

V.3.1.2. CARACTERÍSTICAS DE LOS MÓDULOS INDIVIDUALES DE TRATAMIENTO.

V.3.1.2.1. Corrección orbital mediante parámetros de TBUS

Se utilizan los siguientes parámetros orbitales del TBUS:

- inclinación de la órbita
- semieje mayor
- fracción de día al nodo ascendente del TBUS
- ángulo horario de Greenwich en Aries
- ascensión recta del nodo ascendente
- período nodal

Mediante estos parámetros y un dato de tiempo leído de la cinta original de imagen (el tiempo absoluto en la primera línea) se obtienen de modo analítico la longitud del último nodo ascendente y el tiempo en la primera línea, lo cual va a permitir aplicar un modelo de la geometría orbital para efectuar la corrección. El TBUS a utilizar puede ser de fecha diferente a la de la imagen, aunque cuanto mayor sea la diferencia de días, más inexacto será el resultado de la corrección.

V.3.1.2.2. Detección de nubes

Este programa se encuentra en desarrollo en la actualidad. Se basa en la aplicación de 5 tests destinados a la localización de nubes. Un pixel se considerará libre de nubes cuando supere todos los test con asignación de "no nube".

Los test son:

- Test de umbral infrarrojo con canal 5
- Test de umbral de reflectancia dinámica en el visible
- Relación de reflectancias infrarroja/visible
- Test de diferencias de temperatura en el infrarrojo térmico
- Detección de nieve/hielo

En este módulo se utiliza una máscara fija tierra/agua para la aplicación de diferentes métodos de cálculo y umbrales según la naturaleza del terreno. Se hace uso también de algoritmos auxiliares como son:

- cálculo de temperaturas de brillo en canales térmicos
- calibración en los canales visibles
- análisis de histogramas
- cálculo del ángulo cenital del sol
- obtención de coordenadas geográficas de cada pixel

V.3.1.2.3. Sistema de localización automática de puntos de control

Este procedimiento se fundamenta en la construcción previa de una base de datos de ventanas piloto, centradas en puntos singulares y fácilmente identificables de la costa, las cuales reflejan el contorno del litoral mediante una máscara tierra/agua. Para la obtención de estas ventanas piloto se ha empleado una máscara base generada a partir de un DTM de 100 m. de resolución espacial. Se dispone de 13 puntos de referencia, siendo las ventanas de 51 x 51 píxeles.

A partir de una máscara tierra/agua/nubes obtenida de la imagen NOAA, ya georreferenciada, se efectúa un rastreo en el entorno de la posición inicialmente candidata para cada punto (según sus coordenadas), determinándose mediante desplazamiento de la ventana y comparación, aquella posición de mejor acierto de superposición, la cual indicará la situación real del punto de costa en estudio. De esta forma se van determinando puntos de control, que van a permitir un afinamiento posterior de la corrección de imagen.

El método utilizado permite dos modos de funcionamiento: las coordenadas de los puntos de control pueden referirse al fichero NOAA original, antes de ninguna corrección orbital o al fichero NOAA ya corregido orbitalmente con TBUS.

Se obtiene una estadística en salida con el grado de acierto de las mejores posiciones de casado. Para que un punto de control se tome como válido, el grado de acierto ha de superar un umbral fijado en el 95% de los puntos de la ventana de casado en zonas de agua y tierra, lo que implica que su entorno ha de estar prácticamente libre de nubes.

V.3.1.2.4. Corrección orbital mediante puntos de control:

Se basa en la realización de una corrección mediante el mismo modelo orbital utilizado en la corrección orbital por parámetros del TBUS, sólo que ahora se efectúa apoyándose en un conjunto de puntos de control lo que la hace bastante más precisa. En cuanto a los parámetros iniciales, en este caso sólo se necesitan la inclinación de la órbita y el semieje mayor de la misma. Con estos datos y para cada punto de control se calculan la longitud del último nodo ascendente y el tiempo en la primera línea, promediándose los mismos para la selección de sus valores finales.

Los puntos de control utilizados se pueden escoger de un conjunto de puntos singulares de costa (más amplio que el asociado a las ventanas piloto), cuyas coordenadas UTM son conocidas con exactitud. Sin embargo en el empleo de este módulo, dentro de la cadena automática de tratamiento, dichos puntos

serán obtenidos por medio del sistema de localización automática con ventanas piloto, por lo que, en este caso, habrán de pertenecer al subconjunto de los asociados a éstas. El resultado es una imagen NOAA corregida a geometría UTM.

V.3.1.2.5. Corrección geométrica polinómica por puntos de control

Mediante un conjunto de puntos de control se obtienen los coeficientes de dos funciones de transformación polinómicas bivariantes que permitirán restituir la imagen de trabajo al espacio geométrico deseado (en nuestro caso geometría UTM).

Las características de los puntos de control son las mismas, ya expuestas en la corrección orbital por puntos de control.

Se utilizan polinomios de grado 1, con restitución por el método de vecino más próximo, para evitar alteraciones de la radiometría original de los píxeles.

V.3.1.2.6. Calibración y corrección atmosférica de las bandas visible e infrarroja próxima del NOAA-AVHRR

La radiancia reflejada detectada por el satélite (R'_s) se puede escribir como suma de las radiancias atmosféricas y del satélite de forma siguiente (NÚÑEZ, 1992).

$$R_{-s} = R_{-a} + R_{-s}$$

Donde:

R'_a : representa la contribución de la atmósfera a la radiancia.

R'_s : representa la radiancia, originalmente transmitida a la superficie, reflejada por esta misma y transmitida de nuevo al espacio. Este término es el que contiene el albedo de la superficie.

Teniendo en cuenta la expresión de arriba, es necesario corregir atmosféricamente las imágenes de satélite, ya que la radiancia que llega al sensor se ve modificada en gran medida por la influencia que ejerce la atmósfera comprendida entre la superficie y el sensor. En primer lugar, los números digitales han de ser transformados en reflectancias aparentes, previamente convertidos en radiancias por la función de calibrado del sensor.

