

## DE L'USAGE DES OBSERVATIONS DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DE LA MER MESUREE PAR TELEDETECTION OU DIRECTEMENT EN MER

---

GOHIN F.

### RESUME

Si les techniques de la télédétection infra-rouge permettent d'obtenir des mesures instantanées de la température de surface de la mer d'une précision spatiale et d'une qualité sans égale, elles se révèlent être parfois difficilement exploitables pour un suivi permanent du milieu hydrologique. En effet, une présence abondante de brumes et nuages, à laquelle s'ajoutent en milieu tropical les effets perturbateurs d'une atmosphère humide, ne permettent pas de suivre régulièrement l'évolution des températures de surface. Dans un exemple traitant des relations existant entre la répartition des captures de sardines débarquées mensuellement dans les ports marocains et les fluctuations de l'environnement hydrologique, les mesures de télédétection ne suffisent pas, utilisées seules, à caractériser les évolutions du milieu. Les échelles d'observation ne sont pas adaptées. Si les techniques de la télédétection infra-rouge mettent en évidence, de façon remarquable, des configurations types des champs thermiques de surface sous certaines conditions de vents, elles n'assurent pas une continuité de l'observation suffisante. Dans ces zones dites d' "upwelling", de fortes remontées d'eaux froides induites par les alizés sont la cause de tourbillons dérivés s'étendant par endroit à d'importantes distances des côtes. Des lignes de navigation croisent ces structures dont l'importance est directement reliée au développement des upwellings côtiers. Bien que les mesures des bateaux soient entachées d'importantes erreurs, leur répartition dans l'espace et surtout dans le temps favorise une approche régulière du milieu, à l'échelle de la variabilité de la distribution mensuelle des captures de sardines.

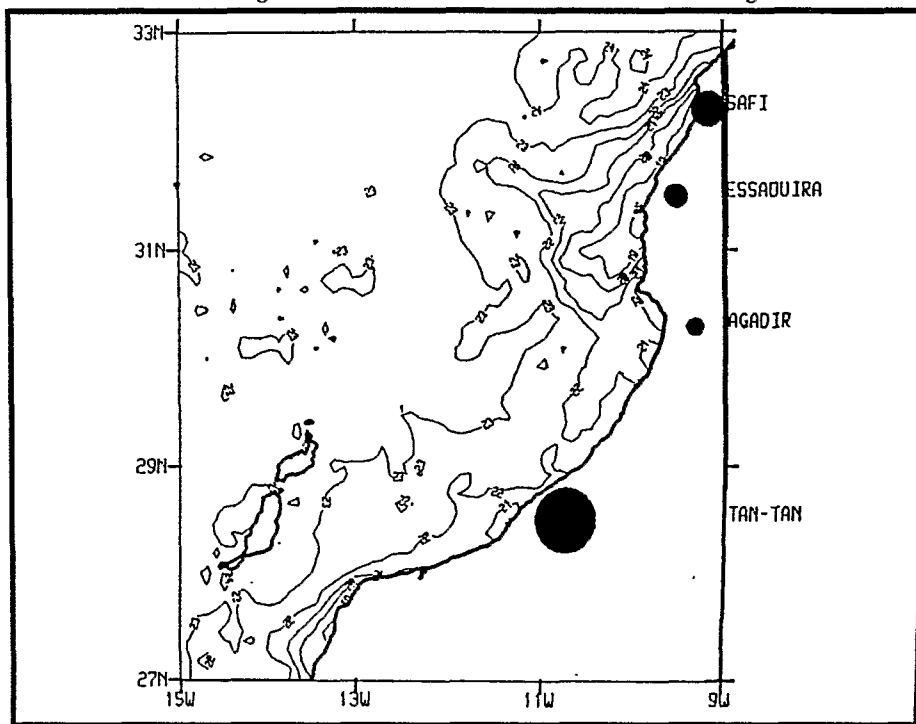
### INTRODUCTION

Bien qu'il soit possible de traiter conjointement des observations obtenues sur le terrain (*in situ*) et par télédétection en se basant sur les techniques géostatistiques pour obtenir une représentation fine

