

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

Facultat de Física

Departament de Termodinàmica



**Impacto de la corrección atmosférica
en la medida de la emisividad.
Aplicación a Landsat TM.**

**Memoria presentada por
LUCAS MARTÍNEZ RODRIGO
como Trabajo de Investigación
*Valencia, Septiembre de 2003.***

D. VICENTE CASELLES MIRALLES, Profesor Titular de Física
Aplicada de la Facultat de Física de la Universitat de València,

CERTIFICA: Que la presente Memoria ***Impacto de la corrección atmosférica en la medida de la emisividad. Aplicación a Landsat TM***, ha sido realizada bajo mi dirección en el Departament de Termodinàmica de esta Facultad por Lucas Martínez Rodrigo, y constituye su Trabajo de Investigación dentro del Programa de Doctorado código 345 B titulado “ Física del Medio Ambiente y Termodinámica” de este Departamento.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmo el presente certificado en Burjassot, veinticinco de septiembre de dos mil tres.



Fdo.: Vicente Caselles Miralles

A mis padres y hermana por
hacer posible esta aventura.

Muchas son las personas e instituciones que con su aportación y cooperación han hecho posible la realización de este Trabajo de Investigación. A todas ellas deseo expresar mi más sincero agradecimiento.

En primer lugar, a mi tutor, el Profesor Vicente Caselles Miralles, quién me guió en el descubrimiento de la teledetección y me animó en todo momento. A él debo las enseñanzas y inspiración que han hecho posible la elaboración de este Trabajo de Investigación.

Al Catedrático Joaquín Meliá Miralles, Director de la Unidad de Investigación en Teledetección y actual director del Departament de Termodinàmica agradezco su confianza y el apoyo prestado. A toda la gente del Departament gracias por su colaboración

Mención especial merecen el Profesor Cesar Coll, el Dr. Enric Valor, la Dr Eva María Rubio, la Dr María del Mar Artigao y el Dr. Francisco Sospedra por todo lo que me han enseñado, su amabilidad, y disposición. Sin vuestro trabajo y consejo nada sería igual.

A mis padres María Pilar y Lucas, y mi hermana Amparo, por todo el soporte y confianza. A Jaume Francesc Gimeno, por caminar a mi lado descubriendo el conocimiento. A Juan Antonio Cebrián por acompañarme en el Turno de noche y ser mi Rosa de los vientos.

A mis compañeros del Departament de Termodinàmica, Raquel Niclòs, Raúl Rivas y Laura Segura gracias por hacer más agradable el trabajo, vuestra sonrisa y en especial por vuestra comprensión. Y a mis compañeros de trabajo del Institut Cartogràfic de Catalunya, Fernando, Manuel, Michelle, Oscar y Roger con quienes he compartido algo más que discusiones científicas.

Al Dr. Eric F. Vermote (Department of Geography, University of Maryland) por sus aclaraciones respecto a la corrección atmosférica, su amabilidad y ayuda.

La realización de esta memoria contó con la financiación del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España (Proyecto REN 2001-3116) y la Unión Europea (Fondos FEDER).

Índice

Resumen.....	3
Capítulo 1. Introducción.....	7
1.1 Interés de la medida precisa de la emisividad.....	9
1.2 La problemática de la atmósfera.....	10
1.3 Determinación precisa de la emisividad.....	13
1.4 Corrección atmosférica en espectro solar.....	14
1.5 Objetivo y estructura de la memoria.....	16
1.6 Conclusiones.....	17
Capítulo 2. Metodología.....	19
2.1 El Método de la cobertura vegetal.....	21
2.2 Second Simulation of the Satellite in the Solar Spectrum.....	23
2.3 Medida de aerosoles sobre regiones Dark Dense Vegetation.....	24
2.4 Corrección atmosférica operativa con 6S y DDV.....	28
2.5 Obtención de la emisividad tras corrección atmosférica.....	29
2.6 Conclusiones.....	30
Capítulo 3. Resultados.....	31
3.1 Descripción de la zona de aplicación.....	33
3.2 Selección y proceso de las regiones DDV.....	34
3.3 Medida del espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm.....	37
3.4 Aplicación de la corrección atmosférica.....	39
3.5 Análisis de NDVI, proporción de vegetación y emisividad.....	40
3.6 Conclusiones.....	48
Conclusiones.....	51
Referencias.....	55

RESUMEN

Resumen

El objetivo de este trabajo es determinar y medir el impacto de corregir atmosféricamente las imágenes empleadas para calcular la emisividad térmica. La emisividad puede ser medida desde satélite de forma operativa y precisa mediante el MCV (Método de la Cobertura Vegetal) pero requiere de información sobre la cobertura vegetal que se obtiene de las bandas situadas en el espectro solar. Para corregir estas bandas medimos el espesor óptico de aerosoles por teledetección mediante la combinación del método DDV (Dark Dense Vegetation) y el código 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) para lograr un procedimiento de corrección atmosférica operativo y preciso, puesto que sólo requiere de la imagen de teledetección. El procedimiento se ha aplicado a una imagen Landsat TM de Tomelloso. Los resultados muestran que emplear reflectividades sin corregir atmosféricamente se subestimó la emisividad un 0.25%, lo que significa que no usar corrección atmosférica introduce un error sistemático en el modelo. Este error no es despreciable cuando se desea realizar una medida de la temperatura de precisión elevada

Resumen

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

En este primer capítulo discutimos el interés que tiene la medida precisa y exacta de la emisividad de la superficie terrestre. Pretendemos justificar la elección del tema de nuestro Trabajo de Investigación y marcar el objetivo a lograr mediante su estudio.

Para ello, y en primer lugar, definimos el problema que presenta el conocimiento de la emisividad terrestre y sus consecuencias en la medida de la temperatura. Seguidamente revisamos los efectos atmosféricos y los procedimientos para la su corrección. Finalmente enumeramos los pasos de la metodología adoptada para el estudio, detallando así la estructura de esta Memoria.

Introducción

1.1 Interés de la medida precisa de la emisividad

La temperatura de la superficie de la Tierra es una magnitud física clave para muchos procesos biofísicos como los intercambios entre la atmósfera y la superficie, la circulación de los geofluidos y los fenómenos de evapotranspiración, etc. Así pues, no es extraño que su uso se extienda a muchas disciplinas.

El proceso de obtención de la temperatura implica diversos aspectos como son el calibrado del sensor, la presencia de la atmósfera y el carácter emisor de la superficie observada. Estos dos últimos procesos se encuentran acoplados, por lo que su resolución es crucial para la medida precisa de la temperatura.

Una constante en todos los trabajos de nuestro grupo de investigación, es la búsqueda de un método capaz de darnos la medida de la temperatura de la superficie con el mínimo error posible. Siguiendo esta línea, el grupo lleva gran número de trabajos publicados con relación a la corrección atmosférica y de emisividad, elementos fundamentales para la determinación de la temperatura con un error moderado (Caselles y Sobrino, 1989; Valor y Caselles, 1996; Rubio et al., 1997; y Coll y Caselles, 1997).

Introducción

El interés de este estudio para el grupo se basa en la posibilidad de detectar errores en la aplicación de la metodología de medida de la emisividad. Si bien no siempre será posible corregir este error debido a ser usuarios de información ya procesada y no corregida atmosféricamente, permitirá ser conscientes del impacto que esto supone en la medida de la emisividad, y consecuentemente en la determinación de la temperatura.

1.2 La problemática de la atmósfera

Con los sensores de teledetección se obtienen imágenes que presentan una serie de alteraciones radiométricas y geométricas relacionadas, principalmente, con las propiedades emisivas de la superficie, los efectos de la atmósfera y el calibrado del sensor (Meliá, 1991).