Debido a ello, se dividirá este apartado en dos subíndices:

- calibración a reflectancia aparente
- corrección atmosférica a reflectancia real

a) Calibración de las bandas 1 y 2 del NOAA-AVHRR:

Para simplificar las condiciones de iluminación, se considerará la reflectancia sobre una superficie lambertiana, prescindiendo de la geometría de observación y de la atmósfera en este primer paso, mediante la fórmula siguiente (GILABERT, 1992):

Donde:

$$r_i = \frac{K - p - L_i}{E_{oi} \cos \Theta}$$

$\tilde{r}_i$: reflectancia aparente captada por el satélite (sin corrección atmosférica) en una longitud de onda i .

K : factor corrector de la distancia de la Tierra al Sol (adimensional):

$$K = 1 + 0,0167 \left(\sin \left(2p \left(\frac{d - a_{93,5}}{365} \right) \right) \right)^2$$

L_i : radiancia medida por el sensor en una longitud de onda i ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$):

$$L_i = a_i + DN + b_i$$

Donde:

DN : cuenta digital

a_i , b_i : constantes de calibrado típicas del sensor para cada banda espectral i , tabuladas (PRICE, 1988).

E_{oi} : irradiancia solar extraterrestre para la longitud de onda i ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$):

Θ : ángulo solar cenital.

La expresión descrita para el cálculo de la reflectancia aparente se puede describir en términos de irradiancia solar equivalente S_i ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), definida como el cociente de E_{oi} y δ .

De este modo, se obtiene la siguiente expresión para $\tilde{r}_i$:

$$r_i = \frac{K L_i}{S_i \cos q}$$

Siendo:

S_i : irradiancia solar equivalente, tabulada (PRICE, 1988).

La expresión de arriba se calcula en porcentajes (albedo equivalente) del siguiente modo:

$$r_i(\%) = \frac{K(s_i D N_i d_i)}{\cos q}$$

Donde:

$\acute{o}_i$: $100 a_i/S_i$ (% COUNTS-1)

$\grave{a}_i$: $100 b_i/S_i$ (%)

b) Corrección atmosférica:

Como ya se ha indicado anteriormente, las reflectancias para las bandas 1 y 2 se calculan sin tener en cuenta la influencia atmosférica.

Para corregir su efecto sobre las reflectividades de la imagen, se utiliza un modelo de corrección atmosférica, el modelo 5S (Tanré et al., 1986). Este modelo corrige los efectos atmosféricos sobre las bandas visible e infrarroja próxima del AVHRR, que son los siguientes (Tanré et al., 1992):

- invariables: absorción por el ozono y dispersión molecular.
- variables: absorción por vapor de agua y dispersión por aerosoles.

El software 5S está implementado en el programa de tratamiento de imágenes de satélite AMATEL. A este respecto, AMATEL incorpora una serie de herramientas de utilidad, que ayudan al usuario a determinar los parámetros de entrada y salida del 5S, aspecto que presenta cierta dificultad por los numerosos parámetros de salida, difíciles de interpretar.

Los parámetros de entrada pueden ser obtenidos "in situ" o bien, tabulados dentro del programa. Estos parámetros de entrada son los siguientes:

- * condiciones geométricas: ángulos cenital y acimutal del satélite y del sol respectivamente.
- * condiciones atmosféricas: vapor de agua, ozono.
- * modelo de aerosoles.
- * longitud de onda.
- * reflectancia en el suelo.

Los parámetros de salida van dirigidos a calcular la

reflectancia real, ya corregida del efecto atmosférico.

Para calcular de una manera operativa las reflectancias reales para todos los píxeles de la imagen, se siguen los siguientes pasos:

En primer lugar, se seleccionan una serie de puntos de interés, cuyos correspondientes píxeles tienen un comportamiento espectral parecido. Para cada píxel seleccionado, se calculan respectivamente su reflectancia aparente, obtenida mediante la función de calibración, y la reflectancia real, obtenida mediante el 5S.

Con estos datos de reflectancia aparente y real para todos los píxeles seleccionados, AMATEL calcula una ecuación de regresión simple para todos los píxeles de la imagen, que serán corregidos del efecto atmosférico.

Como se puede comprobar, el procedimiento resulta bastante simple y asequible. La dificultad estriba en contar con datos de entrada lo suficientemente buenos como para obtener una buena corrección. Este aspecto no siempre resulta posible, ya que si para algunos factores (vapor de agua, ozono), se dispone de radiosondeos atmosféricos o tablas que dan un buen nivel de confianza, para el caso de los aerosoles, la búsqueda de datos fiables es muy difícil y en la mayoría de los casos, casi no existen datos fiables en Andalucía.

Un procedimiento para obtención de datos sobre aerosoles es el propuesto por Kaufman (1989). El método se basa en la estimación de la profundidad óptica de los aerosoles (parámetro usado habitualmente para describir la carga de los mismos en la atmósfera) a partir de la vegetación verde presente en la imagen. Sin embargo, el método presupone el conocimiento de una serie de parámetros previos en dichas zonas (reflectancia, función fase y albedo de dispersión simple), que lo hacen poco adecuado a estudios regionales.

La necesidad de efectuar correcciones atmosféricas relativamente buenas y el no disponer de datos "in situ" para cada imagen a corregir en una serie temporal tan extensa (octubre 1990-septiembre 1991; octubre 1993-septiembre 1994) nos lleva a plantear otras alternativas posibles al uso del 5S con datos de entrada tabulados, aspecto que aún no está solucionado del todo.