des champs thermiques de surface de la mer (Gohin 1987), il faut bien souvent se contenter d'une description plus sommaire. Dans l'exemple proposé, les images de télédétection sont utilisées pour caractériser les structures observables à certains instants et en certains endroits dans la mesure où les nuages, brumes, où parfois même les vents de sable, ne présentent pas un écran opaque au rayonnement infra-rouge de la mer. En effet, sur cette région, l'acquisition d'images de bonne qualité est largement soumise aux conditions atmosphériques. Il faut donc être en mesure de n'utiliser que des informations *in situ* pour caractériser les fluctuations du milieu sur des bases régulières comparables à celles des débarquements de sardine mesurés quotidiennement et intégrés sur un mois. La méthode proposée ici est basée sur les données de température provenant des navires marchands collaborant bénévolement au réseau météorologique mondial. Ces observations sont, avec les données de vent (aéroports) qui les complètent mais que nous ne traiterons pas ici, susceptibles de fournir une réponse relativement satisfaisante au problème posé. Pour cela, nous nous proposons d'utiliser les données des bateaux sélectionnées sur un secteur dont la sensibilité à l'état hydrologique du milieu est révélée par les images de thermographie infra-rouge provenant du satellite NOAA9.

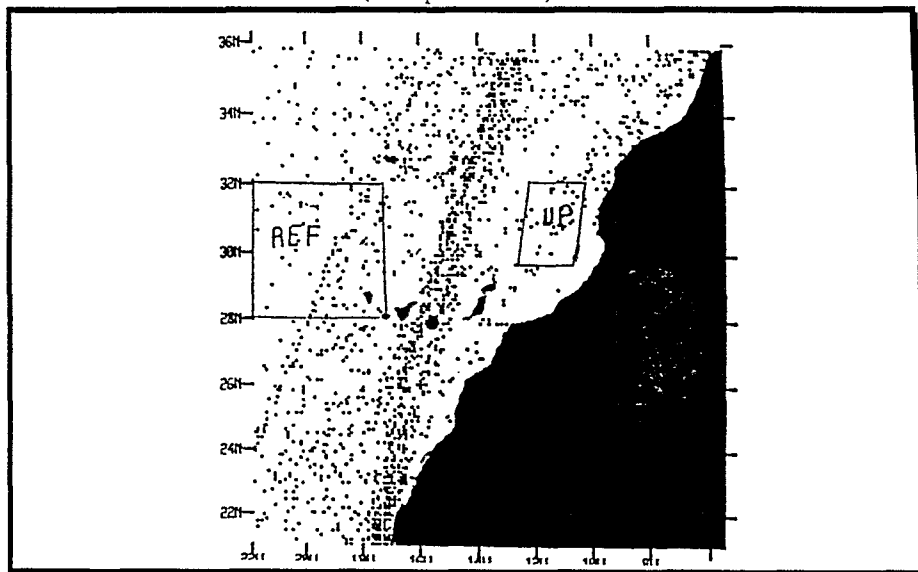
## 1 RECHERCHE D'UNE BASE MINIMALE DE DESCRIPTION DU MILIEU

Les deux ports étudiés sont aux limites d'un secteur dit d' "upwelling" soumis à des remontées d'eaux froides intenses induites par le vent soufflant parallèlement à la côte. La productivité du milieu enrichi par les eaux froides est accrue durant la période de développement des alizés. Ainsi, une migration de sardine provenant du Sud est observée l'été lorsque l'anticyclone des Açores est en place (Furneston 1953, Belvèze 1984). Les captures de sardine augmentent alors fortement au printemps à Agadir puis à Essaouira et Safi en cours d'été. Un second pic de capture, associé au retour de la population en migration, est observé à Agadir en automne. Autour de ce schéma, la variabilité est grande. Il existe en fait de nombreuses échelles de variabilités du système conduisant du vent aux captures (Fréon et al 1990). Les fluctuations du vent génèrent des variations rapides de l'upwelling, de même que les sardines effectuent des déplacements verticaux selon un cycle nyctéméral ou à d'autres échelles de temps très fines. Si nous nous proposons de mettre en évidence certaines relations liant les évolutions hydro-climatiques observées sur plusieurs années à la répartition des captures de sardine le long des côtes, entre le Nord et le Sud d'une zone bornée par les ports de Safi et d'Agadir (figure 1), les échelles d'observation doivent se situer à un niveau plus large dans l'espace et le temps. En particulier nous faisons l'hypothèse qu'il existe une relation étroite entre la répartition saisonnière des captures et l'intensité moyenne de l'upwelling. Un upwelling faible favoriserait les captures de la région de Safi en restreignant le secteur enrichi à la proximité de la côte et au coeur des remontées d'eaux froides. Ceci se ferait au



