

Caso práctico

Conceptos físicos básicos para la utilización de teledetección óptica en el cartografiado de hábitats bentónicos costeros

G. Casal

*Grupo de Recursos Marinos y Pesquerías. Facultad de Ciencias. Universidad de A Coruña.
Rúa da Fraga 10. 15008 A Coruña*

Estonian Marine Institute. University of Tartu. Mäealuse 14. Tallinn, 12618, Estonia

Resumen

El uso de la teledetección se encuentra bien consolidado en el cartografiado de fondos costeros debido a las ventajas que presentan en comparación con métodos de campo tradicionales. Entre estas ventajas, se podría mencionar que son técnicas no invasivas, permiten estudiar áreas extensas, cartografiar zonas inaccesibles así como proporcionar coberturas repetitivas de un área objeto de estudio. Sin embargo, a pesar de su potencial, la aplicación de teledetección en ambientes acuáticos presenta ciertas limitaciones como la perturbación atmosférica, la absorción de ciertas longitudes de onda por la columna de agua, el efecto de la velocidad del viento y la elevación solar, la resolución y el ruido del sensor empleado, etc. que deberían ser tenidas en cuenta antes de su aplicación. Esto evitaría, en ciertas ocasiones, la obtención de resultados inesperados o el malgastar determinados recursos. Por esta razón, este trabajo pretende resumir los procesos físicos básicos que deberían ser tenidos en cuenta a la hora de emplear la teledetección en el cartografiado de hábitats bentónicos costeros.

Palabras clave: óptica marina, teledetección, luz, agua, algas.

Abstract

Basic physical concepts in optical remote sensing for mapping benthic coastal habitats

The use of remote sensing is well established to map coastal environments due to its advantages with regard to traditional field methods. Among these advantages, it can be mentioned that these techniques are non-invasive, allow studying large areas, mapping inaccessible zones as well as provide a repetitive cover of a target area. However, despite its potential to map benthic habitats, the use of remote sensing in aquatic environments presents some limitations such as the atmospheric perturbation, the absorption by the water column at some wavelengths, the effect of wind speed and solar elevation, the noise and resolution of the sensor, etc. Taking these limitations into account would avoid, in some occasions, unexpected results or waste certain resources. For this reason, this manuscript tries to gather the basic physical processes that should be considered when it comes to use remote sensing in the mapping of benthic coastal habitats.

Key words: marine optics, remote sensing, light, water, algae.

* Autor para la correspondencia: gcasal@udc.es
Recibido: 09-09-13; Aceptado: 21-11-13.

Introducción

La aplicación de teledetección en el cartografiado de hábitats sumergidos pasa por el entendimiento previo del comportamiento de la luz en el agua y las características de reflectividad de los componentes bentónicos. Una de las dificultades más citadas en este tipo de estudios es la influencia que la variación de profundidad provoca en la señal procedente del fondo debido, principalmente, a la absorción de ciertas longitudes de onda por columna de agua (*e.g.* Crackwell *et al.*, 1987). Consecuentemente, un hecho fundamental a tener en cuenta en la elección de un sensor en el cartografiado de hábitats bentónicos será por tanto una configuración de bandas capaces de penetrar en la columna de agua y registrar la señal procedente del fondo. Por lo tanto, sólo los sensores con bandas en la región visible del espectro electromagnético serán efectivos en la detección de las características de los hábitats sumergidos (Holden y LeDrew, 1998).

Por otra parte, profundidad a la que un determinado sensor sea capaz de registrar la señal procedente del fondo, dependerá de la longitud de onda que emplee pero también de la claridad del agua. La absorción del agua en sí misma limita la profundidad de penetración a longitudes de onda largas (infrarrojo), mientras la absorción provocada por la materia orgánica disuelta y el fitoplancton limita la penetración de longitudes de onda menores a 480 nm (IOCCG, 2000). Así, en aguas típicamente costeras, el fondo puede ser detectado hasta profundidades de hasta 30 m o incluso más mientras que en aguas altamente turbias, como ríos con una elevada carga de materia en suspensión, la profundidad de penetración puede ser menor de un metro para todas las longitudes de onda (IOCCG, 2000) o incluso puede llegar a no verse el fondo. Por esta razón, la variación de la atenuación en la señal espectral con la profundidad, es una cuestión clave para la utilización de teledetección en estudios relacionados por ejemplo, con la estimación de la batimetría o en la caracterización del fondo. La profundidad y el rango espectral de penetración variarán enormemente en función de la claridad del agua. En este artículo, se recogen de forma básica y general los principales procesos físicos

a tener en cuenta en la aplicación de teledetección en ambientes acuáticos y las principales alteraciones que sufre la señal electromagnética antes de ser recogida por el sensor.

