

REMOTE SENSING

R. FRASSETTO⁽¹⁾ and S. ZECCHETTO⁽²⁾

(1) ISDGM-CNR, 1364 San Polo, Venezia (Italia)

(2) Telespazio Fellowship, c/o ISDGM-CNR, 1364 San Polo, Venezia (Italia)

The feasibility of the use of Scatterometer wind and waves monitoring in enclosed seas such as the Mediterranean Sea has been demonstrated through the research program of the Working Group 11 of EARSEL concerning "The Symbiotic Use of Scatt, Alt and SMMR in Semi-enclosed Sea and Coastal Waters".

The February-March 1986 Nildex Experiment with airborne and tower scatterometers in the center of the Sicilian channel, has furnished an excellent set of data. Ten flights of 3 to 4 hours duration were made with different angles of incidence of the scatt-antenna in different sea states and wind conditions.

In situ measurements in the two boundary layers (air-water) were made continuously over several weeks.

The set of data is unique as they cover a large spectrum reaching 27 m/s average winds and 6.3 m/significant wave heights.

This experiment serves for the verification and improvement of algorithms and for the establishment of the best possible network of in situ measurements for the validation and calibrations of the Scatterometers and altimeters of the 1990 satellites (ERS-1 and NROSS).

The preliminary results are presented as well as the problems to be solved in a second experiment proposed for 1988.

RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES CONCERNANT LA DÉTERMINATION DE LA TEMPÉRATURE SUPERFICIELLE DE L'EAU MARINE À PARTIR DES ENREGISTREMENTS DES SATELLITES NOAA

Adriana POPA* et Marinela IOANA**

* Institut Roumain de Recherches Marines, Constantza (Roumanie)

** Institut de Météorologie et Hydrologie, Bucarest (Roumanie)

Le problème de la conversion de la radiation en infrarouge en valeurs de température est difficile et complexe, dû à la multitude des facteurs qui interviennent dans le mécanisme de transmission de la radiation superficielle jusqu'au senseur satellitaire. En vue de le résoudre, on a procédé à différentes hypothèses simplificatrices. Ainsi, l'atmosphère est considérée un milieu homogène et isotrope, en équilibre radiatif et thermodynamique, approximation à l'aide de laquelle on a déterminé la "température de corps noir" de la surface radiante. Mais l'intensité de la radiation reçue par les radiomètres embarqués au bord des satellites dépend non seulement de l'intensité de radiation de la surface explorée, mais aussi de l'effet d'atténuation de l'atmosphère et de la fonction de réponse du radiomètre. C'est pourquoi les valeurs représentant la "température de corps noir" de la surface de l'eau marine ont-elles été soumises à certaines corrections. La première est liée à la fonction de réponse du radiomètre qui, par sa construction, doit être calibré de manière à assurer dépendance linéaire entre l'énergie interceptée par le radiomètre et la réponse de celle-ci en tant que tension électrique. Ce calibrage a lieu avant le lancement, mais, pendant le vol, le comportement du détecteur se modifie selon les fluctuations thermiques, la dégradation progressive en temps, l'exposition inégale à la radiation solaire ou terrestre, etc. Dans ces circonstances le radiomètre doit être calibré à nouveau, périodiquement, au cours du vol, fait que se réalise pour les détecteurs d'infrarouge à l'aide des séquences qui reproduisent les teintes de gris du bloc de télémetrage du signal APT. Ainsi, dans le calcul des températures effectives des points analysés, au lieu d'indices de modulation théoriques, correspondant à l'échelle de teintes de gris fixes, on a établi la régression linéaire entre ceux-ci et ceux réels, prenant en considération les indices qui résultent de la corrélation établie.

