

Dependencia del efecto de los aerosoles saharianos en la extracción de la temperatura superficial del mar por satélite utilizando el índice de aerosoles del Toms y la profundidad óptica de aerosoles del AVHRR

A.B. Ruescas* y S. Castro**
ruescas@his.uji.es

*Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I.

**Colorado Center for Astrodynamic Research, University of Colorado at Boulder

RESUMEN

En el presente artículo se trata de establecer el efecto de la capa de aerosoles provenientes del desierto que durante gran parte del verano llega al mar Mediterráneo. Esta capa de aerosoles puede suponer una fuente de error de importancia a la hora de calcular la temperatura superficial del mar mediante imágenes de satélite. Para estudiar el supuesto efecto se utilizan dos productos: el índice de aerosoles del TOMS y la profundidad óptica de los aerosoles del AVHRR. La TSM se calcula mediante la aplicación de algoritmos de split-window sobre las bandas térmicas del AVHRR.

PALABRAS CLAVE: índice de aerosoles, TSM, AVHRR, TOMS, AMSRE, AOD.

ABSTRACT

The presence of aerosols affect the measurement of sea surface temperature (SST) extracted by means of satellite images. The influx of aerosols in the Mediterranean Sea is produced in sporadic pulses, mainly in summertime. That influx leads to serious errors in the SST, which makes it necessary to carry out both a detail study of the effect they have on absorption in the infrared channels, as well as a proposal of methods for correcting these errors. To evaluate the errors we have used two indicators, the TOMS Aerosol Index and the Aerosol Optical Depth derived from the AVHRR.

KEY WORDS: aerosoles index, TSM, AVHRR, TOMS, AMSRE, AOD.

INTRODUCCIÓN

La presencia de aerosoles afecta a la medida de la temperatura superficial de la mar (TSM) -extraída mediante sensores ubicados en satélites- porque éstos tienen la capacidad de absorber y dispersar la radiación infrarroja. Las partículas de polvo, humos o cenizas volcánicas constituyen lo que llamamos aerosoles atmosféricos y son piezas clave en la formación de nubes y en la precipitación, incluso se conoce que los aerosoles con alto contenido en hierro son vitales para el crecimiento del fitoplancton en el mar (Bigg, 2003).

En el presente trabajo solo se hará referencia a un tipo de aerosoles de origen "natural", entendido este como no proveniente de emisiones de origen antrópico, como es el polvo de los desiertos, más

concretamente, las entradas de polvo de los desiertos del Sahara y de la Península Arábiga en el entorno del mar Mediterráneo. Estas entradas de aerosoles se producen en "pulsaciones" esporádicas, principalmente en verano. Es por ello que son relativamente sencillos de identificar y discriminar de otros aerosoles de origen antrópico o natural (partículas volcánicas). Complementariamente existen otros indicadores que sirven para distinguir entre tipos de aerosoles y su procedencia como son los valores de pH de los restos depositados tras la precipitación, de alto contenido alcalino, guía básica para su identificación (Guerzoni et al., 1997). Las entradas de aerosoles del desierto sahariano en el Mediterráneo parecen inducir a errores en la extracción de la TSM mediante imágenes de satélite, con lo que se hace necesario un estudio detallado del efecto de

éstos sobre la absorción de los canales en el infrarrojo térmico, así como la propuesta de métodos para corregir dichos errores (Arbelo et al.; 2003 Díaz, et al., 2001).

El principal objetivo de este estudio es evaluar los errores causados por dichas entradas de aerosoles en la TSM extraída del sensor AVHRR mediante la utilización de dos indicadores de la presencia de aerosoles: el índice de aerosoles (*Aerosol Index*, AI) del TOMS Earth Probe y la profundidad óptica de los aerosoles (*Aerosol Optical Depth*, AOD) derivada del mismo AVHRR por la NESDIS (*National Environmental Satellite, Data and Information Service*).

AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se enmarca en las aguas correspondientes al mar Mediterráneo en todo su extensión. Las coordenadas geográficas que limitan el área de estudio son las correspondientes a entre 25°N y 50°N de latitud y -15°W y 45°E de longitud. Es esta un área compleja en cuanto a su geometría, siendo una cuenca oceanográfica de escasas dimensiones (4.000 Km. de este a oeste y un total de 4.600 Km. de litoral) cuyas características climáticas se resumen en una intensa interrelación atmósfera-mar-tierra. De inviernos templados y veranos calurosos, con un déficit de lluvia durante el verano y de precipitaciones irregulares y torrenciales durante la primavera y el otoño, la cuenca mediterránea presenta un equilibrio precario ya que su tendencia es deficitaria. Esta tendencia sólo se contrarresta gracias a los aportes del océano Atlántico, cuyas aguas, más frescas y menos saladas, hacen su paso por el Estrecho de Gibraltar, de solo 14 Km. de ancho. Consecuentemente la temperatura media del agua mediterránea es relativamente cálida, especialmente si es comparada con el agua de procedencia atlántica. Sin embargo sufre grandes variaciones a lo largo del año, con máximos durante el verano debido a la fuerte insolación y la falta de precipitación (>30°C) y mínimos en primavera (11°-12°C) cuando las aguas se han enfriado debido a la menor insolación recibida durante los meses invernales y el comienzo de la época de lluvias.

Las condiciones meteorológicas más propicias para el transporte de los aerosoles del desierto del Sahara hacia latitudes septentrionales están relacionadas con la posición del anticiclón sub-tropical sobre el noreste del océano Atlántico y el continen-

te europeo. Una serie de condicionantes determinan el transporte de aerosoles hacia el Mediterráneo (Guerzoni et al, 1997):

- Una depresión barométrica sobre la península Ibérica (50% de los casos).
- Una depresión sobre el norte de África (25% de los casos).
- Un anticiclón sobre el Mediterráneo.

Se conocen diferencias evidentes en cuanto a la estacionalidad y duración del transporte entre la cuenca occidental y la oriental del Mediterráneo. En la parte occidental la entrada de polvo sahariano suele tener una duración más prolongada que los eventos ocurridos en la parte oriental. Como se indicó anteriormente, la mayoría de los casos de entrada de aerosoles sobre el Mediterráneo se dan durante los meses del verano, especialmente en junio y julio, con un número menor pero significativo de casos en los meses precedente (mayo) y subsiguiente (agosto).

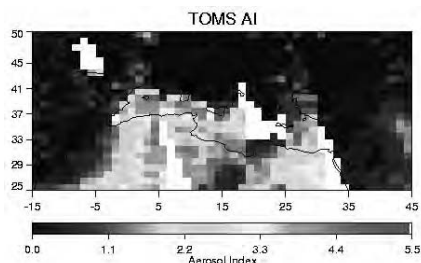
DATOS UTILIZADOS

Las imágenes seleccionadas son de la parte central del año y por ende la más calurosa, comprendiendo los meses de junio y julio de 2005. Es en ésta época del año cuando son más frecuentes las entradas de aire cálido y seco proveniente del Sahara que origina una elevación notable de la temperatura y de la sequedad. Este viento suele arrastrar grandes cantidades de materiales sedimentarios de las zonas desérticas hacia latitudes septentrionales, atravesando gran parte del Mediterráneo. La magnitud del alcance de estos aerosoles africanos depende de su tamaño y de la altura a la que viajan. La entrada de este polvo sahariano "contamina" la atmósfera, lo que llega a alterar enormemente las características de la absorción atmosférica normal, incrementando la atenuación en los canales infrarrojos que tienen los sensores de los satélites. Esto puede suponer una alteración de la precisión de los valores de la TSM, además de resultar en una fina capa que "emborrona" la visión en los canales del visible y puede interferir con los test de nubes.

Algunos instrumentos puestos a disposición de los investigadores para la observación y cuantificación del efecto de los aerosoles son el índice de aerosoles del TOMS (AI, NASA/*Global Space Flight Center*) y el producto llamado profundidad óptica de los aerosoles (AOD, *Aerosol Optical Depth*) elaborado por la NESDIS (*National*

Environmental Satellite, Data and Information Service) a partir de los datos del sensor AVHRR.

