Estimación de la humedad y temperatura a escala regional a partir de datos MODIS. *Aplicación a Asturias.*

Recondo, Carmen[1 a]; Wozniak, Edyta[a]; Pendás, Enrique[a]; Moreno, Sofía[b]; Gª de Vicuña, Covadonga[b]; García-Martínez, Alfonso[b]

[(a)]Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio (INDUROT).
[(b)]Área de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Universidad de Oviedo. Campus de Mieres.
C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n. 33600 Mieres. Asturias. España.

RESUMEN

La aparición del sensor MODIS ha potenciado en los últimos años los trabajos de obtención del vapor de agua atmosférico (W) y de la temperatura superficial terrestre (LST) a escala global a partir de sus datos. Pero estos productos globales no son suficientes a escala regional, donde se requiere mayor precisión. Por ello, en este trabajo proponemos elaborar estos algoritmos a escala regional, basándonos en datos MODIS y en datos de las estaciones meteorológicas disponibles en cada región. Nuestra aplicación es a Asturias, región que difiere del resto de España en clima, relieve y vegetación.

Palabras claves: MODIS, Vapor de agua atmosférico, Temperatura superficial terrestre.

ABSTRACT

The launch of the MODIS sensor has powered the works focused on the attainment of the atmospheric Water vapor (W) and the Land Surface Temperature (LST) at global scale from its data in the last years. However, these global products are not enough accurate at regional scale, where a higher precision is necessary. So, in this paper we propose to elaborate the cited algorithms at regional scale, based on MODIS data and meteorological data disposable in each region. We have applied them to Asturias, region different of the rest of Spain in climate, relief and vegetation.

Keywords: MODIS, atmospheric Water vapor, Land Surface Temperature.

Introducción

El vapor de agua es el constituyente atmosférico más importante para todos los procesos relativos al tiempo y al clima (Ruprecht, 1996). Su importancia radica fundamentalmente en dos hechos: 1) Es la fuente de formación de las nubes y de las precipitaciones, necesarias para la vida en la Tierra y 2) es uno de los gases atmosféricos más importantes para el efecto invernadero.

Sus efectos radiativos han llevado a intentar estimar el contenido de vapor de agua en la atmósfera (o agua precipitable total, W) por medio de sensores remotos y aplicando diversos algoritmos o modelos en distintos rangos espectrales (ver Ruprecht (1996), para un resumen de los primeros trabajos). Los trabajos más recientes se basan en la radiación solar reflejada sobre la superficie terrestre y detectada por el sensor en las longitudes de onda cercanas a 1mm, especialmente con la aparición del sensor MODIS (Salomonson *et al*., 1989; King *et al*.,1992) y sus canales en el IR cercano localizados en la región de absorción del vapor de agua (0.90-0.94mm). Así, Gao & Kaufman (2003) y Sobrino & El Kharraz (2003) han desarrollado algoritmos a nivel global para la estimación del vapor de agua atmosférico usando estos canales del MODIS. Estos autores serán los referentes de nuestro trabajo para comparar resultados en lo que se refiere al vapor de agua.

[1] Contacto autor: Te: +34 985 458034 Fax: +34 985 458110 - Correo electrónico: crecondo@etsimo.uniovi.es
Copyright: Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina.

Más conocido es el método de la obtención de la temperatura superficial terrestre (*LST, Land Surface Temperature*) a través de los algoritmos de ventana partida (*split-window*) usando dos canales térmicos, por ejemplo, el 4 y el 5 del satélite NOAA y su sensor AVHRR (ver Quin *et al*. (2004) para un resumen de estos algoritmos usando el NOAA). El sensor MODIS también ha ampliado esta posibilidad al incorporar más canales térmicos. Así, existen actualmente varios algoritmos de LST a nivel global con el MODIS, como los de Wan (1999) y Sobrino & El Kharraz (2003), sólo por citar los referentes de este trabajo en cuanto a la LST.

