







Curso de Teledetección aplicada a la observación e información territorial

# Modulo 1: Fundamentos

IGN

Santiago Ormeño Villajos (UPM)

# 1.2 Fundamentos físicos de la teledetección

- 1.2.1 Introducción. El modelo de teledetección
- **1.2.2** La radiación electromagnética. Origen e interacción con la materia.
- 1.2.3 Interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera
- 1.2.4 Interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre
- 1.2.5 Prácticas
- 1.2.6 Bibliografía

# **1.2.- Fundamentos Físicos de la Teledetección.**

## **1.2.1.-** Introduccion. El modelo de Teledeteccion.

La ubicación de sensores remotos en el espacio por la NASA, con la finalidad de realizar observaciones terrestres, comenzó al principio de los años sesenta y llegó como una consecuencia de la decisión de situar un hombre en la Luna. En su momento, los sensores remotos se situaron sobre satélites en órbita lunar para asegurar que el vehiculo lunar tripulado pudiera alunizar con seguridad. Los intrumentos de detección se probaron en lugares terrestres procurando establecer correlaciones entre las condiciones físicas de los citados lugares y la respuesta de los sensores. Desde el principio, fueron evidentes las posibles aplicaciones para estudios geológicos, forestales, geografía, recursos terrestres, cartografía, etc. El reconocimiento del valor de la Teledetección como medio de recoger datos para el estudio de la Tierra condujo al establecimiento del Programa de Reconocimiento de Recursos Terrestres de la NASA.

El citado programa realizó no sólo a la recogida de información fotográfica a altitudes intermedias y elevadas, sino también de imágenes en infrarrojo (IR) térmico y radar cubriendo grandes áreas de los Estados Unidos. Los datos adquiridos proporcionaron entrenamiento y experiencia para el proceso e interpretación de imágenes, diseño de instrumentos, almacenamiento de datos y otros aspectos de crucial importancia en las técnicas de Teledetección.

Las observaciones sistemáticas desde satélites en órbitas terrestres por parte de los Estados Unidos comenzaron en 1960 con el lanzamiento del satélite meteorológico TIROS el cual llevaba sensores de baja resolución, y que ha mantenido su continuidad hasta los actuales TIROS-NOAA, cuyo sensor más característico es el VHRR con seis bandas espectrales y una resolución geométrica de 1 Km.

La primera fotografía de la Tierra tomada desde el espacio fué tomada por el Explorer-6 en Agosto de 1959 y la primeras fotografías orbital en 1960 por el satélite no tripulado Mercury-Atlas que demostró la utilidad de las mismas (en oposición a las tomadas en hiperaltitudes).

J.A. McDivitt y E.H. White dirigieron la primera experiencia fotográfica orientada a la geología con la misión Gemini-Titan en junio de 1965, estas fotografías eran prácticamente verticales y se referían al SO de los Estados Unidos y el N de Méjico. Además se tomaron otras fotografías verticales y oblícuas de otras zonas de América, Africa y Asia, estas experiencias continuaron hasta la misión Gemini 7.

Las misiones anteriores animaron a los EE UU a establecer un plan de observaciones sistemáticas de la superfície terrestre para el estudio de recursos terrestres (Earth Resources Observation Satellite Program) y el cual constituyó la base para el desarrollo y puesta en órbita por la NASA del ERTS-1, actualmente conocido como Landsat-1.

El programa Apollo constituyó otro paso hacia la adquisición de fotografías desde órbitas terrestres. Los satélites Apollo 6, 7 y 9 obtuvieron varios cientos de fotografías en color de alta calidad, semiverticales y con solape entre ellas. Durante la misión Apollo-9 se realizó un experimento (el SO65) que demostró la fiabilidad y ventajas de la adquisición de imágenes multiespectrales para el estudio de la superfície terrestre, utilizándose, en este caso cámaras multibanda.

El primer satélite diseñado específicamente para el estudio de recursos de la superfície terrestre fué el ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite), lanzado el 23 de Junio de 1972. Los tres primeros de la serie (después conocida como LANDSAT) eran una versión modificada de los meteorológicos NIMBUS y seguían una órbita casi polar a una altitud variable entre 897 y 918 Km., como sensor más característico llevaban el MSS que registra cuatro bandas espectrales (una banda espectral es un conjunto de radiaciones electromagnéticas cuyas longitudes de onda están comprendidas entre ciertos valores), el Landsat-1 dejó de estar en servicio el 6 de enero de 1978 y los Landsat 2 y 3 en el año 1983. El 16 de julio de 1982 se puso en órbita el Landsat-4 y el 1 de marzo de 1984 el Landsat-5, éste último continúa activo. Los dos últimos satélites llevan el sensor Thematic Mapper con siete bandas espectrales y una resolución geométrica de 30 m. en seis de las bandas. Muchas misiones, desde entonces, han

obtenido imágenes para el estudio de recursos terrestres, pero ninguna como Landsat ha estimulado el vertiginoso desarrollo de la Teledetección hasta los niveles actuales. En los años 1989-1990 estuvo en peligro la misión Landsat ante el planteamiento, por parte del gobierno americano de retirar la subvención, sin embargo hubo una reconsideración de la postura, en parte debido a las presiones de la comunidad científica internacional, y en la actualidad está proyectado el lanzamiento del Landsat-6 y se encuentra en fase de estudio el Landsat-7, así pues, por ahora, la continuidad de la misión se encuentra asegurada.

En 1986 se puso en órbita el satélite francés Spot-1 (en la actualidad ya está en órbita el Spot-2), también para el estudio de recursos terrestres y con el sensor HRV que puede trabajar en modo multibanda (4 bandas) y en modo multiespectral, de ésta última forma con una resolución espacial de 10 m.

En la actualidad, y en lo que respecta a cartografía, la alta resolución espectral de Landsat posibilita la realización de mapas temáticos de diversos tipos en tanto que Spot proporciona una buena resolución geométrica para el establecimiento de mapas topográficos de base (hasta una cierta escala), la combinación de imágenes de estos dos satélites esté proporcionando cartografía temática de excepcional calidad.

En lo que respecta al tratamiento de las imágenes, una de las primeras aplicaciones de las técnicas de proceso de imágenes fué la mejora en la transmisión por cable entre Londres y Nueva York, al principio de los años veinte, con la utilización del sistema de transmisión Bartlane, reduciéndose el tiempo de transmisión de varias semanas a menos de tres horas. Las imágenes se codificaron antes de su emisión y después fueron reconstruidas en la recepción, utilizándose para su impresión una impresora de telégrafo provista de tipos que simulaban medios tonos. Los primeros sistemas Bartlane codificaban las imágenes en cinco niveles de gris, esta capacidad aumentó a 15 niveles en 1929, también los procesos de impresión mejoraron considerablemente durante este periodo, mediante la introducción de un sistema en el que una película se impresionaba mediante rayos de luz, modulados por la propia codificación de la imágen.

Aunque las mejoras en métodos de proceso para la transmisión de imágenes digitales continuaron durante los siguientes 35 años, fué la concurrencia del desarrollo de los ordenadores con los programas espaciales lo que produjo el impulso definitivo a los conceptos de tratamiento digital de imágenes. Los trabajos relacionados con la utilización de las técnicas de los ordenadores para el tratamiento de imágenes, obtenidas desde el espacio, comenzaron en el Jet Propulsión Laboratory (Pasadena, Calif.), en 1964, cuando las imágenes de la Luna, transmitidas por el Ranger-7, se procesaron con el fin de corregir las distorsiones producidas en la adquisición de las mismas. Las citadas técnicas sirvieron como base para la corrección digital de imágenes obtenidas por otros proyectos espaciales posteriores (Mariner y Apollo).

Desde 1964 hasta la actualidad el campo del proceso de imágenes ha experimentado un vigoroso crecimiento. Además de las aplicaciones en el tratamiento de imágenes de satélite, muchas otras disciplinas (medicina, robótica, arqueología, biología, etc.) utilizan las citadas técnicas.

El término "Remote Sensing" (Teledetección) se utilizó por primera vez en el año 1960, estando referido entonces a la observación y medida de un objeto sin estar en contacto con él. Actualmente se la considera como la adquisición de información en torno a un objeto sin estar en contacto físico con él. La información se adquiere detectando y midiendo cambios que el objeto induce en su entorno, los citados cambios pueden referirse a un campo electromagnético emitido o reflejado, ondas acusticas reflejadas o alteradas o bien a perturbaciones del campo gravitatorio o del potencial magnético debido a la presencia del objeto.

Generalmente, la utilización mas usual del término teledetección se realiza en referencia a las técnicas electromagnéticas de adquisición de información. Estas técnicas abarcan el conjunto del espectro electromagnético desde las ondas de radio de baja frecuencia pasando por las regiones de las microondas, infrarrojo lejano, infrarrojo próximo, visible, ultravioleta, rayos X, rayos gamma, hasta los rayos cósmicos.

Un Sistema de Teledetección de la superfície terrestre, basado en las ondas electromagnéticas, se caracteriza por la concurrencia de los siguientes elementos:

3

- Fuente o fuentes de la radiación electromagnética.
- Interacción de las ondas electromagnéticas con la superfície terrestre.
- Interacción de las ondas electromagnéticas con la atmósfera.
- Receptor o receptores de las ondas electromagnéticas.



a.- Radiación incidente.

b.- Radiación reflejada.

c.- Radiación emitida.

#### Sistema de Teledetección.

Así pues, al considerar las ondas electromagnéticas como portadoras de información, es necesario que las estudiemos con particular atención.

## 1.2.2.- La radiación electromagnética. Origen e interacción con la materia.

Hacia finales del S.XIX, el físico alemán Heinrich Hertz (1857-1894) probó, fuera de toda duda, que el campo electromagnético se propaga en el vacío con una velocidad igual a  $c=3.10^8$  m.s-1. Las propiedades de las ondas electromagnéticas, descubiertas por Hertz, se han estudiado cuidadosamente de forma experimental. El gran volumen de información acumulado sobre las ondas electromagnéticas ha posibilitado el gran desarrollo actual del mundo de las comunicaciones.

La existencia de los campos E y H, perpendiculares entre sí, induce una perturbación, cuya consecuencia es una onda electromagnética plana que se propaga perpendicularmente a ambos vectores (onda transversal). Considerando la dirección de desplazamiento paralela al eje X y aplicando las ecuaciones de Maxwell así como la ecuación diferencial del movimiento ondulatorio, se obtienen las siguientes conclusiones:

a/ Los campos E y H dependen únicamente de x y de t, y en cada instante, cada uno de ellos tiene el mismo valor sobre cualquier plano perpendicular al eje X.

b/ Los campos E y H se propagan en la dirección del eje X con una velocidad c= $3.10^8$  m.s<sup>-1</sup>

c/ Los campos E y H están en fase, es decir, toman valores extremos y nulos al mismo tiempo.

Decimos que una onda plana se encuentra polarizada linealmente cuando uno de los vectores (E o H) conserva una dirección constante a lo largo de la propagación. La polarización se dice eliptica o circular cuando el extremo del vector E describe, a lo largo de la propagación una espiral inscrita en un cilindro cuya sección recta es eliptica o circular.



Onda electromagnética linealmente polarizada.

La radiación electromagnética se presenta como una distribución contínua de longitudes de onda y frecuencias, desde las longitudes de onda cortas y altas frecuencias de las ondas cósmicas, hasta las largas longitudes de onda y bajas frecuencias de las ondas de radio.



b.- Vibraciones y rotaciones moleculares.

c.- Desplazamientos electrónicos.

d.- Disociación.

#### e.- Calor Espectro electromagnético

Los intervalos de longitudes de onda mas utilizados en Teledetección reciben las siguientes denominaciones:

Visible.....0,4 - 0,7 micras.
Infrarrojo próximo....0,7 - 1,3 micras.

- Infrarrojo medio.....1,3 - 3 micras.

- IR. Térmico o lejano.. 7 - 15 micras.

1 micra = 10-6 m. 1 Angstrom = 10-10 m.

El conjunto de la anterior región del espectro electromagnético (0,3 a 15 micras) recibe el nombre de región óptica del espectro.



Subdivisión de la región óptica del espectro electromagnético

Las bandas de radio ocupan la región de longitudes de onda superiores a 10 cm. Esta región se utiliza por sensores activos, tales como radares, altímetros, sondas y en menor medida por radiómetros pasivos.

Las bandas de microondas cubren la región, siguiente a la citada, hasta una longitud de onda de 1 mm. En esta región, la mayor parte de las interacciones están regidas por rotaciones moleculares, particularmente en las longitudes de onda mas cortas. Esta región es la mas utilizada por radiómetros/espectrómetros de microondas y sistemas de radar.

Las bandas del infrarrojo cubren la región espectral desde longitudes de onda del orden de 1 mm. hasta 0,7 micras. Esta región se divide en subregiones llamadas submilimétrica, IR lejano, IR medio e IR próximo. En esta región se produce gran parte de la radiación electromagnética debida a las rotaciones y vibraciones moleculares, se utilizan, para teledetección, espectrómetros, radiómetros, polarímetros y lasers.

En la región vecina al infrarrojo, la del visible (0,4 - 0,7 micras), juega un papel determinante la energía de los niveles electrónicos, de manera que el salto de uno a otro nivel por parte de los electrones produce (o absorbe) este tipo de radiación.

En la región del ultravioleta (0,4 micras a 300 Angstroms), al igual que en el visible, la energía de los niveles electrónicos se encuentra en la explicación de las interacciones ondamateria. Los sensores de ultravioletas se han utilizado, principalmente, para el estudio de atmósferas planetarias o para estudiar superfícies sin atmósfera debido a la opacidad de los gases en estas pequeñas longitudes de onda. Los rayos X (de 300 a 0,3 Angstroms) y los rayos gamma (menos de 0,3 Angstroms) se han utilizado en menor medida debido a la opacidad atmosférica. Su utilización se ha limitado a plataformas de vuelo a baja altura o al estudio de superfícies sin atmósfera (p. ej. la Luna.).

Energía radiante (Q) es la energía transportada por una onda electromagnética. Es una medida de la capacidad de la onda para realizar un trabajo, moviendo un objeto, calentándolo o cambiando su estado. Se mide en Julios. La cantidad de energía por unidad de volumen se llama Densidad de energía radiante (W=dQ/dV), se mide en Julios/m<sup>3</sup>.

Se llama Flujo radiante ( $\Phi=dQ/dt$ ) a la cantidad de energía radiada por unidad de tiempo, se mide en Vatios.

Densidad de flujo radiante ( $d\Phi/dA$ ) es el flujo radiante interceptado por la unidad de área de una superfície plana. Se mide en Vatios/m<sup>2</sup>. Si el flujo es entrante hacia la superfície, la Densidad se llama Irradiancia (E), si es saliente Excitancia o Emitancia radiante(M).

El ángulo sólido( $\Omega$ ) subtendido por un área A en una superfície esférica es la citada área dividida por el cuadrado del radio de la esfera. Se mide en Estereorradianes.

Intensidad radiante (I= $d\Phi/d\Omega$ ) es el flujo radiante, desde una fuente puntual, por unidad de ángulo sólido, que sale de la fuente en la dirección considerada. Se mide en Vatios/estereoradián.

Radiancia [L=(dI/dA).cos $\theta$ ] se mide en (Vatios/estereoradián).m<sup>2</sup>. Es el flujo radiante por unidad de ángulo sólido abandonando una fuente superficial, en una dirección dada, por la unidad de área proyectada en esa dirección (perpendicularmente a la misma). El ángulo  $\theta$  es el que forma la normal a la superficie con la dirección de radiación. Si la radiancia no cambia en función de la dirección de emisión, la fuente se llama lambertiana.



#### Parámetros de la radiancia

Cualquier onda puede considerarse como compuesta por cierto número de ondas sinusoidales o camponentes espectrales, cada uno llevando una parte del flujo radiante del total de la onda. La banda espectral sobre la cual se extiende cada uno de estos diferentes componentes se llama anchura espectral o ancho de banda de la onda componente. La forma en la que los anteriores términos radiométricos se distribuyen entre los componentes de diferentes longitudes de onda o frecuencias se llama distribución espectral. Todas las cantidades o términos radiométricos tienen su término espectral equivalente que corresponde a una determinada longitud de onda o frecuencia.

Para obtener el flujo espectral de una onda sobre una banda espectral entre  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ , debe integrarse el flujo espectral sobre la citada banda, es decir:

$$F(\lambda_1 a \lambda_2) = F(\lambda).d\lambda$$

En 1893 el físico aleman Wilhelm Wien ideó una teoría sobre la distribución de energía en la radiación de los cuerpos negros, enunciando que la longitud de onda para la cual la excitancia expectral radiante es máxima, es inversamente proporcional a la temperatura. Es decir:

 $\lambda$  Mmax = b/T

siendo:

b (Cte. de Wien) = 2,898 micras.grado Kelvin. T = Temperatura absoluta.

Los líquidos y los sólidos emiten radiación visible cuando su temperatura excede de 500 a 550 grados centígrados; sin embargo, a temperaturas mas bajas, emiten en longitudes de onda mayores que las del visible.

Para el Sol, con una temperatura media en superfície de 6000 grados Kelvin (5727 grados Centígrados), la citada longitud de onda es de 0,48 micras. En el caso de la Tierra, considerando una temperatura media superficial de 300 grados Kelvin (27 Centígrados), correspondiente a un dia caluroso, la longitud de onda para la cual la excitancia expectral radiante es máxima, es de 9,66 micras.

Las afirmaciones anteriores se han demostrado experimentalmente. En lo que respecta al total de energía radiada por es Sol, aproximadamente el 40% de la misma se encuentra en el visible, el 50% en el infrarrojo y el resto en el ultravioleta. La Tierra, sin embargo, presenta su máxima excitancia espectral, tal como se dice anteriormente, en el infrarrojo térmico.



La Ley de Stefan-Boltzmann fué enunciada empíricamente por Stefan y más tarde deducida teóricamente por Boltzmann, con anterioridad a la ley de Planck.

La excitancia radiante es función de la potencia cuarta de la temperatura absoluta.

 $M = K.T^4$ 

siendo K =  $5,67.10^{-8}$  (W/m<sup>2</sup>).grado K.

En el caso de las cubiertas vegetales afectadas por incendios, se comprueba cómo se cumplen las citadas leyes de Wien y Stefan-Boltzmann, tal es el caso referenciado en el "Estudio de incendios mediante Landsat TM" (Ormeño, García y Fernández. Mapping, Septiembre de 1992), en el que se observa una mayor respuesta espectral (mayor emisión de radiación) cuanto mayor es la temperatura, así como una mayor emisión de radiación en zonas de menor longitud de onda cuanto mayor es la temperatura.

La Ley de Planck relaciona la excitancia expectral radiante con la longitud de onda y la temperatura absoluta.

$$M = C_1 / \left[ \lambda^5 \cdot (e^{C_2 / \lambda T} - 1) \right]$$

siendo:

 $C_1 = 3,74 \cdot 10^{-16} \text{ W.m}^2.\text{m}$ 

 $C_2 = 0,014$  m. grado Kelvin.

De esta ley se deduce, fácilmente, la ley de Wien calculando el máximo de M, es decir derivando, respecto de la longitud de onda, e igualando a cero.

Si un objeto recibe un flujo de energía incidente  $\Phi$ i, éste resultará, en parte reflejada por el objeto  $\Phi$ r, parte absorbida  $\Phi$ a y , finalmente, otra parte será transmitida  $\Phi$ t.



Flujos en la incidencia.

Podemos, por tanto escribir:

$$\Phi i = \Phi r + \Phi a + \Phi t$$

$$1 = \Phi r / \Phi i + \Phi a / \Phi i + \Phi t / \Phi i$$

$$1 = \rho + \alpha + \tau$$

Los términos  $\rho$ ,  $\alpha$  y  $\tau$  reciben los nombres respectivos de reflectividad, absortancia y transmitancia. Para un cuerpo opaco o suficientemente grueso, la transmitancia será nula.

Otra variable que mide la reflexión de radiación por parte de los cuerpos es el albedo, el cual, para una superficie dada, es la relación entre la totalidad de la luz reflejada por la superficie y la totalidad de luz incidente sobre la superficie, para medir esta variable, es necesario considerar la luz incidente y emergente en todo el rango espectral y en todas las direcciones. Por contra, la reflectividad suele referirse a una longitud de onda determinada, y como veremos, en el caso de satélite, a una dirección determinada.

Cuando la superfície de incidencia es muy lisa en relación con la longitud de onda de la radiación incidente, entonces la energía reflejada lo hace en la dirección especular y el coeficiente de reflexión es función del índice complejo de refracción y del ángulo de incidencia. Este tipo de reflexión se describe mediante las leyes de Descartes.



Tipos de reflexión.

La reflexión difusa sucede en el caso de superficies perfectamente rugosas (conocidas como superficies difusoras o perfectamente difusas), tal es el caso de la nieve recién caida. El caso prototipo queda descrito por la ley de Lambert (superficie lambertiana). En este caso, el valor de la radiación reflejada en todas las direcciónes, describe una esfera, tangente a la superficie.

En el caso de cuerpos reales, el modelo de reflexión se encuentra entre las dos situaciones descritas, pero es más, en este caso, parte de la radiación es dispersada hacia el interior de los espacios vacíos del material y termina por emerger tras reflexiones múltiples, pues bien, si el material que se trata tiene ciertas bandas (intervalos de longitudes de onda) en que se produce un máximo de radiación absorbida, entonces, la radiación emergente presenta mínimos en las citadas bandas, estas bandas, denominadas de absorción, son dependientes del tipo de material y pueden permitir realizar una caracterización del mismo.



Penetración de la radiación y producción de una banda de absorción.

Considerando la variabilidad de la reflectividad según la dirección considerada, pueden realizarse diferentes medidas de la misma. En la reflectividad hemisférica se considera una incidencia proveniente de la semiesfera superior sobre el centro de la misma, y una recepción sobre el interior de la citada semiesfera y proveniente del centro. En la reflectividad direccional, se considera una incidencia, según una dirección única, que forma un ángulo  $\theta$  con la normal y una recepción formando el mismo ángulo con la citada normal. La reflectividad hemisférica se suele utilizar en laboratorio, en tanto que la direccional es la utilizada en caracterización mediante satélite.



#### Tipos de reflectividad.

La medida ideal para uso en teledetección sería la función de distribución de reflectividad bidireccional (BRDF), es decir, la reflectividad bidireccional en todos los posibles ángulos de recepción.

La ecuación que define la BRDF es:

 $f_{\Gamma}(\theta,\phi,\theta',\phi') = dL(\theta,\phi,\theta',\phi',E)/dE(\theta,\phi)$ 

En la cual:

θ: ángulo vertical del flujo incidente con la normal a la muestra.

 $\theta$ ':ángulo vertical del flujo emergente con la normal a la muestra.

 $\varphi$ : ángulo de la proyección del flujo incidente sobre el plano de la muestra respecto de un orígen.

φ': análogo al anterior pero para el flujo saliente.

E : Irradiancia.

L : Radiancia.

Como la BRDF es difícil de obtener, suele utilizarse el "factor de reflectividad bidireccional" (BRF), que es la relación entre la radiancia espectral del objeto tomada con cierto ángulo y la radiancia espectral de un material estándard tomada con el mismo ángulo y situado dentro de la escena. Esta última medida recibe, a veces, el impropio nombre de reflectividad bidireccional. El referido material estándard es un reflector perfectamente difuso, se han utilizado diversos materiales, tales como el oxido de magnesio o el sulfato de bario.

En lo que respecta a la consideración de los cuerpos en tanto que refractan la radiación incidente, la mayor parte de las propiedades ópticas fundamentales son una consecuencia del denominado indice complejo de refracción.

El citado índice es un número complejo que es función de la longitud de onda de la radiación incidente, siendo:

m = n - ik

La parte real, n, es el indice de refracción real y es igual al cociente entre la velocidad de la luz en el vacío y la velocidad de la luz en el material:

n = c/v

La parte imaginaria, k, recibe el nombre de coeficiente de extinción. La atenuación de la radiación al atravesar una capa finita del material está determinada por el citado coeficiente de extinción. De acuerdo con la ley de Lambert-Beer, cuando una onda electromagnética atraviesa una capa uniforme de un material, la disminución relativa en la intensidad de la onda es directamente proporcional al espesor de la capa, es decir:

$$-dE/E = a.dx$$

Por tanto:

 $E_x = E_0.e$ -ax

Donte E<sub>0</sub> es la densidad de flujo de la radiación incidente, x es el espesor de la capa,  $E_x$  es la densidad de flujo de la radiación emergente, y a es una constante de proporcionalidad denominada coeficiente de absorción del material. El coeficiente de extinción k está relacionado con el coeficiente de absorción a por la ecuación:

 $k = a\lambda/4\pi$ 

Donde  $\lambda$  es la longitud de onda de la radiación.

En lo que respecta a la capacidad de los cuerpos reales para emitir radiación, se caracterizan por su emisividad espectral  $\varepsilon(\lambda)$ , que expresa la relación entre la capacidad radiante de un cuerpo real y la del cuerpo negro a la misma temperatura.

 $\varepsilon(\lambda) = M(\lambda)/M(\lambda)cn$ 

Puede efectuarse una clasificación de los cuerpos atendiendo al valor de  $\varepsilon$ :

 $\varepsilon(\lambda) = \varepsilon = 1$ : para el cuerpo negro, radiador ideal.

 $0 < \varepsilon$  (constante)< 1 : para el cual, las leyes teóricas de radiación son directamente aplicables en tanto que se afecten del coeficiente e adecuado. Los cuerpos correspondientes se denominan cuerpos grises.

 $\varepsilon = 0$  : reflector perfecto.

 $\varepsilon(\lambda)$  variable con la frecuencia: radiador selectivo, la generalidad de los cuerpos naturales.

Si se puede considerar  $\tau = 0$ , resulta que la parte no reflejada de la energía incidente se transforma en calor (energía absorbida) y el equilíbrio térmico del cuerpo tendería a desplazarse incrementando su temperatura, de modo que aquél emitiría el exceso de energía absorbida y siendo, entonces  $\varepsilon = \alpha$ , relación válida para cuerpos grises en aquélla porción del espectro en que los cuerpos son opacos. La anterior relación fué descubierta por Kirchhoff y se enuncia diciendo que el poder emisivo de un cuerpo cualquiera es igual a su poder absorbente multiplicado por el poder emisivo del cuerpo negro.

La emisividad de un material es también función de la dirección de emisión. Las expresiones anteriores proporcionan la emisividad hemisférica. La emisividad direccional es la emisividad con un ángulo q respecto a la normal a la superfície. El caso normal en las superfícies naturales es que la emisividad sea una función, tanto de la longitud de onda como de la dirección de la radiación.

De acuerdo con los principios de la mecánica cuántica, un sistema compuesto de átomos y moléculas puede poseer energía solamente en cantidades discretas y específicas correspondientes a los llamados niveles energéticos.

La energía electromagnética es emitida o absorbida cuando un átomo o molécula cambia de un nivel energético determinado a otro. Tal energía se denomina energía de transición y la frecuencia de la radiación viene dada por:

 $\Delta E = h.v$ 

donde:

 $\Delta E$  = diferencia de energía entre niveles.

h = constante de Planck.

v = frecuencia de la radiación.

Para la explicación rigurosa de la cuantificación energética citada, es necesario considerar el comportamiento matemático de los electrones. Estos se comportan como ondas y, en consecuencia, pueden ser descritos por una ecuación de onda.

La ecuación que sirve como modelo matemático es la de Schroedinger, que para un sistema de un electrón (átomo de Hidrógeno) presenta la forma:

 $\delta^2 \Psi / \delta_X^2 + \delta^2 \Psi / \delta_Y^2 + \delta^2 \Psi / \delta_Z^2 + 8\pi^2 m (\text{E-V}) \Psi / (h^2) = 0$ 

La función  $\Psi^2$  expresa la probabilidad de encontrar el electrón en una posición definida(x,y,z).

m representa la masa del electrón, V su energía potencial y E es la energía total para el instante de valor determinado.

Sólo existen soluciones de la ecuación de Schroedinger para valores determinados de la energía (E), estos valores de E se llaman "valores propios". Las citadas soluciones son ecuaciones llamadas funciones de energía o "funciones propias". Esto significa que la energía de los electrones está cuantizada, es decir, la serie de posibilidades no es contínua sino discreta.

Cada una de las funciones de energía define un orbital, es decir, una distribución de probabilidades de encontrar al electrón en el espacio tridimensional en torno al núcleo. A la solución de menor energía corresponde el orbital s, a las tres soluciones del correspondiente nivel los orbitales px, py, pz; los siguientes niveles se designan como d, f, etc. Los orbitales pueden representarse, intuitivamente, como "nubes tridimensionales de probabilidad", los orbitales poseen forma y simetría determinada para cada nivel energético.

En el caso de la respuesta espectral de materiales orgánicos, hay que considerar la existencia de los citados orbitales moleculares y los cambios de nivel energético posibles. En muchas sustancias orgánicas, los átomos de carbono, y a veces los de nitrógeno, se encuentran unidos por un sistema de enlaces alternativamente doble y sencillo que se denomina enlace conjugado. Puesto que cada enlace representa un par de electrones compartidos, aparentemente, se produce el movimiento constante y alternativo de un par de electrones de cada enlace doble al adyacente enlace sencillo. Actualmente, se representa este tipo de estructuras conectando todos los átomos mediante enlaces sencillos con los restantes pares de electrones de enlace distibuidos sobre el conjunto de la estructura en orbitales moleculares que se denominan  $\pi(pi)$ .

La existencia de los orbitales  $\pi$ , posibilita la absorción de radiación electromagnética, particularmente en el visible, y el paso a niveles energéticos superiores. Un cierto número de pigmentos biológicos deben sus propiedades espectrales a los citados orbitales  $\pi$ , entre ellos se encuentra el color verde de la clorofila de las plantas y el rojo de la hemoglobina de la sangre.

A las transiciones electrónicas, corresponden, generalmente, los mas altos cambios energéticos, detectándose sus efectos en los intervalos visible y ultravioleta del espectro electromagnético.

Los procesos vibracionales corresponden a pequeños desplazamientos de los atomos desde sus posiciones de equilíbrio. En una molécula compuesta de N átomos, existen 3N posibles formas de movimiento de los mismos, puesto que cada átomo posee tres grados de libertad. De estas formas de movimiento, tres se refieren a la traslación, tres(dos en el caso de moléculas lineales) se refieren a la rotación de la molécula como conjunto, y 3N-6 (3N-5 en moléculas lineales) se refieren a tipos independientes de vibraciones. Cada forma de movimiento conduce a una vibración inducida por una frecuencia típica  $v_i$ . Para una molécula con varias frecuencias típicas  $v_i$ , el nivel energético es:

 $E = (n_1 + 1/2)hv_1 + \dots + (n_{3N-6} + 1/2)hv_{3N-6}$ 

siendo:

(n + 1/2)hv = niveles energéticos para cada forma de movimiento (oscilador lineal armónico).

n<sub>i</sub> = numeros cuánticos vibracionales.

El número y los valores de los niveles energéticos, para un material, se encuentran, por tanto, determinados por la estructura molecular.

Las transiciones entre el estado de equilibrio (todos los  $n_i=0$ ) a un estado donde sólo un  $n_i=1$ , con frecuencias respectivas  $v_1, v_2, ...$ , ocurren en longitudes de onda de los infrarrojos lejano y medio. Las transiciones entre el estado de equilibrio a un estado donde sólamente un  $n_i=2$  (o un múltiplo entero) tienen frecuencias  $2v_1, 2v_2, ...$  Otras transiciones son combinación de las anteriores. Estos dos últimos tipos de transiciones ocurren, generalmente, en el intervalo del espectro electromagnético comprendido entre longitudes de onda de 1 a 5 micras.

Como ilustración de lo dicho anteriormente, puede considerarse el caso particular de la molécula de agua (H-O-H), la cual posee tres frecuencias típicas fundamentales  $v_1$ ,  $v_2$ ,  $v_3$ , las cuales corresponden a las siguientes longitudes de onda:

 $\lambda_1 = 3,106$  micras, que corresponde al estiramiento simétrico de los enlaces O-H.

 $\lambda_2 = 6.08$  micras que corresponde al giro del plano en que está la molécula.

 $\lambda_3 = 2.903$  micras corresponde al estiramiento asimétrico de los enlaces O-H.



Formas básicas de vibración de la molécula de agua.

Existen, así mismo, longitudes de onda que corresponden al doble de las frecuencias anteriores, es decir, longitudes de onda mitad de las citadas. También se producen longitudes de onda que son combinaciones lineales de las frecuencias anteriores, por ejemplo:

 $n_3 + n_2 con l = 1,87$  $2n_1 + n_3 con l = 0,962.$ 

En el espectro de rocas y minerales, siempre que el agua esté presente, aparecen dos bandas de absorción (de radiación electromagnética), una cerca de 1,45 micras (debida a  $2n_3$ ) y otra próxima a 1,9 micras (debida a  $n_2 + n_3$ ). La presencia de estas bandas implica, generalmente, la existencia de agua. La mayor o menor anchura de las bandas indica la ubicación mas o menos definida de las moléculas de agua.

Los cambios energéticos debidos a fenómenos vibracionales requieren menor energia que los correspondientes a los efectos electrónicos, siendo detectados, principalmente, en la region del infrarrojo.

Afectan, fundamentalmente a las moléculas gaseosas debido a las pocas restricciones que tienen en sus movimientos, a este tipo de procesos corresponden las menores diferencias de nivel energético. Estos niveles energéticos dependen de los momentos de inercia de la molécula en su giro respecto a los tres ejes principales. Se llama momento de inercia de un sistema material respecto a un punto, recta o plano, a la suma de los productos de las masas de los puntos del sistema por el cuadrado de sus distancias respecto al punto, recta o plano. Las diferentes estructuras moleculares se clasifican segun sean iguales o diferentes los citados momentos de inercia.

Cuando una molécula vibra se ven afectados los momentos de inercia correspondientes a las rotaciones, con lo que se produce una interacción entre la rotación y la vibración, esto se detecta en las líneas espectrales, apareciendo finas líneas en las proximidades de las líneas vibracionales. Este efecto combinado puede verse en el espectro de la molécula de CO<sub>2</sub> atmosférico en una banda que aparece en las 15 micras.

# 1.2.3.- Interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera

La composición de la atmósfera es variable para los diferentes planetas:

| Venus                | La Tierra               | Marte |
|----------------------|-------------------------|-------|
| 97 % CO <sub>2</sub> | 78 % N <sub>2</sub>     | $N_2$ |
| N <sub>2</sub>       | 21 % O <sub>2</sub>     | Ar    |
|                      | 1 % Ar                  |       |
|                      | $H_2O$ , $CO_2$ , $O_3$ |       |

La interacción de la atmósfera terrestre con la radiación electromagnética está dominada por el  $CO_2$ , el vapor de agua y el ozono  $(O_3)$ .

El anhídrido carbónico presenta una concentración uniforme en los primeros 100 Km. Realiza una fuerte absorción de radiación con  $\lambda$ =4,3 µm y  $\lambda$  =15 µm. Entre los 50 y 90 Km juega un importante papel en la temperatura al emitir en  $\lambda$  =15µ. Tal comportamiento hace que, con concentraciones altas de CO2 se produzca el llamado "efecto invernadero". El dióxido de carbono tiene importancia especial en la baja estratosfera. Se distribuye más uniformemente que los demás gases en las diferentes capas, pero resulta enmascarado en las zonas altas por el O<sub>2</sub> y O<sub>3</sub> y en las bajas por el vapor de agua.

El vapor de agua juega, en los primeros 15 Km, un importante papel en los intercambios energéticos. Tiene una concentración muy variable en el espacio y en el tiempo, estando entre 10-2 gr/m3 y 30 gr/m3 al nivel del mar y disminuyendo exponencialmente con la altitud. Es el mayor absorbente de todos los componentes atmosféricos, existiendo diferentes bandas de absorción entre las 0,7 y las 8 micras. La absorción más intensa se produce en torno a las 6 micras donde puede llegar al 100% si la humedad atmosférica es suficiente.

# El ozono se concentra entre 20 y 50 Km de altitud y absorbe, fuertemente, la radiación ultravioleta.

Se consideran como aerosoles atmosféricos a la materia sólida (principalmente polvo) y líquida que se encuentra en suspensión en el aire. Para estimar el efecto de los aerosoles en la propagación de la radiación electromagnética deben de conocerse sus caracteristicas físicas y químicas. Las citadas caracteristicas dependen de cual sea el origen de los aerosoles, el proceso de su formación, los efectos atmosféricos sobre el aerosol y el proceso de su eliminación. Las principales fuentes de formación de aerosoles atmosféricos son: superfícies sólidas, los océanos y los gases (producidos natural o artificialmente).

El polvo atmosférico lo constituyen partículas de radio entre 0,1 y 10µm . concentrado en los primeros Km. Dispersa radiación visible, IR próximo e IR medio (radiación óptica, la reflejada por la superficie terrestre). La concentración disminuye exponencialmente con la altitud.

Las nubes están constituidas por agua sólida y líquida con radio entre 1 y 100  $\mu$ m . La cobertura es variable según estación y lugar, con el 40 % (aproximadamente) de la superficie terrestre cubierta. Dispersa, también radiación óptica.

La interacción de la luz solar con las nubes afecta a la teledetección de la superficie terrestre. Las nubes grandes (en relación al tamaño del pixel) producen una alta reflectividad (dispersión) en los intervalos del visible y del IR próximo y medio (intervalo óptico), así como una baja temperatura estimada en el IR térmico. También se produce absorción de radiación. Las nubes de tamaño inferior al del pixel producen unos efectos más difíciles de estimar.

Los gases atmosféricos y los aerosoles contribuyen a la absorción y la dispersión de la luz solar directa y de la luz solar reflejada por la superfície terrestre. La absorción reduce la cantidad de energía disponible en una longitud de onda determinada, mientras que la dispersión redistribuye la energía cambiando su dirección. Aunque la dispersión no cambia las propiedades de la radiación distintas a su dirección, el resultado es una disminución del contraste de los objetos observados, produciéndose una degradación de los contornos.

Particularmente la dispersión (o scattering) afecta, fundamentalmente a la dirección de la radiación visible, pero puede alterar también la distribución espectral de las longitudes de onda del visible y las próximas a él.

La dispersión de Rayleigh tiene lugar cuando la longitud de onda de la radiación es mucho mayor que el tamaño de las partículas dispersantes. Este tipo de dispersión es responsable del color azul del cielo y del rojo de las puestas de sol. Debido a la dispersión de Rayleigh, los datos multiespectrales de la porción azul del espectro, pueden verse deteriorados.

La Dispersión de Mie sucede cuando la longitud de onda de la radiación es análoga al tamaño de las partículas dispersantes. En teledetección, la dispersión de Mie se manifiesta normalmente como un deterioro general de las imágenes multiespectrales en el espectro óptico, bajo condiciones de fuerte neblina.

La Dispersión no selectiva se produce cuando el tamaño de las partículas es mucho mayor que la longitud de onda de la radiación. El efecto global en este caso es suma de las contribuciones de los tres fenómenos de interacción de la radiación con las partículas: reflexión en la superfície de la partícula sin penetración; paso de la radiación a través de la partícula con o sin reflexiones internas; y refracción o difracción en los bordes de la partícula. Se presenta cuando la atmósfera está muy cargada de polvo en suspensión, produciendo una atenuación de la señal recibida.

En el caso mas simple, las partículas atmosféricas pueden considerarse como pequeñas esferas. Mie planteó la solución rigurosa de la dispersión de una onda plana monocromática por una partícula esférica con un índice complejo de refracción n.

Llamemos  $\sigma$  a la sección transversal de las partículas, en relación a la dirección de la radiación. Llamemos sección transversal de dispersión ( $\sigma_s$ ) a la contribución de  $\sigma$  a la dispersión y sección transversal de absorción ( $\sigma_a$ ) a la contribución de  $\sigma$  a la absorción. La sección transversal de extinción es  $\sigma_F = \sigma_S + \sigma_a$ .

Para el caso particular de pequeñas partículas en relación a la longitud de onda, conforme a las ecuaciones generales de Mie, puede escribirse:

 $\sigma_s = [2.\pi 5.D6.(\text{mod } \text{K})^2]/(3.\lambda^4)$ 

 $\sigma_{\rm E} = [\pi^2 . {\rm D}^3 . ({\rm Im} - {\rm K})]/\lambda + [2.\pi^5 . {\rm D}^6 . ({\rm mod} \ {\rm K})^2]/(3.\lambda^4)$ 

Donde:

D = diámetro de la esfera.

 $K = (n^2 - 1)/(n^2 + 2)$ 

mod K = módulo de K.

Im - K = componente imaginaria de - K.

 $\lambda =$ longitud de onda.

La sección transversal de absorción  $\sigma_a$  se obtiene mediante:

 $\sigma_a = \sigma_E - \sigma_s$ 

Si el volumen unitario (m<sup>3</sup>) de atmósfera contiene N partículas de igual tamaño, el medio se caracteriza, entonces, por un coeficiente de extinción de las partículas  $\alpha_E$ , dado por:

$$\alpha_{\rm E} = \sigma_{\rm E} N$$

Si las partículas dispersantes tienen una distribución de tamaños dada por N'(r), será necesario realizar la integración de la anterior expresión en toda la función de distribución. De la misma forma que  $\alpha_E$  se definen el coeficiente de dispersión  $\alpha_S$  y el coeficiente de absorción  $\alpha_a$ , siendo:

 $\alpha_E = \alpha_a + \alpha_s$ 

De forma similar al planteamiento particular anterior, también pueden obtenerse los coeficientes citados para diámetros cualesquiera, de partícula, en relación con la longitud de onda.

En el caso de las interacciones resonantes, cada molécula determinada absorbe radiación en ciertas longitudes de onda concretas, dependientes de su composición y configuración con ello se produce un aumento de su nivel energético, posteriormente se recupera el nivel energético original por reemisión en una o varia longitudes de onda, iguales o no a la de absorción.



¿En qué emplean las moléculas la radiación absorbida?, los mecanismos básicos de excitación molecular son: saltos electrónicos (radiación óptica), vibraciones atómicas (IR térmico) y rotaciones moleculares (microondas).

Los saltos electrónicos se producen en el interior de los átomos, cuando los electrones, mediante la energía absorbida, saltan a capas más alejadas del núcleo.

Las vibraciones son oscilaciones de los átomos en torno a posiciones de equilibrio en el interior de las moléculas, tales oscilaciones pueden producirse de maneras diversas, dependiendo de la configuración, cada tipo de oscilación requerirá una cierta cantidad de energía y, por tanto, la absorción de una longitud de onda concreta.

Con las rotaciones sucede algo similar a las vibraciones, existiendo diferentes ejes posible, para realizar las mismas.

En el caso de interacciónes resonantes, la absorción de radiación no se produce únicamente en una longitud de onda específica, sino en un intervalo, dando lugar a una banda de absorción, ello es debido al choque entre moléculas y al movimiento permanente de las mismas.



Δ

$$\Delta v = \frac{1}{2.\pi.\tau}$$

El ancho de la banda de absorción depende de tres factores, tiempo de vida del estado excitado  $(\tau)$ , colisiones inducidas por la presión y movimiento térmico. La componente del ensanchamiento debida al movimiento se denomina ensanchamiento Doppler y se produce, preferentemente en elevadas altitudes. La componente de ensanchamiento debida a las colisiones, se denomina ensanchamiento Lorentz y domina en las bajas altitudes.

Entre bandas de absorción resonante, se produce, también absorción de tipo no resonante. Para cuantificar la misma, vamos a definir los coeficientes de absorción ( $\alpha_a$ ), dispersión ( $\alpha_s$ ) y extinción( $\alpha_E$ ) relativos al efecto que produce una capa de atmósfera de espesor z cuando es atravesada por un flujo  $\Phi$  de radiación y del cual se absorbe  $\Phi$ a y se dispersa  $\Phi$ s.

$$\alpha_a = \frac{\Phi_a}{Z} = \frac{\Phi_a}{\Phi_z}$$
  $\alpha_S = \frac{\Phi_S}{Z} = \frac{\Phi_S}{\Phi_z}$   $\alpha_E = \alpha_a + \alpha_s$ 

Si llamamos dz al espesor de la capa de atmósfera y  $\rho$  a la densidad de la misma, entonces:

#### $(\alpha_a).dz = \rho.(\alpha_E).dz$

y la pérdida de radiación electromagnética, expresada ésta en términos de intensidad es:

$$dI = -(\alpha_a).dz.I = -\rho.(\alpha_E).dz.I$$

Como consecuencia de los procesos de absorción resonante, sucede que la atmósfera es bastante transparente en la zona visible del espectro. En la zona del infrarrojo alternan zonas de transparencia con bandas de absorción. Esas zonas del espectro, en las cuales la absorción atmosférica es baja, reciben el nombre de ventanas atmosféricas y es a través de esas ventanas por donde tiene lugar la teledetección de la superfície terrestre. Las ventanas atmosféricas, mas o menos definidas, corresponden a las siguientes bandas, con las denominaciones que se indican. Ventana Banda espectral (micras)

| 1 | 0,3-1,3  | (Visible, IRp) |
|---|----------|----------------|
| 2 | 1,5-1,8  | (IRm)          |
| 3 | 2,0-2,6  | (IRm)          |
| 4 | 3,0-3,6  | (IRm)          |
| 5 | 4,2-5,0  | (IRm)          |
| 6 | 7,0-15,0 | (IRt)          |

Sin embargo, las ventanas no están totalmente libres de efectos atmosféricos, estos efectos son muy variables en el espacio y en el tiempo.

Al nivel del suelo no se observan radiaciones inferiores a 0,3 micras, ello es porque casi toda esta radiación se absorbe en las capas altas y el resto es dispersado hacia el espacio exterior. Las longitudes de onda inferiores a 0,1 micra son absorbidas por el O y el O<sub>2</sub> en la ionosfera mientras que las comprendidas entre 0,1 y 0,3 son absorbidas por el O<sub>3</sub> en la ozonosfera.



Esquematización de la absorción de radiación solar por las moléculas atmosféricas.

La ecuación de transferencia de radiación (RT) es la ecuación fundamental que describe la propagación de radiación electromagnética en un medio absorbente y dispersante. En un punto dado del medio, el cambio en la intensidad  $I(z,\theta,\phi)$  cuando la onda atraviesa una distancia dz en la dirección  $(\theta,\phi)$  consta de los siguientes componentes:

a/ La onda es atenuada como consecuencia de la absorción por los gases y las partículas en suspensión. Esto corresporde a un cambio de la energia de la onda en calor. La correspondiente pérdida de intensidad viene dada por:

 $dI/dz = -\alpha_a.I$ 

donde  $\alpha_a$  es la suma del coeficiente de absorción de todos los gases y partículas en el medio.

b/ Parte de la energía de la onda es dispersada por las partículas, lo que se traduce en una pérdida de intensidad en la dirección  $(\theta, \phi)$ . La correspondiente pérdida de intensidad es:

 $dI/dz = -\alpha_s I$ 

c/ Una cierta cantidad de energía se suma a la onda, como consecuencia de la emisión térmica del medio. Este témino viene dado por:

$$dI/dz = + \alpha_a B(v,T)$$

donde B(v,T) puede obtenerse mediante la Ley de Planck de la emisión de radiación.

d/ Otra cierta cantidad de energía se suma a la onda como resultado de la dispersión de ondas que originariamente tenian otras direcciones. Este componente se expresa mediante:

$$dI/dz = \alpha_s(z).J(\theta,\phi)$$

donde J se obtiene mediante la integración de la intensidad en las diferentes direcciones por una función que describe la distribución angular de la dispersión para cada dirección (función de dispersión de fase).

Como resultado del conjunto de los componentes anteriores, la ecuación RT, puede escribirse:

$$dI/dz = -\alpha_a \cdot I - \alpha_S \cdot I + \alpha_a \cdot B + \alpha_s \cdot J$$
$$dI/dz = -(\alpha_a + \alpha_s)I + \alpha_a \cdot B + \alpha_s \cdot J$$
$$pero: \quad \alpha_E = \alpha_a + \alpha_S$$
$$dI/dz = -\alpha_E \cdot I + \alpha_a \cdot B + \alpha_s \cdot J$$

 $dI/(-\alpha_E.dz) = I - (\alpha_a/\alpha_E).B - (\alpha_S/\alpha_E).J$ 

La anterior ecuación suele escribirse utilizando la variable  $\tau$ , conocida como densidad óptica del medio, siendo:

$$d\tau = -\alpha_E.dz$$
  
$$dI/d\tau = + I - \alpha_a.B/\alpha_E - \alpha_S.J/\alpha_E$$

como:  $\alpha_E = \alpha_a + \alpha_S$  y siendo:  $\omega = \alpha_S / \alpha_E$ 

por ello:  $1 = \alpha_a / \alpha_E + \omega$ 

por tanto, la anterior puede escribirse:

$$dI/d\tau = I - (1 - \omega).B - \omega.J$$

La solución de la ecuación (RT) es bastante complicada para el caso general, realizándose, frecuentemente, ciertos supuestos para simplificar los cálculos.

Los efectos atmosféricos sobre la radiación electromagnética emergente de la atmósfera sin nubes pueden calcularse mediante la solución de la ecuación RT. La solución mas general de la ecuación RT es para el caso de una superfície no uniforme y no lambertiana , esa solución es complicada y puede estimarse por métodos aproximados. Normalmente, para la estimación y corrección de los efectos atmosféricos se utilizan soluciones para casos simplificados tales como superfície uniforme o no uniforme pero lambertiana, axistiendo, otros modelos diferentes para la realización de las correcciones.

#### 1.2.4.- Interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre

Uno de los primeros estudios para cuantificar la reflectividad de los suelos y establecer las caracteristicas espectrales diferenciales fué realizado por Condit (1970,1972), efectuando medidas sobre 160 muestras en el intervalo visible e IR próximo, clasificó las curvas espectrales de los suelos en tres tipos.

Stonner y otros (1980) y Stoner y Baumgardner(1981) describieron los resultados, obtenidos sobre gran cantidad de muestras, de reflectividad en el visible y el IR (0,5-2,38 micras) obteniendo cinco curvas prototípicas, tales corresponden a:



Esquematización de las curvas prototípicas de Stoner y Baumgardner.

a/ Suelo dominado por el contenido en materia orgánica, presenta muy poca reflectividad en dodo el intervalo, son patentes dos mínimos situados en 1,45 y 1,95 micras y que se deben a la presencia de agua.

b/ Suelo mínimamente alterado, presenta la mayor reflectividad en todo el intervalo de los cinco tipos considerados, aparecen también los mínimos citados.

c/ Suelo afectado por la presencia de hierro, presenta menor reflectividad que el b/ pero mayor que el a/, también aparecen los mínimos del agua.

d/ Afectado por la presencia de materia orgánica, curva situada entre la a/ y la c/, también son patentes los mínimos del agua.

e/ Dominado por el contenido en hierro, en la región del visible presenta mayor reflectividad que el tipo a/, pero en gran parte del infrarrojo presenta menos reflectividad que dicho tipo, prácticamente no se aprecian los mínimos del agua.

Es evidente que la mayor parte de los suelos aparecen mas oscuros cuando están húmedos que cuando están secos. Esto es una consecuencia de la disminución de la reflectividad en la regián visible del espectro.

Evans(1948) Brooks(1952) y Kojima(1958) confirmaron experimentalmente el descenso de reflectividad para un aumento de la humedad. Se atribuye el citado descenso a las reflexiones múltiples de la radiación en el interior de la fina pelicula de agua que cubre las partículas, reflejándose sucesivamente en la superfície de la partícula y la superfície de la película.

Obukhov y Orlov (1964) observaron que el aspecto de la curva espectral no cambia por efecto del aumento de humedad y que la relación entre la reflectividad del suelo seco y del suelo húmedo permanece prácticamente constante, al menos en la parte visible del espectro. Se observó, así mismo, que la disminución en reflectividad fué mayor al humedecer suelos de bosque conteniendo poca materia orgánica que al humedecer suelos de pradera con alto contenido en MO.

La forma de las curvas de reflectividad se encuentra afectada por la presencia de fuertes bandas de absorción de agua en 1,45 y 1,95 micras, en ocasiones, también aparecen bandas de absorción mucho menos patentes en 0,97; 1,2 y 1,77 micras. La banda a 1,95 micras es la mas

sensible a la presencia de agua y presenta las mejores correlaciones entre reflectividad y contenido en agua. Existe, así mismo, una débil banda de absorción en 2,2 micras y que es consecuencia de un modo de vibración del ión hidroxilo (OH-), este ión presenta, así mismo, otra banda de absorción en 1,45 micras, en el mismo lugar que la del agua, la presencia de esta banda y la ausencia de la banda de 1,95 micras indica que existen en el material iones OH- pero no agua libre. Cuando las bandas de 1,45 y 1,95 son estrechas, indican que el agua contenida en el suelo está en posiciones bien definidas, mientras que si las citadas bandas son anchas, quiere decir que el agua está en posición deslocalizada.



Esquematización de la curva espectral de un suelo con las bandas de absorción debidas al agua y al Fe.

Se ha demostrado (Peterson y otros, 1979) que cuando el contenido de humedad se expresa en unidades de tensión de humedad, en lugar de en % sobre peso de suelo seco, entonces la reflectividad es prácticamente independiente del resto de las caracteristicas del suelo dependiendo sólo de la humedad. El citado autor obtuvo la siguiente fórmula que relaciona la reflectividad de los suelos secos (R) con la reflectividad a 15 bares de tensión de humedad (R') ello en la longitud de onda de 0,71 micras:

R' = 1,685 + 1,067.R

Así mismo, obtuvo, en la misma longitud de onda pero R' a 0,3 bares, la siguiente:

R' = 0,709 + 0,487.R

Tanto el contenido en MO del suelo como la forma en que ésta se encuentra ejercen una gran influencia sobre la reflectividad. En el intervalo de 0,4-2,5 micras, cuanto mayor es el contenido en MO, menor es la reflectividad del suelo. Cuando el contenido en MO supera el 2%, quedan enmascaradas otras caracteristicas del suelo y la reflectividad del mismo está practicamente determinada por la MO, el enmascaramiento de los otros componentes del suelo queda muy atenuado cuando el contenido de MO disminuye por debajo del 2% (Baumgardner y otros-1970).

Los constituyentes de la MO influyen sobre la reflectividad de forma diferente, aunque la contribución individual es difícil de cuantificar.

Así mismo, el estado de descomposición de la MO influye en la reflectividad de los suelos orgánicos (MO superior al 20%), aquéllos con MO muy descompuesta (sapric) presentan muy baja reflectividad, los que tienen la MO parcialmente descompuesta (hemic) presentan mayor reflectividad que los anteriores pero también muy baja reflectividad y con bandas de absorción

muy poco patentes, en tanto que los que tienen la MO muy poco descompuesta (fibric) presentan mayor reflectividad que los anteriores particularmente en el IR y aparecen bandas de absorción muy patentes de forma que la curva se parece a la de las hojas senescentes, lo que parece debido a la persistencia de los tejidos vegetales.



Curvas de suelos orgánicos con diferentes niveles de descomposición de la M.O.

En general, la reflectividad es inversamente proporcional al diámetro de la partícula. Esto es una caracteristica de los materiales transparentes y la mayor parte de los silicatos se comportan como tales en las longitudes de onda pequeñas (también sucede con los carbonatos). Sin embargo, para los materiales opacos, tales como algunos oxidos y sulfuros la reflectividad disminuye al disminuir el tamaño de partícula.

A pesar de lo anterior, es evidente, que los suelos arcillosos suelen aparecer mas oscuros que los suelos arenosos aunque tienen menor diámetro de partícula. Esta aparente contradicción puede explicarse, en parte, por las diferentes mineralogías de la arcilla y la arena, pero también puede ser debida a la tendencia de las partículas de arcilla a formar agregados.

En todo caso, hemos de considerar que en la reflactancia influye además del tamaño de partícula, la forma de la misma, así como el tamaño y la forma de los agregados.

Las caracteristicas reflectantes de los suelos pueden utilizarse como criterio para separar suelos bien aireados de los que lo están insuficientemente.

Obukhov y Orlov encontraron que la reflectividad en la región de 0,5 a 0,64 micras es inversamente proporcional al contenido en Fe.

La presencia de Fe se manifiesta por una serie de pequeñas bandas de absorción en su curva de reflectividad, así, el catión ferroso presenta una banda de absorción aproximadamente en la longitud de onda de 1 micra, el catión férrico presenta una en 0,87 y otra en 0,7 micras. La banda a 0,87 micras es evidente incluso en suelos arenosos finos con una capa de óxido de Fe sobre las partículas. Los suelos con alto contenido en Fe muestran una ancha banda de absorción en 0,87 micras, en contraste con la estrechez de la banda en los suelos de menor contenido.

El contenido de hierro libre influye en la reflectividad tanto en el visible como en el IR próximo-medio e incluso aumenta su influencia en las longitudes de onda de 1,55 a 2,32 (Stoner-1979). La presencia de MO no disminuye la contribución del Fe a la reflectividad.

A efectos de la teledetección por satélite, hemos de manifestar que la estrechez de las bandas de absorción de Fe en el IR no permite su detección por las, relativamente, anchas bandas de los sensores TM o MSS.

Los principales constituyentes atómicos de los suelos minerales son silicio, aluminio y oxígeno, los cuales no poseen niveles energéticos que permitan transiciones comprendidas en los intervalos del visible y del IR próximo, sin embargo, los minerales influyen en las caracteristicas espectrales debido a sus estructuras cristalinas. Diversos autores han estudiado las caracteristicas espectrales de los minerales, entre ellos Hunt y Salisbury (1970), Hunt y otros (1971,1972,1973), Stoner y Baumgardner (1980) y Mulders (1987), algunas de sus conclusiones se expresan a continuación.

El cuarzo posee alta reflectividad en las longitudes de onda cortas y no presenta bandas de absorción salvo que contenga impurezas. Otros minerales primarios menos reflectividad y poseen espectros con bandas de absorción debido a las transiciones electrónicas del átomo de Fe (como es el caso de los anfiboles con una banda de absorción en 1 micra) o a las vibraciones del anion hidroxilo (p. ej. la moscovita presenta bandas de absorción a 1,4 micras y entre 2,2 y 2,6 micras).

El espectro de minerales secundarios, como los filosilicatos, también presenta bandas de absorción debida a las transiciones férricas y a las vibraciones hidroxílicas (bandas en 1,4 y 2,2 son caracteristicas de los filosilicatos). La banda hidroxílica a 2,2 micras es difícil de identificar en la mayor parte de los suelos, pero es bien patente en aquéllos suelos con un contenido de arcilla superior al 20%. La banda hidroxílica en 1,4 micras puede no distinguirse debido a la coincidencia con una fuerte banda de absorción del agua.

Otros minerales secundarios también poseen propiedades espectrales caracteristicas. El espectro de la calcita presenta bandas de absorción entre 1,8 y 2,5 micras debido a los carbonatos. El espectro del yeso presenta bandas de absorción en 1,8 y 2,3 micras debido a estados de vibración de la molécula de agua.

Los suelos con mineralogia yipsica presentan las mayores reflectividads de los diferentes suelos en todas las longitudes de onda estudiadas. Los suelos montmorilloníticos presentan las menores reflectividads promedio entre 0,52 y 1 micra. Los suelos caoliníticos generalmente presentan una amplia banda de absorción cerca de las 0,9 micras debido a la presencia de óxidos de hierro libres.

Existen relativamente pocas referencias sobre los efectos de la calidad y cantidad de sales solubles sobre las características reflectantes de los suelos.

Stoner (1979) encontró que los aridisoles, generalmente altos en sales solubles, presentaron las mayores reflectividads promedio de todos los suelos que estudió en el intervalo de 0,52 a 0,9 micras.

Singh y otros (1977), utilizando datos Landsat, delimitaron con gran acierto suelos afectados por salinidad en la llanura aluvial del Ganges en el Norte de la India. Al-Mahawili (1983) encontró que los suelos salinos (Conductividad Eléctrica superior a 4 mmho/cm) presentaron menores reflectividads que suelos yesiferos en el intervalo espectral de 0,5 a 2,38 micras, observando, así mismo, que el lavado de los suelos salinos aumentaba la reflectividad.

Mathews y otros (1973) demostraron la influencia del material parental del suelo sobre la reflectividad del mismo. Las curvas de reflectividad para suelos desarrollados sobre caliza, pizarra y arenisca, presentaron caracteristicas diferenciales y fueron separables a todas las longitudes de onda. Schreier (1977) también observó caracteristicas distintivas en suelos desarrollados a partir de materiales orgánicos, deltaicos y aluviales marinos. Hunt y otros (1973, 1974) observaron que la reflectividad promedio, en rocas ígneas, disminuía desde las rocas ácidas pasando por las intermedias hasta las básicas, presentando las formas ultrabásicas bandas bien definidas debidas al ión ferroso en torno a la longitud de onda de 1 micra.

La Capacidad de Intercambio Catiónico(CIC) es una medida de la potencialidad del suelo para retener cationes y está directamente relacionada con la fertilidad del mismo.

La CIC presenta, normalmente, mayor correlacion con la reflectividad que los contenidos de cualquiera de los tamaños de partícula (arena, limo, arcilla) o incluso que la propia materia orgánica, tal como demostró Stoner (1979) y como se muestra en la siguiente tabla debida al citado autor y para suelos estudiados en las regiones de suelos subhumid y frigid.

Caracteristica Banda(micras) Correl.reflectividad.

| CIC 1        | ,55-1,75  | -0,86 |
|--------------|-----------|-------|
| Cont.M.O.    | 0,82-0,92 | -0,77 |
| Cont.Arcilla | 1,55-1,75 | -0,67 |

Es de notar, sin embargo, que la CIC depende, entre otros factores, del contenido en arcilla y del contenido en M.O.

El estado de rugusidad de la superfície del suelo puede afectar de forma importante a la reflectividad del mismo. En general, un aumento de la rugosidad determina una menor reflectividad del suelo, esto es debido, por una parte al aumento de la componente de dispersión de la radiación en detrimento de la radiación reflejada especularmente y por otra por el aumento de la sombra de las propias partículas.

Se ha demostrado (Johansen 1969) que los suelos con costra superficial presentan una mayor reflectividad en la región 0,43-0,83 micras que los mismos suelos con la costra detruida. Así mismo, en los suelos recien labrados se observa una disminucion de reflectividad causada, tanto por el efecto de rugosidad como por el aumento de la humedad superficial que suele producirse.

La reflectividad también depende del ángulo de elevación solar, el cual depende de la hora del dia y de la estación del año y determina el ángulo de iluminación, cuanto mayor la elevación del sol, menor es la reflectividad, este efecto parece debido a una mayor penetración de la radiación incidente en el interior de los espacios vacios de la capa superficial.

La composición espectral de la radiación reflejada por los suelos es muy diferente de la reflejada por las plantas. Por ello, la densidad, morfologia, y la distribución geométrica de las hojas de la cubierta vegetal son factores que condicionan la respuesta espectral del suelo subyacente. Se ha demostrado (Girard-Ganneau 1975) que cuando la cubierta vegetal de un suelo es inferior al 15 %, el carácter espectral es parecido al de un suelo desnudo, en tanto que si supera el 40%, la respuesta es parecida a la de la vegetación.

A pesar de que una cubierta vegetal densa enmascare la respuesta del suelo, sin embargo, las características vegetativas de la cubierta vegetal se encuentran determinadas por las propiedades del suelo subyacente y el estado del mismo, por ello puede realizarse una estimación indirecta de las citadas propiedades.

Ademas de vegetación viva, frecuentemente, y sobre todo en suelos cultivados, aparecen restos de cosechas o vegetación muerta que también alteran las propiedades reflectantes de los suelos, en este sentido hay que tener en cuenta las características espectrales propias de los citados restos (hojas senescentes). Se han realizado ensayos de discriminación en la banda 0,5-

0,6 micras de Landsat (Gausman y otros 1975), para una gran diversidad de resíduos de cosechas, encontrándose una buena discriminación de los mismos, aunque el mismo autor sugiere que, en el caso del trigo, la región de 0,75-1,3 micras es mejor para distinguir el suelo desnudo del rastrojo.

En muchos aspectos, las caracteristicas superficiales de un suelo son una consecuencia de las caracteristicas del subsuelo, tal es el caso del estado de encharcamiento, así, los suelos presentan tanta menos reflectividad cuanto peor es el drenaje de los mismos, ello con caracter general, por otra parte, los suelos bien drenados muestran la evidencia de la banda de absorción del hierro férrico en las 0.9 micras. Otro caso es el de los suelos erosionados que suelen presentar patentes cambios de color, debidos a las caracteristicas diferenciales de los horizontes inferiores.

Las propiedades de las rocas en el intervalo óptico (visible, IR próximo e IR medio) dependen de la composición mineral, de la existencia de capa de meteorización y de la presencia de una capa vegetal cubriendo la roca (vegetación rupícola).

En las rocas oscuras (basalto), la capa de alteración aumenta la reflectividad. Cuando en la capa de alteración existen líquenes aparece una banda de absorción en 0,69 micras debida a la clorofila.

El comportamiento más característico de las rocas se produce en el IR térmico. Produciéndose una alta emisividad de las rocas carbonatadas entre 8 y 12 micras y una menor emisividad en las rocas con sílice.

Las curvas de emisividad presentan mínimos entre 7 y 15 micras conocidos como

"reststrablen" y que son debidos a la vibración de aniones en torno a posiciones de equilibrio.

Las rocas silicatadas presentan el mínimo de emisividad entre 8 y 12 micras, aumentando tal longitud de onda cuanto menor es el contenido en sílice  $(SiO_2)$  de la roca. Por el contrario, cuanto mayor es tal contenido, menor es la longitud de onda en la que se produce el mínimo.

El agua, al igual que la atmósfera se comporta como medio absorbente y dispersante y, como tal, está caracterizado por los coeficientes de absorción ( $\alpha_a$ ), dispersión ( $\alpha_s$ ) y extinción ( $\alpha_F$ ).

Cuando la radiación incide sobre superficies líquidas, la gram mayoría se ve reflejada en una dirección especular en la superficie del líquido, sólo una pequeña fracción penetra y de ella, una parte puede reflejarse de forma difusa, sobre todo si existen partículas minerales en suspensión o fitoplancton.

La radiación reflejada que puede registrarse por el sensor (la que nos interesa en la curva de reflectividad) es la difusa. Por ello, en el intervalo óptico, las superficies líquidas aparecen oscuras o negras.

En el visible e IR próximo, el agua pura absorbe totalmente la radiación en unos decímetros, aunque depende de la longitud de onda concreta, así, la radiación en un entorno de 0,5 micras puede llegar hasta varias decenas de metros. La radiación del IR medio sólo penetra unos milímetros. Al igual que sucede con la atmósfera, la radiación de longitud de onda inferior a 0,5 micras se ve afectada por la dispersión de Rayleigh. La profundidad a que penetra la radiación (l, ancho de absorción) depende del coeficiente de absorción ( $\alpha_a$ ), siendo:

 $l = 1/(\alpha_a)$  con l en metros y ( $\alpha_a$ ) en m<sup>-1</sup>.

El agua pura, en el IR térmico tiene una emisividad de 0,985 (apróx.) en 8 micras de longitud de onda, subiendo hasta aproximadamente 1 en 12 micras y descendiendo bruscamente hasta 0,96 en las 14 micras (Mikhaylov y Zolotarev, 1970).

El agua natural presenta, en general una mayor reflectividad (difusa), en el intervalo óptico que el agua reflejada, la curva correspondiente depende de una serie de factores, siendo los mas importantes, el comportamiento espectral del agua pura, la existencia de fitoplancton vivo con los de tritos biógenos, la presencia de partículas minerales en suspensión y la existencia de materia orgánica en suspensión (sustancia amarilla).

El estudio de las propiedades ópticas de las cubiertas vegetales presenta un cierto nivel de complejidad debido a que las mismas, no sólo varian con las caracteristicas propias de los vegetales, sino que dependen también de otros factores tales como la elevación solar, posición del sensor, condiciones atmosféricas, color del suelo, orientación de las líneas de cultivo, geometría de la cubierta, etc. En este capítulo se analizaran aquéllos factores específicos de la vegetación y aquéllos que, influyendo en las propiedades espectrales, no se han considerado con anterioridad.



Curva de reflectividad de una hoja verde sana.

En la estructura fisiológica de una hoja de dicotiledónea se aprecian una serie de capas con estructura y propiedades particulares y que ordenadas desde la parte superior (haz) hasta la inferior (envés) son las siguientes:

a/ Cutícula.- es una fina película que recubre el tallo y las hojas de las plantas, asegura una función de protección y juega un papel mas o menos importante en la reflectividad, no contiene cloroplastos (portadores de clorofila).

b/ Epidermis superior.- conjunto de células estrechamente unidas que no contiene clorofila, su función es de protección, al igual que la anterior. posee, así mismo una cierta cantidad de estomas (aberturas naturales con funciones de respiración y excreción) aunque éstos son mas abundantes en la epidermis inferior.

c/ Parénquima en empalizada.- células de forma paralepipédica, muy unidas entre sí y orientadas en el mismo sentido. En esta zona se ubica la mayoría de los cloroplastos, así mismo, la presencia de granos de almidón y de diversos cristales aumenta la absorción.

d/ Parénquima lagunar.- células desordenadas, más redondeadas que en el caso anterior, con grandes espacios llenos de aire y de líquido, con menos pigmentos que la capa anterior.

e/ Epidermis inferior.- análoga a la superior pero con más cantidad de estomas.

f/ Cutícula.- similar a la superior.

Ciertas plantas, con hojas verticales, poseen parénquima en empalizada también en la cara inferior.

Las propiedades ópticas de cosechas y cubiertas forestales dependen, principalmente, de las propiedades ópticas de las hojas y del suelo subyacente, pero también pueden verse afectadas por las caracteristicas de otras partes de las plantas, tales como las cortezas de los árboles, las flores, los frutos, etc. Todas las hojas vegetales presentan una curva de reflectividad cuya forma es muy parecida. La citada curva presenta una forma caracteristica en cada una de las tres regiónes espectrales del visible, IR próximo e IR medio.

En el intervalo del visible (0,4-0,7 micras) la reflectividad de la hoja es pequeña (menos del 15%) y la transmitancia es también pequeña. La parte principal de la radiación incidente es absorbida por pigmentos tales como la clorofila, la xantofila, los carotenoides y las antocianinas. De ellos, los que mas absorben son las clorofilas a y b, que constituyen en torno al 65% de los pigmentos de las hojas de las plantas superiores, y que presentan dos bandas de absorción centradas en la región del azul y del rojo, por ello, en esta región, aparece un máximo en las 0,55 micras, que explica el color verde de las hojas.

En el intervalo del IR próximo (0,7-1,3 micras) los pimentos foliares y la celulosa de las paredes celulares se muestran como transparentes, por ello, la absortancia de la hoja es muy baja (menos del 10%) y la radiación incidente es reflejada o transmitida. La reflectividad alcanza valores muy elevados (del orden del 50%) obteniéndose en el infrarrojo lo que se muestra como una "meseta" en la curva espectral, en esta región, la reflectividad depende de la estructura anatómica de las hojas, aumentando con el número de capas celurares, con el tamaño de las celulas y dependiendo así mismo de la orientación de las paredes celulares y del contenido celular.

En el intervalo del IR medio (1,3-2,5 micras) las propiedades ópticas de la hoja se encuentran influidas, principalmente, por el contenido en agua, aparecen fuertes bandas de absorción de agua en 1,4; 1,9 y 2,5 micras, produciendo mínimos de reflectividad en estas longitudes de onda. Entre los mínimos citados pueden aparecer mínimos menos patentes, también debidos a la influencia del agua. El nivel de reflectividad de los máximos relativos en esta región también varia en función del contenido en agua.

Como se expresó en capítulos anteriores, cuando una radiación incide sobre una superfície, más o menos rugosa, la radiación reflejada tiene, principalmente, dos componentes, uno de los cuales es radiación dispersada en gran número de direcciones (difusa) y otra es una componente direccional o especular.

La reflectividad difusa varía con la longitud de onda y depende de la estructura interna de la hoja, de su pigmentación y de su contenido en agua. La reflectividad especular se debe a la cutícula de la hoja.

Si se considera un flujo incidente normal a la superfície foliar, la reflexión especular puede despreciarse, dispersándose la practica totalidad de la radiación reflejada y esto sucede en todas las longitudes de onda. Sin embargo, cuanto mayor es el ángulo de incidencia (con respecto a la normal), mayor es el componente especular en las longitudes de onda del visible, en tanto que en el IR próximo las hojas se comportan como difusores lambertianos (dispersan la radiación reflejada).

La reflectividad en el IR próximo depende, en gran medida, de la estructura anatómica de la hoja. Depende del número de capas celulares, el tamaño de las células y el espesos relativo del parénquima lagunar. Como consecuencia de ello, las hojas de dicotiledóneas presentan una mayor reflectividad que las de monocotiledóneas, aunque tengan el mismo espesor, ya que el parénquima lagunar de las primeras está más desarrollado. Por la misma razón, las hojas de las plantas más adaptadas a la sequía (olivo) presentan yna reflectividad muy alta en el IR próximo.

Las hojas también presentan una diferencia de comportamiento espectral entre el haz y el envés, la reflectividad de éste último es, generalmente, mayor, debido a la mayor presencia de los cloroplastos en el parénquima en empalizada. La presencia de vellosidad en la superfície foliar (hojas pubescentes), aumenta la reflectividad en el visible y en el IR medio, pero prácticamente no tiene influencia en el IR próximo.

Las propiedades ópticas de las hojas varían en la fase juvenil y en su senescencia. Fuera de estos estados, las propiedades de las hojas de plantas anuales o de árboles caducifolios permanecen constantes. Sin embargo, las propiedades ópticas de las hojas aciculares de las coníferas, evolucionan como consecuencia del aumento progresivo del contenido en clorofila, que se va produciendo de año en año.



Evolución de la reflectividad de las hojas con el proceso de senescencia.

En lo que respecta al proceso de senescencia, la desaparición de la clorofila y su sustitución por pigmentos marrones, produce un aumento de las reflectividads del amarillo-verde y del rojo. En el IR próximo, la reflectividad sólo varía cuando las hojas se secan y cambia su estructura interna. En el IR medio el aumento de reflectividad foliar está relacionado con su secado,a estos efectos, debe considerarse que la disminución del contenido en agua, por el secado, comienza relativamente tarde, cuando la hoja ya está amarilla.

Las diferentes especies vegetales pueden presentar distinto contenido en agua como consecuencia de sus características específicas, también puede variar en una misma especie debido al estado fisiológico. El contenido en agua ejerce, no sólo un efecto directo en el IR medio, sino también un efecto indirecto en la reflectividad del visible y del IR próximo debido a su efecto sobre la turgencia celular, por ello una disminución del contenido en agua produce un aumento de la reflectividad en el conjunto de espectro. A pesar de lo dicho, si bién esos efectos se detectan fácilmente en condiciones de laboratorio, en condiciones naturales es necesario tener unas condiciones de sequía extrema para apreciarlos con claridad.

Las hojas de las plantas también pueden presentar carencias en su estado nutritivo, ésto puede manifestarse en una disminución de clorofila o en una alteración de su estructura anatómica. Dos carencias nutritivas relativamente frecuentes son la clorosis férrica (deficiencia en hierro) y la deficiencia en nitrógeno, la primera de ellas se detecta en el visible, produciendo una mayor reflectividad. La deficiencia en nitrógeno aumenta la reflectividad en el visible (por la disminución del contenido en clorofila), en tanto que se produce una disminución de la reflectividad en los IR próximo y medio (debido a la disminución del número de capas celulares).

Las enfermedades y plagas pueden afectar, así mismo, a las propiedades espectrales de las hojas de diferentes formas,por ejenplo, cambiando el contenido en pigmentos, induciendo necrosis, produciendo otros pigmentos o bien modificando la transpiración foliar, ésto último puede detectarse en el IR próximo.

La presencia de flores puede alterar, significativamente, la reflectividad de las plantas, durante un cierto tiempo, esto es particularmente importante en ciertos cultivos anuales con floración muy patente (colza, girasol), aunque también llega a tener cierto efecto en la respuesta espectral de praderas y pastizales durante la primavera.

En el caso de especies forestales, la reflectividad de los árboles depende, no sólo de las hojas, sino también de la corteza y de las piñas(en coníferas). La reflectividad de la corteza es algo diferente de la de las hojas, aumentando progresivamente del visible al IR medio, así, la reflectividad del visible no presenta bandas de absorción clorofílica y es mayor que la de las hojas, en el IR próximo, la reflectividad de la corteza es menor que la de la hoja, pero en el IR medio es mayor.

La reflectividad de cubiertas vegetales es una combinación de la reflectividad de las propias plantas y de la del suelo subyacente. Conforme una cubierta vegetal se desarrolla, la contribución del suelo disminuye progresivamente. Por ello, durante el crecimiento de las plantas, las reflectividads del visible y del IR medio disminuyen en tanto que aumenta la del IR próximo. Durante la senescencia se aprecia el efecto inverso.



Evolución de la reflectividad de una cubierta vegetal. Con el crecimiento la curva b se aproxima a la a. Con la senescencia el proceso es el contrario.

A los efectos que consideramos, es importante medir el nivel de cobertura del suelo por parte de la vegetación, en este sentido hemos de considerar el LAI (leaf area index) el cual expresa el total de superfície de hojas por unidad de superfície de terreno.

Conforme aumenta el desarrollo de una cubierta vegetal, como ya se ha dicho, la influencia del suelo va siendo progresivamente menor, ello hasta llegar a un nivel de "saturación" de la respuesta espectral. Ese nivel de saturación depende, no sólo de la longitud de onda, sino también del LAI. En el visible y el IR medio, el nivel de saturación se alcanza cuando el LAI toma un valor próximo a 3, en tanto que en el IR próximo se alcanza para un valor entre 5 y 6. Sin embargo, el valor del LAI al cual se alcanza el nivel de saturación también depende de la geometría de la planta. Así, se requieren mayores valores del LAI para hojas verticales que para hojas horizontales.

El espectro de reflectividad de una cubierta forestal depende de la reflectividad de los árboles y también de la del suelo, el cual puede estar, a su vez, cubierto por un estrato herbáceo y un estrato arbustivo. Si la densidad de arbolado es muy pequeña, las caracteristicas de la

reflectividad pueden ser debidas, en mayor medida, al suelo, el estrato herbáceo y al estrato arbustivo que a las caracteristicas del propio arbolado.

## 1.2.5.- Prácticas

-Análisis del registro de tomas de campo de un radiómetro GER 1500. Representaciones gráficas y caracterización de curvas.

- Obtención de curvas de valores digitales sobre una imagen ETM+. Caracterización de tipos de ocupación.

- Obtención de radiancias y reflectividades en los mismos puntos de la imagen anterior. Análisis comparativo.

## 1.2.6.- Bibliografía.

AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY. Manual of Remote Sensing (vols I y II). The Sheridan Press. 1983.

ALONSO, M. Y FINN, E.J. Física. Vol.II, Campos y Ondas. Fondo Educativo Interamericano.

ASRAR, G. Theory and applications of Optical Remote Sensing. John Wiley and Sons. 1989.

BARIOU,R. LECAMUS,D. LA HENAFF,F. Réponse Spectrale des Végétaux. Centre Régional de Télédétection. Rennes. 1985.

BAUMGARDNER, M.F. Y OTROS. Reflectance Properties of Soils. Advances in Agronnomy. Vol 38. 1985.

BARRET, E.C. Y CURTIS, L.F. Introduction to Environmental Remote Sensing. Science Paperbacks. 1986.

ELACHI, CH. Introduction to the Phisics and Techniques of Remote Sensing. John Wiley and Sons. 1987.

FRAYSSE, G. Remote Sensing application in agriculture and hidrology. C.E.E. Ispra. 1980.

GOETZ, A. Spectral Remote Sensing in Geology. Ed. Asrar, G. Theory and Applications of Optical Remote Sensing. John Wiley and Sons. 1989.

GOILLOT,CH. Significance of Spectral Reflectance for Natural Surfaces. Ed. Fraysse,G. Remote Sensing Application in Agriculture and Hidrology. A.A. Balkema.1980.

GUYOT,G. Optical Properties of Vegetation Canopies. Ed. Steven M.D.,Clark, J.A. Applications of Remote Sensing in Agriculture. Butterworths.1990.

IRONS, J.R. Y OTROS. Soil Reflectance. Ed. Asrar, G. Theory and Applications of Optical Remote Sensing. John Wiley and Sons. 1989.

KAUFMAN, Y.J. The Atmospheric Effect on Remote Sensing and its Corrections. Ed. Asrar, G. Theory and Applications of Optical Remote Sensing. John Wiley and Sons. 1989.

MYERS, V. Y OTROS. Remote Sensing Applications in Agriculture. Manual of Remote Sensing. American Society of Photogrammetry.1983.

SABINS, F.F. Remote Sensing Principles and Interpretation. W.H. Freeman and Company. 1987.

SCHOWENGERDT, R.A. Techniques for Image Processing and Classification in Remote Sensing. Academic Press. 1983.

STEVEN, M.D. CLARK, J.A. Applications of Remote Sensing in agriculture. Butterworths. 1990.

SWAIN, P.H. DAVIS, S.M. Remote Sensing: The Quantitative Approach. N.Y., McGraw-Hill. 1978.