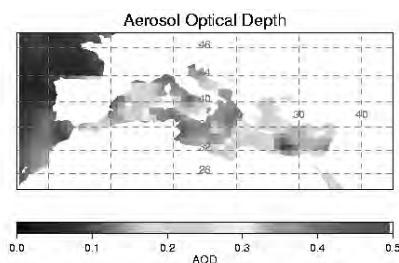
El AI permite la identificación de varios tipos de aerosoles. Su cálculo se basa en el contraste espectral de la radiancia dispersada en las longitudes de onda que van desde los 331 a los 360 nanómetros (rango del ultravioleta, UV), que son las que recoge el instrumento Earth Probe TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) a bordo del satélite AURA. Los datos AI se obtuvieron de la NASA/GSFC TOMS Processing Team donde se almacenan datos disponibles desde julio de 1996. Los datos globales diarios de AI se cartografiaron con una red cartesiana de 1.25° de longitud y 1° de latitud. En teoría el producto discierne entre aerosoles absorbentes en el rango del ultravioleta, principalmente polvo, humo y aerosoles volcánicos, que se muestran con valores positivos de AI, mientras que los valores de AI negativos se asocian con aerosoles no absorbentes, como los sulfatos o las partículas de sal. En los datos de AI a nuestra disposición, estos últimos valores negativos de AI no aparecen, seguramente debido a que es un producto reelaborado y limpio de los aerosoles no absorbentes. El rango de valores va de 0 a 5 aproximadamente, aumentando el valor cuanto mayor es la cantidad de aerosoles (fig.1).



*Figura 1. Datos del índice de aerosoles del TOMS (27/07/2005), en blanco cuando no hay datos.

La profundidad óptica de los aerosoles del AVHRR es un producto extraído de los canales en el visible de dicho sensor. Proporciona una medida de la visibilidad durante el día sobre grandes masas de agua. El AOD depende de la longitud de onda, centrándose las imágenes en el canal 1 del AVHRR. El AOD es una medida de la columna vertical de la atmósfera que hay sobre la extensión de agua estudiada, cuanto mayor el índice de AOD, mayor cantidad de aerosoles presentes en la columna. Valores de AOD de < 0.2 representan una baja cantidad de aerosoles, es decir, alta visibilidad (fig. 2).

El algoritmo de AOD ha sido desarrollado por la *Naval Postgraduate School* y supone el uso de una ecuación de transferencia radiativa relativamente sencilla.



*Figura 2. Profundidad óptica de los aerosoles (semana del 22 al 28 julio, 2005).

Para calcular la dependencia de los aerosoles de origen africano en las medidas de la temperatura superficial del mar Mediterráneo se utilizaron dos diferentes tipos de TSM, mejor dicho de la TSM de la piel del mar o *SkinTSM* (Castro et al., 2003; Robinson, 2004)-que es la medida real que toman los satélites- ambos extraídos de las imágenes AVHRR del satélite NOAA.

- Se calculó una *SkinTSM* a partir de las imágenes GAC del NOAA17-AVHRR mediante el algoritmo NLSST (*Non-Linear Sea Surface Temperature*) de la NOAA-NESDIS (<http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm>) (fig.3, superior).

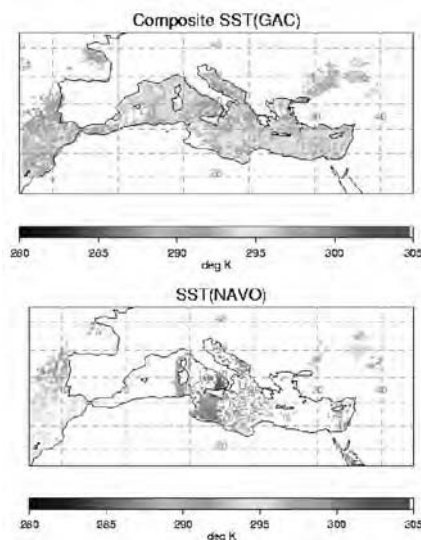


Figura 3. SkinTSM diario del AVHRR. Figura superior: GAC-NLSST; figura inferior NAVO-MCSST (29/06/2005).

* Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color.