Cada región espectral se ve afectada de manera diferente debido a sus características, por lo que el estudio de las alteraciones en la radiometría debe realizarse individualmente para cada una de ellas.

En el espectro terrestre, los sensores de teledetección miden la radiancia térmica emitida por el sistema superficie-atmósfera. En el caso ideal, sin atmósfera, la superficie emite energía debido a su temperatura tal y como describe la Ley de Plank para un cuerpo negro o emisor perfecto.

Puesto que la mayoría de la superficie terrestre dista del comportamiento de emisor perfecto, su emisión energética es inferior a la del correspondiente cuerpo negro a idéntica temperatura. Esta característica radiativa de las superficies reales se conoce como emisividad y, por tanto, su conocimiento es necesario para obtener medidas precisas de temperatura.

En el caso real, el tránsito de la radiación infrarroja por la atmósfera hacia el sensor se ve afectada por la absorción por parte de los componentes atmosféricos y la emisión de radiación propia que modifica la señal original. Puesto que la emisión atmosférica es también hacia el suelo, y al no ser éste un emisor perfecto, refleja hacia el sensor parte de la radiación recibida desde la atmósfera. En general la reflexión atmosférica no compensa el efecto de la emisividad, del mismo modo que la emisión atmosférica no compensa la absorción.

Así, para garantizar una medida precisa de la temperatura es necesario corregir el efecto combinado de la emisividad y la atmósfera que se estima aproximadamente en $\pm 1\text{K}$ para un 2% de error en la determinación de la emisividad (Coll et al., 1992).

En el espectro solar, los sensores de teledetección pasiva miden la radiancia reflejada por el sistema superficie-atmósfera cuando éste es iluminado por el Sol.

Introducción

En el caso ideal, sin atmósfera, toda la radiancia medida por el sensor es útil y proporcional a las propiedades reflectivas de la superficie. Sobre este modelo elemental la radiancia medida por el sensor permite calcular la reflectividad aparente o reflectividad en el techo de la atmósfera.

Pero en el caso real, la radiancia medida por el sensor tiene dos orígenes: la superficie terrestre y la atmósfera. La fracción que proviene de la atmósfera no contiene información alguna sobre la superficie terrestre. El resto de la radiancia medida es proporcional a la reflectividad corregida o reflectividad en la base de la atmósfera, pero se encuentra atenuada por fenómenos atmosféricos como la absorción gaseosa y las dispersiones de gases y aerosoles (Lenoble, 1993).

Los gases de la atmósfera absorben la radiación solar mediante cambios de su estado energético. Puesto que este tipo de transición ocurre a valores de energía discretos, los coeficientes de absorción varían muy rápidamente con la longitud de onda, presentando una estructura muy compleja.

Por otro lado, la dispersión es un fenómeno de redirección del camino de propagación de la radiación electromagnética, causado por la interacción de la radiación con los gases y aerosoles de la atmósfera. Su comportamiento es dependiente de la geometría de propagación de la atmósfera, y a su vez presenta una dependencia espectral proporcional a λ^{-4} para la dispersión Rayleigh, y

proporcional a λ^{-1} , para la dispersión de Mie (Iqbal, 1983). Así, la dispersión será menos importante cuanto mayor sea la longitud de onda.

1.3 Determinación precisa de la emisividad

La obtención de la emisividad de la superficie mediante teledetección térmica pasiva cuenta con el inconveniente de que no es posible obtener simultáneamente temperatura y emisividad, puesto que el número de incógnitas es siempre superior al número de medidas (Becker, 1980).

Para salir al paso de esta indeterminación se recurre a aproximaciones cualitativas a la emisividad, o bien se introduce alguna hipótesis para resolver el problema y obtener un valor absoluto de la emisividad. Entre estos últimos cabe destacar el método TISI (Li y Becker, 1993), el algoritmo de los residuos alfa (Kealy y Hook, 1993) y el MCV (*Método de la Cobertura Vegetal*) de Valor y Caselles (1996).

El método de la cobertura vegetal se caracteriza por su sencillez matemática y por no presentar errores sistemáticos. Esta basado en el modelo teórico de Caselles y Sobrino (1989) y la idea sugerida por van de Griend y Owe (1993) de relacionar la emisividad en infrarrojo térmico con el NDVI (*Índice de Vegetación Normalizado por Diferencia*) descrito por Rouse et al. (1974). El método de la

cobertura vegetal es muy operativo y preciso para la medida de la emisividad desde satélite.

Sin embargo, la proporción de vegetación que contiene un píxel se determina a partir del NDVI, que se basa en reflectividades del espectro solar. Estas medidas de reflectividad también están afectadas por la atmósfera, por lo que es de esperar que la determinación del porcentaje de vegetación, y, por consiguiente, de la emisividad, esté afectada en cierta medida por la interacción de la atmósfera con la radiación solar.

1.4 Corrección atmosférica en espectro solar

Los procedimientos para obtener una reflectividad libre de efectos atmosféricos son diversos, desde no corregirlo para cierto tipo de estudios (Song et al., 2001), hasta la realización de una campaña de medidas de campo síncrona (Bolle y Langer, 1991), lo que salvo excepciones supone una limitación operativa.

Por ello, para realizar la corrección atmosférica se suelen adoptar soluciones intermedias como los métodos de normalización, bien sobre superficies invariantes (Caselles y López, 1989), bien mediante la elaboración de “composites” (Holben, 1986), como también aproximaciones a la ecuación de transferencia radiativa con valores estándares (Pons y Solé-Sugrañes, 1994).

Cuando es posible disponer de datos síncronos precisos, la mejor solución son los códigos de transferencia radiativa que resuelven la absorción y la dispersión atmosférica de manera unificada. Uno de los más populares es el 6S (*Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum*) descrito en Vermote et al. (1997).

La obtención del espesor óptico de aerosoles a partir de las imágenes proporcionadas por el satélite Landsat TM se puede realizar a partir de dos procedimientos: la aproximación DDV (*Dark Dense Vegetation*) de Liang et al. (1997) y el método RC (*Reducción del Contraste*) de (Tanré et al., 1988).

El método de Reducción del contraste es de carácter multitemporal y se basa en el incremento o disminución de la reflectividad aparente de blancos sometidos a un fuerte efecto de adyacencia.

La aproximación DDV se basa en la búsqueda en la imagen de coberturas donde la radiación que alcanza el sensor es prácticamente independiente de la reflectividad de la superficie, quedando la radiancia que alcanza el sensor gobernada por la atmósfera y, por tanto, del contenido de aerosoles en la misma.

1.5 Objetivo y estructura de la Memoria

El objetivo de este trabajo es medir el impacto de la corrección atmosférica en la estimación del porcentaje de vegetación y en la medida de la emisividad térmica. Para ello se implementará un sistema de corrección para el espectro solar que sea preciso y operativo, pero que no requiera de datos de campo síncronos ni una serie multitemporal de imágenes.

A tal fin, la corrección se basará en simulación de transferencia radiativa mediante el método 6S, con medidas de aerosoles realizadas a partir de la misma imagen de teledetección mediante el método DDV.

A continuación, se describe con detalle el método de la cobertura vegetal, y la metodología adoptada para aplicar la aproximación DDV y el método 6S al cálculo de espesor óptico de aerosoles por teledetección y la corrección atmosférica en espectro solar.

Seguidamente, se expone los resultados de aplicar estos procedimientos a una imagen Landsat TM del área de Tomelloso (Ciudad Real, España), y el efecto de la corrección atmosférica sobre los valores de porcentaje de vegetación y emisividad de la escena analizada.

Por último se comentan los resultados obtenidos y se exponen las conclusiones.

1.6 Conclusiones

A lo largo de este capítulo hemos discutido el interés de la medida precisa de la temperatura, para finalizar marcando las metas a alcanzar en nuestro estudio.

