

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

TESIS DE LICENCIATURA

**Estudio del efecto de Sunlint en las
señales captadas por sensores satelitales
en el rango espectral de visible a
infrarrojo cercano mediante simulación
numérica**

Autor:
Oscar Franco Ompré

Directores:
Dr. Sergio Masuelli
Lic. Sebastián Darío Heredia

Trabajo especial de Licenciatura en Física

28 de agosto de 2018



Se distribuye bajo una
Licencia Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

Resumen

Facultad de Matemática Astronomía Física y computación

-

Licenciatura en Física

Estudio del efecto de Sunlint en las señales captadas por sensores satelitales en el rango espectral de visible a infrarrojo cercano mediante simulación numérica

by Oscar Franco Ompré

0.1. Resumen

En la actualidad es de suma importancia la obtención de parámetros de *ocean color*, es decir, datos que nos aporten información sobre el contenido de los océanos y mares como por ejemplo los niveles de fitoplancton que componen un aspecto fundamental en las cadenas de producción pesquera y la forma en la cual evolucionan los ecosistemas dentro de los océanos. Mediante el uso de satélites con sensores a bordo capaces de obtener estas variables es posible llevar a cabo un monitoreo constante, pero en determinadas situaciones es de extrema dificultad la obtención de las variables de ocean color. En este trabajo se estudió y caracterizó el fenómeno de *sunlint*, es decir la reflexión especular del sol en la superficie del agua de mar, para conocer de que forma se comporta y cuales son los parámetros mas sensibles utilizando un modelo de transferencia radiativa. La radiación que llega al satélite debido a este efecto termina por cubrir completamente las radiancias que tienen directa relación con los componentes del agua, como el la Water Leaving Radiance(WLR). Si se pudiera caracterizar de forma univoca esta radiación y conocer los parámetros por los cuales esta es producida se podría diseñar una corrección que sumada a la corrección atmosférica permita obtener las variables de ocean color deseadas.

0.2. Abstract

At present it is very important to obtain parameters of ocean color, that is, data that provide us with information about the content of the oceans and seas, such as the phytoplankton levels that make up a fundamental aspect in the chains of fishing production and the way in which the ecosystems evolve within the oceans. By using satellites with on-board sensors capable of obtaining these variables it is possible to carry out constant monitoring, but in certain situations it is extremely difficult to obtain the ocean color variables. In this work we study and characterize the phenomenon of sunglint, that is to say, the specular reflection of the sun on the surface of seawater, in order to know which way it behaves and what are the more sensitive parameters using a radiative transfer model. The radiation that reaches the satellite due to this effect ends up completely covering the radiances that have a direct relation with the water components, such as the Water Leaving Radiance (WLR). If this radiation could be characterized univocally and know the parameters by which it is produced, a correction could be designed that, added to the atmospheric correction, allows to obtain the desired ocean color variables.

Acknowledgements

A mi familia.

A mis directores Sergio Masuelli y Sebastián Heredia por la paciencia y todo su tiempo.

A la FaMAF.

Índice general

Resumen	III
0.1. Teledetección	IV
Acknowledgements	V
1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivos específicos	2
1.2. Contexto de trabajo	2
1.3. Estructura de tesis	3
2. Marco Teórico	5
2.1. Teledetección	5
2.1.1. Aspectos Básicos de la Teledetección	6
2.1.2. Firmas espectrales	8
2.1.3. Sistemás de sensores remotos	9
2.1.4. Características espaciales y radiométricas	9
2.1.5. MERIS	12
2.2. Radiación Electromagnética	13
2.2.1. Ondas Electromagnéticas	14
2.2.2. Polarización	15
2.2.3. Distribución angular de la radiación	16
2.2.4. Radiación térmica - Cuerpo negro	17
2.2.5. Radiación Solar	19
2.3. La Atmósfera como medio de transmisión	20
2.3.1. Descripción general de la Atmósfera	21
2.3.2. Estructura vertical	22
2.3.3. Propiedades ópticas	23
2.3.4. Composición Química	24
Aerosoles	25
2.4. Transferencia Radiativa	25
2.4.1. Absorción y emisión molecular	25
Atenuación molecular	25
Profundidad óptica y transmitancia	26
Emisión	27
2.4.2. Atenuación atmosférica	28
2.4.3. Ecuación de la transferencia radiativa	29
Término de emisión térmica	30
Término fuente de scattering	30
2.4.4. Solución general para la radiancia propagándose a través de la atmósfera	32
2.5. El océano y el fenómeno del sunglint	33
2.5.1. Modelización de la superficie del mar	34