- La otra medida de la *SkinTSM* utilizada fue la extraída del producto desarrollado por la *Naval Oceanographic Office* (NAVO) llamado *MCSST (Multi-Channel Sea Surface Temperature)*, calculado también con el sensor AVHRR (fig. 3, inferior).

Para comprobar la validez de las *SkinTSM* calculadas, y debido a la escasez y poca disponibilidad de datos *in situ* tomados con boyas o barcos, se utilizó como verdad-terreno la *TSMbulk* procesada del radiómetro AMSR-E (*Advance Microwave Scanning Radiometer*) a bordo del satélite Aqua.

Como se ha señalado, la *TSM* calculada por AMSRE no es exactamente la misma medida que la tomada por el sensor AVHRR, lo que lleva a considerar que habrá cierto desfase entre ambos productos, debido a los efectos de la capa de piel del mar y a las termoclinas diurna y estacional, con presencia constante durante el verano. Cabe especificar aquí que solo se ha trabajado con imágenes diurnas, apartando las nocturnas debido a la dificultad de crear filtros precisos para las nubes durante la noche.

	NAVO	NESDIS	AMSRE	TOMS	AOD (NESDIS)
SENSOR/SATELITE	AVHRR/NOAA-17	AVHRR/NOAA-17	NASA's Earth Observing System (EOS)/ Aqua Satellite	Earth Probe TOMS/ AURA satellite	AVHRR/NOAA-17
RESOLUCION ESPACIAL	25 km	GAC data 4 km	25 km	1 latitud x 1.25 longitud	1 latitud x 1 longitud
RESOLUCION TEMPORAL	Composición diaria	Composición diaria	Composición diaria	Composición diaria	Composición semanal
ESTADO	Calculado por NAVO	Elaboración propia según coeficientes NESDIS	Calculado por Remote Sensing Systems (remss)	Elaborado por Ozone Processing Team-NASA	Elaborado por NESDIS

Tabla 1. Descripción de los datos utilizados.

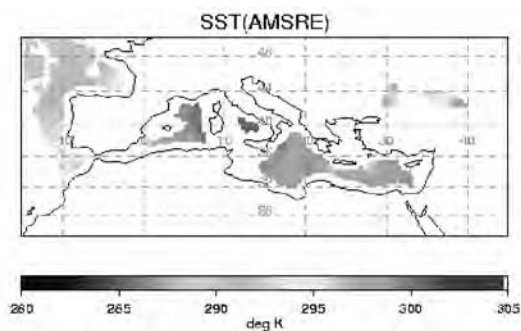


Figura 4. TSMbulk del AMSRE (29/06/2005).

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Con objeto de poder utilizar los cuatro tipos de imágenes señalados, se llevó a cabo un pre-procesamiento consistente en igualar la escala de los datos, recortar el área de estudio y mantener en todos los datos a comparar la misma resolución temporal.

Para ello se dividió en dos grupos de datos:

- Cuando se utilizó el AI del TOMS como fuente de información acerca de los aerosoles se utilizó una división de los datos en días. En total 61 días con datos. La resolución espacial se llevó a 25 Km. píxel.
- Datos agrupados en semanas cuando se utilizó el AOD, con un total de 10 semanas distribuidas de la siguiente manera:

- Primera semana: 1 y 2 de junio.
- Segunda semana: del 3 al 9 de junio.
- Tercera semana: del 10 al 16 de junio.
- Cuarta semana: del 17 al 23 de junio.
- Quinta semana: del 24 al 30 de junio.
- Sexta semana: del 1 al 7 de julio.
- Séptima semana: del 8 al 14 de julio.
- Octava semana: del 15 al 21 de julio.
- Novena semana: del 22 al 28 de julio.
- Décima semana: del 29 al 30 de julio.

En primer lugar se elaboraron los mapas de la *SkinTSM* con los datos de junio y julio de las imágenes GAC, que se pasaron de 4 a 25 Km. de resolución espacial.

Para calcular la TSM se utilizó el algoritmo NLSST. Los resultados de la *SkinTSM* se compararon con la *TSMbulk* derivada del sensor AMSR-E para comprobar su fiabilidad. El proceso es similar al practicado a las imágenes de la NAVO-MCSST, que también se verificaron con AMSR-E.