En este sentido, mencionaremos dos alternativas posibles, aún no evaluadas:

Teillet (1992) propone una metodología de corrección atmosférica a partir del 5S y un Modelo Digital del Terreno, que se está utilizando en extensas zonas de Canadá y consiste en dividir el territorio a estudiar en una serie de zonas homogéneas de gran extensión (alrededor de 100 Km. cada una). Para cada zona se calculan una serie de parámetros de salida del 5S, según un

rango de condiciones de iluminación y elevación del terreno (DTM), lo que permite confeccionar una tabla con valores establecidos "a priori" para cada zona. Posteriormente, y mediante funciones de interpolación bilineal, se calcula la reflectancia para cada píxel de la imagen original, previamente calibrada.

Otro método alternativo es el cálculo de reflectancia real para una fecha determinada a partir del 5S con datos de entrada tomados "in situ" para esa fecha. El resto de las imágenes de la serie sería normalizado con respecto a esta fecha mediante una corrección atmosférica relativa. La corrección atmosférica relativa está también implementada en el software AMATEL y, al igual que el proceso de corrección atmosférica con el 5S, también se realiza a partir de una serie de puntos, en este caso de reflectividad constante (arenas, asfalto, agua) presentes en ambas imágenes. A partir de los valores en ambas imágenes, los valores de la imagen a corregir quedan determinados por una ecuación de regresión simple.

V.3.1.2.7. Modelos de cálculo de parámetros físicos:

a) Cálculo del Índice de Vegetación Normalizado (NDVI)

El Índice de Vegetación Normalizado (NDVI) se calcula combinando los valores de los números digitales de las bandas del espectro visible.

De esta manera si tomamos ND_i como el valor digital de la banda i -ésima, el valor de factor NDVI para dicho píxel será:

$$NDV_i = \frac{ND1 - ND2}{ND1 + ND2}$$

AMATEL incorpora un módulo para el cálculo de una imagen con los valores para cada píxel del Índice de Vegetación Normalizado.

b) Cálculo de temperaturas de superficie (T_s)

El cálculo de temperaturas de superficie es importante tanto como parámetro en sí, como que además constituye uno de los datos de entrada dentro del cálculo de modelos de evapotranspiración real y de riesgo de incendios.

El cálculo de temperaturas de superficie se realiza atendiendo a los valores de las bandas del espectro térmico de las imágenes NOAA. Para ello, se siguen los siguientes pasos, tal y como indica la figura 2.

i. Calibración de la imagen NOAA-AVHRR y obtención de

temperaturas de brillo en los canales 4 y 5:

Para obtener los valores calibrados, se convierten primero los números digitales a radiancias, según la fórmula siguiente:

$$L = DN * A + B$$

Posteriormente, se calculan los valores de temperatura de brillo para las bandas 4 y 5 de NOAA. Esto se realiza aplicando la inversa de la ecuación de radiación de Planck:

Si tomamos $TSUP_i$ como el valor de temperatura de brillo para la banda i -ésima, λ como la longitud de onda y L como el valor de radiancia del pixel:

$$TSUP_i = \frac{\frac{C_2 - L}{1 + C_1 - L - 3}}{L}$$

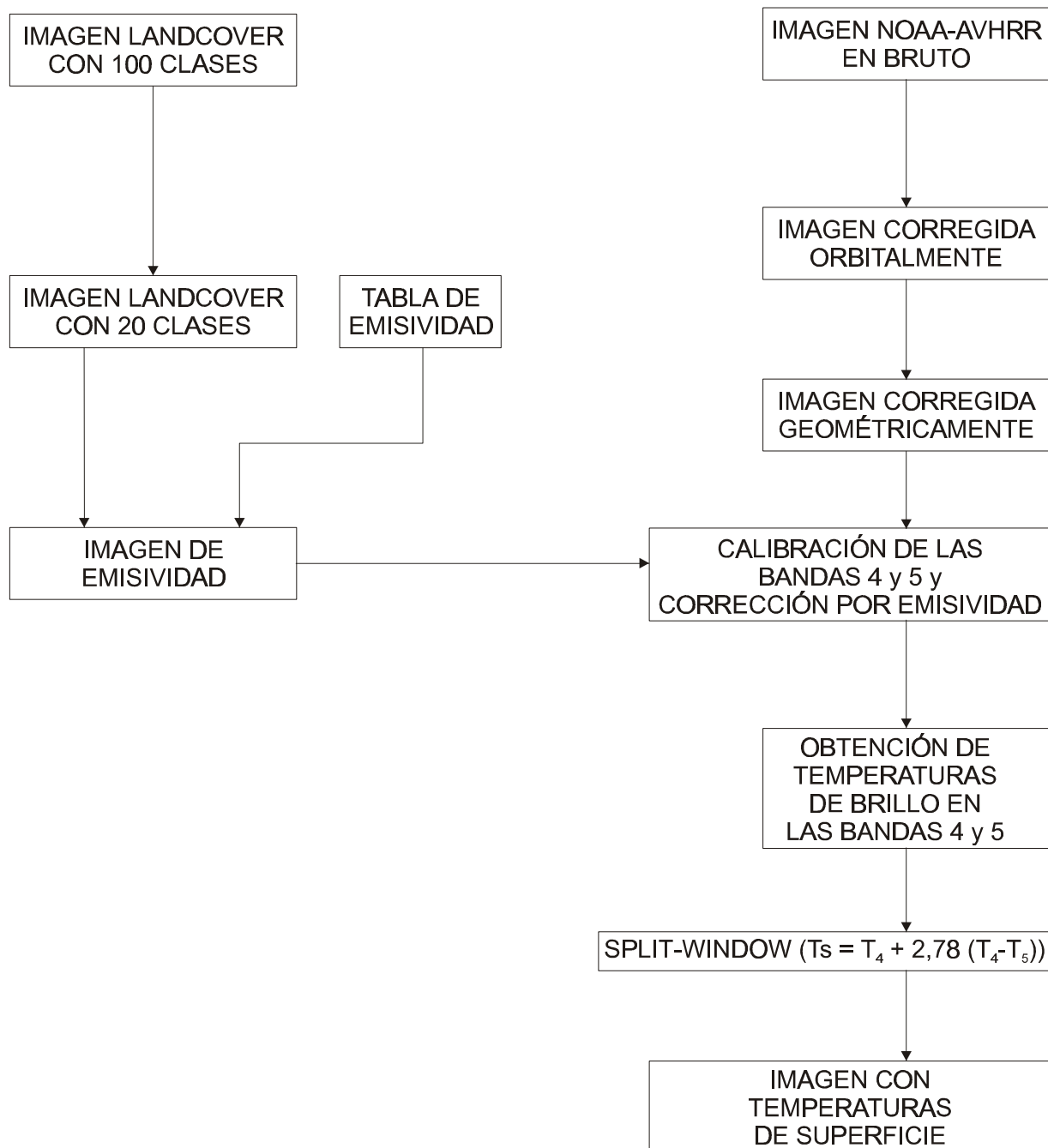
Siendo $C_1 = 1,1910659 \times 10^{-5}$ y $C_2 = 1,438833$