A pesar de la gran cantidad de algoritmos y modelos, nuestro conocimiento sobre la distribución global del vapor de agua atmosférico todavía es limitado, especialmente sobre zonas terrestres, debido a su gran variabilidad tanto temporal como espacial. Una gran variabilidad también existe en la temperatura. Por ello, los productos globales no son útiles a una escala regional, donde la precisión requerida y adecuada a las particulares condiciones climáticas es mayor.

En este trabajo hemos tratado de establecer la metodología para la elaboración de algoritmos empíricos regionales de vapor de agua y temperatura atmosférica, usando datos MODIS y medidas in situ. Nuestra aplicación particular es en nuestra región, Asturias. Antecedentes de este trabajo en Asturias son Recondo y Moreno (2006) para el vapor de agua usando sólo un mes de datos y Recondo y Pérez-Morandeira (2002) para la temperatura con NOAA.

Por último, recordemos brevemente las características peculiares de Asturias: región de clima oceánico, la humedad es alta todo el año y las temperaturas son suaves, sin fuertes contrastes. La precipitación anual media es de 1000-1500 mm en altitudes entre 0-600 m, aumentando hasta 2000 mm o más en las zonas montañosas. El número medio de días lluviosos varía entre 100-150 días. La temperatura media anual es 13-14 ºC en la costa y de 8-10 ºC en la zona interior. La amplitud media anual de las temperaturas es de 10 ºC (García de Pedraza y Reija, 1994).

Datos disponibles

Para la realización de este trabajo hemos contado con tres tipos de datos diarios para todo el año 2004: imágenes MODIS del satélite TERRA y datos de humedad y temperatura de las estaciones meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología (I.N.M.) localizadas en Asturias y que toman este tipo de datos diarios.

Aunque para cada día tenemos normalmente dos imágenes TERRA-MODIS que cubren toda Asturias (una de día y otra de noche), nos hemos restringido a los datos diurnos, que es cuando tenemos datos de las estaciones meteorológicas. El satélite TERRA fue elegido frente al AQUA por su mayor precisión geométrica (Wolfe, 2006), ya que así nos aseguramos, en la medida de lo posible, de que el dato MODIS tomado está localizado en la estación correspondiente.

El producto TERRA-MODIS solicitado y obtenido gratuitamente de la página web del MODIS (*http://ladsweb.nascom.nasa.gov/*) es MOD021km (versión 4), es decir, datos calibrados y geolocalizados (WGS84) de radiancia de las 36 bandas espectrales del MODIS con una resolución espacial de 1 km. Después de una primera selección en la que prescindimos de las imágenes totalmente cubiertas de nubes en Asturias, nos quedamos con un total de 151 imágenes, las cuales fueron proyectadas a la proyección U.T.M. (huso 30) y cortadas para encajar Asturias en un rectángulo, volumen de datos mucho más manejable (Fig. 1). La hora de toma de las imágenes finales está en un rango entre las 10:30 y las 12:10 GMT (*Greenwich Mean Time*).

El I.N.M. sólo tiene tres estaciones en Asturias con datos de humedad diarios, las cuales están localizadas en las principales ciudades asturianas: Oviedo (estación El Cristo), Gijón (El Musel) y Avilés (aeropuerto de Ranón) (Fig. 2), con altitudes de 339, 5 y 130 m, respectivamente. Los datos diarios proporcionados son la humedad relativa (en %), la tensión o presión de vapor de agua (en dHPa, es decir, décimas de hectopascal), y el punto de rocío (en dºC, décimas de ºC) para las 0, 7, 13 y 18 UTC (*Coordinated Universal Time*). Dado que el tiempo UTC y el GMT no difieren nunca en más de 1 s, para nuestro trabajo los tomaremos como el mismo, de manera que la hora más acorde con la de las imágenes es la de las 13 horas, dato al que nos hemos restringido. Lo más destacable de estos datos es su gran variabilidad temporal, tanto a escala diaria, mensual (ver ejemplo en la Fig. 3), como anual. En cambio, los datos de las tres estaciones son siempre muy similares (Fig. 3).