Los datos del TOMS se clasificaron en 40 grupos con un intervalo de 0.2 teniendo como límite un mínimo de AI de 0.0 y como máximo 4.0. A continuación se contrastaron las diferencias obtenidas de la comparación *SkinTSM* – *TSMbulk* con los grupos de AI para ver cual es el grado de dependencia de los residuales de la TSM respecto a la cantidad de aerosoles medidos. El mismo proceso se llevó a cabo con la *SkinTSM* extraída por la NAVO-MCSST.

La dependencia de los aerosoles se calculó de nuevo teniendo como indicador de la presencia de éstos la AOD de la NESDIS, con los datos agrupados en 25 clases de 0.02 valores (límites entre 0.0 y 0.5.) aunque esta vez sólo con la *SkinTSM* proveniente de la NAVO que fue la que mejores resultados ofreció en la primera parte del análisis. Los datos se calcularon semanalmente.

RESULTADOS

El primer gráfico de dependencia mostrado (fig. 5) es el que tiene los valores residuales de la diferencia *SkinTSM* menos *TSMbulk*, calculados con GAC-NLSST y AMSRE, y los grafica con respecto al AI del TOMS. En el gráfico ha sido corregido un error sistemático de -1.4 K en los datos que puede deberse al algoritmo utilizado para calcular la *SkinTSM*, así como a otros factores que pueden estar afectando a ésta, como la contaminación por nubes, el vapor de agua en la atmósfera, etc.

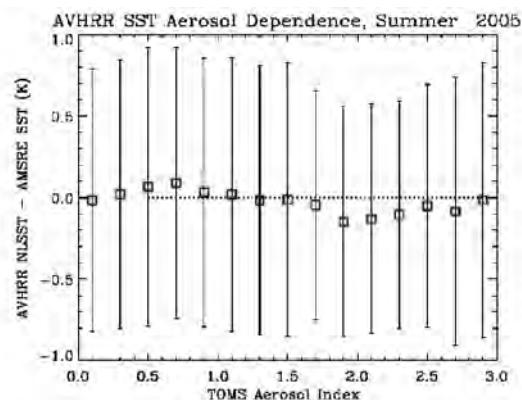


Figura 5. Dependencia de aerosoles GAC-AMSRE/TOMS.

El segundo gráfico (fig. 6) muestra la dependencia de los aerosoles basada en la diferencia de las TSM derivadas de las imágenes AVHRR de la NAVO y, de nuevo, la verdad-terreno utilizada, la *TSMbulk* del AMSRE. También en este caso en el gráfico se ha corregido un error sistemático en los datos, esta vez de -0.3 K en la diferencia entre la *SkinTSM* y la *TSMbulk*. Este error es mucho menor que en el caso de la *SkinTSM* calculada con las imágenes GAC, pero no deja de ser significativo ya que introduce un desfase en los datos de manera sistemática que indica que hay una variable que no se está teniendo en cuenta y que influye negativamente en los datos de una manera regular.

El análisis de los datos muestra que no parece haber una dependencia de los aerosoles en la extracción de la TSM, ya que la modificación de la temperatura es escasa, próxima a cero, en un rango que comprendería entre 0.1 K y -0.2 K. Sin embargo, conociendo que hay un desfase o error en los

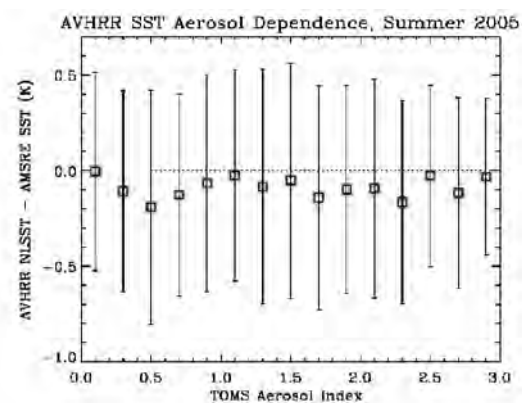


Figura 6. Dependencia de los aerosoles NAVO-AMSRE/TOMS.

datos de -1.4 K en el primer caso, y -0.3 K en el segundo, es obligatorio preguntarse si la variable que esta afectando a la TSM no está enmascarando de alguna manera la dependencia clara de los aerosoles que se ha encontrado en otras regiones del planeta.

