle-même.

Conformément aux observations de Legeckis dans l'océan pacifique, ces ondes n'ont pas été observables toutes les années, mais seulement en 1982, 1984, 1986 et 1988.

Le gradient de température de surface localement important entre le courant de guinée ($>28^{\circ}\text{C}$) et les eaux upwellées ($<25^{\circ}\text{C}$) revêt de plus une importance non négligeable pour les stratégies de la pêche thonnière dans ces zones.

VI CONCLUSION

Les procédures de traitement présentées ici, adaptées à une configuration informatique modeste, permettent d'obtenir une restitution de la température de surface aussi bonne sinon meilleure que certains standards opérationnels de la NOAA, notamment pour la zone intertropicale.

L'écart moyen de température mesuré par rapport aux données des navires marchands est de 0.5°C , ce qui s'avère satisfaisant, au vu du bruit de mesure important de ces dernières.

Il apparaît que l'utilisation d'une fenêtre spectrale unique n'est pas forcément un élément limitant, même associée à une méthode empirique de correction atmosphérique, à la connaissance de structures océaniques fines.

Les méthodes de correction atmosphérique utilisant des données météorologiques exogènes, satellitaires ou non (données des navires marchands, données météo du CEPMMT, TOVS de NOAA etc...) deviennent de plus en plus performantes et approchent la précision des méthodes multispectrales, sans nécessiter une masse importante de données satellitaires, ni d'exploitation lourde.

Bibliographie

- Bates, J., 1983. Use of VAS multispectral data for sea surface temperature determination; in Satellite-Derived Sea Surface Temperature Workshop-I, JPL Public. 83-84, Pasadena, CA, Appendix E.
- Bériot N., N.A. Scott, A. Chedin and P. Sitbon, 1982. Calibration of Geostationary Satellite Infrared radiometers using the Tiros-N Vertical Sounder: Application to Meteosat. J. Appl. Meteor., 21, N° 1, 84-89.
- Citeau J., Guillot B. and Lae G., 1984. Opération Listao : Reconnaissance de l'environnement physique en Atlantique intertropical à l'aide des satellites Meteosat et Goes-E, IDT, 63, Sér. Télédétection 10, Orstom Paris éd.
- Dudhia A., 1986. Inter-calibration of Meteosat and AVHRR. Paper presented at the AES experts meeting "Measuring the greenhouse effect". Toronto, CANADA, 15-19 September 1986.
- Japan Meteorological Satellite Center, 1982. An overview on the utilization of the Japanese Geostationary Meteorological Satellite. 3-235 Nakakiyoto, Kiyose-shi, Tokyo, 204, Japan.
- Legeckis R., Pichel W., Nesterczuk G., 1983. Equatorial long waves in geostationary satellite observations and in a multichannel sea surface temperature analysis. Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 64, 2, pp. 133-139.
- Legeckis R., Reverdin G., 1987. Long waves in the equatorial atlantic ocean during 1983. J. Geophys. Res., 92, 3, pp. 2835-2842.
- Maul G.A., 1981: Application of Goes Visible -Infrared data to quantifying mesoscale ocean surface temperatures, J. Geophys. Res., 86, n° C9, 8007-8021.
- McClain, E.P., W.G. Pichel, C.C. Walton, Z. Ahmad and J. Sutton, 1983: Multichannel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures, Adv. space Res., 2, (6), 43-47, Pergamon Press.
- Philander S. G. H., 1978. Instabilities of zonal equatorial currents : II. J. Geophys. Res., 83, 3679-3682.
- Phulpin and Deschamps, 1980: Estimation of sea surface temperature from AVHRR infrared channels measurements. Proceedings of the 6th annual conference of the Remote Sensing Society, 18-19 Dec. 1979, University of Dundee. Edited by A. Cracknell.
- Pichel W.G., 1981: Multichannel critical design. NESS Int. Doc., Washington, D.C., pp. 1-45.
- Queney P., 1974: Eléments de météorologie. Collection de l'Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées, Masson et Cie éd., Paris.
- Reynolds, R.W., 1982: A monthly averaged climatology of sea surface temperatures. NOAA Technical Report, NWS 31.
- Smith W.L., 1980: Sea Surface Temperatures: improved observation from geostationary satellites in: Proceedings of a Workshop on Applications of existing satellite data to the study of the ocean surface energetics. 19-21 November 1980, University of Wisconsin, C. Gautier éd..

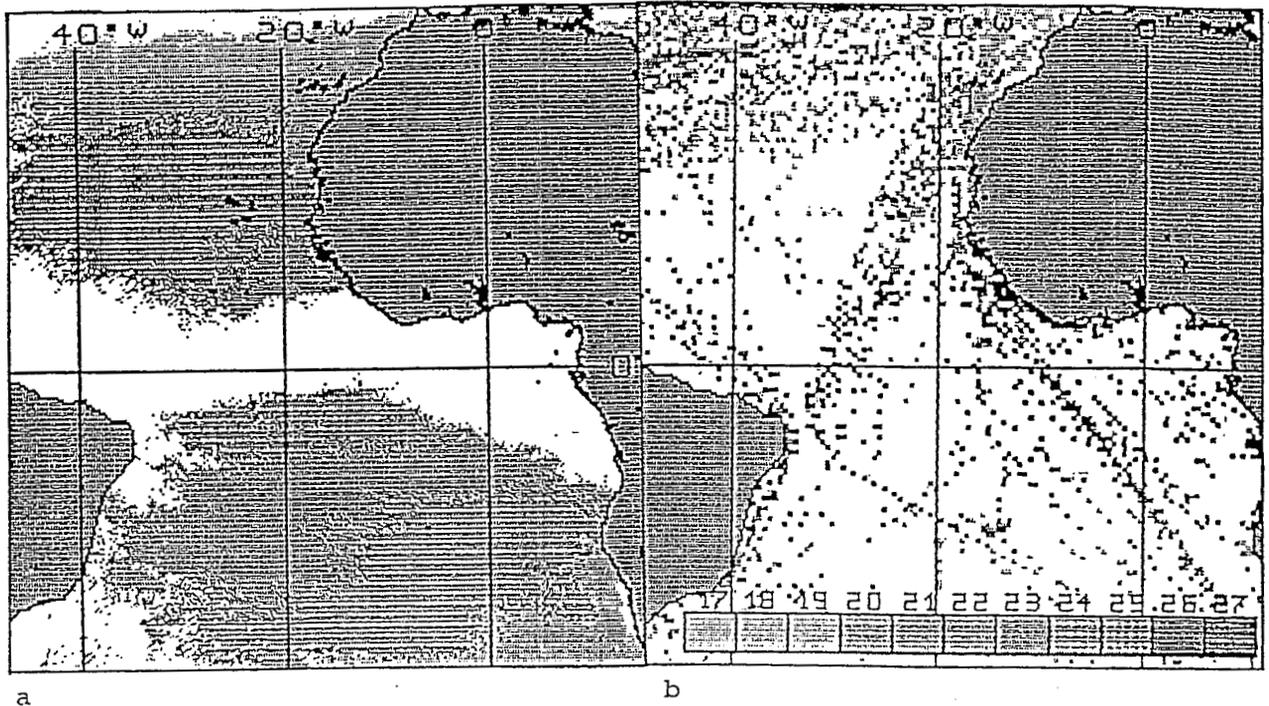


figure 2. Moyenne des synthèses pentadaires METEOSAT du 16 au 30 avril 1988 (a) et des données bateau du SMT utilisées sur la même période (b).