**Figure 1 : Les principaux ports sardiens du Maroc et les structures thermiques observées en conditions exceptionnellement claires.**

Situation su 10 septembre 1987 de l'image NOAA9. La surface des cercles est proportionnelle aux débarquements de l'ensemble du mois de septembre 87 dans les différents ports. A cette saison, les captures sont toujours importantes dans le secteur de Tan-Tan où le stock réside l'hiver. Mais suivant le développement de l'upwelling, un basculement semble s'opérer entre Safi et Agadir (ici au profit de Safir).



**Figure 2 : Localisation des observations *in situ* du 4 août au 26 septembre 1986.**

Les limites du secteur proche de l'upwelling ("UP") sur lequel sont calculées les températures mensuelles moyennes ainsi que celles du secteur de référence ("REF") sont indiquées sur cette image.

détriment de la région d'Agadir qui bénéficie en temps normal du déplacement vers le sud d'eaux issues de l'upwelling du nord. Ces eaux sont portées par un courant côtier s'écoulant du nord vers le sud associé localement à un large tourbillon cyclonique trouvant son origine dans la topographie du plateau continental (Mittelstaedt 1989). L'affaiblissement de l'upwelling ne permettrait plus cette arrivée d'eaux plus riches qui crée une continuité et une sorte de pont entre les secteurs du sud et du nord. Cette hypothèse peut être faite par l'observation de situations isolées révélées par des images claires. Probablement existe-t-il aussi des relations entre l'intensité de l'upwelling et la biomasse (par l'effet de l'upwelling sur le développement des larves) ainsi qu'entre cette dernière et l'extension géographique de la population qui se localise principalement à la côte lorsque son importance diminue. Nous sommes donc à la recherche d'un indice simple permettant de caractériser l'importance moyenne de l'upwelling calculée par période d'un mois pour un suivi portant sur plusieurs années. L'allure générale de l'upwelling révèle une extension importante des eaux froides vers le large aux environs du parallèle 31°N. Nous nous proposons de calculer une température moyenne mensuelle à partir des données des bateaux mesurées sur les lignes de navigation croisant le secteur que nous dénommerons 'UP' représenté sur la figure 2. Nous constaterons en 86 et 87, deux années particulièrement contrastées, l'aptitude des données des bateaux à restituer les caractéristiques hydrologiques de l'upwelling et discuterons les relations apparaissant entre les captures et les indices mensuels calculés.

## 2 LES OBSERVATIONS

### 2.1 L'OBSERVATION INSTANTANEE PAR TELEDETECTION

Le rayonnement électro-magnétique situé dans les longueurs d'onde de l'infra-rouge thermique, reçu par le capteur AVHRR des satellites NOAA, permet de restituer la température de la pellicule de la surface océanique. Le signal est cependant soumis à une absorption lors du trajet dans l'atmosphère. Un algorithme (de type "Split Window", (Deschamps et Phulpin 1980)) permet, en condition de ciel clair, de filtrer une partie des effets atmosphériques par combinaison des températures restituées par les canaux 4 et 5 du capteur