Luz, atmósfera, agua

Para que un sensor sea capaz de registrar una señal procedente del fondo, dicha señal debe recorrer un camino largo y complejo. El flujo de fotones descendente procedente del sol debe interactuar en primer lugar con la atmósfera, atravesar la interfaz aire-agua y finalmente interactuar con la columna de agua hasta alcanzar el fondo. Además, una vez el flujo de fotones ha interactuado con el fondo, es necesario que éste realice el camino inverso en una señal lo suficientemente intensa como para ser registrada por el sensor.

La contribución atmosférica y la reflexión especular de la superficie del mar constituyen ruido en los estudios de cartografiado bentónico por lo que ambos necesitan ser corregidos. En el caso de la teledetección aplicada en ambientes acuáticos, el total de la señal recibida a la altitud del sensor es solamente de un 8% a 10% de la señal correspondiente a la reflectividad procedente del agua (Gordon y Morel, 1983). Por esta razón, la corrección de la influencia atmosférica constituye un proceso fundamental en el cartografiado bentónico debido a que la radiancia procedente del agua (la señal «útil») es muy baja si lo comparamos con la «huella» perturbadora de la atmósfera (Mélin y Zibordi, 2005).

El comportamiento de la radiación electromagnética en la columna de agua, una vez ha viajado a través de la atmósfera, dependerá enormemente del tipo de agua con la que se encuentre. Teniendo en cuenta su composición, las aguas marinas pueden dividirse en: Tipo 1 y Tipo 2 (Morel y Prieur, 1977; Gordon y Morel, 1983). Las aguas Tipo 1 son aquellas en las que el fitoplancton, junto con su material derivado y acompañante, es el principal responsable de las variaciones de las propiedades ópticas del agua (IOCCG, 2000). Por otra parte, las aguas Tipo 2 se encuentran influenciadas no sólo por el fitoplancton y las partículas relacionadas sino también por otras sustancias, que varían in-

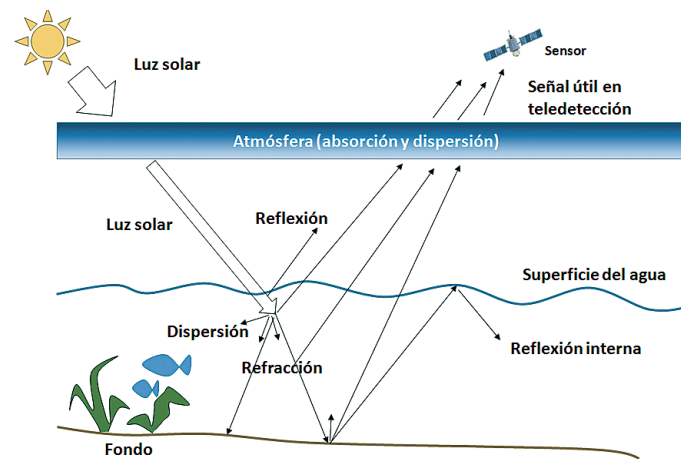


Figura 1. Esquema simplificado de los procesos que influyen en la señal medida por el sensor remoto en la zona costera.

dependientemente del fitoplancton, tales como partículas inorgánicas en suspensión y materia orgánica disuelta (*gelbstoff*) (IOCCG, 2000). Además, si la reflectividad del fondo influye de manera significativa la señal de radiancia del agua (*water leaving radiance*), estas aguas son también consideradas de Tipo 2 (Dekker *et al.*, 2001). Siguiendo esta clasificación, las aguas Tipo 1 representarían a las aguas oceánicas mientras que las Tipo 2 representarían las aguas costeras. Cerca de la costa, la acción de las olas y la influencia humana (agricultura, navegación, pesca, etc.) incrementan la materia particulada en suspensión provocando a su vez un incremento en la complejidad óptica del agua y haciendo difícil la detección de la señal procedente del fondo mediante teledetección.

Es necesario considerar que el campo de luz debajo de la superficie del agua no es solamente una función de las propiedades de los constituyentes del agua, sino también de la profundidad y de las propiedades del fondo. Dependiendo de estas dos últimas propiedades, la intensidad de la luz puede disminuir más rápidamente de lo esperado, permanecer constante a través de la columna de agua o incluso incrementarse con la profundidad (Maritorena *et al.*, 1994) (Figura 1).