En primer lugar se ha revisado la problemática asociada a la presencia de la atmósfera tanto en el espectro solar como en el espectro terrestre. Se han mencionado y descrito los principales fenómenos de interacción atmosférica.

A continuación, se ha abordado la cuestión de la determinación de la emisividad y los procedimientos para su medida por teledetección

Seguidamente, se ha pasado a describir los procedimientos para realizar la corrección atmosférica de manera operativa y precisa.

Y Finalmente, hemos concretado el objetivo específico de la Memoria e indicado la estructura del trabajo, pretendiendo mostrar los pasos adoptados a lo largo del trabajo.

Introducción

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA

En este segundo capítulo abordaremos la metodología necesaria para alcanzar el objetivo propuesto en este trabajo, revisando el Método de la cobertura vegetal para la medida de la emisividad desde satélite.

A continuación revisamos el Second Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, que usaremos conjuntamente al método Dark Dense Vegetation para realizar la corrección atmosférica con medida de aerosoles por teledetección.

Por último se analiza el método empleado para realizar la corrección atmosférica de forma operativa, basado en procedimientos de búsqueda en tabla.

Metodología

2.1 El Método de la cobertura vegetal

El MCV es un modelo geométrico para el cálculo de la emisividad térmica que recurre a medidas realizadas dentro del espectro solar para salvar el problema del acoplamiento de emisividad y temperatura que surge al hacer uso únicamente de medidas térmicas pasivas. En su versión operativa para uso desde satélite, tiene la forma de la siguiente ecuación

$$\varepsilon = \varepsilon_v \cdot P_v + \varepsilon_s \cdot (1 - P_v) + 4 \cdot \langle d\varepsilon \rangle \cdot P_v \cdot (1 - P_v) \quad (1)$$

donde:

ε_v es la emisividad de la vegetación

P_v es el porcentaje de vegetación

ε_s es la emisividad del suelo

$\langle d\varepsilon \rangle$ es el término de cavidad.

El primer término de la ecuación anterior da cuenta de la emisividad de la superficie totalmente cubierta de vegetación en el píxel, mientras que el segundo representa la emisividad de la parte totalmente descubierta. El tercer término de la ecuación representa el efecto de las reflexiones internas entre plantas y suelo.

Tanto la emisividad de la vegetación como la emisividad del suelo desnudo se suponen conocidas, para lo que se precisarán bien medidas de campo (Rubio et al., 1996) o bien valores obtenidos de la literatura (Salisbury y D'Aria, 1992).

La determinación del porcentaje de vegetación se realiza a partir del NDVI, utilizando un modelo lineal de reflectividad con dos componentes (suelo y vegetación) empleando las bandas 3 y 4 del sensor TM (rojo e infrarrojo próximo, respectivamente).

$$P_v = \frac{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right)}{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right) - K \cdot \left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_v}\right)} \quad (2)$$

$$\text{donde } K = \frac{\rho_{4v} - \rho_{3v}}{\rho_{4s} - \rho_{3s}}$$

siendo $NDVI_s$ el valor del NDVI para el suelo, $NDVI_v$ el valor del NDVI para la vegetación, ρ_{4v} la reflectividad en el infrarrojo próximo para la vegetación, ρ_{3v} la reflectividad en el rojo para la vegetación, ρ_{4s} la reflectividad en el infrarrojo próximo para el suelo, y ρ_{3s} la reflectividad en el rojo para el suelo.

El error estimado para este método oscila entre un 0,5% debido a las limitaciones experimentales de la medida de la emisividad, hasta un 2% en el caso de que no se disponga información de campo sobre el área de aplicación (Valor y Caselles, 1996).

2.2 Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S)

El código 6S permite estimar la radiancia que observaría un sensor de teledetección pasiva en el espectro solar, situado a bordo de un satélite o de una plataforma en el interior de la atmósfera, cuando observa un blanco situado a nivel del mar o elevado a una cierta altura.

Este código necesita como parámetros de entrada los descritos en la Tabla 1. En función de dichos datos de entrada el código 6S simula el efecto de absorción de los gases de la atmósfera, y el de dispersión de gases y aerosoles. La resolución espectral máxima del código 6S es 10 cm^{-1} (2,5nm).

De entre los parámetros de salida que proporciona el código 6S cabe destacar tanto los valores de reflectividad en el techo de la atmósfera, como diferentes radiancias e irradiancias en el techo y la base de la atmósfera, respectivamente (Vermote et al., 1997).

Parámetros Geométricos	Geometría de iluminación Geometría de observación
Modelo atmosférico	Temperatura, vapor de agua y ozono (modelos climatológicos, o medidas de campo)
Modelo de aerosoles	Espesor óptico, albedo simple de dispersión y función de fase de dispersión (modelos climatológicos, o medidas de campo)
Condiciones espectrales	Longitudes de onda máxima y mínima, y respuesta espectral del canal.
Modelo reflectividad	Comportamiento Lambertiano Reflectividad Bidireccional

Tabla 1. Parámetros de entrada del código de transferencia radiativa 6S.

2.3 Medida de aerosoles sobre regiones Dark Dense Vegetation (DDV)

El método de los DDV para la determinación del espesor óptico de aerosoles a partir de la imagen de teledetección, se basa en la signatura espectral de las zonas oscuras densamente vegetadas o DDV.

Estas zonas se detectan fácilmente en la imagen mediante la aplicación de un sencillo umbral de reflectividad en el infrarrojo medio (canal 7 del TM). Al tratarse de zonas oscuras, la señal que alcanza el sensor cuando éste observa un DDV es en su mayor parte procedente de la atmósfera y en menor medida de la superficie (Kaufman y Sendra, 1988).

Por otro lado, los DDV se caracterizan por tener correlacionada la reflectividad en la región de infrarrojo medio (canal 7 del TM) y la reflectividad en el azul (canal 1 del TM) y rojo (canal 3 del TM) de la parte visible del espectro. Según Ouaidrari y Vermote (1999), para Landsat TM la reflectividad en el azul ρ_b^1 se puede calcular a partir del infrarrojo medio ρ_b^7 con la siguiente ecuación

$$\rho_b^1 = \frac{\rho_b^7}{4,3} \quad (3)$$

Análogamente, la reflectividad en el rojo ρ_b^3 se puede calcular a partir de la siguiente ecuación

$$\rho_b^3 = \frac{\rho_b^7}{2,0} \quad (4)$$

La medida del espesor óptico de aerosoles con el método DDV se realizará del modo descrito gráficamente en la Figura 1:

1. Sobre la imagen se seleccionan las zonas DDV mediante un umbral en el infrarrojo próximo y sobre estas zonas se calcula la reflectividad en el techo de la atmósfera para el canal infrarrojo próximo ρ_t^7 .