$$T_s = 3T_4 - 2T_5 + C_0 C_0$$

est une constante évaluée par calibration de l'image étudiée sur un jeu de données *in situ*.  $C_0$  varie de .5 à 1.5 °C selon la saison.  $C_0$  est en général plus faible l'hiver que l'été sur la région. La largeur du pixel est d'environ 1500 mètres, la limite inférieure 1100 mètres étant atteinte sur la trace du satellite. Après correction géométrique,

l'image est parfaitement positionnée. Les données que nous avons utilisées proviennent du Centre de Météorologie Spatiale de Lannion. Très avantageuses pour la restitution des champs thermiques instantanés, les données satellitaires sont peu efficaces pour un suivi régulier de l'upwelling. Ainsi, au cours des mois de juillet de 1986 à 1990, aucune image claire n' a pu être obtenue. Cela est d'autant plus regrettable que cette période correspond au plus fort développement de l'upwelling et de la pêche.

## 2.2 L'OBSERVATION EN MER

Dans la plupart des cas, la température mesurée par les navires est celle de l'eau servant à refroidir les moteurs. Elle a donc une profondeur très variable suivant le type de bateau. A cette variabilité en profondeur se joignent une dispersion temporelle, les mesures étant enregistrées à tout moment de la journée, et surtout les erreurs de transmission, de localisation et de calibration des thermomètres. Il est donc important de faire un tri des données aberrantes; c'est à dire des observations visiblement en dehors du champ du possible. Sur le secteur étudié s'étendant de Tanger au Cap Blanc, de 36N à 21S et de 22W à 5.50W, environ 2% des 2000 données mensuelles acquises auprès des services de la Météorologie Nationale sur le réseau SMT temps réel sont situées sur la terre. Les autres données douteuses sont plus difficiles à déceler. Il est cependant indispensable de les éliminer. Pour cela, on procède à un tri rigoureux. Après avoir effectué une analyse structurale, chaque observation d'un même navire est estimée par krigeage à partir des observations des navires du voisinage en excluant les autres observations de ce même bateau. Lorsque l'écart entre les valeurs observées et estimées est supérieur à 3 fois la valeur de l'écart type de krigeage, la donnée est retirée du fichier. On retire toutes les données d'un bateau lorsque le pourcentage des différences supérieures à 2.5 fois l'écart type de krigeage correspondant dépasse 30%.

## 3 REPARTITION DES GRADIENTS ENTRE LE LARGE ET LA COTE

### 3.1 DEFINITION

Les données des bateaux  $T(x_i, t_i)$  vont subir une transformation visant à restituer l'écart avec la température observée au même instant  $t_i$  sur une zone de référence. Cette zone, choisie pour son caractère de stabilité thermique, est située au Nord-Ouest des îles Canaries (figure 2). A partir de  $T(x_i, t_i)$ , on définit une nouvelle variable  $T'(x_i)$  par :

$$T'(x_i) = T(x_i, t_i) - T_m(t_i)$$

$T_m(t_i)$  est la température moyenne de la zone de référence calculée sur une période de  $\pm 4$  jours autour de la date  $t_i$ .

### 3.2 ANALYSE STRUCTURALE ET INTERPOLATION

La zone est séparée en deux secteurs de caractéristiques structurales très différentes. La zone du large est beaucoup plus régulière que la région côtière. On définit les régions "LARGE" et "COTE" de part et d'autre de l'axe 36N, 7.30W et 21N, 20W. L'analyse structurale est effectuée par calcul des demi-variogrammes expérimentaux sur les deux zones. Le demi-variogramme est une modélisation de la variance des écarts de T, supposée suivre une Fonction Aléatoire sur laquelle on fait les hypothèses de stationnarité suivantes:

a) Les accroissements sont de moyenne nulle.

$$E[T(x+h)-T(x)] = 0$$

où x et x+h sont deux points distants de h.

b) La variance des accroissements ne dépend que de la distance entre les points.

$$V(h) = 1/2 E[T(x+h)-T(x)]^2$$

Les demi-variogrammes expérimentaux sont calculés à partir de couples de mesures issues de bateaux distincts. L'interpolation est faite par krigeage ordinaire sur un réseau régulier.