ii. Corrección por emisividad:

El efecto de la emisividad sobre las ventanas térmicas es muy importante, de forma que una diferencia del 1% en la emisividad supone una atenuación de las temperaturas entre un 0.6K para atmósferas secas y frías y un 0.2K para atmósferas húmedas y cálidas.

La variabilidad espacial de la emisividad depende del tipo de cobertura de suelo y del tipo de suelo. La corrección por emisividad supone el cálculo previo de la emisividad efectiva de cada píxel. Para ello se utilizó la información del mapa de Usos del Suelo de Andalucía, en formato ráster, dentro del SinambA. A cada uso del suelo se le asignó una emisividad media, a partir de tablas existentes en la bibliografía.

Figura 2.- ESQUEMA PARA LA OBTENCIÓN DE TEMPERATURAS DE SUPERFICIE



Teniendo en cuenta las dos series temporales de imágenes a tratar (octubre'90-septiembre'91; octubre'93-septiembre'94) y el cambio en algunos usos del suelo entre las dos fechas, se confeccionaron mapas de emisividad para cada mes de cada serie temporal, con el tamaño del píxel NOAA.

iii Cálculo de valores de temperatura del suelo mediante una ecuación tipo "split-window":

Las ecuaciones split-window son algoritmos relativamente sencillos, que permiten obtener la temperatura de superficie a partir de la diferencia de temperaturas de brillo en los canales 4 y 5, lo que permite atenuar el efecto atmosférico en las bandas térmicas que representa sobre todo el vapor de agua. Para ello, se aplica además un coeficiente corrector, obtenido por la bibliografía.

La fórmula split-window seleccionada es la propuesta por Price para el NOAA-7, que ya se ha utilizado para confeccionar mapas de temperatura de suelo para Cataluña (Llasat et al., 1991), con buenos resultados:

$$TSUP = TSUP_4 + 2,78 - (TSUP_4 - TSUP_5)$$

Todo este proceso está incluido en un módulo software independiente de AMATEL, aunque algunas tareas más generales que incluye, como por ejemplo la calibración de la imagen, se han desarrollado de forma independiente para que pueda evocarse desde otros módulos.

c) Cálculo de la Evapotranspiración (ET):

La evaporación del agua desde el suelo y la superficie de las plantas es una investigación de interés vital. La necesidad de establecer una metodología que permita un conocimiento en tiempo real de este parámetro, de tal modo que sirva para la planificación del riego y en general de la gestión de los recursos hidráulicos en la Región, constituye un paso fundamental en la planificación de un recurso natural vital y desgraciadamente escaso en Andalucía.

El cálculo de la Evapotranspiración supone un proceso metodológico más complejo que los llevados a cabo con NOAA, ya que necesita una serie de datos de entrada, algunos de los cuales no se pueden calcular a través de imágenes de satélite.

Este proceso metodológico está resuelto en parte a nivel teórico, como indica el gráfico de la figura 3.

Como figura en dicho gráfico, el cálculo de la Evapotranspiración (ET) se realiza a través de la fórmula del balance de energía:

$$R_n = G + S + ET$$

Donde R_n es la Radiación Solar Neta, G es el flujo de calor en el suelo y S es el calor sensible.

Para la obtención de estos parámetros, se ha dispuesto tradicionalmente de fórmulas muy complejas, que necesitaban unos datos de entrada muy específicos. Con esta complejidad de detalle, y a nivel regional, el cálculo de tasas de evapotranspiración se haría muy difícil, teniendo en cuenta además el largo tiempo de proceso requerido.

Por ello, y para simplificar los datos necesarios para calcular los parámetros de la fórmula del balance de energía, se ha propuesto una metodología más sencilla, adaptada a la escala regional de trabajo.

Esta metodología es una adaptación del modelo que el I.T.C. de Holanda está desarrollando para las cuencas del Guadalhorce-Guadalteba durante los años 1994-1996. El objetivo fundamental es confeccionar mapas de evapotranspiración real para toda la cuenca del embalse del Guadalhorce-Guadalteba a fin de evaluar los distintos factores que las diferentes coberturas y usos del suelo (en concreto, el efecto de reforestación en la zona) ejercen sobre el consumo de agua. Para ello, el I.T.C. va a realizar una valoración de la utilidad de las imágenes NOAA-AVHRR en el cálculo del balance hídrico en este área de alta complejidad.

Las razones arriba expuestas permiten pensar en la idoneidad de este método para toda Andalucía en una primera aproximación, que puede ser mejorada empíricamente introduciendo otros factores que puedan ser importantes y que aún no estén considerados.