Con objeto de eliminar posibles causas del error, se procedió a recalcularse la dependencia de los aerosoles utilizando el AOD, sólo para descartar que el producto de AI estaba dando información veraz y no estaba introduciendo algún error de medida. La figura 7 muestra los resultados obtenidos utilizando las imágenes procesadas por NAVO (que ofrecían mejores resultados que los datos GAC en el anterior análisis) y el indicador AOD como índice de aerosoles. Desgraciadamente también se contabilizó en este cálculo un desfase o error sistemático en los datos de -0.3 K y se corrigió al graficar los resultados, muy similares, por otra parte, a los obtenidos con el AI del TOMS.

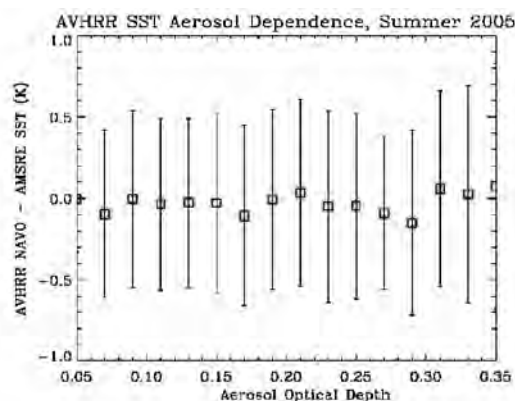


Figura 7. Dependencia de aerosoles NAVO-AMSRE/AOD.

Concluyendo, los resultados obtenidos no muestran una dependencia aparente de los aerosoles en la extracción de la *SkinTSM*, a partir de imágenes NOAA-AVHRR.

Un asunto por determinar es la gran diferencia en el valor del *bias* o desfase existente en los datos, -1.4 K cuando se utiliza GAC-NLSST, -0.3 K cuando se usa NAVO-MCSST. Es decir, hay una diferencia entre ellas de 1.1 K. ¿Por qué sucede esto? ¿Cual es la fuente de error que está influyendo en la escasa precisión de la *SkinTSM* extraída de los datos GAC? ¿Por qué hay un desfase o error sistemático tan claro en ambas *SkinSST*?

Test de nubes en el cálculo de la NLSST (GAC)

Para responder a las preguntas planteadas es necesario hacer un análisis complementario del resto de variables que afectan a la medida de la TSM. Por ejemplo, sería prudente aclarar en qué medida pueden los aerosoles afectar a los test de nubes, impidiendo su correcta discriminación y contaminando la imagen, ocasionando error. Uno de los test de nubosidad más eficaz en las imágenes diurnas es el determinado por la ratio de las bandas 2 y 1 del AVHRR (Saunders y Kriebel, 1988). Sobre la superficie de mar sin nubes éste se discrimina porque comprende un rango de entre 0.3 y 0.7, separándolo de esta manera de otras superficies (nubes de casi todo tipo, tierra, nieve). Las capas más finas de aerosoles no son identificadas mediante este test, lo cual tampoco interesa ya que enmascararía gran parte de la superficie del mar afectada por éstos y haría inservible una mayoría de las imágenes diurnas de los meses estivales. Cuando se distingue una capa de aerosoles sobre el mar, el límite superior de la ratio ha de aumentarse ligeramente hasta 0.75-0.80 para poder incluirlos. El problema surge cuando, en escenas como éstas, aparecen nieblas o estratos bajos que entran en el rango de >0.70. Aunque estas nieblas y estratos bajos son fácilmente discernibles en los canales del visible por su alta reflectividad, es posible que algunas áreas queden contaminadas en una escala píxel o subpíxel y que se incluyan dentro del cálculo de la NLSST, introduciendo así un error evidente. Esto es lo que posiblemente está ocurriendo con algunas de las imágenes GAC-NLSST.