$$TK(x) = \sum_{i=1}^N l_i T(x_i) \quad i=1, N \quad N=8$$

$$i=1$$

$$\text{avec } \sum_{i=1}^N l_i = 1$$

et  $E[TK(x+h)-T(x)]^2$  minimale

## 4 RESULTATS

### 4.1 CARTOGRAPHIE DES GRADIENTS

Après élimination des données erronées, 2102 et 2558 observations sont conservées en 1986 et 1987 respectivement. Sur chacun des secteurs, deux variogrammes sont calculés suivant des axes Nord-

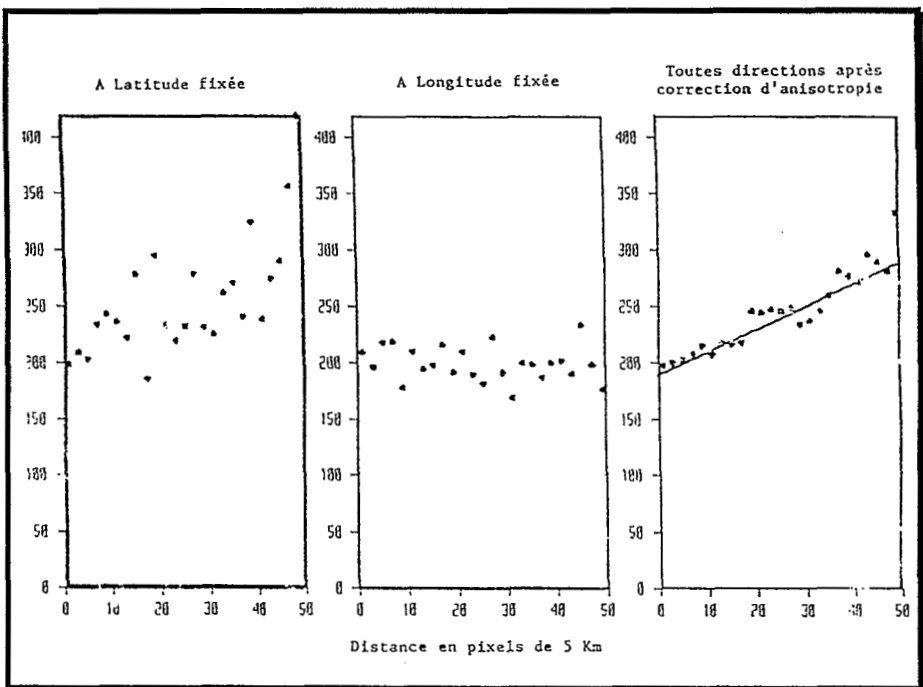
Sud (à longitude fixée) ou Ouest-Est (à latitude fixée) avec une tolérance d'angle de répartition des couples autour des axes de  $10^\circ$ . A la côte, les demi-variogrammes expérimentaux (figure 3) révèlent une très nette anisotropie. Pour prendre en compte l'augmentation de la variabilité sur l'axe Est-Ouest, on effectue une correction d'anisotropie en contractant les distances d'un facteur 0.1 sur la direction Nord-Sud. Le demi-variogramme expérimental établi sur des distances ainsi transformées a une allure linéaire. Si l'on regarde plus finement son comportement à l'origine, on constate qu'il croît moins vite que sur les grandes distances. Cet aspect, de type parabolique, est conforme aux déformations attendues d'un variogramme théorique linéaire en cas d'erreur de positionnement et de variabilité temporelle (Chiles 1977).