El uso de las imágenes NOAA-AVHRR permite la espacialización de datos como el de temperatura del suelo y actividad clorofílica de la vegetación. No es ese el caso de otros parámetros (humedad relativa, presión, velocidad del viento etc), que han de ser extraídos de la red de sensores meteorológicos existentes en Andalucía. Esto supone un estudio previo de localización de estas estaciones en la región, calculando posteriormente su área de influencia, teniendo en cuenta el efecto topográfico tan importante en Andalucía. Estos mapas de áreas de influencia son fácilmente abordables con la ayuda de un Sistema de Información Geográfica, que, combinado con los datos de las estaciones automáticas, permite obtener cartografía de todos estos parámetros. Asimismo, otros datos necesarios (emisividad, coeficiente de rugosidad, perfiles de suelos) existen ya dentro del Sistema de información ambiental de Andalucía a

escalas adecuadas para su estudio en toda la región.

* Metodología para el cálculo de la ET

Para una más fácil comprensión del cálculo de la ET, se explicará cada término de la ecuación según el orden del gráfico, de izquierda a derecha:

i. Radiación neta

3.1.1. Albedo

3.1.2. Radiación global diaria

3.1.3. Radiación térmica de onda larga entrante

3.1.4. Radiación térmica de onda larga saliente

ii. Flujo de calor sensible

3.2.1. Temperatura de superficie

3.2.2. Temperatura del aire

3.2.3. Rugosidad

iii. Flujo de calor en el suelo

Cálculo de la Radiación neta (Rn):

Se define la radiación neta como el balance del flujo de energía que llega desde la atmósfera.

$$R_n = (I_a) R_s + R_{le} - R_{ls}$$

Radiación de onda corta (0.2-2.5 μm)

Radiación de onda larga (2.5-25 μm)

La radiación de onda corta llega inicialmente del sol con una potencia media por unidad de área de $I_0=1367\text{W/m}^2$.

Una fracción de ésta es la irradiancia extraterrestre R_a , que es la potencia por unidad de área en ausencia de atmósfera, esta depende de la latitud y de la época del año.

Cuando la radiación atraviesa la atmósfera parte de ella es dispersada por las nubes, aerosoles y las moléculas de aire creando lo que se llama **radiación difusa** R_d . Juntas la radiación directa y difusa forman la irradiancia solar global R_s . Parte de esta es reflejada en un porcentaje dado por el albedo de la superficie α . La radiación reflejada (onda larga) se emite desde el suelo (R_{ls} emitancia terrestre) y desde la parte baja de la atmósfera (R_{le} irradiancia atmosférica).

Un esquema del flujo de radiación aparece en la fig. 4

La radiación neta se obtendrá a partir de la fórmula

siguiente:

$$R_n = (1 - ALB) R_{gd} + s R_{atm} + L_d \uparrow$$

Siendo:

ALB: albedo visible

Rg: radiación global diaria

ó: constante de Stefan-Boltzman

Ratm: radiación térmica de onda larga entrante

Ld -: radiación térmica de onda larga saliente

Cálculo del albedo (ALB):

El albedo de la superficie representa un papel importante en el control de la radiación neta, definido como la reflectancia direccional-hemisférica de esa superficie sobre todo el espectro solar (Flasse, 1993):

$$aa = \int_{\text{solar}} r(q_i, \theta_i; 2M; l) dl$$

Donde:

ñ: reflectancia hemisférica (2π) y direccional (θ_i, ϕ_i)