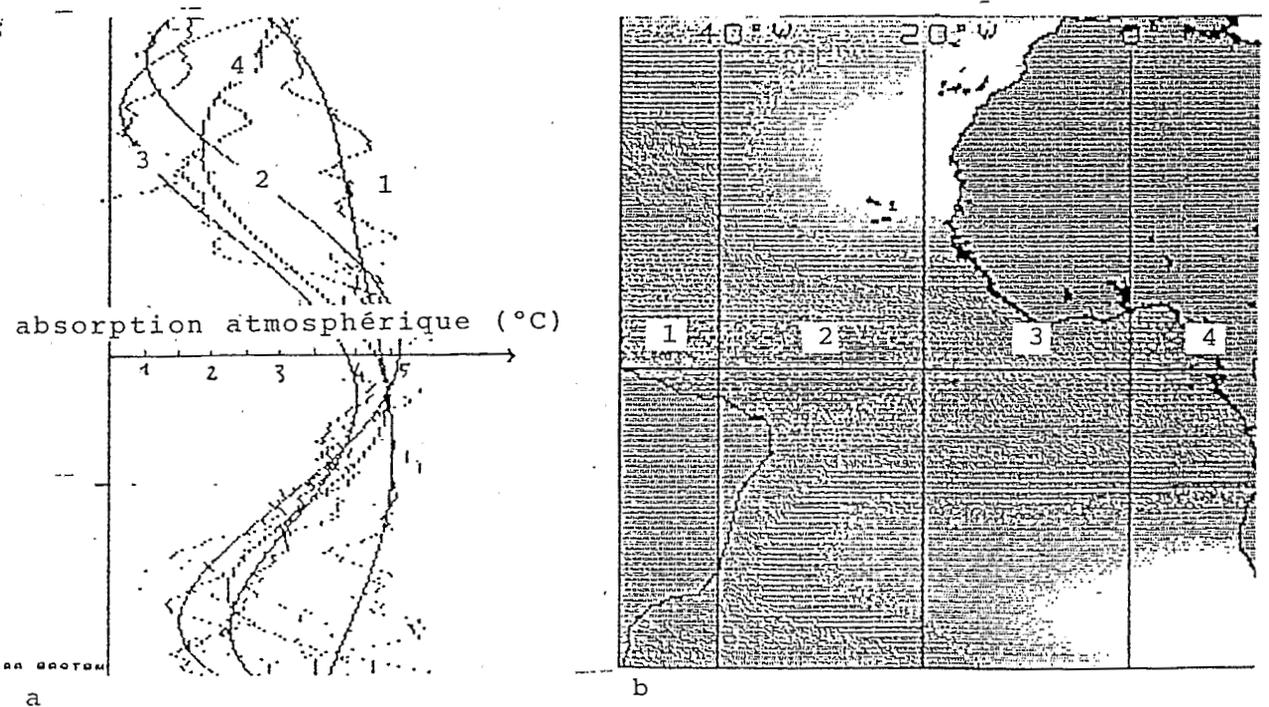


figure 3. Absorption atmosphérique calculée en °C d'après les différences METEOSAT-BATEAUX sur deux profils méridiens (a) et champ de correction associé, du 16 au 30 avril 1988.

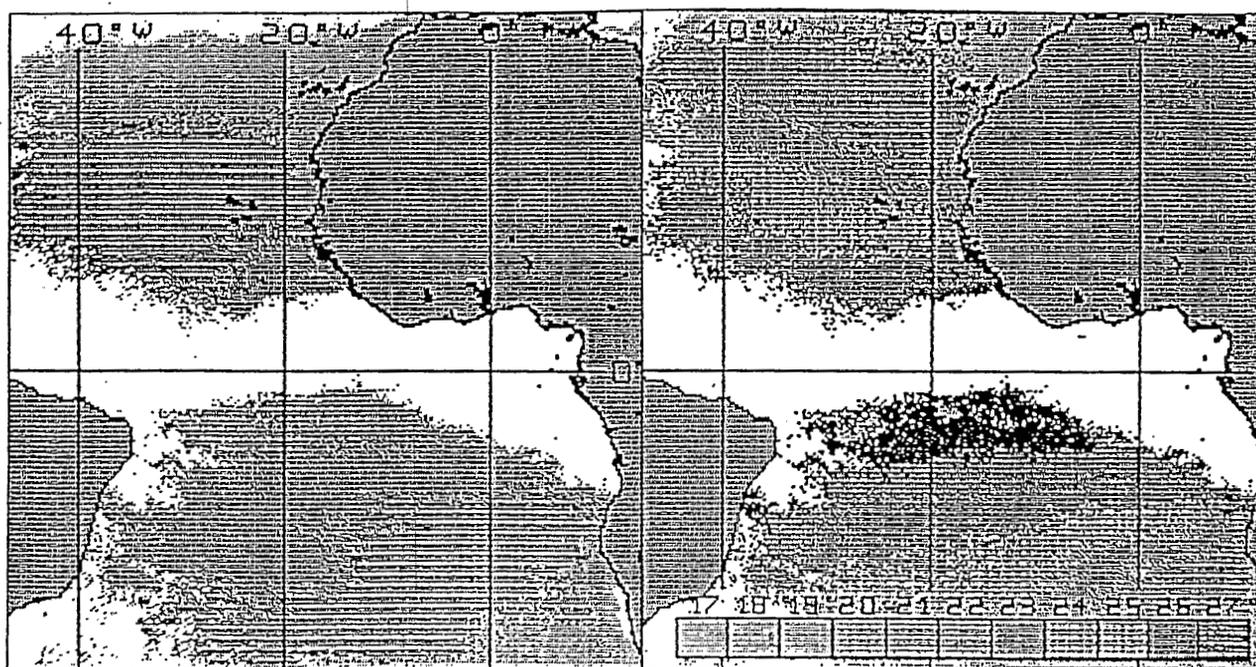


figure 4. Influence du champ de correction atmosphérique, sur la synthèse METEOSAT du 16 au 30 avril 1988.