En vue de calculer l'atténuation produite par la propagation de la radiation dans l'atmosphère, on a tenu compte seulement de l'émission et l'absorption atmosphériques. En plus, la variante préférée pour le travail a été celle de "l'atmosphère grise" où, à l'encontre de la situation réelle, le coefficient d'absorption massique de l'atmosphère ne dépend point de la longueur d'onde. En échange, on a pris en considération la dépendance de l'intensité de radiation de profondeur optique, celle-ci étant calculée à partir d'un coefficient moyen d'absorption. Ainsi, pour calculer la profondeur optique on a utilisé la relation (1): $\tau = \alpha \cdot P \cdot T \cdot D^{\sigma}$ où P, T et D sont la pression atmosphérique, la température de l'air et le déficit de saturation respectivement, tandis que α , β , σ et δ sont des constantes. Afin de déterminer ces constantes, on a effectué des mensurations "in situ" des paramètres précisés, ainsi que de la température de l'eau de mer. En base d'environ 100 groupes de telles données, on a calculé par la méthode des plus petits carrés les constantes de l'expression de la profondeur optique, constantes qui ultérieurement ont servi au calcul de la température effective corrigé par la profondeur optique.

Les calculs ont été effectués à l'aide de programmes FORTRAN pour le calculateur I102F. Pour la comparaison, on a calculé aussi la température en quelques situations choisies au hasard, des 100 cas pour lesquels on disposait de valeurs réelles, en appliquant différentes corrections pour atténuer l'effet atmosphérique, telles que: la correction Maller (2), selon l'angle au nadir; la correction Cogan et Willand (3) selon la teneur en vapeurs; la correction Smith (4) selon l'humidité et l'angle au nadir; et la correction Wark (5) selon les mêmes paramètres, basée sur l'emploi de 105 modèles atmosphériques et sur les enregistrements des satellites TIROS II. De plus, on a appliqué une correction uniforme par rapport à un écart choisi de façon aléatoire. Les écarts des températures calculées conformément à corrections: uniforme- t_u , Maller- t_m , Cogan- t_c , Smith- t_s , Wark- t_w et selon la profondeur optique - t_r , sont présentés dans le tableau ci-dessous:

| | t_r | t_u | t_m | t_c | t_s | t_w | t_r |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| 12,06 | +0,70 | -1,92 | -2,62 | -6,56 | -5,86 | +0,77 | |
| 12,24 | -0,83 | -3,69 | -4,05 | -8,21 | -7,71 | -0,81 | Smith et Wark conduit à l'obtention de |
| 13,04 | +1,09 | -1,33 | -2,61 | -6,09 | -5,19 | +1,17 | valeurs beaucoup inférieures à celles ré- |
| 12,61 | +0,15 | -2,47 | -3,20 | -7,11 | -6,41 | +0,22 | elles. L'application des corrections uni- |
| 17,98 | +0,07 | -1,63 | -3,65 | -6,71 | -5,64 | +0,28 | formes et selon la profondeur optique per- |
| 16,75 | 0,00 | -1,94 | -3,94 | -6,96 | -6,06 | +0,19 | met l'obtention de valeurs proches de |
| 16,08 | +0,21 | -2,96 | -4,55 | -7,99 | -6,99 | -0,67 | celles réelles dont le désavantage con- |
| 15,82 | -0,44 | -3,77 | -5,20 | -8,66 | -7,74 | -1,35 | siste dans le fait qu'elles sont positives |
| 14,46 | 0,00 | -2,68 | -5,76 | -5,76 | -7,40 | -0,04 | |

La méthode présentée peut déterminer de meilleurs résultats si l'on peut faire appel aux données initiales numériques au lieu de celles analogiques (APT) digitalisées.

Références bibliographiques

- KONDRATIEV K. et coll., 1966 - Opredelenie temperatury poustalinshchel' poverkhnosti i oblakov s meteorologicheskikh sputnikov zemli. *Trudy GGO*, 196.
- MALLER Y., 1973 - Utilization des données infrarouge. *Information spéciale, CEEMS*.
- COGAN I.L. et coll., 1976 - Measurement of sea surface temperature by the NOAA-2 satellite. *J. Appl. Meteorol.*, 15(2).
- MC CLAIN E.P., 1979 - Satellite derived earth surface temperature. WMO.
- WARK D.Q. et coll., 1962 - Methods of estimating infrared flux and surface temperature from meteorological satellites. *J. At. Sci.*, 19(5).