Metodología

2. El valor de ρ_t^7 se corrige atmosféricamente con el método 6S empleando la hipótesis de atmósfera limpia, es decir, sin aerosoles, con lo que se obtiene una buena estimación la reflectividad de los DDV en la base de la atmósfera para el infrarrojo próximo ρ_b^7 .
3. A partir del valor de ρ_b^7 es posible realizar una estimación de la reflectividad de los DDV en la base de la atmósfera para los canales azul ρ_b^1 y rojo ρ_b^3 mediante las ecuaciones (3) y (4).
4. Empleando la estimación de reflectividad para los canales azul ρ_b^1 y rojo ρ_b^3 , y mediante el código 6S, es posible simular la reflectividad que se observará en cada canal en el techo de la atmósfera, para una serie de valores del espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm.
5. Con estas simulaciones se construye una tabla para cada canal (azul y rojo) que contenga reflectividad en el techo de la atmósfera para las zonas DDV con el correspondiente espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm. En dichas tablas se interpolará la reflectividad en el techo de la atmósfera de los DDV en azul ρ_t^1 y rojo ρ_t^3 , estimando así con cada canal el espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm. Notaremos τ_1 el espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm obtenido con el canal azul y τ_3 el espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm obtenido con el canal rojo

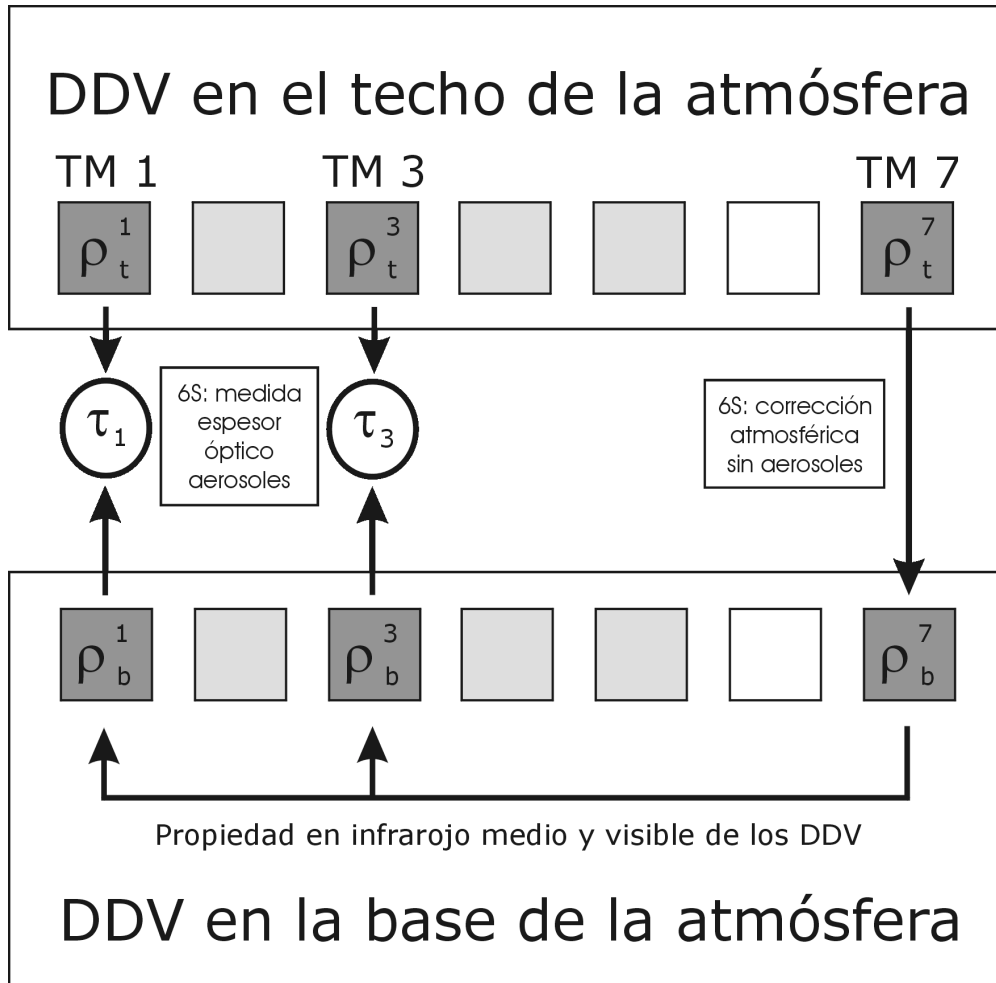


Figura 1. Procedimiento para la medida del espesor óptico de aerosoles mediante los métodos 6S y DDV.

La precisión del método DDV para la medida del espesor óptico de aerosoles con este método se estima en $\pm 0,06 \text{ m}^{-1}$ según Kaufman et al. (1997).

2.4 Corrección atmosférica operativa con 6S y DDV

La corrección atmosférica de una imagen mediante un método como 6S se realiza típicamente del siguiente modo.

1. Conocidas o determinadas las condiciones geométricas y atmosféricas en las que se adquirió la imagen se realiza una serie de ejecuciones del código de transferencia radiativa para diversos valores de reflectividad en la base de la atmósfera, obteniendo así la correspondiente reflectividad en el techo de la atmósfera.
2. Con este procedimiento se elabora una tabla de reflectividades en techo y base de la atmósfera, mediante la que se puede calcular la imagen de reflectividad corregida con un procedimiento de búsqueda en tabla
3. Con este procedimiento operativo se realiza un reducido número de simulaciones de transferencia radiativa, lo que resulta interesante puesto que éstas suelen ser costosas en tiempo de computación.

Por tanto, la metodología propuesta para la realización de la corrección atmosférica mediante la combinación de los métodos 6S y DDV es:

1. Determinar el espesor óptico de aerosoles para $\lambda=550$ nm mediante el método DDV.
2. Realizar la corrección atmosférica mediante el método 6S empleando el espesor óptico de aerosoles calculado.

El error absoluto en la reflectividad calculada con la combinación de 6S y DDV se estima en $\pm 0,015$ en los canales visibles y de $\pm 0,08$ en el infrarrojo próximo según Ouaidrari y Vermote (1999).

2.5 Obtención de la emisividad tras corrección atmosférica

Finalmente, una vez realizada la corrección atmosférica se procederá a realizar el estudio de la variación de la proporción de vegetación y de la emisividad cuando se emplean reflectividades corregidas atmosféricamente frente a la obtenida cuando se usan reflectividades en el techo de la atmósfera.

2.6 Conclusiones

En este capítulo se ha presentado la metodología empleada para alcanzar el objetivo del trabajo y se ha mostrado el Método de la cobertura vegetal, caracterizado por su operatividad y precisión, estimada entre el 0,5 y el 2 %.

El método Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum es un procedimiento preciso que puede ser empleado en conjunción con el método Dark Dense Vegetation para formar un sistema de corrección atmosférica operativo. Su precisión se estima en $\pm 0,015$ en los canales visibles y de $\pm 0,08$ en el infrarrojo próximo.

Por último se ha mostrado la manera de realizar mediante Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum una corrección atmosférica, recurriendo a procedimientos de búsqueda en tabla para reducir el tiempo de computación.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

En este capítulo analizamos el resultado de aplicar la metodología propuesta para alcanzar el objetivo final del trabajo.

Primero, se describe la zona de aplicación y la imagen del sensor Landsat 5 empleada. En segundo lugar, se procede a seleccionar y procesar las regiones DDV para proceder sobre las mismas a la medida de aerosoles por teledetección. A continuación, se aplica la corrección atmosférica y se analiza en toda la imagen el efecto que supone sobre diferentes magnitudes físicas.

Para finalizar, se seleccionan dos subescenas donde se detalla el efecto de la corrección atmosférica al calcular la proporción de vegetación y la emisividad térmica, siendo éste el objeto principal del presente trabajo.

Resultados

3.1. Descripción de la zona de aplicación

La zona de Tomelloso se localiza en el extremo nororiental de la provincia de Ciudad Real (España), en lo que puede considerarse el centro de la comarca natural de La Mancha. Es una extensión bastante uniforme, elevada unos 670 m sobre el nivel del mar, sin grandes desniveles pero recorrida por barrancos, de Norte a Sur, de hasta un 8% de pendiente.

El terreno es árido, con escaso arbolado y definido fundamentalmente por las plantaciones de viñedo variedad Airen, que es el cultivo mayoritario, si bien coexiste con cereal de secano y en menor proporción con olivo, y cultivos de regadío, como melón, maíz, plantas forrajeras, etc. También es destacable la presencia de matorral y monte bajo. (Artigao, 2001).