θ_i, ϕ_i : ángulos cenital y acimutal en que se refleja la radiación

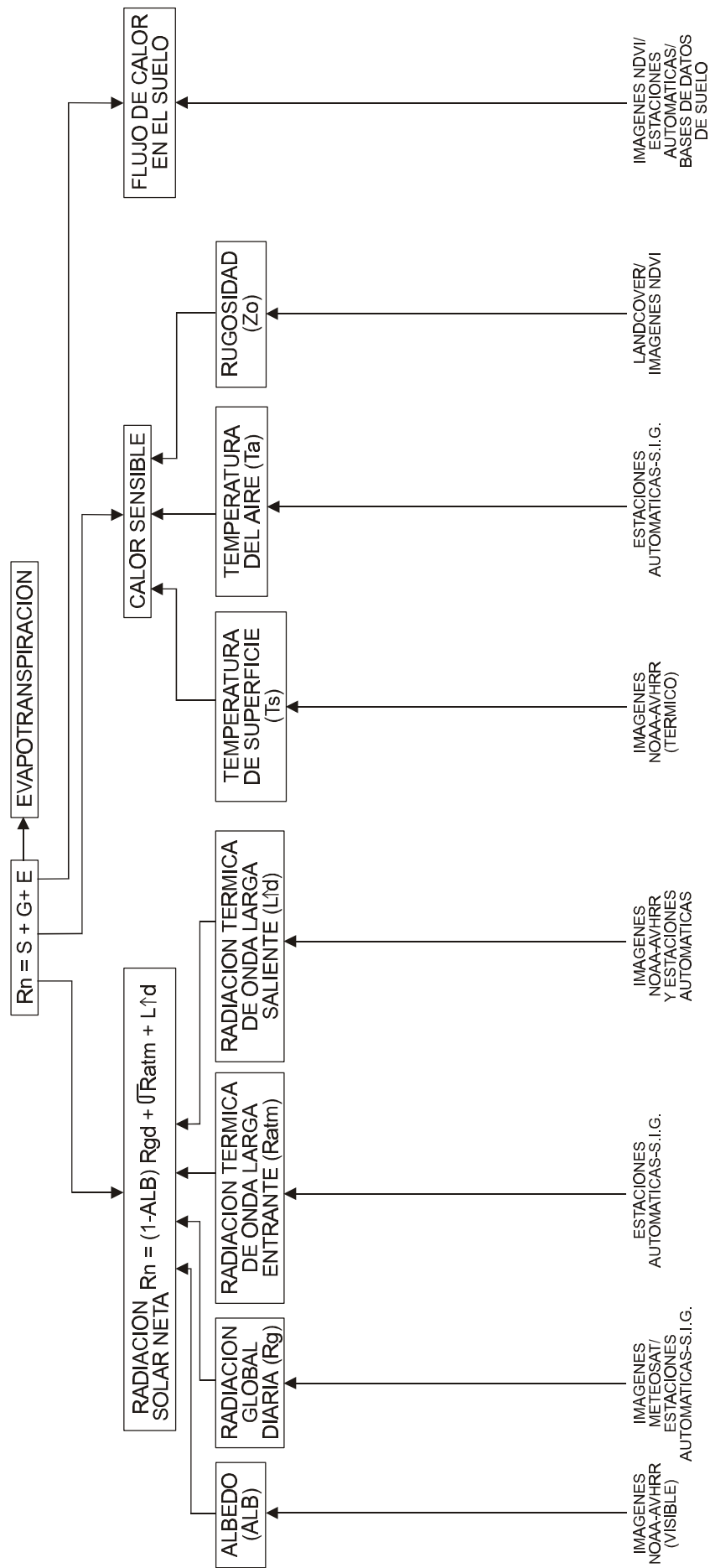
λ : longitud de onda

Para simplificar la expresión descrita más arriba, se considerarán únicamente las reflectancias de las bandas visible e infrarroja próxima del NOAA-AVHRR. Para ello, los valores originales de brillo se convertirán en reflectancias aparentes, aplicándoles posteriormente una corrección atmosférica, procesos descritos anteriormente en el apartado de calibración y corrección atmosférica.

Cálculo de la Radiación global diaria (Rg):

Para calcular la radiación global diaria se necesitan datos de piranómetros, o bien, una cobertura de estaciones automáticas que midan dicho dato.

Figura 3.- ESQUEMA TEORICO PARA LA OBTENCION DE LA EVAPOTRANSPIRACION



Otra alternativa consistiría en obtener imágenes de radiación global a través del satélite METEOSAT. Actualmente el Ciemat (Instituto de Energías Renovables) está trabajando en un proyecto de elaboración de imágenes de radiación global diaria con METEOSAT. Los primeros resultados ofrecen muy altos errores en la estimación diaria de R_g , siendo necesario de momento trabajar con medias mensuales, que tienen un error más bajo.

Cálculo de la Radiación térmica de onda larga entrante (R_{atm}):

Este dato puede estimarse con ecuaciones simples para los días totalmente despejados, a partir de la humedad relativa del aire, la temperatura media diaria y la presión, datos que se tomarán de la red de estaciones automáticas existente en Andalucía.

Una de estas ecuaciones para días despejados es:

$$R_{atm} = 208 + 6T$$

siendo T la Temperatura media del aire en grados Kelvin.

Para días nubosos existen fórmulas aproximativas en función del número de cotas de cielo cubierto. En este punto es necesario profundizar en las investigaciones.

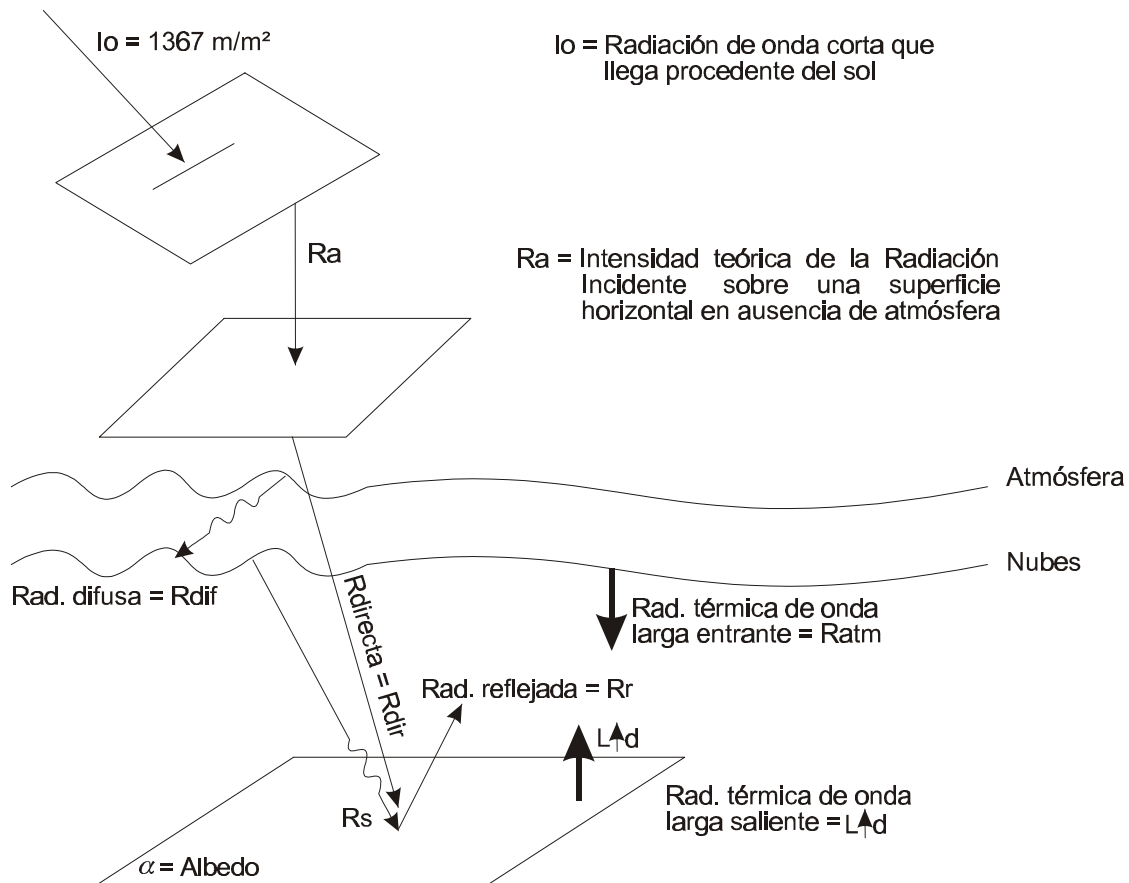
Radiación térmica de onda larga saliente(L_d):

Este parámetro puede evaluarse a partir de la imagen NOAA en el caso de días totalmente despejados a partir de datos de temperatura mínima del aire y temperatura media del día.