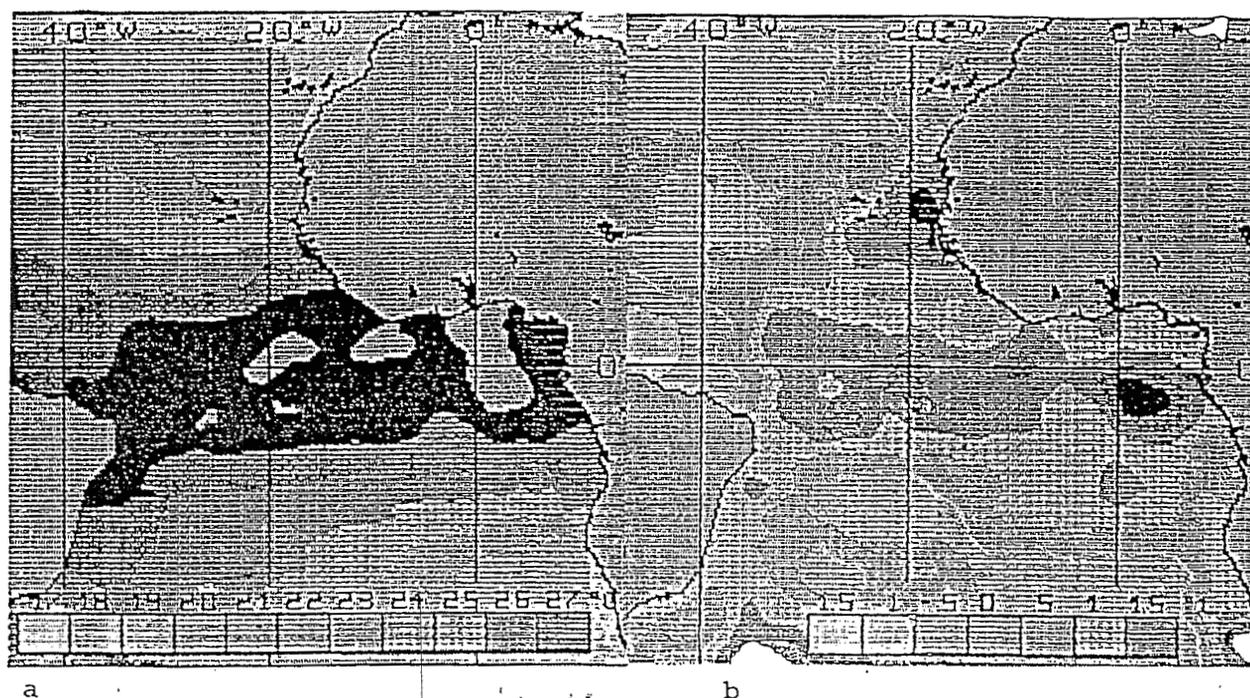
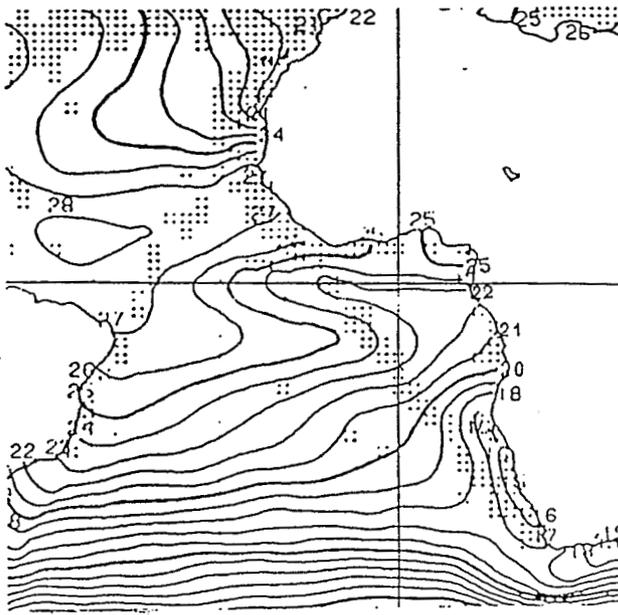
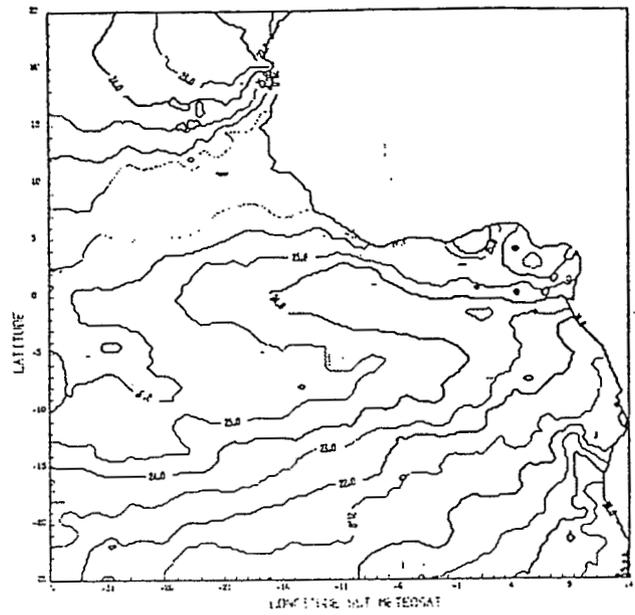


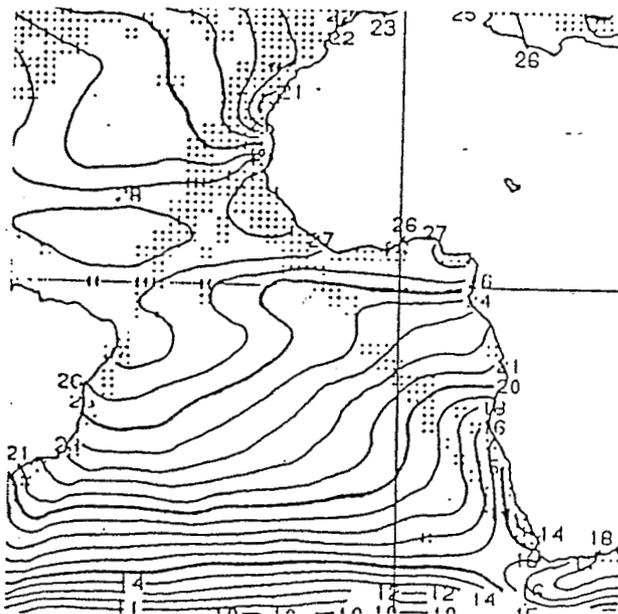
figure 5. Température de surface corrigée et lissée (a) et anomalie calculée d'après le champ climatique de REYNOLDS (b).