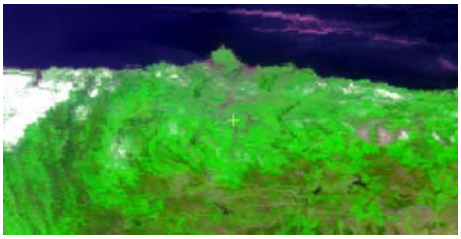


Fig. 1. Imagen TERRA-MODIS diurna de Asturias (radiancia a 1 km) del 25 de Julio de 2004.

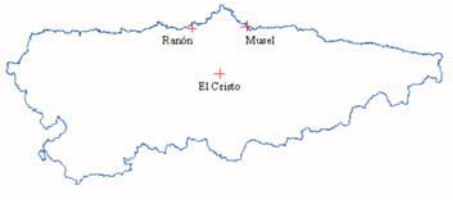


Fig. 2. Localización de las tres estaciones del I.N.M. en Asturias con datos diarios de humedad.

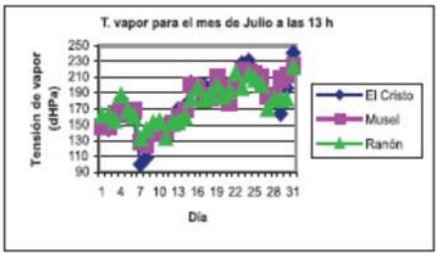


Fig. 3. Presión del vapor de agua a las 13 UTC en las tres estaciones el mes de Julio de 2004.

Las estaciones del I.N.M. con datos de temperatura diaria son 31 y están distribuidas por todo el territorio asturiano (Fig. 4). Son varios los datos tomados, aunque los relevantes para este trabajo son la temperatura máxima y mínima (con su hora UTC), con los que hemos calculado también la media. Evidentemente, la hora de toma en este caso no es fija, si bien, ya que las temperaturas máximas suelen producirse al mediodía, serían el dato más acorde con el de humedad a las 13 UTC y con el tomado de las imágenes. Para las estaciones de El Cristo, El Musel y Ranón también se dan las temperaturas a las 0, 7, 13 y 18 UTC, igual que los datos de humedad. Comparando ambos datos, la variabilidad de la temperatura a lo largo de un mes es similar a la de humedad (Fig. 5).

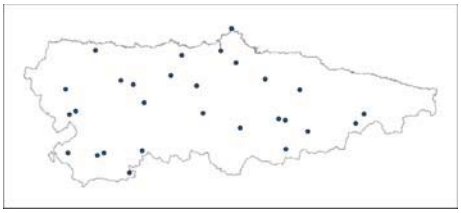


Fig. 4. Localización de las estaciones del I.N.M. en Asturias con datos diarios de temperatura.

Fig. 5. Temperatura máxima en la estación de El Cristo el mes de Julio de 2004.

Fundamentos teóricos

La técnica más usual en el IR cercano para la obtención del vapor de agua atmosférico existente entre la superficie observada y el sensor es la técnica de cocientes, basada en la comparación entre la radiancia detectada por el sensor en los canales absorbentes del vapor de agua y alguno de los canales transparentes. En concreto, para el sensor MODIS, los canales absorbentes son el 17, 18 y 19 (centrados en 0.905, 0.936 y 0.940 µm, respectivamente) y como canales transparentes suelen tomarse el 2 (centrado en 0.865 µm) y/o el 5 (centrado en 1.24 µm). Así, autores como Gao & Kaufman (2003) y Sobrino & El Kharraz (2003) han propuesto sendos algoritmos a nivel global basados en esta técnica (los primeros usando tanto el canal 2 como el 5 como canales transparentes y los segundos sólo el 2) para estimar un valor medio del vapor de agua, W (en gr/cm^2), en zonas libres de nubes, mediante la fórmula general:

$$W = f_{17}W_{17} + f_{18}W_{18} + f_{19}W_{19} \qquad (1)$$

donde W_{17}, W_{18} y W_{19} son los valores de vapor de agua obtenidos del canal 17, 18 y 19, respectivamente, y f_{17}, f_{18} y f_{19} son las funciones peso correspondientes. Las funciones peso

adoptadas por los autores citados están basadas en la sensibilidad de la transmisión, t_i, en cada uno de los *i* canales, al vapor de agua total, W, es decir:

$$\eta_i = \frac{|\Delta\tau_i|}{|\Delta W|} \qquad (2)$$

$$f_1 = \frac{\eta_i}{\sum \eta_i} \quad \text{donde } i = 17, 18, 19 \qquad (3)$$

Los parámetros indicados han sido obtenidos por los autores citados realizando simulaciones numéricas en programas de transferencia radiativa como LOWTRAN o MODTRAN, bajo diversas condiciones atmosféricas y considerando diferentes tipos de superficie. Sobrino & El Kharraz (2003) obtienen $W_{17,}$ W_{18} y W_{19} mediante ajustes con polinomios de segundo grado a los cocientes $G_{17} = L_{17}/L_2$, $G_{18} = L_{18}/L_2$ y $G_{19} = L_{19}/L_2$, respectivamente, indicando todos los coeficientes de estos ajustes y los pesos usados finalmente en (1). Gao & Kaufman (2003) no detallan los parámetros obtenidos, a través de los cuales se elabora el producto MODIS oficial a nivel global MOD05 (*Total Precipitable Water (Water Vapor*); *http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/index.php*; Gao & Kaufman (1998)). En ambos trabajos los valores W obtenidos por simulación son validados con datos de radiosondeos: Sobrino & El Kharraz (2003) obtienen desviaciones estándar de 0.4-0.5 g cm^{-2} y Gao & Kaufman (2003) errores entre el 5-10%.

La estimación de la temperatura superficial terrestre (*LST, Land Surface Temperature*) se obtiene normalmente a través de los conocidos algoritmos de ventana partida (*split-window*), basados en la diferencia entre dos canales térmicos. Para el caso del MODIS los canales más utilizados son el 31 (centrado en 11.03 μm) y el 32 (centrado en 12.02 μm) y la diferencia utilizada T_{31}-T_{32} (diferencia de las temperaturas de cuerpo negro en ambos canales). Así, Sobrino & El Kharraz (2003), además del algoritmo de vapor de agua, también proponen tres algoritmos (uno lineal en T_{31}-T_{32}, uno cuadrático y otro que, además de la diferencia, usa la suma en los dos canales) para el cálculo de la *LST* con MODIS, donde, además de T_{31} y T_{32} intervienen como parámetros W y la emisividad (ε). El producto MODIS oficial MOD11 (*LST & Emissivity*) utiliza también en su algoritmo LST los canales 31 y 32 y la emisividad (*http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/index.php*; Wan (1999)). Validados por medio de medidas in situ, las desviaciones estándar obtenidas por Sobrino & El Kharraz (2003) están entre 0.5-0.9 ºK, mientras que la máxima encontrada por Wan (1999) es de 0.7 ºK.

Algoritmos obtenidos para Asturias

El primer paso realizado sobre nuestras imágenes MODIS son procesos de pretratamiento digital. Así, como ya comentamos, lo primero fue georreferenciar las imágenes MOD021km a la proyección UTM (huso 30) y hacer un recorte para ceñirnos a Asturias.