Para el cálculo de L_d se utilizará la metodología de Lagouarde y Brunet (1993), que es un método simple de cálculo del flujo radiactivo de onda larga para días despejados. Este método fue validado con datos experimentales, obtenidos en 10 zonas de Francia, teniendo en cuenta la variabilidad de condiciones meteorológicas y de cubierta existente entre todas ellas. Para ello se necesitan únicamente tres parámetros:

- temperatura de superficie al mediodía, obtenida por el satélite NOAA.
- temperatura mínima del día, suministrada por la red de sensores meteorológicos.
- duración del día, calculada a partir de las coordenadas del sitio y la fecha.

Figura 4 .- ESQUEMA DEL FLUJO DE RADIACION



$$R_{dif} + R_{dir} = \text{Rad. global incidente} = R_s$$

$$R_r = (1 - \alpha) R_s$$

Conceptualmente, el flujo radiante es la tasa de tiempo en la cual la energía radiante es emitida, transmitida o recibida en un determinado sitio (Flasse, 1993).

Para considerar el flujo radiante durante un día, se utiliza la expresión siguiente:

$$R_s = \int_0^t s T_s^4 dt$$

Donde:

R_s : emisión del cuerpo negro de la superficie

$\hat{o}$: 24 horas

A partir de esta expresión se calcula $Ld\hat{\uparrow}$ con la fórmula siguiente:

$$Ld\hat{\uparrow} = e R_s$$

Donde:

$\hat{a}$: emisividad

Para el cálculo de $Ld\hat{\uparrow}$ y R_s con NOAA-AVHRR en el estudio mencionado, los autores hicieron algunas simplificaciones, aplicando las fórmulas siguientes:

$$R_s = s T_{am}^4 (bD + t)$$

Siendo:

$\hat{o}$: constante de Stefan-Bolztman

T_{am} : temperatura mínima del aire a 2 m. de altura

D : duración del día

$$b = \frac{3}{8}c^4 + \frac{16}{3p}c^3 + 3c^2 + \frac{8}{p}c$$

$$c = a \frac{\Delta T}{T_{am}}$$

$$\Delta T = T_s - T_{am}$$

Donde:

T_s : temperatura de superficie, medida con NOAA a las 14 horas (solar) considerada como la temperatura máxima.

T_{am} : temperatura mínima del aire a 2 m. de altura.

α : coeficiente corrector de T_s (1.13)

La introducción del coeficiente α obedecía a que la temperatura máxima del suelo no correspondía a la temperatura a las 14:00 horas (paso del satélite NOAA), sino que se daba dos horas antes, siendo por tanto necesario un coeficiente corrector de las temperaturas medidas con este satélite. Dicho coeficiente se estimó por un método de mínimos cuadrados a partir de la ecuación de R_s (emisión del cuerpo negro de la superficie) y datos de referencia en el suelo, aportados por una serie de estaciones meteorológicas.

Finalmente, resta calcular el factor de emisividad (ϵ). Este factor existe ya calculado dentro del SinambA para los meses comprendidos entre octubre'90-septiembre'91 y octubre'93-septiembre'94. Para ello se dispuso de un mapa de Uso del Suelo en Andalucía en formato ráster con una resolución de 1.100m (tamaño de píxel NOAA). El proceso de elaboración de estos mapas está descrito dentro del apartado del cálculo de temperaturas de superficie con NOAA.

Una forma alternativa de calcular el flujo neto de radiación de onda larga, es mediante una fórmula empírica, propuesta por Brunt, y que ha sido suficientemente contrastada:

$$L_d \uparrow \text{ Ratm} = 1440 s T_a^4 (0.56 - 0.092 \sqrt{e_d}) (1 - 0.09m)$$

Donde:

σ es la constante de Stefan-Boltzman

T_a es la Temperatura del aire en grados Kelvin.

e_d es la tensión de vapor de agua del aire en mm. de mercurio.

m es un coeficiente de nubosidad en décimas de cielo cubierto, que se puede calcular en función del número de horas de insolación y del número máximo de horas de insolación del lugar, que es función de la latitud del lugar y de la fecha.

Estimación del flujo de calor sensible (S):

El flujo de calor sensible H (o "S") se puede estimar como una función de la diferencia entre la Temperatura del suelo T_s , y Temperatura del aire T_a .

$$H = \frac{r \cdot c_p (T_s - T_a)}{r_a}$$

siendo:

ρ : densidad del aire seco (Kg/m^3)

c_p : Calor específico del aire ($\text{J}/\text{Kg}/^\circ\text{C}$)

r_a : Resistencia aerodinámica al transporte de calor (s/m)

Esta resistencia para condiciones de neutralidad ($T_s=T_a$), es

$$r_a = \frac{\left(\frac{\ln[zd]}{z_o} \right)^2}{k^2 u}$$

siendo:

z : altura desde la superficie donde se mide u

z_o : la longitud de la rugosidad (m)

d : altura de desplazamiento desde el plano 0 para el perfil de viento (m)

k : 0,41 Cte. de Von Karman

u : velocidad del viento (m/s)

z : altura desde la superficie donde se mide u (m)

Cálculo de temperatura de superficie (T_s)

Este parámetro será estimado mediante las imágenes NOAA a partir de las temperaturas de brillo de las bandas 4 y 5, tal y como figura en el apartado de temperatura de superficie.

Temperatura del aire (T_a)

La temperatura del aire se calculará a partir de datos de estaciones automáticas, calculando previamente su área de influencia. Para el cálculo de T_s-T_a en zonas de bosque, sería necesaria una red de estaciones que midieran la temperatura del aire a una altura de 1.5 a 2m por encima de las copas de los árboles, la cual es inexistente actualmente en Andalucía.