2.5.2. Variabilidad de parámetros geofísicos	37
3. Modelos de Transferencia Radiativa (RTM)	41
3.1. 6S	41
3.1.1. Funcionamiento	42
3.1.2. Limitaciones de la interfaz del 6S	43
3.2. Py6S	47
3.2.1. Mejoras provistas por el Py6S	47
3.3. Simulador	47
4. Resultados y su análisis	51
4.1. Selección del área de análisis	51
4.1.1. Área contaminada por <i>sun glint</i>	53
4.2. Parametrizaciones	56
4.3. Determinación del AOT	56
4.4. Parametrización con respecto al viento	57
Sensibilidad frente al ángulo del viento	59
Sensibilidad frente al módulo de la velocidad del viento	61
Criterios de selección del módulo de la velocidad del viento	63
4.5. Parametrización con respecto al AOT	67
4.6. Parametrización con respecto a la concentración de sal	71
4.7. Parametrización con respecto a la concentración de pigmentos	72
4.8. Parametrización con respecto al tipo de aerosol	74
4.9. Seawater Radiance	75
4.10. Comportamiento Anómalo	77
4.11. Criterio de determinación de Sun glint	80
4.11.1. Análisis variabilidad del viento	80
5. Conclusiones y trabajos a futuro	85
5.1. Conclusiones	85
5.2. Trabajos a futuro	86
Bibliografía	87

List of Abbreviations

LAH	List Abbreviations Here
RTM	Radiative Transfer Model
WSF	What (it) Stands For
TOA	Top Of Atmosphere
MERIS	MEDium Resolution Imaging Spectrometer
ATBD	Algorithm Theoretical Base Document
SZA	Solar Zenit Angle
SAZ	Solar AZimuthal angle
VZA	View Zenit Angle
VAZ	View AZimuthal angle
AVHRR	Advance Very High Resolution Radiometer
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
RT	Radiative Transfer
6S	Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
SOS	Succesive Orders of Scattering
HITRAN	HIGH resolution TRANsmission of molecular absorption
BRDF	Bidirectional Reflectance Distribution Function
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
NIR	Near Infra Red
HypIRI	Hyperspectral InfraRed Imager
EOS	Earth Observing System
POLYMER	POLYnomial based algorithm applied to MERIS
POLDER	POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances
AOT	Aerosol Optical Thinckness
MSS	Multispectral Scanner System

Dedicado a mis viejos y mis mas de cuatro abuelos...

Capítulo 1

Introducción

Mediante la observación de la superficie del mar se puede conocer el ecosistema marino, y por consiguiente obtener información útil sobre procesos que se llevan a cabo en él. Por ejemplo, en forma indirecta, se puede conocer la concentración de pigmentos en el agua de mar, la cual tiene una relación con la concentración de fitoplancton, que tiene un gran impacto en la vida de mar y en la influencia climática. Por ejemplo es conocido que el fitoplancton, al ser el alimento de varias especies de peces en la base de la cadena trófica, determina las zonas pesqueras más favorables.

La observación de la superficie del mar puede realizarse mediante el uso de satélites equipados con cámaras, mediante las cuales se pueden obtener imágenes del mar que aporten información del mismo.

Los satélites de observación recolectan señales electromagnéticas, las cuales pueden provenir de distintas fuentes, muchas de las cuales no son del interés del investigador ni del objeto de estudio. En base a esta complicación se vuelve necesidad tener la capacidad de discernir las señales que llegan al satélite conociendo de las fuentes de las cuales provienen y el modo en que afectan a la medición propiamente dicha.

Una herramienta fundamental para lograr el reconocimiento de las distintas fuentes de radiaciones es el desarrollo de los modelos de transferencia radiativa (RTM). En el modelo directo, los RTM son programados de modo tal que se modelan las componentes de la atmósfera, la superficie y la radiación que se propaga. Modelando estas componentes los modelos directos permiten predecir la radiación en cualquier punto de la atmósfera. Conociendo estas radiaciones se puede aplicar una corrección atmosférica para eliminar la radiación aportada por la atmósfera y de este modo obtener información de la superficie. Una de las tantas aplicaciones de los modelos directos de transferencia radiativa es su uso como patrón de calibración de los instrumentos a bordo de un satélite cuando este se encuentra en órbita. Haciendo uso de una superficie conocida se puede correr el RTM para obtener la radiancia de referencia para el satélite. Para obtener de forma precisa las radiancias a tope de atmósfera es necesario contar con un buen conjunto de datos sobre distintos parámetros atmosféricos que permitan una buena predicción de las radiancias a TOA.