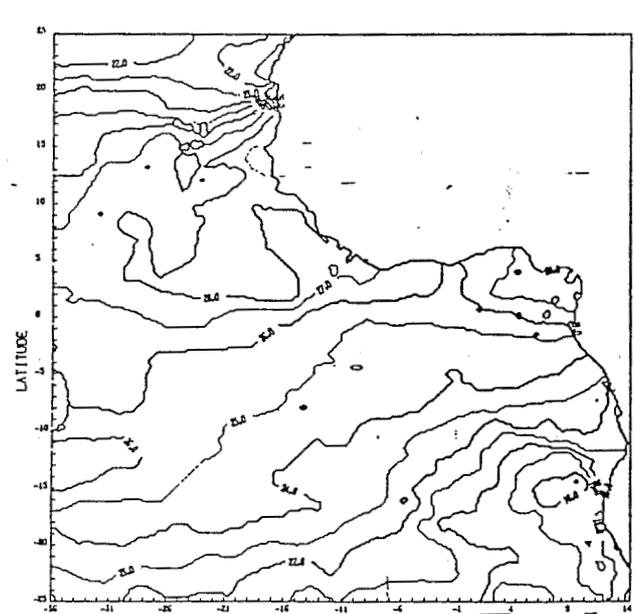
SST NWS 16-31/07/86



SST METEOSAT 16-31/07/86

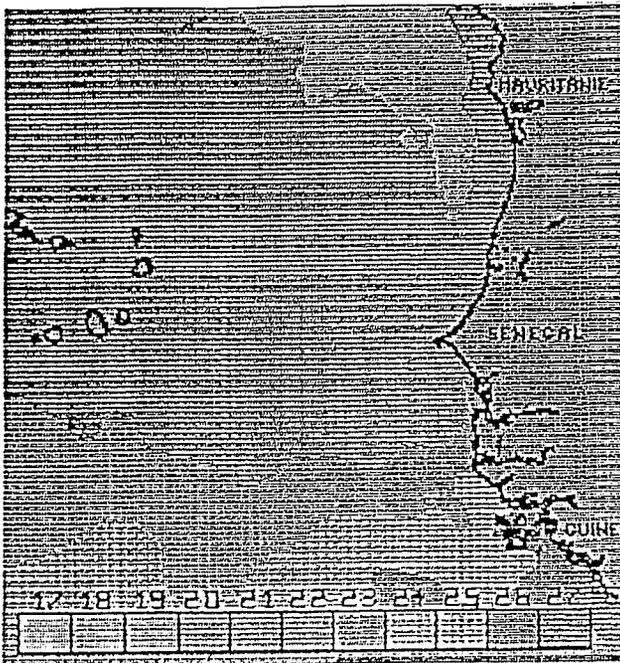


SST NWS 16-31/07/87

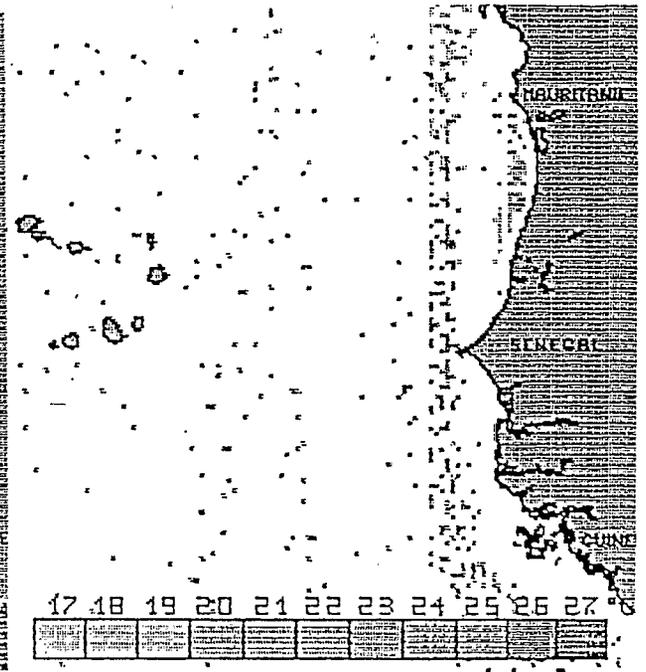


SST METEOSAT 16-31/07/87

figure 6. Champs de température de surface du National Weather Service (à gauche) et d'après METEOSAT (à droite), du 16 au 31 juillet 1986 (en haut) et du 16 au 31 juillet 1987 (en bas). On remarque en 1986 une bonne conformité des deux produits, mais en 1987 une forte exagération de l'upwelling équatorial sur le produit du NWS, alors qu'on connaît par des mesures océanographiques la très faible intensité de l'upwelling en 1987.

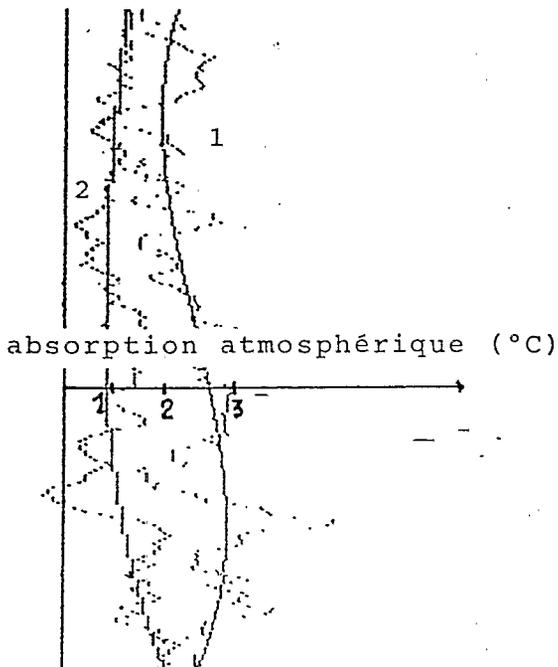


a

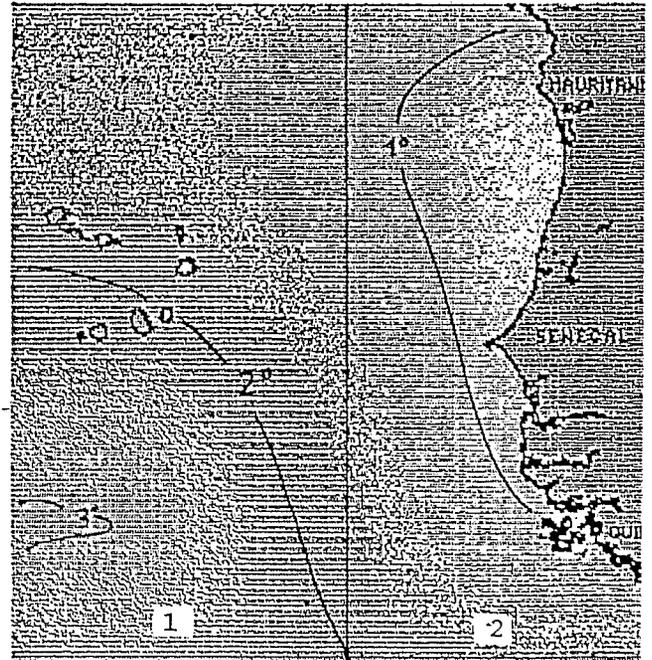


b

figure 7. Moyenne des synthèses pentadaires METEOSAT du mois de janvier 1987 (a) et des données bateau du SMT utilisées sur la même période (b).