Les ajustements proposés des demi-variogrammes sont les suivants:

$$V(h) = 190 + 2h \text{ (Côte)}$$

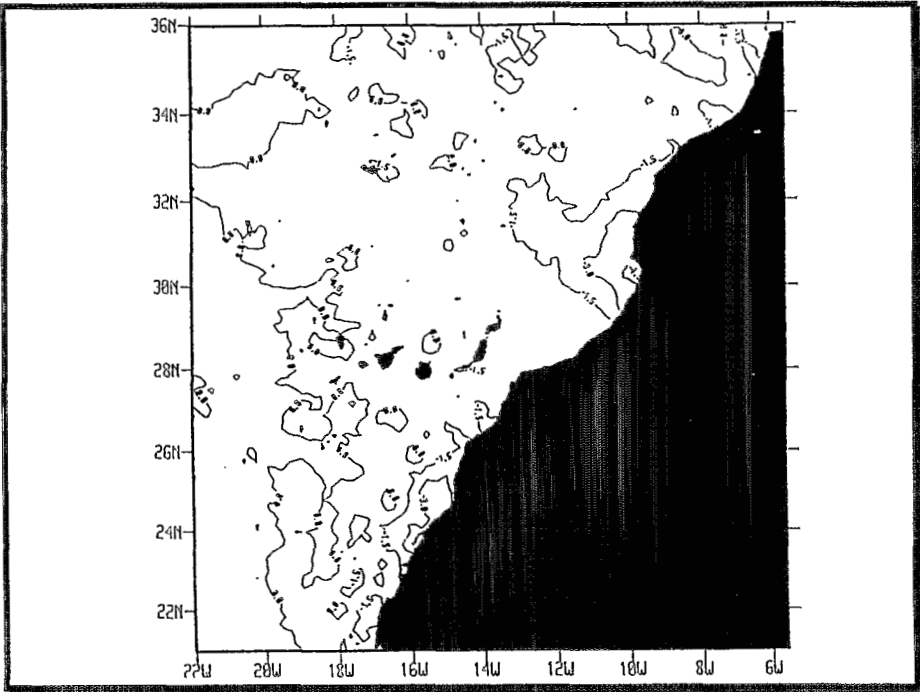
$$V(h) = 190 + h \text{ (Large)}$$

où  $h$  est exprimé en pixels de 5 km.



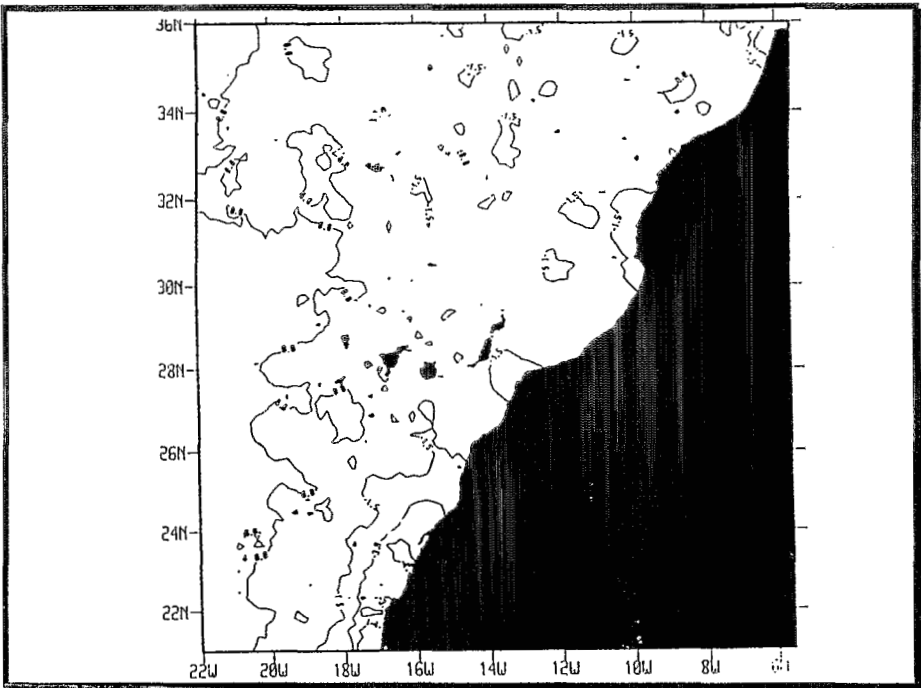
**Figure 3 : Les demi variogrammes expérimentaux**

A l'aide de ces demi-variogrammes, les gradients sont estimés par krigeage local (8 points du voisinage sont utilisés pour l'estimation) sur un réseau régulier (tous les 20 km).