Un punto muy importante a destacar es la necesidad de la calibración del instrumento ya que es necesario la obtención de información confiable, es decir necesitamos poder obtener datos del fenómeno que se desea estudiar y no una mera señal. Una señal y un dato se diferencian en cuanto a que el segundo es magnitud física con su incertidumbre asociada, a partir de un instrumento debidamente calibrado.

1.1. Objetivos

El presente trabajo final de la licenciatura en física tiene como objetivo el estudio y la caracterización mediante el uso de un RTM del fenómeno conocido como sunglint, este fenómeno consiste en la reflexión especular de la radiación solar en la superficie del mar.

Se propone determinar las variables dominantes del fenómeno sunglint y con que calidad de esos datos se debería contar para poder corregir una imagen satelital que presente dicho fenómeno.

1.1.1. Objetivos específicos

Implementar el uso del código de transferencia radiativa conocido como 6S junto con la API de python Py6S.

Crear un simulador que permita llevar a cabo simulaciones que puedan ser contrastadas con datos de misiones satelitales.

Comparar los resultados obtenidos mediante el uso del simulador a misiones que sean de interés en el estudio de variables de ocean color como por ejemplo MERIS.

Establecer un criterio de discriminación de pixeles que presenten sunglint, estratificándolos en distintos niveles de contaminación por sunglint.

1.2. Contexto de trabajo

El presente trabajo de tesina pretende aportar al proyecto SABIAMAR (Constelación de dos Satélites Argentino-Brasileños para Información del Mar fruto de la cooperación entre la CONAE y la Agencia Espacial Brasileña (AEB), en el marco del Acuerdo de Integración y Coordinación Bilateral Argentina-Brasil.[<http://www.conae.gov.ar/index.sace>]

SABIA-Mar está concebido como una misión de Observación de la Tierra con aplicaciones prioritarias en el estudio del mar y costas, siendo una fuente de datos importante para estudios del color del mar a nivel regional y un aporte significativo a nivel internacional.

Con el fin de satisfacer los requerimientos impuestos por los usuarios argentinos vinculados a las ciencias del mar, los principales instrumentos a bordo del SABIA-Mar 1 deberán tener la capacidad de observar:

- Color del océano abierto (escenario global) y Sud América y sus costas (escenario regional y costero) con dos días de revisita, con 200 m y 800 m de resolución respectivamente, a fin de proveer datos, información y productos de valor agregado para estudios relacionados con:

- Productividad primaria del mar
- Ecosistemas oceánicos y costeros
- El ciclo del carbono
- Biodiversidad y ambiente marino

- Manejo de recursos pesqueros y vigilancia en el mar
- Calidad de agua en costas y estuarios
- Apoyo a aplicaciones terrestres: vegetación, uso de la tierra, aguas continentales, zonas inundadas.

Los principales productos que se generarán a partir de los datos del SABIA-Mar serán:

- Radiancia/Reflectancia emergente normalizada del agua
- Concentración de Clorofila-a
- Coeficiente de Atenuación Difusa (K490)
- Radiación fotosintéticamente disponible (PAR)
- Turbiedad
- Temperatura Superficial del Mar

Ante la presencia de sunglint se imposibilita la obtención de variables como la caracterización ecosistemás oceánicos y costeros, radiancia/reflectancia emergente normalizada del agua, Coeficiente de Atenuación Difusa (K490), Concentración de Clorofila-a, Radiación fotosintéticamente disponible (PAR), Temperatura Superficial del Mar, etc.