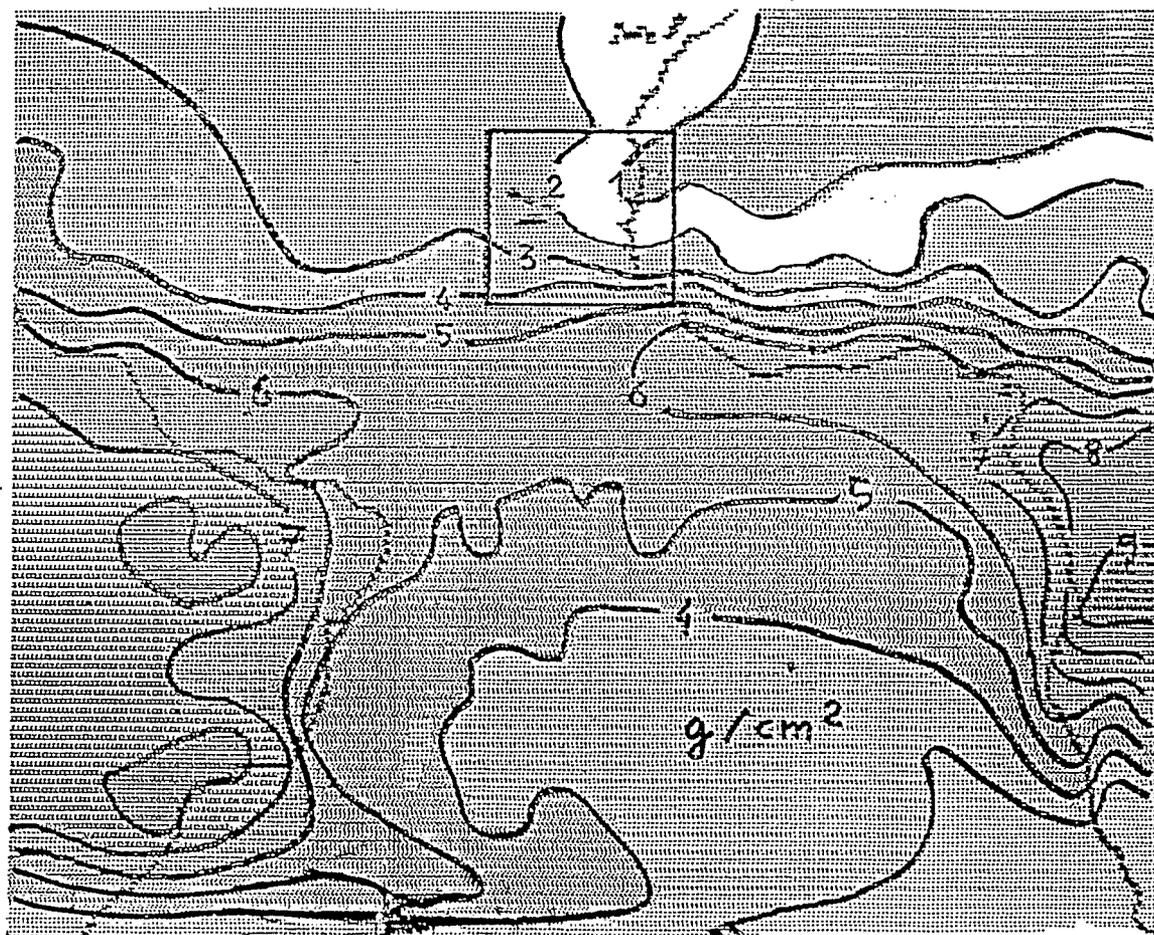


a



b

figure 8. Absorption atmosphérique calculée en °C d'après les différences METEOSAT-BATEAUX sur deux profils méridiens (a) et champ de correction associé, sur la zone Sénégal-Mauritanie, durant le mois de janvier 1987.



≡ figure 9: Contenu intégré en vapeur d'eau calculé sur la période
 — du 1er au 15 janvier 1987. On remarque la bonne concordance du
 — gradient général avec le gradient d'absorption précédemment
 — calculé (figure 8).

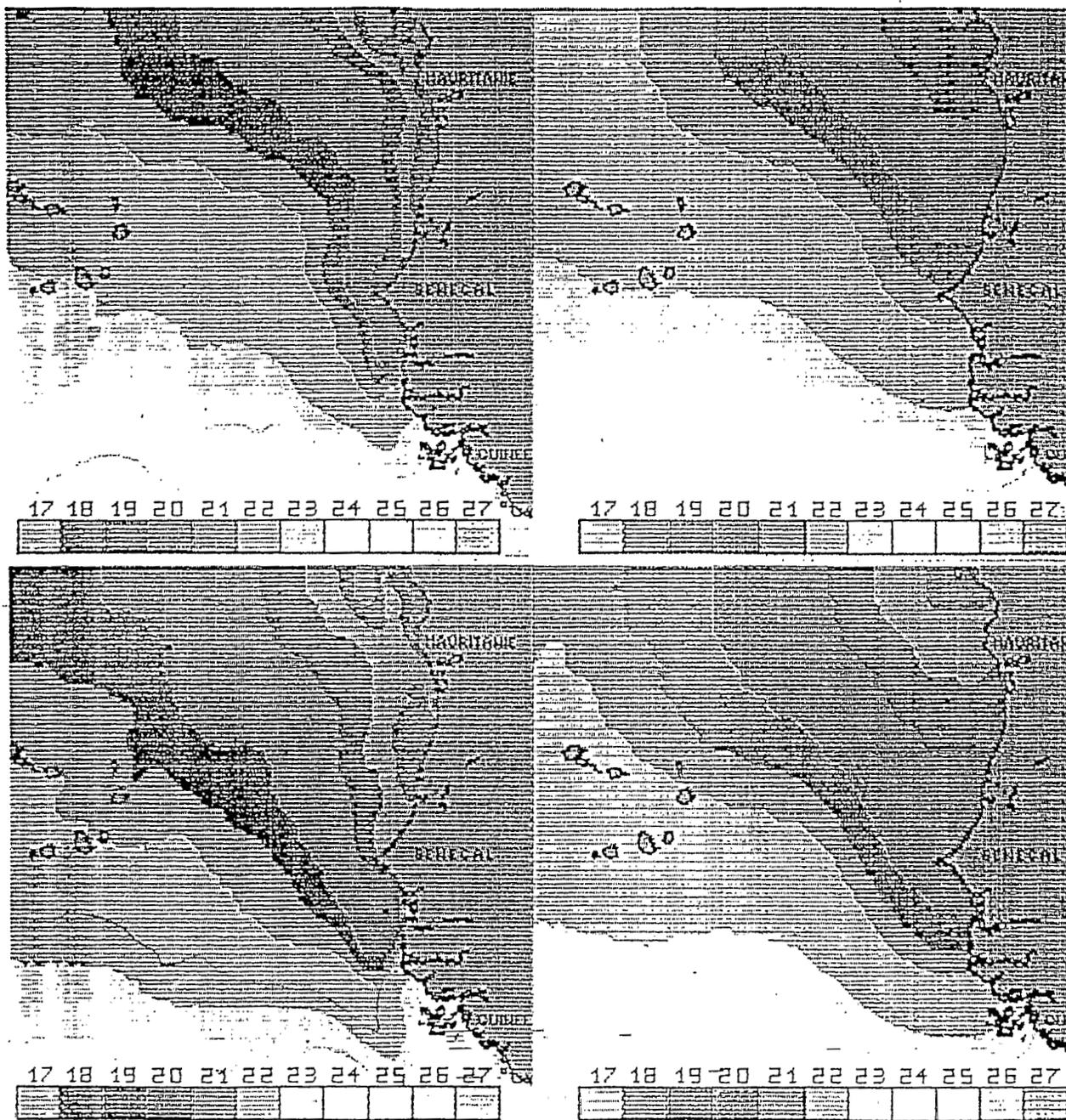


figure 10. Climatologies calculées d'après METEOSAT (à gauche) pour le mois de janvier (en haut) et février (en bas), sur la période 1984-1988. A droite, les climatologies de REYNOLDS correspondantes. On remarque la bien meilleure description régionale de la climatologie METEOSAT.