El segundo paso fue encontrar un filtro de nubes en las bandas ópticas y térmicas que nos permitiese discriminar entre zonas con nubes y libres de nubes, ya que sólo estamos interesados en las zonas terrestres libres de nubes en la aplicación de los algoritmos de vapor de agua y temperatura atmosférica. El mejor filtro óptico lo encontramos realizando un cociente de radiancias L_2/L_1, donde 1 y 2 corresponden a las bandas 1 y 2 del MODIS, entre 0.620-0.670 μm, y 0.841-0.876 μm, respectivamente (el inverso de éste y otros filtros son sugeridos en el documento de explicación del producto MOD35 de la NASA de discriminación entre el cielo claro y las nubes con MODIS; Ackerman *et al.*, 2002). En nuestro caso, el umbral adecuado, en superficies terrestres, está en torno a 1.07, de forma que los cocientes menores o iguales a éste valor indicaban zonas con nubes, mientras los mayores a este umbral correspondían a zonas despejadas. Sobre el umbral térmico estamos trabajando y todavía no podemos dar un valor concreto. Para este trabajo hemos descartado los datos de las imágenes térmicas que visualmente contenían nubes.

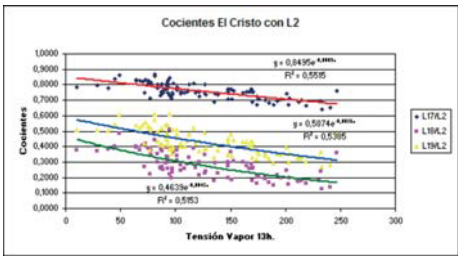
Los siguientes procesos se encuadran ya en la obtención de los datos necesarios sobre las imágenes y en la comparación con los datos de las estaciones meteorológicas. Así, para el algoritmo de presión del vapor de agua atmosférico, se obtuvieron de las imágenes los cocientes de radiancias $G_{17}=L_{17}/L_2$, $G_{18}=L_{18}/L_2$ y $G_{19}=L_{19}/L_2$, y se compararon con la tensión de vapor de las tres estaciones meteorológicas (Fig. 6). Los resultados nos revelan lo siguiente:

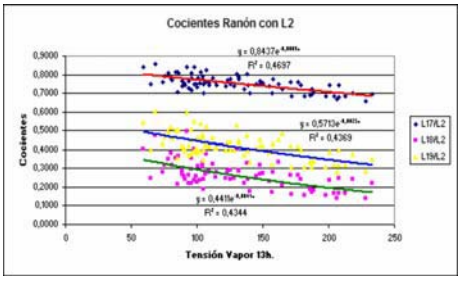
- Los mejores ajustes entre los datos son exponenciales o polinomios de segundo grado (no hay mucha diferencia entre ambos) en la tensión de vapor, coincidente con lo obtenido

por Sobrino & El Kharraz (2003) en su algoritmo a nivel global.

- El cociente que mejor se ajusta a los datos meteorológicos es el basado en la banda 17; esto concuerda con lo apuntado por Gao & Kaufman (2003) respecto a que este canal es el más útil en condiciones muy húmedas, como es nuestro caso.
- Los mejores ajustes corresponden, por este orden, a las estaciones de El Cristo, Ranón y el Musel.
- La aplicación de cocientes de radiancias hace que la altitud no sea un factor a tener en cuenta en el algoritmo, ya que los cocientes son similares para las tres estaciones de altitudes diferentes.
- También se realizaron los cocientes con el canal transparente 5, pero los resultados son mucho peores, así que nos quedamos con el canal 2.