En el caso de las imágenes de la NAVO-MCSST los resultados son mas precisos, o dicho de otra manera, su error es menor, y esto podría deberse, entre otras cosas, a los complejos filtrajes de nubes que se realizan sobre las escenas y que hacen "inservibles" gran cantidad de imágenes para el cálculo de la dependencia de aerosoles. Es decir el número de datos con el que se cuenta es mucho menor, y aunque hay una seguridad total de que no hay píxel alguno contaminado por nubes, es también posible que en ocasiones no haya píxeles suficientes en ciertas áreas que puedan ser comparados con las imágenes de verdad-terreno o los índices de aerosoles.

En definitiva, cuanta mayor es la información, mayor es el error, aunque supone asegurar la provisión de suficientes datos para hacer la comparación.

Otras posibles fuentes de error

La gran diferencia (1.7 K) entre los dos productos de *SkinTSM* derivados del AVHRR puede explicarse de otras dos maneras (fig.8):

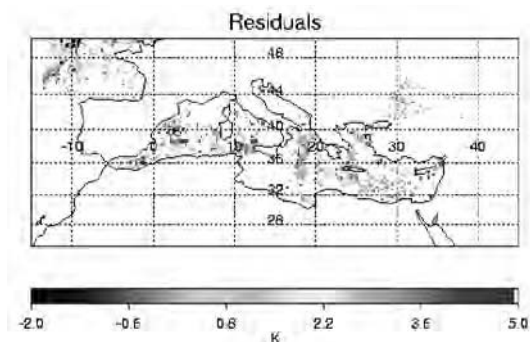


Figura 8. Residuales de la diferencia entre los datos de TSM de NAVO y GAC (22/06/2005).

En cada cálculo de la *SkinSST* una se utiliza un “*first-guess SST*” de origen diferente para el cálculo de la NLSST: NESDIS calcula la MCSST previamente y la incluye como “*guess*” en el algoritmo de NLSST. NAVO extrae la “*guess SST*” mediante la utilización de una estimación de TSM obtenida de análisis diarios de la TSM global de 100 Km. de resolución espacial, incluyéndola luego en el NLSST. Esto puede suponer una diferencia en los resultados de los algoritmos que podría explicar en parte el desfase existente.

Los filtros de nubes aplicados por la NAVO son mucho más rigurosos que los utilizados en la NESDIS, de ahí que también haya una menor cantidad de datos, como antes se ha indicado. La contaminación por nubes de los datos GAC puede estar introduciendo parte de ese alto desfase entre ambos productos, ya que ambas son medias diarias y pueden no coincidir exactamente.

La diferencia entre los productos *SkinTSM* del AVHRR y la *TSMbulk* de AMSRE: la *TSMbulk* de AMSRE se consideró como verdad-terreno debido a la falta de medidas de la *SkinTSM* tomadas *in situ* mediante boyas. En ciertos aspectos pueden considerarse similares, ya que ni las boyas ni los sensores en el rango del microondas se ven afectados por las nubes. Sin embargo, en el caso del AMSRE, existen tres componentes claros que pueden inducir al error de la medida de la TSM:

En primer lugar no está tomando la medida de la piel del mar, de la *SkinTSM* como hace el AVHRR, ya que el microondas penetra ligeramente en el mar

y toma la temperatura de los primeros milímetros del agua. Esto de por sí puede llevar a una diferencia de medidas significativa debido al efecto de la termoclina diurna y a la diferencia constatada entre la piel del mar, más fría debido al efecto de la conducción molecular, y la capa inmediatamente inferior a esta, que se mantiene ligeramente más cálida.

La atmósfera que se interpone entre el sensor y el mar puede afectar a la medida de la TSM mediante otros factores: velocidad del viento, estabilidad atmosférica, vapor de agua, etc. (Castro et al., 2004)

La posible influencia de las zonas de costa sobre los datos: en las imágenes AMSRE existen unas mascaradas que ocultan gran parte de la tierra y dejan un margen en la costa de algunos kilómetros. Esto previene que píxeles que son de pertenecientes a la tierra, sean clasificados erróneamente como mar debido a algunas posibles imprecisiones de localización. Sin embargo existe la posibilidad de que aun así exista cierta influencia terrestre más allá de la zona enmascarada y que afecte a las medidas de la temperatura del mar. Es decir, se debe dejar un margen de error mínimo en la comparación entre ambas medidas ya que los factores enumerados y quizás algún otro parámetro geofísico, están afectando, sin duda alguna, a la cantidad que se ha indicado como desfase o “*offset*” de -0.3 K que encontramos entre NAVO-AMSRE y de -1.4 K entre NLSST-AMSRE.