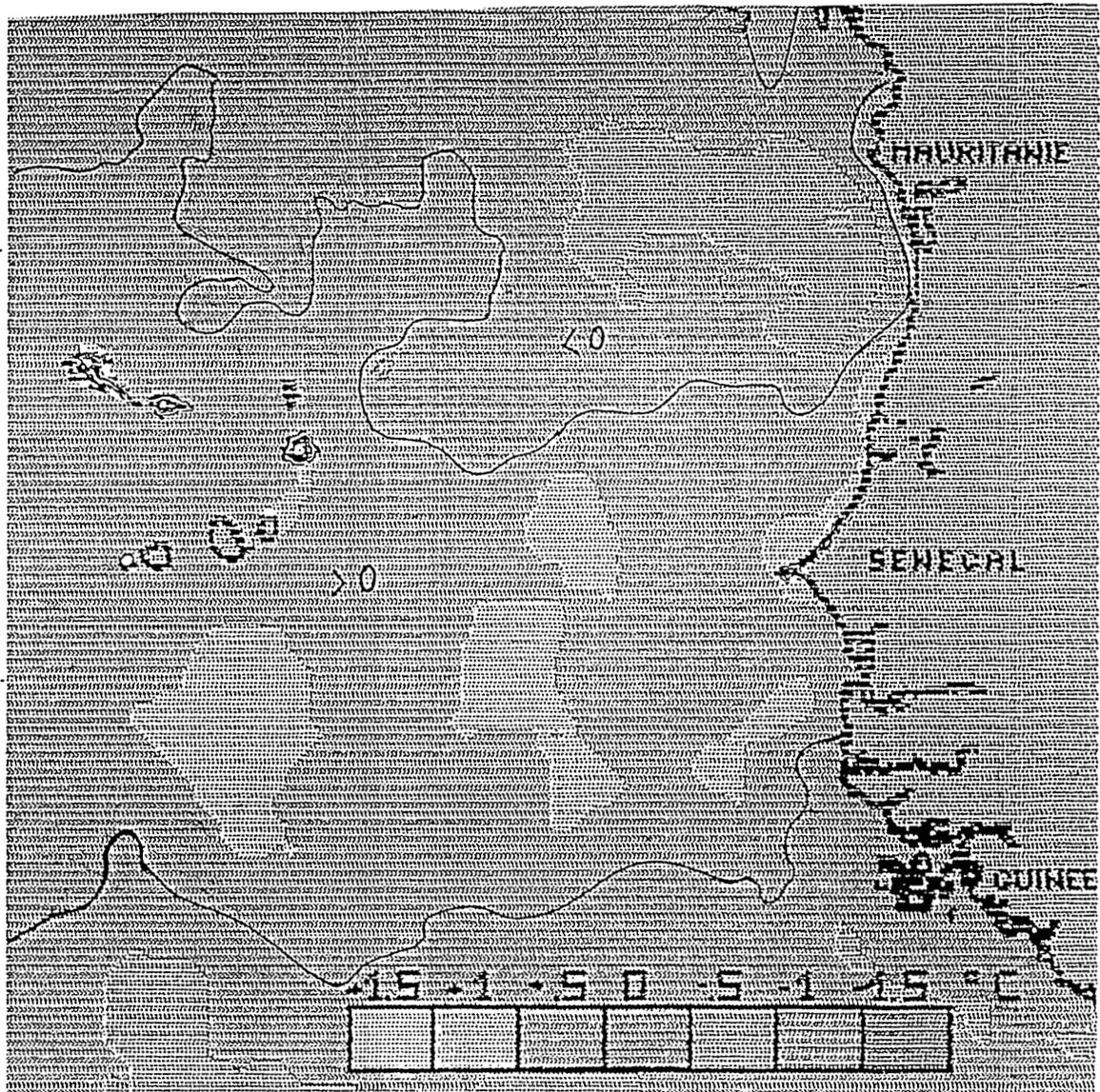


figure 11. Anomalie de température de surface calculée à partir de la climatologie METEOSAT (cf fig. 10), pour le mois de janvier 1987.