**Figure 4 : Les gradients large-côte en 1986.**

Les structures sont fortes dans la région Nord, où l'upwelling est en moyenne bien développé.



**Figure 5 : Les gradients large-côte en 1987.**

Les structures sont marquées sur la côte saharienne et très faible au Nord.



On constate sur les figures 4 et 5 que les gradients sont très puissants au nord en 1986 alors qu'ils sont localisés au sud en 1987. Les valeurs atteintes par les gradients sont très fortes, de l'ordre de 4 °C, ce qui est d'autant plus considérable que ce sont des valeurs moyennes, calculées sur une période de deux mois.

## 4.2 INDICES MENSUELS DES TEMPERATURES ET RELATION AVEC LA REPARTITION DES CAPTURES

Une fois constaté l'intérêt des données in situ pour représenter les gradients côtiers, nous avons mis en relation les températures moyennes calculées mensuellement sur le secteur 'UP' avec la répartition relative des captures du port de SAFI par rapport à l'ensemble SAFI+AGADIR. Les indices sont calculés de mai à septembre. Chaque mois est séparé en période de 6 jours sur lesquelles on calcule la valeur moyenne des mesures faites par des bateaux différents les uns des autres. Ces valeurs sont ensuite moyennées pour donner l'indice mensuel. La valeur de juin 1989 n'a pu être calculée du fait de l'absence de distribution de données par la Météorologie Nationale à cette époque.

Pour tenir compte de l'effet saisonnier; c'est à dire de l'augmentation des températures moyennes de mai à septembre, les valeurs sont exprimées par rapport aux moyennes mensuelles calculées sur les 4 années étudiées. Ces écarts mensuels, joints aux indices relatifs, sont représentés sur la figure 6.

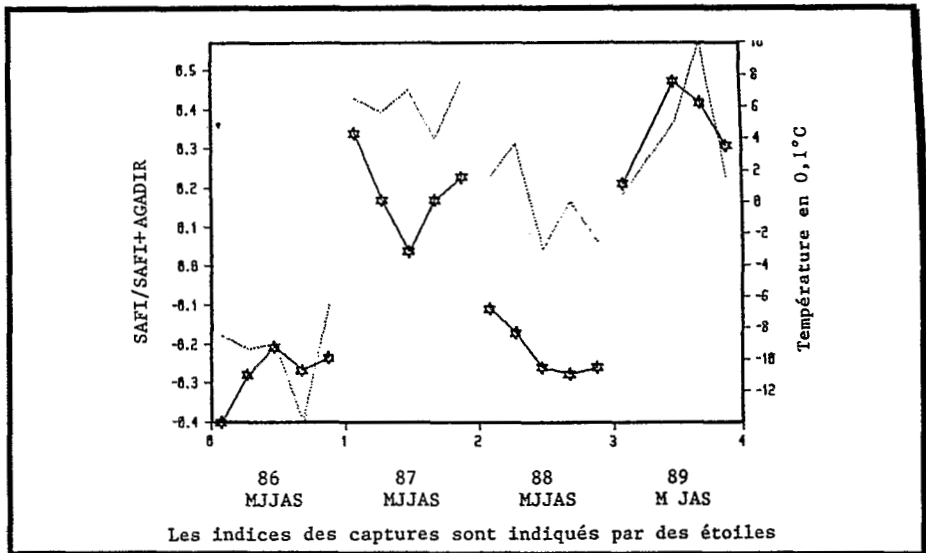


Figure 6 : Répartition des captures et indice mensuel relatif des températures

Il apparaît sur la figure 5 une relation entre la répartition des captures et la température mensuelle du secteur 'UP', les captures étant d'autant plus fortes à Safi que l'année est "chaude". L'année 88 se distingue par rapport à ce schéma en montrant des captures plus fortes à Agadir alors que les structures hydrologiques ne sont pas en faveur d'une telle répartition. Il est indéniable que notre schéma simplifie grossièrement les processus complexes conduisant à la forte variabilité des captures. Il n'est pas question dans ce texte de démontrer le caractère mécanique de la réponse de la population, observée par les captures, aux variations du milieu mais d'apporter un complément aux observations déjà faites dans d'autres régions d'upwelling sur une contraction du stock sur le coeur de l'upwelling en cas de diminution de celui-ci.