El clima de Tomelloso corresponde a las características del clima mediterráneo, con rasgos de continentalidad, y presenta grandes variaciones climatológicas dependiendo de las estaciones. La temperatura media anual oscila entre 14 y 15 grados, con 5 grados de media en el mes más frío y 26 en el mes más cálido, siendo la pluviosidad media anual de 350 mm.

Aplicaremos el método de corrección atmosférica propuesto a un fragmento de imagen Landsat 5 TM (1124 x 1124 píxeles) del día 23 de agosto de 1994,

Resultados

capturado a las 10 h 5 min UTC y centrado en las coordenadas 2,9195 O y 39,1256 N, que se muestra en la Figura 2. El estudio de la variación de la proporción de vegetación y la emisividad se aplica a dos subescenas de la imagen, que se muestran segregadas en dicha imagen.

La subescena A (300 x 200 píxeles) contiene básicamente suelo desnudo y cultivos, mientras que la subescena B (600 x 600 píxeles) contiene, además, zonas de vegetación natural.

Dada la climatología de la zona, para realizar las simulaciones de transferencia radiativa se asumió que en la fecha de la imagen, el área se ajusta a un modelo de atmósfera de verano para latitudes medias. Dada la localización geográfica de la escena se consideró que el modelo de aerosoles empleado fuera el continental.

3.2. Selección y proceso de las regiones DDV

En primer lugar, se seleccionaron las regiones DDV en la imagen mediante un umbral de reflectividad de 0,1 en el infrarrojo medio (canal 7 de TM).

Para cada una de las regiones seleccionadas, se calculó la reflectividad tanto para el infrarrojo medio como para los canales rojo y azul, valores que se muestran en la Tabla 2. Estas 8 regiones se encuentran distribuidas por la imagen y cada una cuenta entre 11 y 72 píxeles, siendo el total de píxeles DDV de 247.

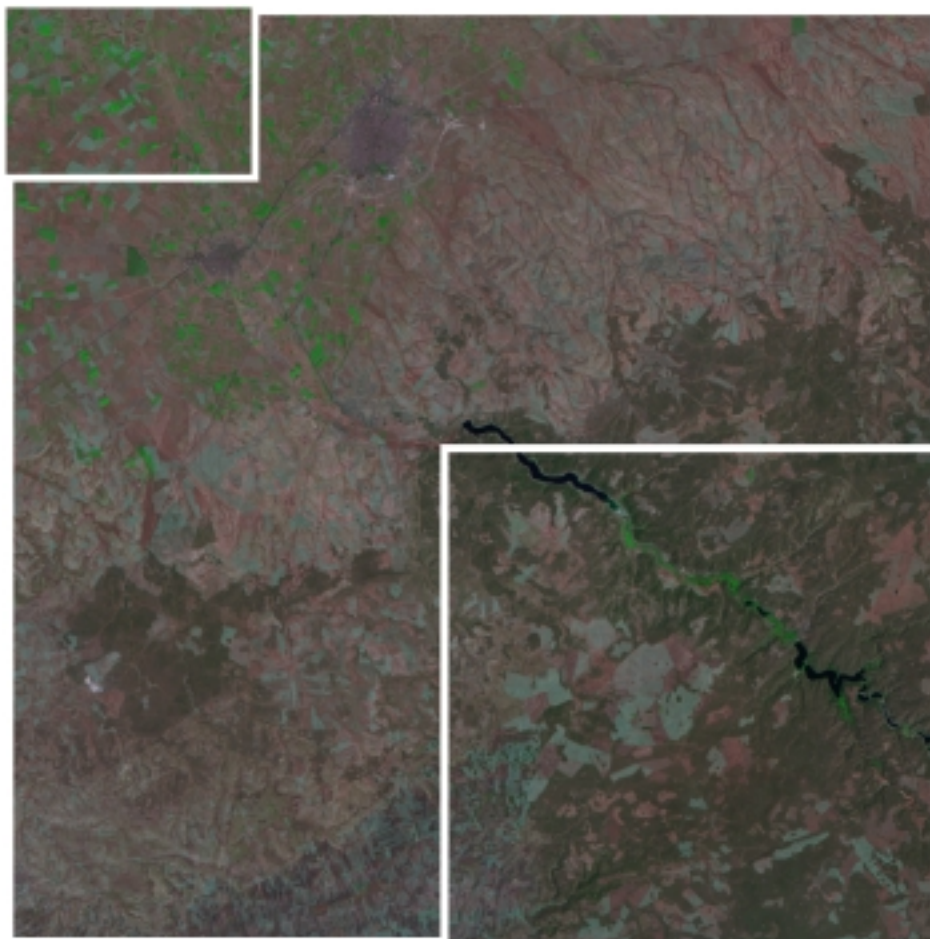


Figura 2. Imagen (falso color) Landsat TM de Tomelloso (Ciudad Real) donde se aplica la corrección atmosférica. Subescenas para el estudio de la proporción de vegetación y la emisividad. (Subescena A esquina superior izquierda y Subescena B esquina inferior derecha)

Resultados

La Tabla 2 muestra también los valores promedio para todas las regiones, siendo el promedio de reflectividad para infrarrojo ρ_t^7 $0,088 \pm 0,006$ mientras que en el caso del azul ρ_t^1 fue $0,122 \pm 0,004$ y para el rojo la reflectividad promedio ρ_t^3 fue de $0,082 \pm 0,005$. Estos valores promedio de la reflectividad para los DDV son los que se emplearon en los cálculos posteriores.

Coordenadas (Columna, Fila)	Reflectividad infrarrojo medio ρ_t^7	Reflectividad azul ρ_t^1	Reflectividad Rojo ρ_t^3	Número de píxeles
(150,110)	0,099	0,121	0,088	72
(20,230)	0,087	0,119	0,076	43
(20,352)	0,083	0,120	0,079	28
(100,435)	0,083	0,128	0,079	26
(108,437)	0,085	0,125	0,091	31
(250,452)	0,082	0,122	0,083	18
(220,383)	0,089	0,117	0,078	18
(435,236)	0,092	0,120	0,083	11
Valor promedio	$0,088 \pm 0,006$	$0,122 \pm 0,004$	$0,082 \pm 0,005$	

Tabla 2. Reflectividad de los DDV en el techo de la atmósfera para infrarrojo medio, azul y rojo.

La reflectividad para infrarrojo medio ρ_t^7 fue corregida atmosféricamente con 6S considerando una atmósfera limpia, es decir sin aerosoles, para obtener una estimación en la base de la atmósfera de la reflectividad de los DDV ρ_b^7 y el valor obtenido fue de $0,100 \pm 0,006$.

Una vez obtenido este valor, se hizo uso de las relaciones entre el infrarrojo medio y el visible para los DDV de las Ecuaciones 3 y 4, para obtener una estimación de la reflectividad en el visible. Así, para los DDV en la base de la atmósfera se estimó una reflectividad en azul ρ_b^1 de $0,0233 \pm 0,0014$, mientras que en el rojo se estimó que ρ_b^3 tiene un valor de $0,050 \pm 0,003$.

3.3. Medida del espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm

Estimada la radiometría de los DDV en la zona azul y roja del espectro, se procedió a obtener el espesor óptico de aerosoles para las condiciones atmosféricas fijadas previamente.

A tal fin, elaboramos con el código 6S y diferentes valores del espesor óptico de aerosoles, una tabla de reflectividad en techo de atmósfera de los DDV fijando el valor de la reflectividad en el suelo a las estimadas ρ_b^1 y ρ_b^3 para los canales azul y rojo respectivamente (Tabla 3).