Luz e interfaz aire-agua

Como todos sabemos, la luz está formada por unidades indivisibles denominadas cuantos o fo-

tones. Cada fotón tiene una longitud de onda, λ y una frecuencia, ν , y la energía, e , en un fotón varía con la frecuencia e inversamente con la longitud de onda. Esta relación viene definida mediante la expresión $e = h\nu$ donde h corresponde con la constante de Planck ($6.63 \cdot 10^{-34}$ Js). Además, la luz presenta un comportamiento dual onda-partícula, es decir, que puede comportarse como una onda o una partícula dependiendo de las circunstancias (Kirk, 1994). Por otra parte, esta radiación electromagnética puede propagarse en el vacío o en otros medios y su velocidad dependerá de cada medio.

Cuando la radiación electromagnética encuentra un medio más denso, la onda reduce su velocidad y en consecuencia cambia de dirección. La reducción en la velocidad de la luz en el agua viene determinada por el índice de refracción, $n(\lambda)$, que se define como la relación de la velocidad de la luz a una longitud de onda (λ) en el vacío frente a la velocidad de la luz a una longitud de onda (λ) en un medio determinado (Bukata *et al.*, 1995). Este proceso es conocido como refracción y fue primeramente descrito por Willebrord Snel. La ley de Snell describe el cambio en la velocidad de la luz al pasar de un medio a otro y la relación entre los ángulos de incidencia y refracción mediante la siguiente relación:

$$n_a = \sin\theta_a = n_w \cdot \sin\theta_w$$

Donde n_a y n_w representan los índices de refracción del aire y el agua respectivamente, y los ángulos de incidencia (en aire) y refrac-

ción (en agua). Esta ley afirma que la relación entre el haz incidente y el refractado es inversamente proporcional a la relación entre los índices de refracción. Así, la luz que viaja desde el aire al agua es refractada debido a las diferencias en la densidad óptica de los dos medios o incluso reflejada de vuelta a la atmósfera. El índice refractivo del aire puede ser asumido como 1 mientras que el del agua, a temperatura de alrededor de 20°C, es de 1.33. Años después, Augustin-Jean Fresnel mejoró el conocimiento sobre este proceso. Las ecuaciones de Fresnel describieron entonces, no solamente los ángulos y los índices de refracción sino también las amplitudes de longitud de onda cuando pasan entre diferentes medios. Así, las ecuaciones de Fresnel determinan de forma completa la dirección de propagación de la radiación electromagnética reflejada y transmitida en función de la radiación incidente afirmando que el ángulo de refracción en el agua (θ_w), es determinado por el ángulo de incidencia en aire (θ_a) y el índice refractivo.

Debido a estos procesos, la interfaz aire-agua juega un papel fundamental, desde un punto de vista de la teledetección aplicada a cartografiado bentónico e incluso en ambientes acuáticos en general, ya que modifica la radiación electromagnética que penetra en la columna de agua así como la que hace el camino inverso procedente del fondo hasta ser registrada por el sensor remoto. Por una parte debemos considerar como la orientación del sol y el sensor afecta al registro de la señal procedente del fondo. El porcentaje de reflectividad, haciendo una suposición teórica de una superficie plana de agua, muestra valores muy bajos en ángulos solares zenitales menores a 50°, sin embargo a ángulos mayores el porcentaje de reflectividad se incrementa muy rápido (Kirk, 1994). Por esta razón, a la hora de utilizar teledetección en medios acuáticos es necesario tener en cuenta un efecto de reflexión conocido como *sun glint* o efecto espejo. Este efecto puede ser producido cuando el sensor remoto y el sol se encuentran en el mismo ángulo en relación a la superficie del agua y puede ser acentuado por el viento. El *sun glint* es un factor de alteración o ruido importante en la detección remota de las propiedades de la columna de agua y del bentos (Kay *et al.*, 2009). El grado de *sun glint* puede

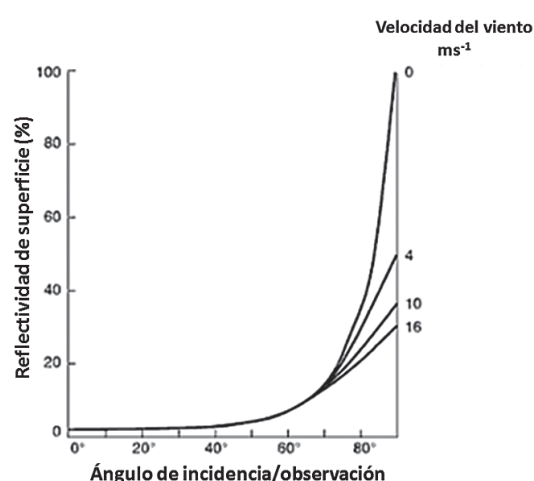


Figura 2. Reflectividad del agua en función del ángulo zenital solar a diferentes velocidades de viento (Datos de Gordon, 1969 y Austin, 1974) (Modificación figura Kirk, 1994).

ser drásticamente reducido mediante una apropiada elección de la geometría del sensor y la correcta elección del momento de adquisición de la imagen, siendo las condiciones óptimas ángulos solares zenitales entre 40° y 55° así como la adquisición de la imagen lo más próxima al nadir (Purkis y Klemas, 2011). Sin embargo, la presencia de cierto grado de *sun glint* es inevitable, especialmente en las imágenes adquiridas mediante sensores satelitales, en los que el usuario no puede influenciar los planes de adquisición ni tampoco controlar las condiciones climáticas debido a que son órbitas fijas previamente establecidas. En ambientes naturales es muy improbable encontrar la superficie del agua completamente plana. La acción del viento provoca irregularidades causando un efecto sobre la reflectividad. La rugosidad de la superficie del agua tiene un efecto reducido en la reflectividad a ángulos solares elevados. Sin embargo, a bajas elevaciones solares los valores de reflectividad procedente del agua son reducidos significativamente por el viento. Este efecto es debido a que la alteración de la superficie en promedio incrementa el ángulo entre la dirección de la luz y la superficie en el punto de entrada (Kirk, 1994) (Figura 2).

Por otra parte, la radiación reflejada en el fondo también sufre procesos de modificación en la interfaz aire-agua dando lugar a procesos de reflexión interna. En este caso los fotones que han interactuado con la columna de agua

o el fondo deben de aproximarse a la interfaz aire-agua en su camino de regreso al sensor interactuando con la superficie del agua. En este caso, cuando el haz de luz dirigido hacia la superficie dentro del agua (θ_w) es superior a 49° , la luz es reflejada de nuevo hacia el fondo por la interfaz aire-agua y los fotones se perderán desde el punto de vista de la teledetección (Purkis y Klemas, 2011).

Se calcula que cerca del 48% de la radiancia ascendente es reflejada de nuevo a la columna de agua al llegar a la superficie del agua (Vahtmäe *et al.*, 2006). Este aspecto se debe de tener en cuenta junto con el SNR del sensor, a la hora de diferenciar la señal procedente del fondo mediante imágenes remotas. Por ejemplo, en el caso de un sensor con un SNR de 1000:1, como puede ser el sensor hiperespectral CASI, sería necesario considerar un SNR en términos de reflectividad justo debajo de la superficie del agua, $R(0^-)$, de 500:1 para que el sensor sea capaz de detectar diferencias en el espectro de reflectividad procedente de los componentes bentónicos (Dekker *et al.* 2001, Vahtmäe *et al.*, 2006). Siguiendo esta consideración y para simplificar los valores se podría asumir que un sensor como el del ejemplo, podría diferenciar dos sustratos sumergidos cuando su diferencia espectral sea mayor a 0.2%. Si por el contrario estos sustratos se encontrasen emergidos, podría asumirse que ambos serían diferenciables entre sí, utilizando un sensor con SNR 1000:1, cuando su diferencia espectral fuese de 0.1% debido a que no estarían influenciados por la columna de agua. Es necesario mencionar aquí que la imagen puede verse afectada por otro tipo de ruido ambiental como oleaje o *sun glint* pero estas condiciones deberían valorarse en cada estudio específico.

Debido a estos procesos, a la hora de aplicar teledetección, es necesario corregir las alteraciones provocadas por la interfaz aire-agua y convertir la señal procedente de la columna de agua en una señal utilizable en teledetección, es decir en R_{rs} (*remote sensing reflectance*) o reflectividad remota.

Para calcular esta reflectividad justo por encima de la superficie del agua $R_{rs}(0 +, \lambda)$ se suele utilizar la siguiente ecuación:

$$R_{rs}(0 +, \lambda) = 0.54 L_u(0 -, \lambda) / [1.04 E_d(0 -, \lambda)]$$

Donde $L_u(0 -, \lambda)$ corresponde a la radiancia ascendente (*upwelling radiance*) extrapolada a justo por debajo de la superficie del agua y $E_d(0 -, \lambda)$ corresponde a la irradiancia descendente (*downwelling irradiance*) extrapolada a justo debajo de la superficie del agua. Los coeficientes 0.54 y 1.04 corresponden a los coeficientes de transmitancia de la interfaz aire-agua para L_u y E_d , respectivamente (Austin, 1974). Siguiendo estas consideraciones para mediciones realizadas en el nadir sobre interfaz una plana aire/agua, la corrección del efecto refractivo se realiza mediante la siguiente expresión $R_{rs}(z = w) = R_{rs}(z = a) / 0.54$ (Austin, 1974; Tassan, 1992). Donde w corresponde a la profundidad 0 pero en el agua justo por debajo de la superficie y a corresponde a la profundidad 0 pero en el aire justo por encima de la superficie del agua.

Atenuación de la luz en el medio acuático

Una vez los fotones penetran en el agua, estos pueden ser absorbidos o dispersados por los materiales en suspensión o disueltos y por el agua en sí. Los procesos de absorción reducen la intensidad de la radiancia, mientras que los procesos de dispersión también cambian el carácter direccional. Esta reducción de la intensidad de la radiancia se denomina atenuación. El grado de atenuación dependerá del grado de turbidez del agua y a su vez de la longitud de onda. A longitudes de onda cortas (azul), la luz es atenuada en menor grado que a longitudes de onda largas (rojo) (Purkis y Klemas, 2011). La atenuación es un proceso importante en teledetección debido a que constituye la base para la interpretación de las medidas remotas en la región visible del espectro electromagnético (Bukata *et al.*, 1995).

La atenuación puede ser tratada como una consecuencia aditiva de los procesos de absorción y dispersión que se producen entre los fotones y los materiales orgánicos e inorgánicos presentes en el cuerpo de agua, así como con el agua en sí misma. Esta atenuación es descrita en términos del coeficiente de atenuación total $c(\lambda)$, del coeficiente de dispersión $b(\lambda)$ y del coeficiente de absorción $a(\lambda)$.

Estos coeficientes son clasificados como Propiedades Ópticas Inherentes (IOP) debido a que sus magnitudes dependen solamente de las sustancias de las que consta el medio acuático y no de la estructura geométrica del campo de luz. En aguas Tipo 1 el principal agente que provoca variaciones en las IOP corresponde al fitoplancton mientras que en el Tipo 2, además del fitoplancton, toman parte en esta variación el material en suspensión y la materia orgánica disuelta tanto de origen acuático como terrestre y estos componentes pueden variar independientemente de la concentración del fitoplancton (IOCCG, 2000).

Bajo condiciones oceánicas típicas, la irradiancia decrece casi exponencialmente con la profundidad. Esta disminución exponencial viene caracterizada por el coeficiente de atenuación difusa y es matemáticamente explicado por la Ley de Lambert-Beer:

$$E(z, \lambda) = E_0 e^{(-K_d z)}$$

donde, E_0 son valores de la irradiancia descendente justo debajo de la superficie, z corresponde a la profundidad en metros y K_d corresponde con el coeficiente de atenuación difusa. K_d es clasificado como una Propiedad Óptica Aparente (AOP) (Preisendorfer, 1976) lo que significa que se encuentra influenciado por la distribución angular del campo de luz, así como por la naturaleza y cantidad de las sustancias presentes en el medio. Consecuentemente, K_d , será temporalmente dependiente y variará sistemáticamente con la longitud de onda sobre un rango amplio de tipos de agua (desde aguas muy claras a muy turbias). El coeficiente de atenuación difusa (K_d) para cualquier longitud de onda o banda espectral a una determinada profundidad puede ser definido como (Gordon, 1980):

$$K_d(\lambda, z) = -\frac{1}{E_d(\lambda, z)} \left[\frac{\partial E_d(\lambda, z)}{\partial z} \right] m^{-1}$$

donde $E_d(z)$ corresponde con la irradiancia espectral descendente a la profundidad z y consideryo z como un punto señalyo hacia el fondo desde la superficie. Este coeficiente de irradiancia descendente $K_d(\lambda, z)$ es de particular interés debido a que cuantifica la presencia de luz y la profundidad de la zona eufótica, fac-

tores fundamentales en la teledetección de ambientes acuáticos así como en los sistemas de producción primaria fitoplanctónicos. Debido a esta importancia Jerlov (1976) aprovechó este comportamiento del K_d para desarrollar un esquema de clasificación para aguas oceánicas basadas en su forma espectral.

La diferenciación entre coeficiente de atenuación total, $c(\lambda)$, y el coeficiente de atenuación difusa $K_d(\lambda, z)$ es importante. $c(\lambda)$ describe la medida en que se reduce la intensidad o poder radiante de un haz de fotones (simple y estrecho) mientras que $K_d(\lambda, z)$ es definido en términos de disminución con la profundidad de todos los fotones en una dirección descendente (Mobley, 1994). Cerca de la costa la acción de las olas y la influencia humana añade material particulado en suspensión provocando un aumento de la atenuación y de los valores de K_d . Por el contrario, en aguas oceánicas las alteraciones son mínimas o incluso inexistentes y el agua se encuentra libre de cualquier material en suspensión provocando bajos valores de K_d (Mishra *et al.*, 2005).

Otro concepto fundamental asociado al K_d es el de profundidad óptica (ζ) dado por Kirk (1994) y que se define como la integración de la irradiancia descendente $K_d(\lambda, z)$ sobre una profundidad z .

$$\zeta = K_d \cdot z$$

Puede ocurrir que una profundidad óptica específica corresponda a diferentes profundidades físicas pero a la misma disminución general de irradiancia. Por ejemplo, aguas muy claras son caracterizadas mediante valores bajos de K_d mientras que aguas muy turbias son caracterizadas por valores de K_d elevados. De esta forma para una profundidad física z , la profundidad óptica en aguas turbias será numéricamente mayor que la profundidad óptica en aguas claras (Bukata *et al.*, 1995). Una profundidad óptica de especial interés en el contexto de la producción primaria es la que corresponde a la atenuación de la radiancia descendente del 1% de los valores subsuperficie $\zeta = 4.6$ (Kirk, 1994). Esta profundidad óptica corresponde con el límite inferior de la zona eufótica y representa la región en la que tienen lugar los procesos fotosintéticos más significativos.

Cartografiado de sustratos bentónicos utilizando teledetección

El uso potencial de los instrumentos espectrales para en el cartografiado bentónico ha sido reconocido en diversos estudios (Haxo y Blinks, 1950; Gitelson, 1992 o Rundquist *et al.*, 1996). Sin embargo, las macroalgas y sus propiedades no son tan fácilmente detectables como las de la vegetación terrestre utilizando teledetección debido a que, como se ha mencionado anteriormente, la presencia de la columna de agua disminuye la señal procedente del fondo. En aguas costeras, la dispersión espectral y la absorción del fitoplancton, la materia orgánica e inorgánica en suspensión y las sustancias orgánicas disueltas añaden más ruido a la señal procedente del fondo dificultando su detección en estas zonas. Por esta razón además de estudiar las características espectrales de la vegetación bentónica es necesario también entender su interacción con el ambiente que les rodea.

Las macroalgas bentónicas pueden ser divididas en tres grupos con un rango filogenético de División. Así, podemos encontrar las algas verdes (División *Chlorophyta*), las algas pardas (División *Phaeophyta*) y las algas rojas (División *Rhodophyta*). Cada uno de estos grupos presenta pigmentos característicos implicando a su vez diferentes propiedades ópticas. Por esta razón las algas verdes, pardas y rojas pueden ser diferenciadas entre sí mediante teledetección debido a las diferencias en sus firmas espectrales. Todos los grupos contienen clorofila-a, que presenta picos de absorción a 435 y 675 nm, pero la presencia de otras clorofilas y pigmentos accesorios varía entre ellos (Hedley y Mumby, 2002). Por ejemplo, las algas verdes contienen también pigmentos característicos como clorofila-b que absorbe a longitudes de onda de 450 y 650 nm y β -caroteno que absorbe a 427, 449 y 475 nm (Hedley y Mumby, 2002). Por otra parte, las algas pardas contienen clorofila-c que presenta picos de absorción a 460 y 633 nm (Beach *et al.*, 1997), β -caroteno y xantofilas, principalmente fucoxantina, que absorbe a 426, 449 y 465 nm (Hedley y Mumby, 2002). Debido a la dominancia de estos pigmentos estas algas presentan un co-

lor pardo más que verde (debido a su elevada absorción en la longitud de onda del verde). En cuanto a las algas rojas, éstas se caracterizan por la presencia de β -caroteno y principalmente α -caroteno que presenta picos de absorción a 423, 444 y 475 nm (Hedley y Mumby, 2002). Las algas rojas contienen también bilinguinas que pueden dividirse en ficoeritrinas, ficocianinas y aloficocianinas. La ficoeritrina presenta picos de absorción a 543-568 nm, la ficocianina a 553 y 618 nm (Smith y Alberte, 1994) y la aloficocianina a 654 nm (Hedley y Mumby, 2002). La localización de los picos de absorción característicos de cada pigmento puede variar ligeramente de un estudio a otro dependiendo de las condiciones de medida (en solventes o *in vivo*), el estado fisiológico de las macroalgas, condiciones ambientales, etc.

Desde el punto de vista de teledetección, se debe tener en cuenta que en condiciones naturales las comunidades de algas se pueden encontrar emergidas (especialmente durante marea baja), flotando o sumergidas. Por esta razón, su comportamiento en relación a las técnicas de detección remota debería ser considerado de forma diferente en cada caso. En el caso de la vegetación sumergida la región del espectro electromagnético correspondiente al verde podría ser considerado la más adecuada para la detección de este tipo de algas, seguida de la región del rojo (Silva *et al.*, 2008). Las longitudes de onda del verde también proporcionan gran penetración en aguas con elevadas concentraciones de material disuelto y en suspensión como puede ocurrir en la zona costera (Kirk, 1994). El agua absorbe la radiación electromagnética en la región óptica del espectro, lo que resulta en una disminución importante de la señal electromagnética. Debido a esto, las medidas de reflectividad para especies sumergidas son muy bajas, generalmente del orden 10^{-1} (Pinnel *et al.*, 2004; Dierssen y Zimmerman, 2003; Fyfe, 2003; Heege *et al.*, 2003). Debido a la magnitud tan reducida de esta señal, se requiere una cuidadosa y adecuada corrección de los efectos atmosféricos y de la columna de agua previa a al análisis de los datos procedentes de teledetección.

En ambientes naturales, las macroalgas pueden encontrarse coexistiendo con fondos de arena. Sin embargo, la diferencia entre ambos

sustratos es generalmente bastante grande debido a las diferencias en sus valores de reflectividad, mucho más elevados en el caso de la arena. Las diferencias en la firma espectral del sustrato arena puede variar en función de su composición, origen, el tamaño de grano y en algunos casos también de la influencia del fitobentos. Sin embargo, en general su espectro es bastante característico sin la ausencia de los picos de absorción típicos de la clorofila y de valores mucho más elevados.

Conclusiones

Los avances en teledetección a lo largo de los años han hecho posible utilizar imágenes remotas para producir mapas sobre algunas de sus características como productividad, temperatura superficial, turbidez y también sobre cartografiado bentónico y distribución de hábitats entre otros. Sin embargo, las aguas costeras son especialmente complejas, caracterizadas por una elevada variabilidad de sus constituyentes ópticos. Esto conlleva ciertas dificultades en la aplicación e interpretación de los datos de satélite en estas zonas debido a ciertas limitaciones técnicas y metodológicas (resolución de espacial, radiométrica y espectral, corrección atmosférica, absorción producida por la columna de agua, elevación solar, velocidad del viento, etc.). Sin embargo, la importancia de cada fuente de error o limitación dependerá del objetivo del estudio así como de los métodos empleados para alcanzarlo. Entender los procesos físicos básicos sobre el comportamiento de la señal electromagnética en el agua y las limitaciones que implica sobre la aplicación de teledetección en ambientes acuáticos es fundamental para una correcta planificación de cualquier estudio así como para la obtención de unos resultados exitosos, más robustos y fiables.

References

- AUSTIN, R. W. (1974). The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. In Jerlov, N.G., Nielsen, E.S. (eds.) *Optical aspects of oceanography*. Academic Press London y New York, pp 317-344.
- BEACH, K. S., BORGEAS, H. B., NISHIMURA, N. J., & SMITH, C. M. (1997). In vivo absorbance spectra y the ecophysiology of reef macroalgae. *Coral Reefs*, 16: 21-28.
- BUKATA, R. P., JEROME, J. H., KONDRATYEV, K. Y., & POZDNAYAKOV, D. V. (1995). Optical properties y remote sensing of inly y coastal waters. CRC Press, New York. ISBN 0-8493-4754-8.
- CRACKNELL, A. P., IBRAHIM, M., & McMANUS, J. (1987). Use of satellite y aircraft data for bathymetry studies. Proceedings of the 13th Annual Conference of the Remote Sensing Society, University of Nottingham, September 7-11, 1987 (Remote Sensing Society, Nottingham), 391-402.
- DEKKER, A. G., BRYO, V. E., ANSTEE, J. M., PINNELL, N., KUTSER, T., & HOOGENBOOM, H. J. (2001). Imaging spectrometry of water. *Imaging spectrometry: Basic principles y prospective applications*, vol. IV (pp. 307-359). Dordrecht' Kluwer Academic Publishers.
- DEKKER, A. G., MALTHUS, T. J., WIJNEN, M. M., & SEYHAN, E. (1992). Remote Sensing as a Tool for assessing water quality in Loosdrecht lakes. *Hydrobiologia*, 233: 137-159.
- DIERSSEN, H. M., ZIMMERMAN, C., LEATHERS, R. A., DOWNES, T. V., & DAVIS, C. O. (2003). Ocean colour remote sensing of seagrass y bathymetry in the Bahamas Banks by high-resolution airborne imagery. *Limnol. Oceanogr.*, 48(1): 444-455.
- FYFE, S. K. (2003). Spatial y temporal variation in spectral reflectance: are seagrass species spectrally distinct? *Limnol. Oceanogr.*, 48 (1, part 2): 464-479.
- GITELSON, A. (1992). The peak near 700 nm on radiance spectra of algae y water: relationship of its magnitude y position with chlorophyll concentration. *International Journal of Remote Sensing*, 13: 3367-3373.
- GORDON, H. R., SMITH, R. C., & ZANEVELD, J. R. V. (1980). Introduction to ocean optics. *Proc. SPIE Soc. Opt. Eng.*, 6:1-43.
- GORDON, H. R., & MOREL, A. Y. (1983). Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. A review of lecture notes on coastal y estuarine studies. 113 pp, Springer-Verlag, New York.
- JERLOV, N. G. (1976). *Marine Optics*, Elsevier Oceanography series 14, Elsevier Publishing Co. Amsterdam.
- HAXO, F. T., & BLINKS, L.R. (1950). Photosynthetic action spectra of marine algae. *The Journal of General Physiology*, 33: 389-422.
- HEDLEY, J. D., & MUMBY, P. J. (2002). Biological y remote sensing perspectives of pigmentation in coral reef organisms. *Advances in marine biology*, 43: 277-317.
- HEEGE, T., BOGNER, A., & PINNELL, N. (2003). Mapping of submerged aquatic vegetation with a

- physically based process chain. Proc. SPIE 5233, Remote Sensing of the Ocean y Sea Ice 2003, 43 (February 26, 2004); doi:10.1117/12.514054.
- HOLDEN, H., & LeDREW, E. (1998). The scientific issues surrounding remote detection of submerged coral ecosystems. *Progress in Physical Geography*, 22(2): 190-221.
- IOCCG (2000). Remote sensing of ocean colour in coastal, y optically-complex, waters, in Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, no. 3, edited by S. Sathyendranath, pp. 140, Dartmouth.
- KAY, S., HEDLEY, J. D., & LAVENDER, S. (2009). Sun Glint Correction of High y Low Spatial Resolution Images of Aquatic Scenes: a Review of Methods for Visible y Near-Infrared Wavelengths. *Remote Sensing*, 1(4): 697-730.
- KIRK, J. T. O. (1994). Light y Photosynthesis in Aquatic Ecosystems, Second Edition, Cambridge Univ. Press.
- MARITORENA, S., MOREL, A., & GENTIL, B. (1994) Diffuse reflectance of oceanic shallow waters. Influence of water depth y bottom albedo. *Limnol. Oceanogr.*, 39(7): 1689-1703.
- MÉLIN, F., & ZIBORDI, G. (2005). Aerosol variability in the Po Valley analyzed from automated optical measurements. *Geophysical Research Letters*, 32 (L03810): 1-4.
- MISHRA, D. R., NARUMALANI, S., RUNDQUIST, D., & LAWSON, M. (2005). Characterizing the vertical diffuse attenuation coefficient for downwelling irradiance in coastal waters: Implications for water penetration by high resolution satellite data. *ISPRS Journal of Photogrammetry y Remote Sensing*, 60: 48-64.
- MOBLEY, C. (1994). Light y water: radiative transfer in natural waters. San Diego, C.A. Academy Press.
- MOREL, A., & PRIEUR, L. (1977). Analysis of variations of ocean color. *Limnology y Oceanography*, 22: 709-722.
- PINNEL, N., HEEGE, T., & ZIMMERMANN, S. (2004). Spectral discrimination of submerged macrophytes in lakes using hyperspectral remote sensing data. SPIE Proc Ocean Optics XVII, Fremantle, Australia.
- PREISENDORFER, R. W. (1976). Hydrologic Optics, vol. 1, Introduction, Natl. Tech. Inf. Serv., Springfield, Va.
- PURKIS, S., & KLEMAS, V. (2011). Remote Sensing y Global Environmental Change. Oxford: Wiley-Blackwell.
- VAHTMÄE, E., KUTSER, T., MARTIN, G., & KOTTA, J. (2006). Feasibility of hyperspectral remote sensing for mapping macroalgal cover in turbid coastal waters-a Baltic Sea case study. *Remote Sensing of Environment*, 101: 342-351.
- RUNDQUIST, D. C., HAN, L., SCHALLES, J. F., & PEAKE, J. S. (1996). Remote measurement of algal chlorophyll in surface waters: the case of the first derivative of reflectance near 690 nm. *Photogrammetric Engineering y Remote Sensing*, 63(2): 195-200.
- TASSAN, S. (1992). An algorithm for the identification of benthic algae in the Venice lagoon from Thematic Mapper data. *International Journal of Remote Sensing*, 13:2887-2909.
- SILVA, T. S. F., COSTA, M. P. F., MELACK, J. M., NOVO, E.M.L.M. (2008). Remote sensing of aquatic vegetation: theory y applications. *Environmental Monitoring y Assessment*, 140: 131-145.
- SMITH, C., ALBERTE, R. (1994). Characterization of in vivo absorption features of chlorophyte, phaeophyte y rhodophyte algal species. *Mar. Biol.*, 118:511-521.