1.3. Estructura de tesis

La tesis se estructura del siguiente modo. En el capítulo 2 se presenta el marco teórico donde se presentan los contenidos para comprender el sunglint, tocando aspectos desde teledetección, ondas electromagnéticas, composición de la atmósfera etc. En el capítulo 3 se presenta el simulador que fue desarrollado para llevar a cabo las simulaciones para distintas situaciones. En el capítulo 4 se presentan los resultados y se analizan los mismos. En el capítulo 5 se presentan las conclusiones de la tesis e investigaciones a futuro.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Teledetección

La teledetección o detección remota es definida, para nuestro propósito, como la medición de las propiedades de los objetos en la superficie de la tierra usando datos adquiridos mediante satélites y aviones. Es por lo tanto un intento para medir algo 'a distancia' a diferencia de medir algo *in situ*, es decir en el lugar donde se encuentra el objeto.

Es de particular interés entender todo el proceso que abarca la teledetección ya que es a partir de esta disciplina que el investigador obtiene los datos que luego son procesados dándole un valor agregado.

El campo de la teledetección puede dividirse generalmente en teledetección óptica, infrarroja, térmica o de microondas dependiendo de la región del espectro electromagnético que se desea estudiar.[Labanda, 2011]

En general los principales componentes que conforman un sistema de teledetección son: fuente de energía, medio transmisor, sistema sensor, sistema receptor y sistema para el tratamiento de imágenes como se puede apreciar en Figura 2.1. [Labanda, 2011]

Los satélites son plataformas espaciales que orbitan alrededor de la tierra y en donde se montan los instrumentos de medición. Su aplicación en la teledetección es motivada por numerosas ventajas, tales como la cobertura global y repetitiva de la superficie terrestre, la observación panorámica y la posibilidad de transmisión casi inmediata de la información. [Labanda, 2011]

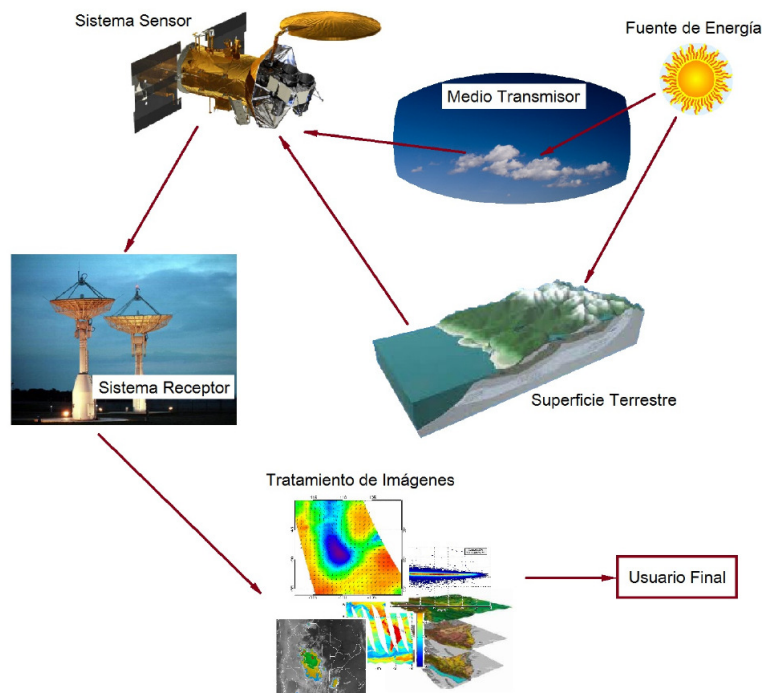


FIGURA 2.1: Diagrama de un sistema de teledetección espacial.

2.1.1. Aspectos Básicos de la Teledetección

Dado que no estamos en contacto directo con el objeto de interés, debemos confiar en las señales propagadas de algún tipo, como por ejemplo, señales ópticas, acústicas, de microondas, etc. Nos vamos a limitar a tratar solamente con la teledetección espacial, utilizando señales en el rango óptico y del infrarrojo cercano(NIR).[Schowengerdt, 2006]

Los sistemas de teledetección, en particular los incluidos en satélites, nos proveen de forma repetitiva y consistente una forma de observar la tierra que es invaluable para monitorear los cambios en el corto y largo plazo y el impacto que tienen las actividades humanas en planeta. [Schowengerdt, 2006]

El primer Landsat Multispectral Scanner System (MSS) lanzado en 1972, con sus 4 bandas espectrales, cada una con un ancho de banda de alrededor de 100 nm, y con un tamaño de pixel de 80 m, comenzó la era moderna del teledetección civil de la tierra desde el espacio. En la Figura 2.2 puede observarse una imagen tomada por el sensor MODIS a modo de ejemplo.[Schowengerdt, 2006]