Espesor óptico de aerosoles (m^{-1})	Reflectividad azul ρ_t^1	Reflectividad rojo ρ_t^3
0,0400	0,1276	0,0854
0,0336	0,1248	0,0838
0,0286	0,1225	0,0826
0,0247	0,1206	0,0815
0,0216	0,1189	0,0806
0,0190	0,1175	0,0798

Tabla 3. Tabla para la estimación del espesor óptico de aerosoles en la región azul y rojo

Resultados

Por interpolación en la tabla de los valores medidos en la imagen para las reflectividades ρ_t^1 y ρ_t^3 , se obtuvo una estimación del espesor óptico de aerosoles para el canal azul τ_1 y otra para el canal rojo τ_3 . Al emplear la región azul del espectro, el espesor óptico de aerosoles para $\lambda=550$ nm τ_1 resultó ser $0,0269 \pm 0,0010$. Análogamente, para la región del rojo el espesor óptico de aerosoles $\lambda=550$ nm τ_3 fue de $0,0277 \pm 0,0018$.

La dispersión entre ambos valores de espesor óptico de aerosoles es de sólo un 3%, y ambos valores son compatibles entre si dentro de sus márgenes de error. Este reducido valor de la dispersión muestra que el modelo de aerosoles y el modelo de atmósfera seleccionados reproducen correctamente el comportamiento atmosférico en la imagen analizada, como también la estabilidad del procedimiento de medida aplicado.

Por otro lado, cabe señalar que el error de estas medidas debe considerarse como una estimación del error de la medida individual en las condiciones particulares de la imagen empleada. Mientras que los valores reflejados en la bibliografía corresponden al error de la técnica aplicada a múltiples condiciones atmosféricas, comparado con medidas de campo simultaneas. Este hecho explica que el error mencionado en la bibliografía para la técnica sea superior al estimado para nuestra determinación experimental.

3.4. Aplicación de la corrección atmosférica

A continuación, se realizó la corrección atmosférica mediante el código 6S a los canales de la imagen necesarios para calcular el NDVI: canal rojo e infrarrojo próximo. Para dicho proceso se empleó el mismo modelo de atmósfera y de aerosoles empleado para la medida del espesor óptico de aerosoles.

El valor del espesor óptico a $\lambda=550$ nm utilizado para realizar la corrección atmosférica fue el obtenido con el canal azul τ_1 . El criterio para esta elección fue el menor error de éste frente al obtenido con el canal rojo, lo que se justifica en el hecho de que el impacto de los aerosoles es mayor en longitudes de onda menores.

Las simulaciones de transferencia radiativa son costosas en tiempo de computación, por lo que para ejecutar la corrección atmosférica se implementó un procedimiento de búsqueda en tabla y posterior interpolación para cada píxel de la imagen.

La Tabla 4 muestra los valores promedio para la imagen (excepto las zonas cubiertas con agua que fueron mascaradas) de las reflectividades en rojo e infrarrojo como también el NDVI correspondiente en el techo y la base de la atmósfera.

Resultados

	Reflectividad rojo	Reflectividad infrarrojo próximo	NDVI
Techo atmósfera	0,21±0,06	0,39±0,08	0,31±0,06
Base atmósfera	0,23±0,07	0,45±0,09	0,35±0,08

Tabla 4. Reflectividad promedio en rojo e infrarrojo próximo, y NDVI para la imagen en techo y base de la atmósfera.

Como puede observarse en la Tabla 4, el efecto global de la corrección atmosférica tanto en la reflectividad como en el NDVI, es de un incremento en el valor promedio de la magnitud, y también en su desviación estándar. Así, para toda la imagen este incremento es del 10% para el canal rojo, del 15% para el infrarrojo próximo y de un 13% para el NDVI.

Este incremento en el valor promedio de las magnitudes corregidas atmosféricamente se asocia a un desplazamiento hacia frecuencias mayores. Por su parte el incremento en la desviación estándar se corresponde con el incremento del intervalo de las magnitudes corregidas atmosféricamente.

3.5. Análisis de NDVI, proporción de vegetación y emisividad

Una vez analizado el efecto global de la corrección atmosférica en la imagen, procedemos a centrar el estudio en el efecto de la corrección atmosférica sobre los valores de la emisividad térmica. Para ello emplearemos las subescenas A y B de la imagen (Figura 1).

Estas subescenas no contienen zonas urbanizadas o vías de comunicación, y el agua presente en la subescena B se ha mascarado convenientemente para evitar que introduzca errores en los resultados. Para cada una de las subescenas se ha localizado mediante los valores del NDVI el píxeles que se identifica como a suelo y a vegetación, respectivamente, tanto en techo como en base de la atmósfera.

Sobre los píxeles de suelo y vegetación se ha medido la reflectividad en rojo e infrarrojo próximo, así como el correspondiente NDVI, valores que se encuentran en la Tabla 5 y la Tabla 6, respectivamente. Esta información es necesaria para poder determinar en todos los píxeles de la imagen, la proporción de vegetación a partir del NDVI.

A continuación, procedemos a calcular la proporción de vegetación, mediante la ecuación (2), tanto en la base como en el techo de la atmósfera para ambas subescenas. La Figura 3.a muestra un ejemplo del resultado. A partir de estas magnitudes obtenemos también una imagen de diferencia de proporción de vegetación, que se muestra en la Figura 3.b.

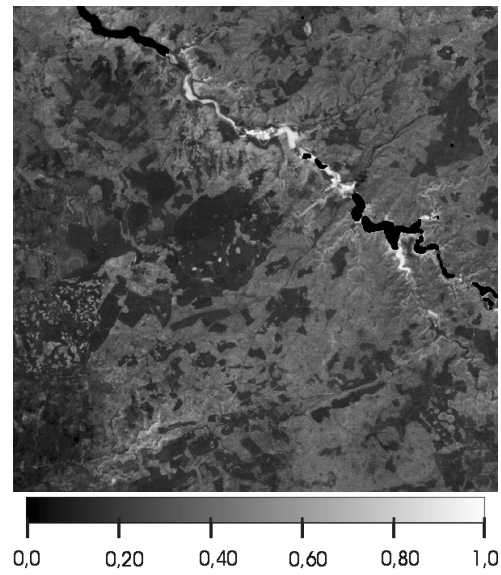


Figura 3. (a) Cobertura vegetal en la base de la atmósfera para la Subescena B.

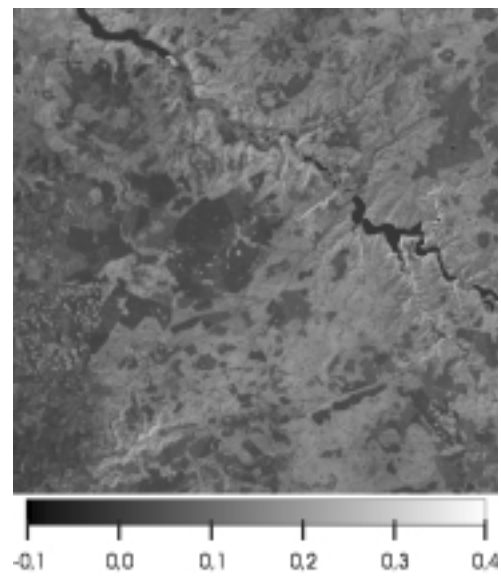


Figura 3. (b) Variación de la cobertura vegetal en la base de la atmósfera respecto a la del techo de la atmósfera en la Subescena B.