Rugosidad (Z_0)

La longitud de la rugosidad es un dato necesario para estimar la resistencia aerodinámica de la vegetación dentro de la ecuación de calor sensible. Este parámetro está relacionado con las condiciones de la vegetación y, por tanto, con la altura de la misma, tal y como se expresa en la clásica relación $Z_0=0.13h$ (siendo h la altura de la vegetación). Esta expresión ha sido utilizada en un estudio de evapotranspiración en diversos cultivos en algunas regiones de Francia (LAGOUARDE, 1991).

La imposibilidad de medir alturas para los distintos cultivos en Andalucía dentro del cálculo de Z_0 hace necesaria la búsqueda de alternativas. Normalmente se suele utilizar un mapa de uso del suelo disponible o bien se deriva éste de imágenes NDVI (CASELLES y DELEGIDO, 1987), asignándoles posteriormente una longitud de rugosidad mediante tablas publicadas.

El Mapa de Uso del Suelo de Andalucía será utilizado para asignar longitudes de rugosidad en toda la región, a partir de tablas existentes. Un problema existente es que todavía no se han encontrado tablas de longitud de rugosidad para los bosques, existiendo únicamente una estimación para los pinos. Ante este problema, cabe la posibilidad de utilizar la relación descrita más arriba ($Z_0=0.13h$), calculando una altura media en las distintas masas arbóreas de la región a partir del Mapa de Usos del Suelo.

Cálculo del flujo de calor en el suelo (G):

La ecuación que describe la transferencia de calor en un medio homogéneo, suponiendo flujo en una sola dirección es:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

donde:

T: [°C] es la temperatura.

t: [s] es el tiempo.

z: [cm] es la profundidad, tomando '0' en la superficie y positivo hacia abajo.

a: [cm² s⁻¹] es la difusividad térmica aparente. Se asume que esta es constante con la profundidad. (suelo homogéneo).

Las condiciones de contorno en la superficie vienen dadas por la temperatura del suelo. Para días despejados sigue una curva con una forma sinusoidal, que puede estar distorsionada durante los días nubosos o días de lluvia.

En base a esto podemos aproximar el valor de la temperatura real en la superficie usando series de Fourier:

$$T(0,t) = T_{med} + \sum_{n=1}^M A_{0n} \sin(n\omega t + f_{0n})$$

Siendo:

T_{med} : [°C] es la temperatura media del suelo, a lo largo de un día, suponiendo que esta es la misma en todo el perfil.

$$\lim_{z \rightarrow \infty} T(z,t) = T_{med}$$

M: es el número de armónicos adecuado a los valores de los datos.

A_{0n} : [°C] y ' ϕ ' es la amplitud y el ángulo de fase, respectivamente, del armónico n desde la temperatura superior del suelo.

w: es la frecuencia, igual to $2\pi/P$, siendo 'P' el período del ciclo. En este caso se considera la variación diaria: P= 24 hs.

La ecuación (1) es integrable, con las condiciones de contorno anteriores, siendo la solución:

$$T(z,t) = T_{med} + \sum_{n=1}^M A_{0n} \exp\left(-z\sqrt{\frac{n\omega}{2a}}\right) \sin\left(n\omega t + f_{0n} - z\sqrt{\frac{n\omega}{2a}}\right)$$

El flujo de calor en el suelo 'G' [cal cm⁻² s⁻¹] se puede calcular con el método del gradiente de la temperatura (TANNER, 1963). En este caso 'G' es calculado a partir de la conductividad térmica aparente, ' ϵ ', y el gradiente de la temperatura 'T', con la profundidad 'z'.

$$G = \epsilon \frac{\partial T}{\partial z}$$

donde:

' ϵ ' [cal cm⁻¹ s⁻¹ °C⁻¹] es la conductividad térmica aparente.

La ecuación 27 muestra que el flujo 'G' puede ser derivado diferenciando la ecuación 27 y haciendo:

$$l = a c$$

donde:

c : [$\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$] es la capacidad volumétrica de calor. El valor de ' c ' se puede estimar a partir de medidas de la densidad aparente y del contenido de humedad en el suelo, usando la siguiente ecuación propuesta por de Vries (1963).

$$c = 0,46 X_m + 0,6 X_{mo} + X_w$$

donde:

X_m , X_{mo} and X_w son respectivamente la fracción en volumen [cm^3/cm^3] de, partículas minerales materia orgánica y agua.

La ecuación final del flujo de calor en el suelo para cualquier valor de ' z ' ó ' t ' quedaría:

$$G(z,t) = \sum_{n=1}^M A_{0n} c \sqrt{nw a} \exp\left(-z \sqrt{\frac{nw}{2a}}\right) \sin\left(nwt + f_{0n} + \frac{p}{4} - z \sqrt{\frac{nw}{2a}}\right)$$

La ecuación 8 representa el flujo de calor en el suelo, positivo hacia abajo, en un perfil de suelo homogéneo, con la temperatura en la superficie descrita por una serie de Fourier, y considerando la temperatura media T_{med} constante a lo largo del perfil. Para calcular el flujo de calor en el suelo con la ecuación 30, se tienen que conocer los valores de ' A_{0n} ', ' ϕ ', ' α ' and ' c '.

Los datos básicos para ejecutar el modelo:

- a) Temperatura horaria a dos profundidades.
- b) densidad aparente, materia orgánica, agua y fracción mineral del suelo entre el intervalo de las dos profundidades.

Si el contenido de materia orgánica es muy bajo, es suficiente con conocer la densidad y el contenido de humedad del suelo.

V.3.1.3 ESTADO ACTUAL DE DESARROLLO

Como ya hemos indicado con anterioridad, esta aplicación se encuentra actualmente en plena fase de desarrollo. Para concretar un poco el estado del trabajo, clasificaremos las diferentes funciones según su situación:

- Procesos en fase de ejecución: