

Tema 1 Fundamentos físicos de la teledetección. ¹.

Teledetección es la técnica que permite obtener información a distancia de objetos sin que exista un contacto material, en nuestro caso se trata de objetos situados sobre la superficie terrestre. Para que esta observación sea posible es necesario que, aunque sin contacto material, exista algún tipo de interacción entre los objetos y el sensor. En este caso la interacción va a ser un flujo de radiación que parte de los objetos y se dirige hacia el sensor. Este flujo puede ser, en cuanto a su origen, de tres tipos:

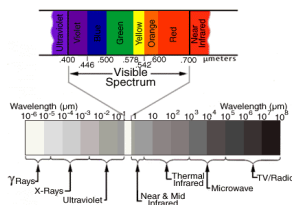
- Radiación solar reflejada por los objetos(luz visible e infrarrojo reflejado)
- Radiación terrestre emitida por los objetos (infrarrojo térmico)
- Radiación emitida por el sensor y reflejada por los objetos (radar)

Las técnicas basadas en los dos primeros tipos se conocen como teledetección pasiva y la última como teledetección activa.

Naturaleza de la radiación

La radiación electromagnética es una forma de energía que se propaga mediante ondas que se desplazan por el espacio a la velocidad de la luz (300000 Km/s) transportando cantidades discretas de energía (cuantos).

Estas ondas se caracterizan por tener longitudes muy diferentes, desde los rayos X y gamma con longitudes de onda menores de 100 Amstrongs hasta las ondas de televisión y radio con longitudes mayores de un metro. El conjunto de todas las longitudes de onda se denomina espectro electromagnético. Dentro del espectro electromagnético se distinguen una serie de regiones en función de la longitud de onda. Las regiones más utilizadas por las diferentes técnicas de teledetección son:



- Luz visible
- Infrarrojo reflejado
- Infrarrojo térmico
- Radar

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

Cualquier objeto en la naturaleza emite radiación y lo hace con diferentes longitudes de onda. Tanto la cantidad de energía que emite un cuerpo por radiación como la distribución de esta energía en diferentes longitudes de onda depende fundamentalmente de la temperatura de dicho cuerpo.

La cantidad de energía emitida por un cuerpo se puede calcular mediante la ley de Stefan-Boltzmann:

$$L = \epsilon \sigma T^4 \quad (1)$$

donde ϵ es un coeficiente de emisividad (entre 0 y 1) que depende del material que constituya el cuerpo emisor, σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) y T la temperatura en grados Kelvin. L se expresa en $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

La distribución teórica de longitudes de onda adopta una forma acampanada, con pendiente mayor en la parte de las longitudes de onda bajas que en las de longitudes de onda altas, pico cóncavo y máximo en una longitud de onda que puede calcularse como:

$$\lambda_{max} = 2898/T \quad (2)$$

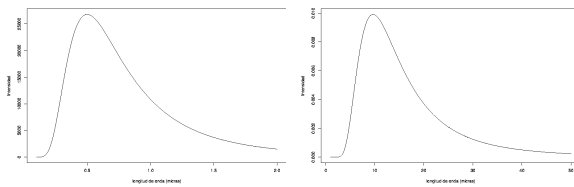
siendo T la temperatura en grados Kelvin

La temperatura del Sol es de aproximadamente 6000°K mientras que la de la Tierra es de 300°K . Esto significa que la radiación solar va a ser máxima para una longitud de onda de $0.48 \mu\text{m}$ (región visible) y la terrestre máxima en una longitud de onda de $9.66 \mu\text{m}$ (infrarrojo térmico).

Determinados fenómenos de la superficie terrestre (por ejemplo los incendios) implican una temperatura mucho mayor ($275\text{-}420^\circ\text{C} \Rightarrow 548.5\text{-}693.5^\circ\text{K}$) esto significa que los valores de radiación máxima van a estar en longitudes de onda de $5.28 - 4.3 \mu\text{m}$, también en el infrarrojo térmico pero

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

considerablemente diferentes a los valores que corresponden a la temperatura normal de la Tierra.



Distribución de la radiación solar y terrestre

Por tanto puede concluirse que la radiación solar domina aquellas regiones del espectro electromagnético que corresponden a la radiación visible y al infrarrojo reflejado. La radiación terrestre domina el infrarrojo térmico, mientras que las radiaciones que corresponden al radar no aparecen en la naturaleza, deben ser por tanto de origen artificial.

Interacciones entre la radiación y los objetos

Todos los objetos (independientemente de la radiación que emitan) van a recibir radiación emitida por otros cuerpos, fundamentalmente del sol, que, en función del tipo de objeto que estemos considerando, puede seguir tres caminos:

- reflejarse (la radiación es reenviada de vuelta al espacio)
- absorberse (la radiación pasa a incrementar la energía del objeto)
- transmitirse (la radiación se transmite hacia abajo a otros objetos).

La fracción de energía que se refleja se denomina reflectividad o albedo (ρ); la fracción de energía que se absorbe se denomina absorptividad (α); la fracción de energía que se transmite se denomina transmisividad (τ)

Se cumple que $\rho + \alpha + \tau = 1$

La interacción de la radiación con la atmósfera y con los objetos terrestres, es decir los valores de ρ , α y τ de un cuerpo concreto, va a depender de la longitud de onda de que se trate y de las características de ese cuerpo. Unas primeras líneas generales acerca del comportamiento de diferentes objetos respecto a su interacción con la radiación serían:

- Atmósfera despejada:

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

- ρ muy baja para todas las longitudes de onda
- α depende de la longitud de onda
- τ depende de la longitud de onda
- Nubes :
 - ρ muy alta en el visible
 - α depende de la longitud de onda
 - τ depende de la longitud de onda
- Agua:
 - ρ muy baja en todas las longitudes de onda
 - α depende de la longitud de onda
 - τ depende de la longitud de onda
- Superficie terrestre:
 - ρ y α muy variable
 - τ nulo

Interacción de los elementos de la superficie terrestre con la radiación

De cara a la identificación de objetos y procesos en la superficie terrestre, lo que nos interesa es la reflectividad de estos objetos respecto a las diferentes longitudes de onda. Cada tipo de material, suelo, vegetación, agua, etc. reflejará la radiación incidente de forma diferente lo que permitirá distinguirlo de los demás si medimos la radiación reflejada. A partir de medidas de laboratorio se ha obtenido la reflectividad para las distintas cubiertas en diferentes longitudes de onda. El gráfico que, para cada longitud de onda, nos da la reflectividad en tanto por ciento se conoce como *signatura espectral* y constituye una marca de identidad de los objetos. Resulta así fácil por ejemplo distinguir entre suelo y vegetación, e incluso entre diferentes tipos de suelo o diferentes tipos de vegetación.

La reflectividad en la *nieve* es alta en todas las longitudes de onda, especialmente en el caso de la nieve fresca. El *agua*, al ser el único elemento superficial capaz de transmitir radiación hacia abajo, tiene una reflectividad muy baja aunque muy dependiente de la longitud de onda. Absorbe casi toda la radiación que le llega en las bandas del infrarrojo próximo y medio. La reflectividad aumenta algo en el visible especialmente en las bandas del azul y el verde. La turbidez del agua contribuye al aumento de la reflectividad en el verde y en el infrarrojo reflejado. La eutrofización del agua aumenta su reflectividad en el verde.

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

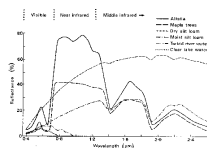
La *vegetación* tiene una reflectividad baja en el visible aunque con un pico en el color verde debido a la clorofila. La reflectividad es muy alta en el infrarrojo reflejado o próximo debido a la escasa absorción de energía por parte de las plantas en esta banda. En el infrarrojo medio hay una disminución especialmente importante en aquellas longitudes de onda en las que el agua de la planta absorbe la energía.

Esta curva tan contrastada se debilita en el caso de la vegetación enferma en la que disminuye el infrarrojo y aumenta la reflectividad en el rojo y azul. Se observa también que la reflectividad de una planta depende de su contenido en agua. Cuando el contenido de agua aumenta disminuye la reflectividad ya que aumenta la absorción de radiación por parte del agua contenida en la planta.

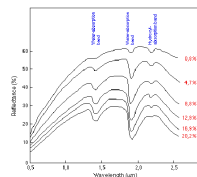
Finalmente el *suelo* tiene una reflectividad relativamente baja para todas las bandas aunque aumentando hacia el infrarrojo. La signatura espectral es más simple que en el caso de la vegetación. Sin embargo la reflectividad del suelo va a depender mucho de la composición química y mineralógica, la textura y del contenido de humedad. Estos últimos interrelacionados.

Los suelos arcillosos muestran tres zonas de baja reflectividad en el infrarrojo reflejado que corresponden a las longitudes de onda de máxima absorción del agua. Estos aparecen sea cual sea el contenido de agua. Respecto a los suelos arenosos, las zonas de baja reflectividad aparecen más claramente si el contenido de agua aumenta. En general en las regiones visible e infrarrojo reflejado, la reflectividad aumenta cuando el contenido de agua disminuye.

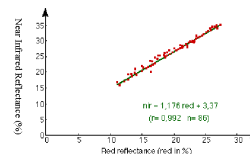
Spectral reflectance curves for two types of green vegetation, light and dark soils, and clear and turbid water (after Curtis, 1991).



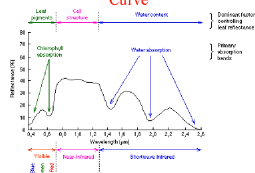
An example: spectral reflectance curves for *Newtonia* silt loam at various moisture contents.



A "soil line" which represents the relationship between red and near infrared soil reflectances can be constructed.



Vegetation Spectral Reflectance Curve



Gráficos obtenidos de la página web de [Richard Lucas \(Universidad de Nueva Gales del Sur\)](http://www.um.es/geograf/sig/teledet/)

Sin embargo en la práctica las cosas no son tan sencillas, ya que la atmósfera que se interpone entre los objetos de la superficie terrestre y el sensor van a distorsionar las medidas obtenidas por el satélite.

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>



Interacción atmósfera-radiación electromagnética

Puesto que la atmósfera apenas refleja radiación solar la modificación por parte de la atmósfera de la radiación entrante y saliente incluye tres procesos:

- Transmisión
 - Dispersión
 - Refracción
- Absorción

Dispersión

La dispersión es el redireccionamiento de la radiación por parte de los gases y aerosoles presentes en la atmósfera en cualquier dirección. Existen tres tipos básicos de dispersión:

1. Dispersión de Rayleigh.
 - La producen los gases atmosféricos en la alta atmósfera (9-10 Km).
 - Es mayor cuanto menor es la longitud de onda. La luz azul se dispersa cuatro veces más que la roja y la ultravioleta 16 veces más que la roja
2. Dispersión de Mie
 - Se produce en la baja atmósfera (0-5 Km) debido a los aerosoles (polvo, polen, gotitas de agua).
 - Los aerosoles tienen un tamaño más o menos igual que la longitud de onda que dispersan
 - Afecta especialmente a la luz visible
3. Dispersión no selectiva
 - Se produce en la baja atmósfera
 - Las partículas son mayores que la radiación incidente
 - No depende de la longitud de onda

La luminosidad de la atmósfera es efecto de la dispersión. Los satélites registran esta luminosidad además de la energía reflejada por los objetos situados sobre la superficie terrestre. El resultado es:

- Aumenta el brillo general de la imagen

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

- Disminuye el contraste (los objetos brillantes aparecen más oscuros y los oscuros más brillantes)
- Se difuminan los bordes de los objetos

Refracción

Se trata de un cambio de dirección de la luz que ocurre cuando la luz atraviesa dos medios con diferente densidad (diferentes capas de la atmósfera por ejemplo). Causa espejismos en días cálidos y degrada la signatura espectral de los objetos.

Absorción

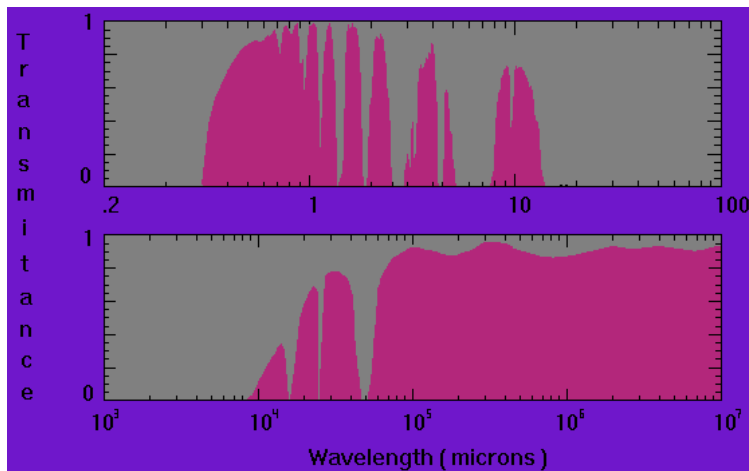
Cada uno de los gases atmosféricos tiene capacidad para absorber radiación en diferentes longitudes de onda. Fundamentalmente son tres los gases que absorben radiación:

- Ozono: Absorbe radiación ultravioleta
- Dióxido de carbono: Absorbe radiación en 13-17.5 μm ;
- Vapor de agua: Absorbe radiación en 5.5-7 μm ; y por encima de 27 μm ;

De este modo aparecen una serie de regiones en el espectro en las que la radiación es absorbida por uno o varios de los gases. Esto deja, por otro lado, regiones del espectro en las que no se produce absorción, son las denominadas ventanas atmosféricas. Por tanto la teledetección sólo va a ser en principio viable en estas ventanas, las principales aparecen en:

- Visible e infrarrojo cercano (0.3 - 1.35 μm)
- Varias en el infrarrojo medio (1.5 - 1.8 μm ; 2 - 2.4 μm ; 2.9 - 4.2 μm ; 4.5 - 5.5 μm)
- Infrarrojo térmico (8 - 14 μm)
- Microondas, por encima de 20 μm la atmósfera es prácticamente transparente

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>



Prácticamente la totalidad de los sensores de los satélites están diseñados para captar radiación en estas ventanas. Una excepción interesante es el canal 2 de METEOSAT que recoge información en una banda en la que el único gas con capacidad de absorción es el vapor de agua. Su objetivo es evidentemente estimar el contenido de este gas a partir de la radiación que llega al sensor, cuanto menos radiación llegue mayor será la cantidad de vapor de agua.

En general se considera que si el día es suficientemente despejado la absorción atmosférica puede despreciarse.

En cuanto a la *dispersión*, no se puede evitar tan fácilmente, y además resulta difícil cuantificar cual es la influencia real que tiene sobre la radiación que llega al sensor. Hay métodos bastante eficiente para eliminar esta distorsión pero sólo funcionan bien si se dispone de sondeos aerológicos.

El *método del mínimo del histograma* ha sido muy usado aunque es muy criticado por los teóricos de la teledetección. Consiste en restar a toda la imagen el valor mínimo que aparece en el histograma ya que se supone que ese mínimo corresponde a la radiación aportada por la atmósfera. Este mínimo debería corresponder a una masa de agua (a ser posible profunda y limpia) ya que se asume que su reflectividad es cero en longitudes de onda corta.

Otro problema causado por la atmósfera es que también emite radiación que, por su temperatura, tendrá un máximo en el infrarrojo térmico. Puesto que la *emisión atmosférica* se produce en longitudes de onda mucho mayores que la radiación solar, apenas va a ser importante cuando se trabaje con esta. Cuando se trabaja en el infrarrojo térmico, el objetivo fundamental es estimar la temperatura de la superficie terrestre, sin embargo los datos que llegan al satélite incluyen emisión

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

tanto de la superficie como de las diferentes capas de la atmósfera. Resulta difícil distinguir un efecto del otro, sin embargo se han hecho avances significativos en este sentido.

Los problemas relacionados con la interacción de la atmósfera sólo tienen realmente importancia en estudios multitemporales. Si se hace clasificación de imágenes con imágenes de una sola fecha se asume que la distorsión atmosférica es equivalente en todo el espacio y para todas las bandas.

Plataformas, sensores y canales

Se entiende por plataforma los satélites (LANDSAT, METEOSAT, NOAA, SPOT) o aviones que transportan los aparatos necesarios para captar, almacenar y transmitir imágenes a distancia. La resolución temporal indica el intervalo de tiempo entre cada imagen obtenida por la plataforma (la que queramos en el caso de los aviones) cada media hora en el caso de los satélites geosíncronos y variable en el caso de los satélites heliosíncronos

Un sensor es el dispositivo que reúne la tecnología necesaria para captar imágenes a distancia. Puede captar información para diferentes regiones del espectro y cada una de estas regiones se denomina canal o banda. Los diferentes canales se pueden caracterizar en función de variables:

- Amplitud espectral (región del espectro para la cual capta datos)
- Resolución radiométrica (número de intervalos de intensidad que puede captar)
- Resolución espacial (tamaño de pixel)
- Resolución temporal (tiempo que tarda el satélite en pasar dos veces por el mismo sitio)

El diseño de los sensores de un satélite se hace teniendo en cuenta todas las consideraciones hechas hasta ahora. Salvo excepciones, se va a trabajar con ventanas atmosféricas y se va a seleccionar aquella combinación de regiones del espectro que mayor información van a proporcionar acerca de los fenómenos que se quieren estudiar y que mejor van a ayudar a discriminarlos. Los principales satélites y sensores utilizados hoy en día en teledetección son:

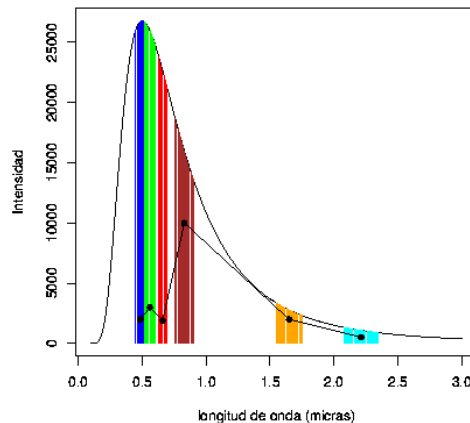
- METEOSAT
- NOAA
- LANDSAT
- SPOT

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

- IRS
- IKONOS

Respecto a la resolución temporal, METEOSAT proporciona una imagen cada 30 minutos, NOAA cada 6 horas, Landsat cada 15-16 días y tanto SPOT como los de más baja resolución hay que contratarlos previamente.

La resolución radiométrica depende del número de bits que sea capaz de almacenar el sensor. Normalmente va a ser 2^b niveles. En el caso de landsat son 8 bits y por tanto 256 niveles de gris, de manera que se transforma la cantidad de energía que llega al sensor números entre 0 y 255 que se denominan Niveles Digitales (ND). Este paso implica también hacer un promedio de la cantidad de radiación que llega dentro del rango de amplitud espectral del canal y del tamaño del pixel.



De este modo vamos a tener para cada pixel tantos valores de ND como canales tenga el sensor; con lo cual pasamos de una signatura espectral completa a una signatura espectral en la que sólo aparecen tantos puntos como canales.

Imágenes de satélite

La imagen de satélite resultante consiste en un conjunto de matrices, una por cada canal del sensor, en la que aparecen números del 0 al 255. El cero indica que no llega nada de radiación desde ese punto y el 255 que llega el valor más alto de radiación. Estos valores se denominan niveles digitales y será necesario transformarlos en algún tipo de variable física. La transformación suele ser a través de una ecuación lineal cuyos parámetros se suministran junto con la imagen. En la tabla [2](#) aparecen los parámetros para las 6 bandas más utilizadas del sensor LANDSAT -TM, junto con la irradiancia solar extraterrestre, cantidad

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>

de energía solar que llega al límite de la atmósfera que se utiliza para calcular la reflectividad.

Tabla 2: Coeficientes necesarios para obtener valores de energía a partir de los niveles digitales mediante la ecuación $E=a_0+a_1ND$

Banda	a0	a1	E0 (W/m2)
1	-0.06662095	0.04197408	138.25
2	-0.1573225	0.10345120	139.04
3	-0.1126937	0.06499743	89.1
4	-0.23285630	0.11705160	147.7
5	-0.08640033	0.02726504	44.6
7	-0.05113922	0.01692211	21.33

Las seis matrices pueden verse individualmente, asignando a cada valor un tono más claro u oscuro, en niveles de gris o de algún otro color, o bien formando una combinación de colores. Puesto que se trata de imágenes rectangulares formadas por píxeles resultan muy apropiadas para su tratamiento visual o numérico con un programa adecuado. Los programas más idóneos serían los de análisis de imagen para el tratamiento visual y los Sistemas de Información Geografía para el análisis numérico y para su combinación con otro tipo de información espacial.

¹. <http://www.um.es/geograf/sig/teledet/>