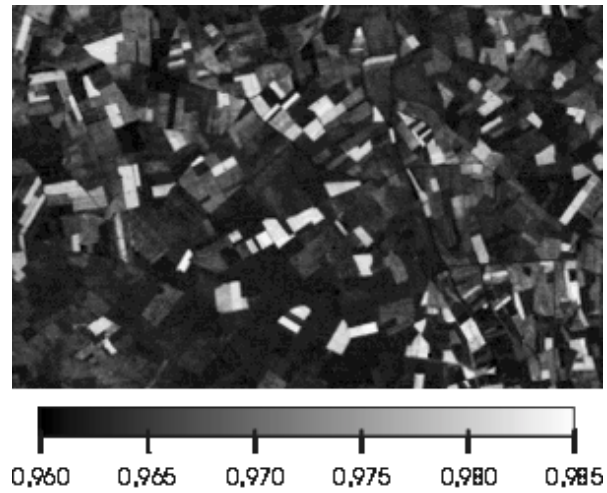


Figura 4. (a) Emisividad en la base de la atmósfera para la Subescena A.

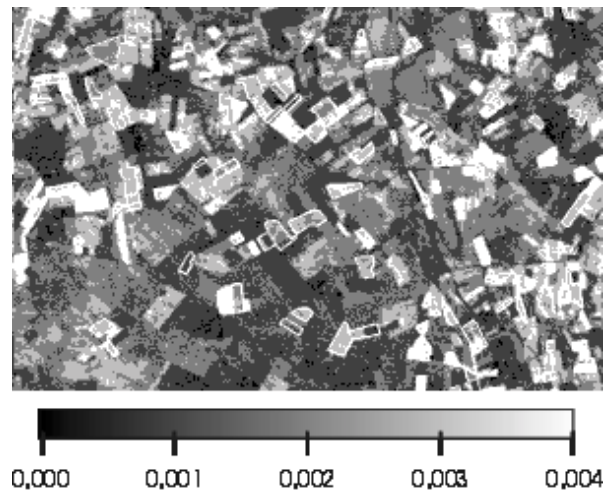


Figura 4. (b) Variación de la emisividad en la base de la atmósfera respecto a la del techo de la atmósfera en la Subescena A.

Resultados

Techo de la atmósfera				
	Coordenadas (Columna, Fila)	Reflectividad rojo	Reflectividad infrarrojo próximo	NDVI
Píxel suelo	(260,90)	0,24	0,38	0,23
Píxel vegetación	(183,168)	0,06	0,79	0,86
Base de la atmósfera				
	Coordenadas (Columna, Fila)	Reflectividad rojo	Reflectividad infrarrojo próximo	NDVI
Píxel suelo	(212,183)	0,45	0,75	0,25
Píxel vegetación	(183,168)	0,04	0,91	0,92

Tabla 5. Píxel de suelo y píxel de vegetación subescena A. Reflectividad canal rojo, infrarrojo próximo e índice de vegetación en techo y la base de la atmósfera.

Techo de la atmósfera				
	Coordenadas (Columna, Fila)	Reflectividad rojo	Reflectividad infrarrojo próximo	NDVI
Píxel suelo	(78,538)	0,18	0,25	0,16
Píxel vegetación	(308,157)	0,05	0,53	0,83
Base de la atmósfera				
	Coordenadas (Columna, Fila)	Reflectividad rojo	Reflectividad infrarrojo próximo	NDVI
Píxel suelo	(212,183)	0,24	0,35	0,19
Píxel vegetación	(394,214)	0,01	0,51	0,96

Tabla 6. Píxel de suelo y píxel de vegetación subescena B. Reflectividad canal rojo, infrarrojo próximo e índice de vegetación en techo y base de la atmósfera.

Capítulo 3

Por último, obtenemos la emisividad térmica, mediante la ecuación (1), tanto en la base como en el techo de la atmósfera para ambas subescenas. La Figura 4.a muestra un ejemplo del resultado. A partir de ambas magnitudes calculamos la imagen de diferencia de emisividad, que se muestra en la figura 4.b.

La Tabla 7 muestra el valor promedio para las subescenas A y B de la reflectividad en rojo, reflectividad en infrarrojo próximo, NDVI, cobertura vegetal y emisividad térmica tanto en el techo como en la base de la atmósfera. En ambas subescenas se puede observar el incremento de la reflectividad promedio cuando se corrige atmosféricamente.

Subescena A					
	Reflectividad rojo	Reflectividad infrarrojo próximo	NDVI	Cobertura vegetal	Emisividad térmica
Techo atmósfera	0,21±0,05	0,44±0,07	0,35±0,11	0,15±0,16	0,964±0,004
Base atmósfera	0,23±0,06	0,52±0,08	0,39±0,12	0,24±0,19	0,966±0,005
Subescena B					
	Reflectividad rojo	Reflectividad infrarrojo próximo	NDVI	Cobertura vegetal	Emisividad térmica
Techo atmósfera	0,17±0,05	0,33±0,08	0,33±0,05	0,20±0,07	0,965±0,002
Base atmósfera	0,18±0,07	0,39±0,09	0,39±0,08	0,31±0,11	0,968±0,003

Tabla 7. Valor promedio para las subescenas A y B de la reflectividad en rojo, reflectividad en infrarrojo próximo, NDVI, cobertura vegetal y emisividad térmica en techo y base de la atmósfera.

Resultados

La subescena A presenta un incremento del 10% en la reflectividad promedio en rojo, un 18% de reflectividad promedio en infrarrojo próximo. Por su parte la subescena B presenta al corregir atmosféricamente, un incremento del 5% en la reflectividad promedio en rojo y un 18% en infrarrojo próximo.

Este comportamiento de la reflectividad corregida atmosféricamente tiene por consecuencia el incremento del NDVI promedio, que es del 11% para la subescena A, y del 18% para la subescena B. Por su parte, la emisividad promedio de la subescena A es de $0,964 \pm 0,004$ cuando se calcula con proporción de vegetación en el techo de la atmósfera, frente a $0,966 \pm 0,005$ al usar la proporción en la base de la atmósfera.

En el caso de la subescena B, la emisividad promedio es de $0,965 \pm 0,002$ con proporción de vegetación sin corregir atmosféricamente, y $0,968 \pm 0,003$ con proporción de vegetación corregida.

La Tabla 8 muestra el incremento promedio para las subescenas A y B del NDVI, cobertura vegetal y emisividad térmica en la base de la atmósfera, respecto a las magnitudes en el techo de la atmósfera. Como se muestra en la tabla, el incremento promedio al emplear reflectividad corregida atmosféricamente es también positivo para la cobertura vegetal como para la emisividad térmica.

Capítulo 3

En la subescena A, el incremento promedio de cobertura vegetal es de $0,08 \pm 0,04$ y el incremento promedio de la emisividad térmica es de $0,0021 \pm 0,0009$.

Estos incrementos al usar corrección atmosférica suponen un 53% en el valor de la cobertura vegetal, pero sólo un 0,22% de incremento en la emisividad de la Subescena A.

	Incremento promedio NDVI	Incremento promedio cobertura vegetal	Incremento promedio emisividad térmica
Subescena A	$0,035 \pm 0,013$	$0,08 \pm 0,04$	$0,0021 \pm 0,0009$
Subescena B	$0,06 \pm 0,03$	$0,11 \pm 0,05$	$0,0027 \pm 0,0012$

Tabla 8. Incremento promedio para las subescenas A y B del NDVI, cobertura vegetal y emisividad térmica en la base de la atmósfera, respecto a las magnitudes en el techo de la atmósfera.

En la subescena B, el incremento promedio de cobertura vegetal es de $0,11 \pm 0,05$ y el incremento promedio de la emisividad térmica es de $0,0027 \pm 0,0012$.

Estos incrementos al usar corrección atmosférica suponen un 55% en el valor de cobertura vegetal, pero sólo un 0,28% de incremento en la emisividad de la subescena B.

Resultados

Estos resultados indican que si se emplea reflectividad sin corregir atmosféricamente, existe un error sistemático promedio de un 0,25 % en la determinación de la emisividad

En consecuencia, en el caso de emplear reflectividad en techo de la atmósfera, se está infravalorando la medida de la emisividad, lo que debe ser tenido muy presente a la hora de calcular la precisión con que podemos medir la emisividad.

A la vista de los resultados se puede afirmar que el impacto de la corrección atmosférica en la medida de la emisividad térmica es elevado cuando se pretende obtener una medida de la temperatura muy precisa.

3.6. Conclusiones

En este capítulo se ha descrito el área de Tomelloso, donde se sitúa la imagen Landsat 5 TM empleada para aplicar la metodología propuesta con anterioridad.

Se seleccionaron un total de 8 regiones DDV y a partir de su radiometría se calculo el espesor óptico de aerosoles a $\lambda=550$ nm con una dispersión de sólo un 3%

Capítulo 3

La aplicación de la corrección atmosférica permitió observar un incremento de los valores promedio y la dispersión de la reflectividad, mientras que el NDVI corregido experimentó un desplazamiento a frecuencias mayores, así como un incremento de intervalo.

Sobre las subescenas seleccionadas se calculó la proporción de vegetación y la correspondiente emisividad térmica. El efecto de corregir atmosféricamente las imágenes fue un elevado incremento en las proporciones de vegetación y en consecuencia un incremento en los valores de emisividad térmica.

La infravaloración de la emisividad en el caso de emplear reflectividad en techo de la atmósfera, se estimó en un 0,25% lo que supone un problema importante cuando se desea medir la temperatura con elevada precisión.

CAPÍTULO 4

CONCLUSIONES

Conclusiones

En este trabajo hemos combinado los métodos 6S y DDV para implementar un procedimiento de corrección atmosférica preciso y operativo que no precisa de medidas de campo síncronas para la determinación del espesor óptico de aerosoles.

El método ha sido aplicado a una subescena Landsat TM de la zona de Tomelloso (Ciudad Real) mediante la generación de métodos de búsqueda en tabla. El valor del espesor óptico de aerosoles fue obtenido de manera precisa y presentó una dispersión de sólo el 3% cuando se calculó en las regiones espectrales de azul y el rojo.

Se realizó la corrección atmosférica de los canales necesarios para el cálculo del NDVI. El NDVI calculado para la subescena corregida atmosféricamente mostró un desplazamiento hacia frecuencias mayores, y un intervalo de frecuencias mayor, comparado con el obtenido con la imagen no corregida atmosféricamente.

La proporción de vegetación mostró un sustancial incremento en su valor promedio al emplear NDVI corregido atmosféricamente. Por su parte, se detectó un error sistemático estimado en un 0,25% de incremento, en la emisividad térmica al realizar su cálculo a partir de reflectividad corregida atmosféricamente.

Conclusiones

En caso de no realizar esta corrección se estará obteniendo una estimación de la emisividad con un valor inferior al real, lo que generará un error sistemático en la medida de la temperatura.

REFERENCIAS

Referencias

Referencias

- ARTIGAO, M.M. 2001. Desarrollo de un modelo para la estimación de la evapotranspiración en cultivos de cobertura incompleta: aplicación al viñedo. Tesis Doctoral. Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de València.
- BECKER, F. 1980. In Remote Sensing Applications in Agriculture and Hydrology (G. Frayse, Ed.), Balkema
- BOLLE, H.J. y LANGER, I. 1991. Echival Field Experiment in a Desertification-Threatened Area (EFEDA). Field Experiment Plan. Meteorological Institute, Free University of Berlin, Germany.
- CASELLES, V. y LÓPEZ, M.J. 1989. An alternative simple approach to estimate atmospheric correction in multitemporal studies. Int. J. of Remote Sens., Vol. 10, No 6, 1127-1134.
- CASELLES, V. y SOBRINO, J.A. 1989. Determination of frost in orange groves from NOAA-9 AVHRR data, Remote Sens. Environ., 29:135-146.
- COLL, C., y CASELLES, V., 1997. A split-window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison, J. Geophys. Res, 102: 16697-16713.

Referencias

- COLL, C., CASELLES, V. y SOBRINO, J.A. 1992. Desarrollo de un modelo de corrección atmosférica en el térmico I. Aplicación al canal 6 de Landsat. *Anales de Física*, 88:107-119.
- CHUVIECO, E. 1990. Fundamentos de teledetección espacial. Ediciones Rialp, 453 pág. Madrid.
- KEALY, P.S. Y HOOK, S.J. 1993. Separating temperature and emisivity in thermal infrared multiespectral scanner data: implications for recovering lans surface temperatures, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31(6): 1155-1164.
- HOLBEN, B.N. 1986. Characteristics of maximun-value composite images from temporal avhrr data. *Int. J. of Remote Sens.*, Vol. 7, 1417-1434.
- IQBAL, M. 1983. An Itroudction to Solar Radiation. Academic Press.
- KAUFMAN, Y.J. y SENDRA, C. 1988. Algorithm for automatic corrections to visible and near-infrared satellite imagery, *Int. J. of Remote Sens.*, Vol. 9, No 8, 1357-1381.

Referencias

- KAUFMAN, Y. J., WALD, A.E., REMER, L.A., GAO, B.C., LI, R.R., y FLYNN, L. 1997. The MODIS 2.1 μ m channel – Correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35, 675-686.
- LENOBLE, J. 1993. Atmospheric Radiative Transfer. A. Deepak Pub.
- TANRE, D., DESCHAMPS, P.Y., DEVAUX, C., y HERMAN, M. 1988. Estimation of Saharian aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data, J. Geophys. Res., pp.15.955-15.964
- LI, Z.L. y BECKER, F. 1993. Feasibility of land surface temperature and emisivity determination from AVHRR data. Remote Sens.Environ., 43: 67-85.
- LIANG S., FALLAH-ADL H., KALLURI S., JAJA J., KAUFMAN Y., y TOWNSHEND J. 1997. An operational atmospheric correction algorithm for Landsat Thematic Mapper imagery over land, J. Geophys. Res., 102, 17, pp.173-186.

Referencias

MELIÀ, J. 1991. Fundamentos físicos de la teledetección. Leyes y principios básicos. La teledetección en el seguimiento de fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura. Editor S. Gandia y J. Melià. Servei Publicacions Universitat de València.

OUAIDRARI, H. y VERMOTE, E. 1999. Operational Atmospheric Correction of Landsat TM data. Remote Sens. Environ., 70:4-15.

PONS, X. y SOLÉ-SUGRAÑES, L. (1994): A simple radiometric correction model to improve automatic mapping of vegetation from multispectral satellite data, Remote Sens. Environ., vol. 48 pp. 191-204.

ROUSE, J.W., HAAS, R.H., SCHELL, J.A., DEERING, D.W., y HARLAN, J.C. 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation, NASA/GSFC, Type III, Final Report, Grenbelt, MD, 371 pp.

RUBIO, E., CASELLES, V., y BADENAS, C., 1997. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 m wavewand: Analysis of two field methods. Remote Sens. Environ. 59:490:521.

Referencias

SALISBURY, J.W. y D'ARIA, D.M. 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 mm atmospheric window, *Remote Sens. Environ.* 42:83-106

SONG C., WOODCOCK C.E., SETO K.C., LENNEY M.P. y MACOMBER, S.A. 2001. Clasification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects?, *Remote Sens. Environ.* 75:230-244.

VALOR, E y CASELLES, V. 1996. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Applications to European, African, and South American Areas. *Remote Sens. Environ.*, vol. 57 pp. 167-184.

van de GRIEND, A.A., y OWE, M. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, *Int. J. of Remote Sens.*, 14:1119-1131.

VERMOTE, E., TANRÉ, D., DEUZÉ, J.L., HERMAN, M. y MORCRETTE, J.J. 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35, 675-686.