Teniendo en cuenta los datos de las tres estaciones, se obtuvieron las ecuaciones inversas a las de la Fig. 6, es decir se obtuvo la tensión de vapor en cada canal (TV_i, en dHPa) en función de cada uno de los cocientes G_i en el mismo canal (Fig. 7). Los mejores ajustes en este caso (despreciando los datos con residuos>1.5 σ, que claramente eran malos) son siempre mediante polinomios de segundo grado y los coeficientes de correlación obtenidos son r^2=0.70, 0.65 y 0.66 para las bandas 17, 18 y 19, respectivamente. Los pesos asignados a cada canal siguiendo las ecuaciones (1), (2) y (3) y asumiendo que $\Delta\tau_i \cong \Delta G_i$ and $\Delta W \cong \Delta TV$ (Fig. 7) son 0.20, 0.44 y 0.36, para el canal 17, 18 y 19, respectivamente. Sin embargo, nosotros proponemos unos pesos más empíricos, asignados en función de los mejores ajustes, de forma que en este caso serían 0.35, 0.32 y 0.33, para el canal 17, 18 y 19, respectivamente (asignación totalmente contraria a la anterior).





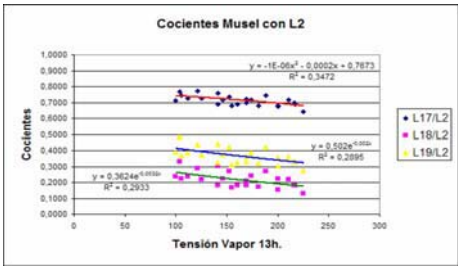


Fig. 6. Cocientes de radiancias MODIS $G_{17}=L_{17}/L_2$, $G_{18}=L_{18}/L_2$ y $G_{19}=L_{19}/L_2$ y comparación con la tensión de vapor 13 UTC para las tres estaciones meteorológicas.

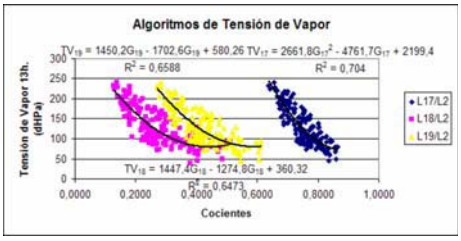


Fig. 7. Tensión de vapor (TV_i, en *dHPa*) en función de cada uno de los cocientes.

Para el algoritmo de temperatura del aire se obtuvieron de las imágenes las radiancias en los canales térmicos 31 y 32 y se convirtieron a temperaturas de cuerpo negro. Además de T_{31} y T_{32} también se calcularon sus variantes más usuales en los algoritmos (T_{31}-T_{32}, $(T_{31}-T_{32})^2$, $(T_{31}+T_{32})/2$); a todas ellas las llamaremos variables de T. A continuación, se compararon las temperaturas máxima, media y mínima obtenidas en las estaciones del I.N.M. con las distintas variables de T. Aunque todavía no tenemos los resultados definitivos porque nos falta incluir algunas fechas y estaciones, los resultados parciales de esta comparación son:

- La correlación es mayor en todas las variables para la temperatura máxima y media y menor para la mínima. Entre la máxima y la

media no hay mucha diferencia, aunque generalmente funciona mejor la máxima.

- La correlación es alta en todas las variables, con r^2>0.6, aunque T_{31} es mejor que T_{32} y la combinación $(T_{31}+T_{32})/2$ mejor que $T_{31}-T_{32}$ y $(T_{31}-T_{32})^2$. En las Fig. 8a y 8b se muestran las dos mejores correlaciones.

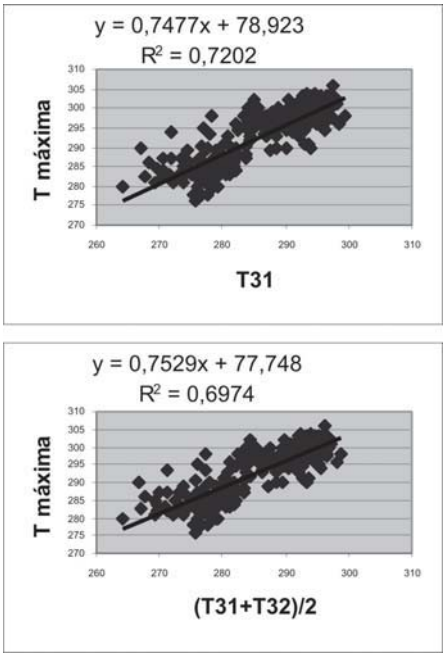


Fig. 8. Temperatura máxima del aire en función de T_{31} **(a)** y la media de los canales T_{31} y T_{32} **(b)**.

Por lo tanto, el algoritmo final para Asturias debería incluir, al menos, estas dos variables.

Por otra parte, además de las variables de T, los algoritmos de LST incorporan como ya comentamos, el vapor de agua, W, y la emisividad, e. Con la emisividad todavía no hemos trabajado, pero sí con el vapor de agua, en concreto con la presión de vapor de agua obtenida de nuestro algoritmo para Asturias en las tres estaciones con datos de humedad. El resultado obtenido, aunque todavía no definitivo, revela que la temperatura máxima no parece correlacionarse con la tensión de vapor (Fig. 9), así que, en principio, no habría que incluir esta variable en el algoritmo final para Asturias, aunque hemos de estudiar esto con más detalle.

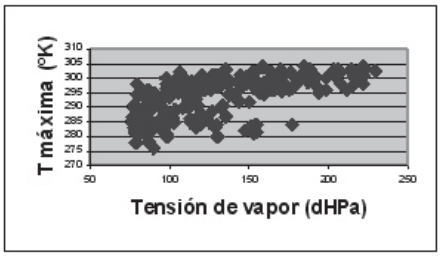


Fig. 9. Temperatura máxima del aire en función de la tensión de vapor obtenida del algoritmo para Asturias.

De los algoritmos propuestos por Sobrino & El Kharraz (2003) y Wan (1999) hemos comparado con el que menos depende de la emisividad (e) y del vapor de agua (W), que es el LST1 de Sobrino & El Kharraz (2003), que es además el que les da mejores acuerdos con sus medidas in situ. La dependencia de W y e ha sido eliminada de este algoritmo para nuestra comparación quedándonos con los tres primeros términos, que incluyen las variables T_{31},$T_{31}-T_{32}$ y $(T_{31}-T_{32})^2$.

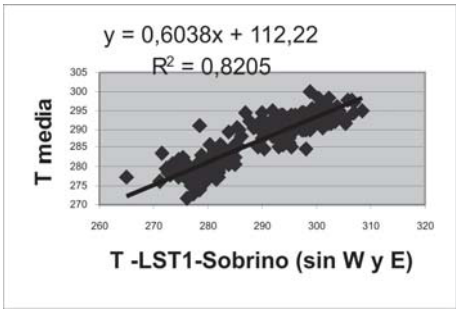


Fig. 10. Temperatura media del aire en función de la LST obtenida con el algoritmo de Sobrino & El Kharraz (2003) modificado (LST1 simple).

La correlación de esta T (LST1 simple), como la hemos denominado, con la temperatura máxima y media es muy alta, siendo en este caso un poco mejor la temperatura media (Fig. 10) que la máxima (r^2=0,82 frente a 0,81). Ya podríamos usar simplemente esta correlación como primer resultado del algoritmo para Asturias pero queremos, sin embargo, mejorarlo, incluyendo la media de los canales T_{31} y T_{32} y la emisividad, además de resolver si la variable vapor de agua ha de ser también incorporada.

Conclusiones

En el presente trabajo se ha desarrollado una metodología para obtener algoritmos a escala regional (en nuestro caso para Asturias) de presión de vapor de agua y temperatura atmosférica, usando imágenes MODIS y datos meteorológicos del I.N.M. Con ello pueden elaborarse mapas diarios (siempre que la nubosidad lo permita) de estas dos variables (y otras derivadas, como la humedad relativa, etc.) con una resolución espacial de 1km^2 (ver ejemplo en la Fig. 11). Esto constituye un gran avance al método de obtener esta información en una localización concreta extrapolando los datos de las estaciones más cercanas, como se ha hecho en Asturias para el modelo de precipitaciones (Marquínez *et al*., 2003) y también mejora la obtención de la temperatura del aire obtenida en Asturias usando imágenes NOAA-AVHRR (Recondo y Pérez-Morandeira, 2002).