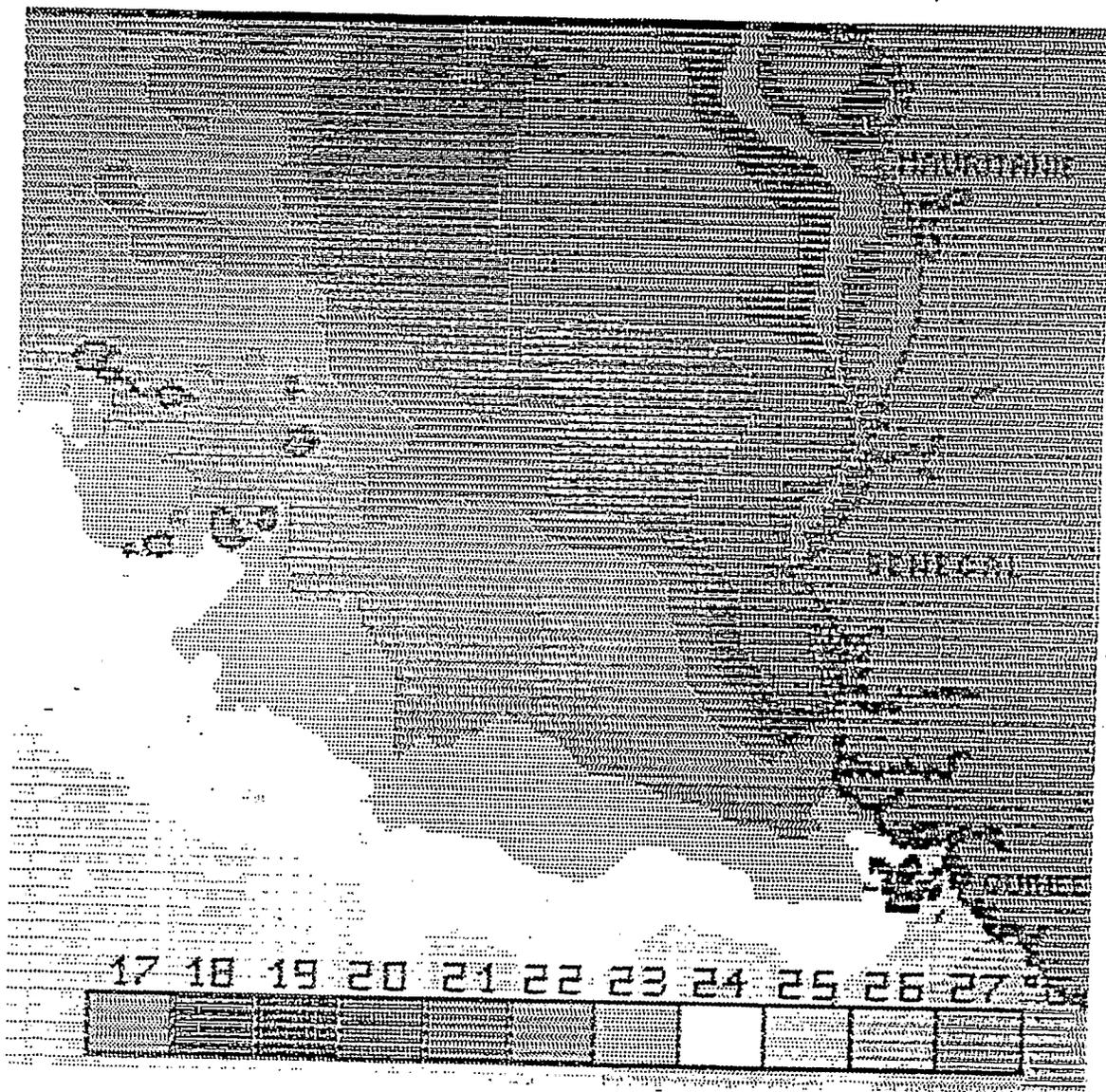


figure 12. SST METEOSAT moyenne en janvier 1984.

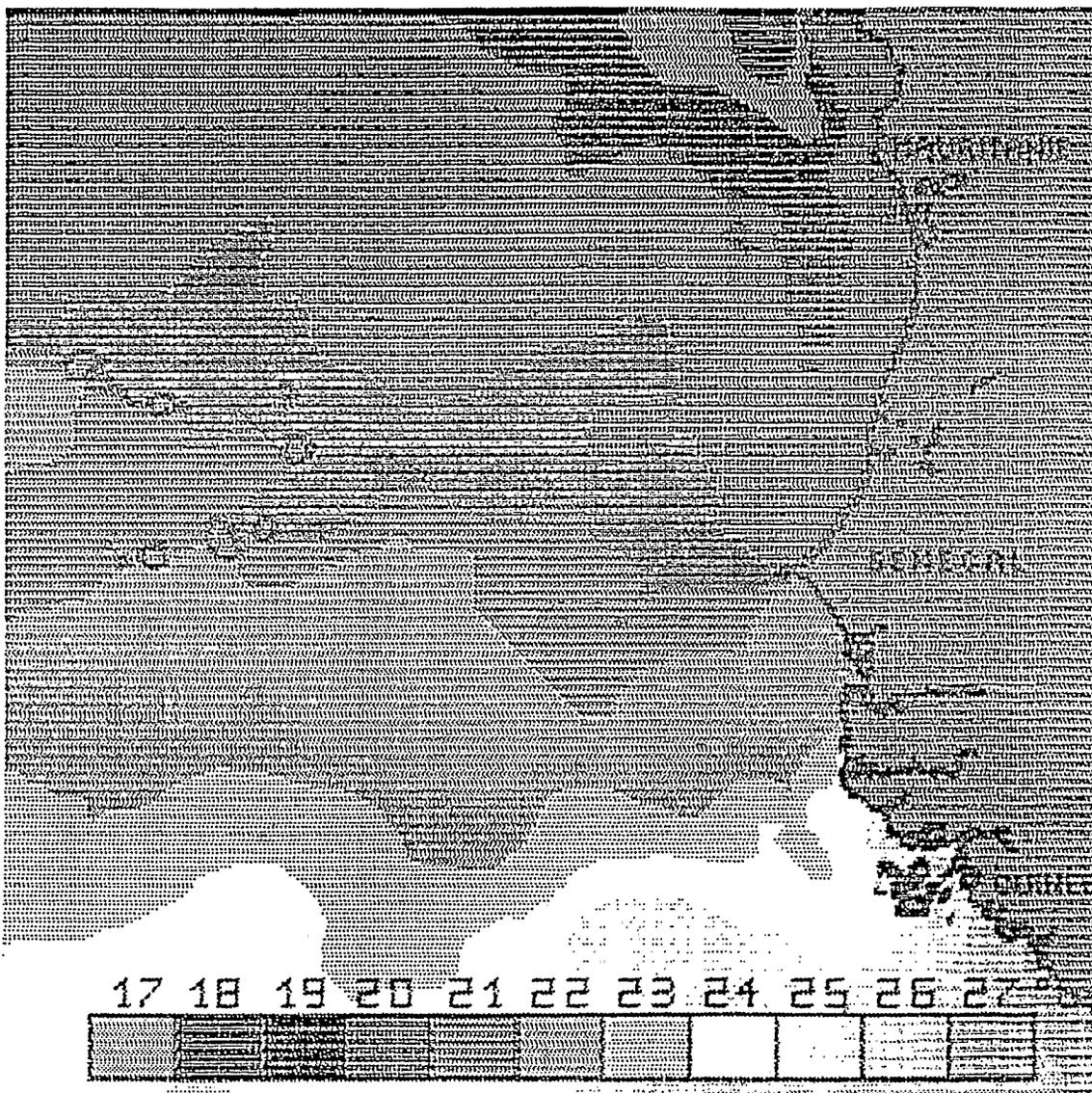
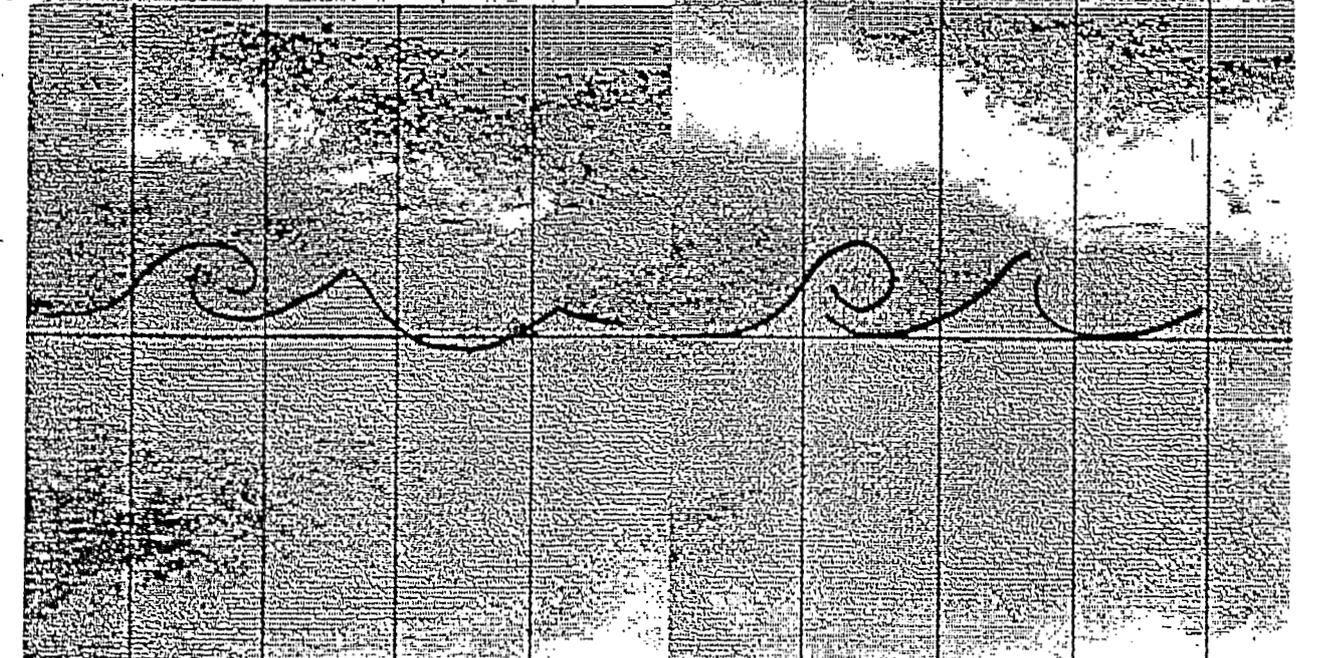
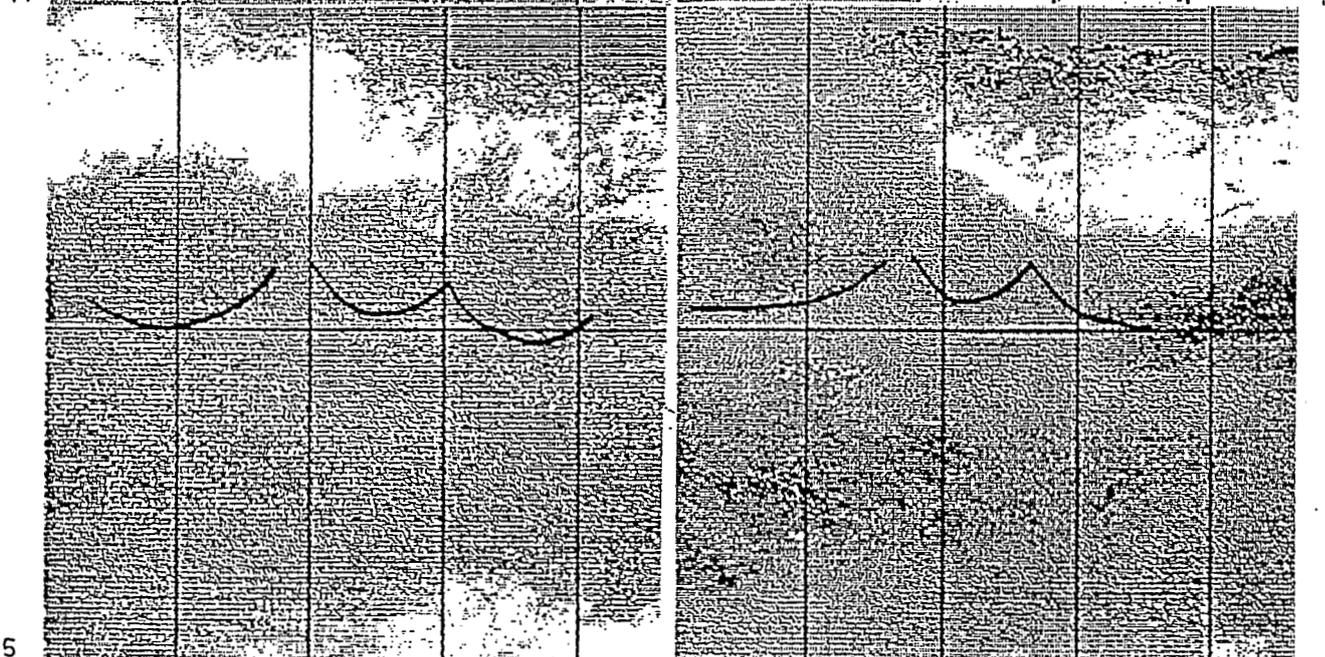
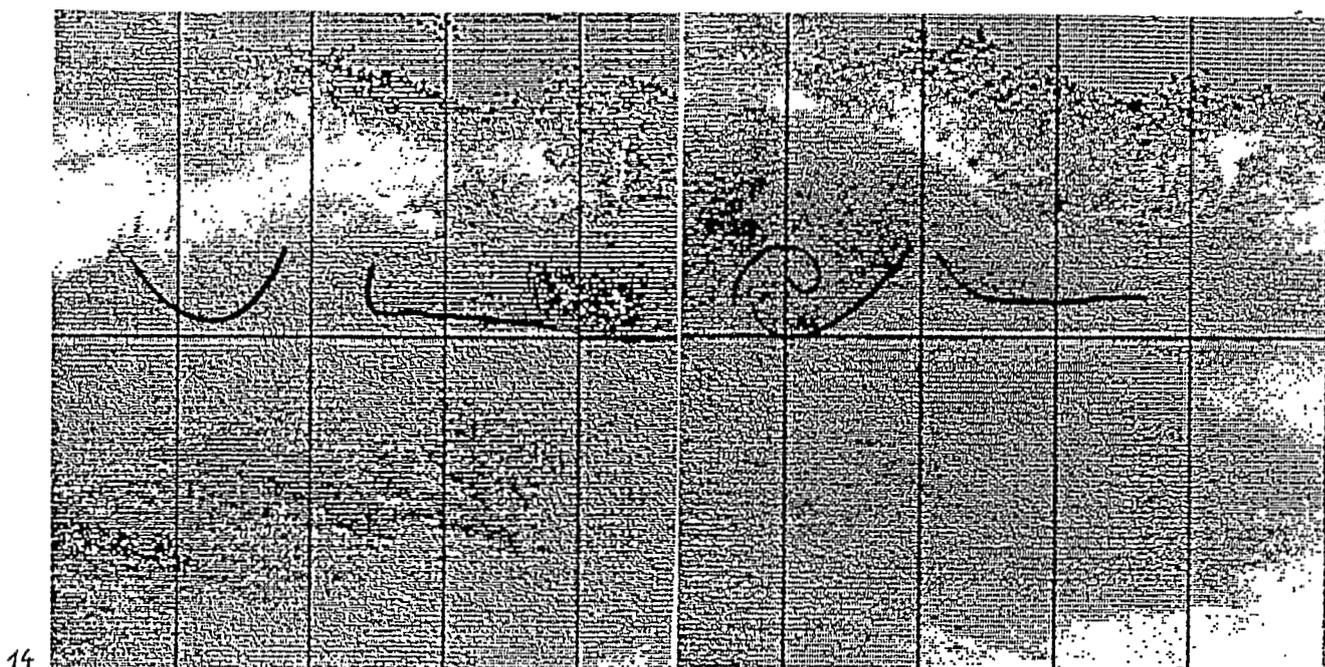


figure 13. SST METEOSAT moyenne en février 1984: On remarque une nette diminution de l'upwelling le long de toute la côte, du Sénégal à la Mauritanie.



figures 14 à 16. Evolution de l'upwelling équatorial par pentades du 1er au 31 juillet 1988. On remarque la formation de tourbillons anticycloniques se déplaçant avec l'onde de phase vers l'ouest.