## 5 CONCLUSION

Face à l'impossibilité de suivre par télédétection infra-rouge les évolutions de l'upwelling sur la base mensuelle des captures de sardine, nous avons plaidé dans ce texte pour l'usage des données in situ. La capacité des données des bateaux à représenter les structures moyennes a été montrée par la réalisation des cartes de gradients Côte-Large lors de deux années, 1986 et 1987, particulièrement contrastées. La méthode du krigeage a été utilisée en tant qu'outil opératoire pour réaliser une cartographie automatique. En effet, dans notre cas les hypothèses de stationnarité ne sont pas des plus adaptées car les variogrammes linéaires laissent deviner l'existence d'une tendance, c'est à dire d'une dérive allant à l'encontre des hypothèses de stationnarité. A vrai dire, nous savons qu'il y a une tendance Côte-Large puisque nous cherchons à la mettre en évidence!

Quoi qu'il en soit, l'usage de la méthode du krigeage, basée sur des hypothèses de stationnarité acceptables dans un voisinage local, permet de restituer les traits essentiels des structures Côte - Large en faisant la part, dans les estimations, entre le bruit, caractérisé par la partie constante du variogramme, et la variabilité spatiale.

Sur les deux années étudiées, nous avons mis en évidence la sensibilité de la zone dite 'UP' aux effets de l'upwelling. La température absolue moyenne de cette zone est fortement liée à l'upwelling côtier bien que la dépendance ne soit pas totale puisque une augmentation de la couverture nuageuse et un brassage de la couche homogène de surface dû des vents forts mais sans rapport avec les alizés agiront dans le même sens qu'un renforcement de l'upwelling.

Cet indice mensuel peut donc servir à caractériser la variabilité de l'upwelling à une échelle compatible avec celle des répartitions mensuelles de sardine. Nous n'avons pas eu l'ambition dans ce texte de mettre en évidence l'ensemble du processus liant l'hydrologie et les captures mais d'apporter une modeste contribution à la compréhension des effets des upwellings en insistant sur les intérêts

relatifs des satellites à capteur infra-rouge et des données in situ. Chacune de ces données, à son échelle, apporte une description particulière et intéressante de ces zones fortement instables.

## **BIBLIOGRAPHIE**

- Belvèze H. Biologie et dynamique des populations de sardine peuplant les côtes atlantiques marocaines et propositions pour un aménagement des pêcheries. Thèse d'état, Université de Bretagne Occidentale, 1984.
- Chiles J.P. Géostatistique des phénomènes non stationnaires. Thèse de docteur-ingénieur. Université de Nancy 1, 1977.
- Deschamps et Phulpin. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12  $\mu\text{m}$ . Bound. Lay. Meteorology, 18, 131-143, 1980.
- Fréon P., Gerlotto F., Mullon Ch. Les changements d'échelle en halieutique: l'exemple des petits pélagiques côtiers. Compte-rendu du congrès SEMINFOR 1990.
- Furnestin J. et Furnestin M.L. La sardine marocaine et sa pêche. Migrations trophique et génétique en relation avec l'hydrologie et le plancton. Rapp P.V. Reunion. Cons. Int. Expl. Mer. 159: 165-175.
- Gohin F. Analyse géostatistique des champs thermiques de surface de la mer. Thèse de Docteur Ingénieur. Ecole des Mines de Paris, 1987.
- Mittelstaedt E. The surface waters off northwest Africa. Rapport Interne; Centre Commun de Recherche D'Ispra, 1987.