La inexistente dependencia de los aerosoles en la *SkinSST* puede deberse entonces a la actuación de un factor externo al presente análisis que está enmascarando los resultados. O bien es posible que con los datos utilizados la cantidad de pares de datos contrastados no sea suficiente y se necesite ampliar la base temporal al resto del año o incluso a varios años.

Se hace necesario pues remarcar la importancia de la instalación de boyas en el Mediterráneo con el objetivo único de tomar medidas de la *SkinTSM* y poder validar convenientemente los algoritmos utilizados y, consecuentemente, mejorar los resultados de trabajos como el aquí presentado.

CONCLUSIONES

Según los análisis llevados a cabo en el presente estudio, no se observa una gran dependencia de los valores de la *SkinTSM* de los aerosoles, con variaciones de apenas -0.2 K. En comparación con otros trabajos similares llevados a cabo sobre el Atlántico

Norte, esta dependencia es prácticamente inexistente. Por lo tanto, deben existir ciertos factores externos que ocultan dicha dependencia en cierta medida, por lo que es conveniente realizar de antemano las correcciones de error necesarias de estas posibles variables conflictivas: cantidad de vapor de agua en la atmósfera, estabilidad atmosférica, rugosidad del mar, velocidad del viento, etc.

De los resultados se desprende, a su vez, que es primordial impulsar la puesta en marcha de un sistema de boyas en el Mediterráneo que ofrezcan datos de la *SkinTSM in situ*, necesarios para calibrar y verificar los algoritmos utilizados en este y otro tipo de análisis.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias a la ayuda concedida por *Fundació Caixa Castelló-Bancaixa* en el verano de 2005.

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS ON LINE

ARBELO, M., PODESTA, G., HERNANDEZ-LEAL, P. A. y DIAZ, J. P.(2003):Use of TOMS data to correct the Saharan dust effects on SST retrievals from satellite. *Advances in Space Research*, vol. 32, N° 11, pp. 2175-2180.

BIGG, G. (2003):*The Oceans and Climate*, Cambridge University Press, 2nd Edition, pp. 273

CASTRO, S. L., WICK, G. A. and EMERY, W. J. (2003): Further refinements to models for the bulk-skin sea surface temperature difference. *Journal of*

Geophysical Research, vol.108, No. C12, 3377,doi:10.1029/2002JC001641

CASTRO, S. L., WICK, G. A. and EMERY, W. J. (2004): Skin and bulk sea surface temperature estimates from passive microwave and thermal infrared satellite imagery and their relationship to atmospheric forcing. *Proc. IEEE IGARSS 2004*.

DIAZ, J. P., ARBELO, M., EXPOSITO, F. J., PODESTA, G., PROSPERO, J. M. y EVANS, R. (2001): Relationship between errors in AVHRR-derived sea surface temperature and the TOMS Aerosol Index. *Geophysical Research Letters*, vol.28, No. 10, pp. 1989-1992.

GUERZONI, S., MOLINAROLI, E. y CHESTER, R. (1997): Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications. *Deep-Sea Research II*, vol.44, N°. 3-4, pp. 631-654.

ROBINSON, I.S (2004): *Measuring the oceans from space. The principles and methods of satellite oceanography*. Springer –Praxis. Pp. 669

SAUNDERS y KRIEBEL (1988): An improved method for detecting clear sky and cloud radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 9-1, pp. 123-150.

Total Ozone Mapping Spectrometer: <http://toms.gsfc.nasa.gov/>

Remote Sensing Systems: <http://www.remss.com/>

Advance Microwave Scanning Radiometer for Eos: <http://weather.msfc.nasa.gov/AMSR/>

NOAA Satellite and Information Service: <http://www.class.noaa.gov/>

Physical Oceanographic DAAC: <http://podaac-www.jpl.nasa.gov/>