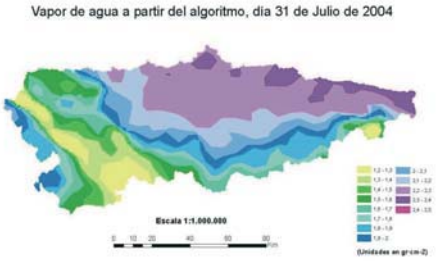


Fig. 11. Vapor de agua total, W (gr cm^2), para el día 31 de Julio de 2004 en Asturias.

Agradecimientos

Todo el equipo queremos agradecer a la NASA la aportación gratuita de las imágenes MODIS.

Referencias

Ackerman, S., Strabala, K., Menzel, P., Frey, R., Moeller, C., Gumley, L., Baum, B., Seeman S.W. and Zhang, H. 2002. Discriminating clear-sky from cloud with MODIS. Algorithm theoretical basis document (MOD35). Obtained from the web of NASA about MODIS: *http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/index.php.*

Gao, B.-C., and Kaufman, Y. J., 1998. The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm. Algorithm Technical Background Document. Product ID: MOD05 - Total Precipitable Water. Obtained from the web of NASA about MODIS: *http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/index.php.*

Gao, B.-C., and Kaufman, Y. J., 2003. Water vapour retrievals using Moderate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. Journal of Geophysical Research, 108, nº D13, 4389.

García de Pedraza, L. and Reija A.1994. Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías. Editorial Dossat, S.A. Madrid.

King, M. D., Y. J. Kaufman, W. P. Menzel, and D.

Tanre. 1992. Remote sensing of cloud, aerosol and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 30, pp. 2-27.

Marquínez, J., Lastra, J. and García, P. 2003. Prediction models for precipitacion in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. Journal of Hydrology, vol. 270 (1-4), pag.1-11.

Qin, Z., Xu, B., Zhang, W. Li W., Chen, Z. and Zhang., H. 2004. Comparison of split window algorithms for land surface temperature retrieval from NOAA-AVHRR data. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS '04. Proceedings. 2004 IEEE International Volume 6, Page(s):3740 – 3743.

Recondo, C. y Pérez-Morandeira, C.S. 2002. Obtención de la temperatura del aire en Asturias a partir de la temperatura de superficie calculada con imágenes NOAA-AVHRR. Revista de la Asociación Española de Teledetección (AET), vol. 17, pag. 5-12.

Recondo, C. y Moreno, S. 2006. Empirical estimation of the water vapor for Asturias (North of Spain) from MODIS data: First results. Second Recent Advances in Quantitative Remote Sensing. Ed. José A. Sobrino. Publicaciones de la Universidad de Valencia, pag. 887-891.

Ruprecht, E., 1996. Atmospheric water vapour and cloud water: an overview. Adv. Space Res., Vol. 18, nº 7, pp. (7)5-(7)16.

Salomonson, V. V., W. L. Barnes, P. W. Maymon, H.E. Montgomery, and H. Ostrow. 1989. MODIS: Advanced facility instrument for studies of the earth as a system. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 27, pp. 145-153.

Sobrino, J. A., and El Kharraz, J., 2003. Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, nº 24, pp. 5161-5182.

Wan, Z. 1999. MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document

(LST ATBD) Version 3.3. Obtained from the web of NASA about MODIS: *http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/index.php*.

Wolfe, R.E. 2006. MODIS Geolocation. Chapter of the book: Earth Science Satellite Remote Sensing. Vol. 1: Science and Instruments. Ed. Qu, J.J. et al. Springer Berlin Heidelberg, pag.50-73.