FIGURA 2.2: Ejemplo de una imagen satelital de color real de la región escandinava mostrando nieve el 15 de marzo del 2002, usando las bandas visibles 1,4,3 para RGB de MODIS. <http://modis.gsfc.nasa.gov/>

Según la literatura [Mätzler, 2008] hay cuatro requerimientos que si se cumplen aseguran el éxito de la extracción de información mediante teledetección:

1. Un instrumento en una plataforma que pueda detectar y medir la información o la señal. Esta señal debe estar calibrada para definir estándares para permitir la reproducción de la observación bajo las mismas condiciones. Las incertidumbres, errores, geometría, tiempo, radiometría, espectro y polarización deben ser especificadas
2. La señal desde el objeto hacia el observador debe ser propagada en una manera inambigua y sin pérdidas serias. Idealmente la propagación es a través de una línea recta con velocidad constante y sin atenuación. En otras palabras el medio de propagación debe ser transparente y homogéneo, como el espacio vacío para las ondas electromagnéticas.
3. Debe existir una interacción entre la onda y el objeto a medir. La interacción puede ser emisión o scattering de radiación o puede ser modulación o delay de la onda propagada.
4. La señal debe ser inambigua para permitir la extracción de información correcta. El vínculo entre el objeto y la señal es un modelo que es adecuado para simular la señal a partir de la información del objeto.

La extracción de información mediante teledetección necesita información disponibles de otras fuentes, como ser:

- observaciones *in-situ*
- teledetecciones previas
- calidad del modelo matemático utilizado
- comprensión y entendimiento de los procesos que describen el comportamiento de los objetos
- mapas e inventario , para parámetros que se pueden utilizar como constantes
- implementación de limitaciones del rango de los parámetros

2.1.2. Firmas espectrales

La firma espectral de un material se define como su reflectancia en función de la longitud de onda medida con una resolución espectral adecuada, en la región correspondiente al espectro solar. Tiene gran interés la medición de las firmas espectrales de los materiales en la superficie de la tierra, tales como la vegetación, aceites, rocas, fitoplancton, a lo largo de todo rango espectral. [Schowengerdt, 2006]

La motivación de la teledetección multiespectral es que diferentes tipos de materiales pueden ser distinguidos en base a diferencias en sus firmas espectrales. Aunque esta situación deseada es alcanzada en la práctica, a veces es también frustrada por un conjunto de factores que incluye:

- variabilidad natural de un tipo de material
- una mala cuantización espectral para muchos sistemas de teledetección
- modificación de las firmas espectrales por causa de la atmósfera

Por lo tanto, aun si quisiéramos aplicar diferentes niveles a diferentes materiales, no hay garantía que eso vaya a exhibir diferencias medibles en cuanto a las firmas espectrales en su ambiente natural.

Al ser tan variables las muestras de los diferentes materiales es casi imposible reproducir las condiciones de las mediciones de campo dentro del laboratorio. Incluso si las reflectancias de referencia son tomadas a partir de mediciones de campo, las imágenes tomadas por aviones o satélites sufren distorsiones a partir de la atmósfera, topología y la calibración que alteran la señal que es obtenida por el sensor. Por lo tanto, el uso de reflectancias de laboratorio o tomadas en mediciones de campo deben usarse teniendo en cuenta el hecho que estos datos solamente aproximan las firmas espectrales en 'el mundo real', y los sensores de teledetección necesitan una calibración cuidadosa para la comparación con los resultados de campo o laboratorio [Schowengerdt, 2006]. A pesar de estos inconvenientes, en muchos casos uno puede distinguir fácilmente un material con respecto de otro sin entrar mucho en el detalle de la firma espectral absoluta, hecho que es de suma utilidad en los casos de teledetección.

Por ejemplo para la obtención de parámetros de ocean color, es decir datos que guardan una directa relación con el contenido de ciertas partículas dentro del agua, como por ejemplo la clorofila. Para ello es necesario conocer la firma espectral del agua con diferentes contenido de clorofila y otros componentes para poder diseñar un instrumento capaz de medir a bordo de un satélite las variables requeridas.

En la Figura 2.3 se pueden ver las distintas firmas espectrales para un conjunto de muestras [Rees, 2013].

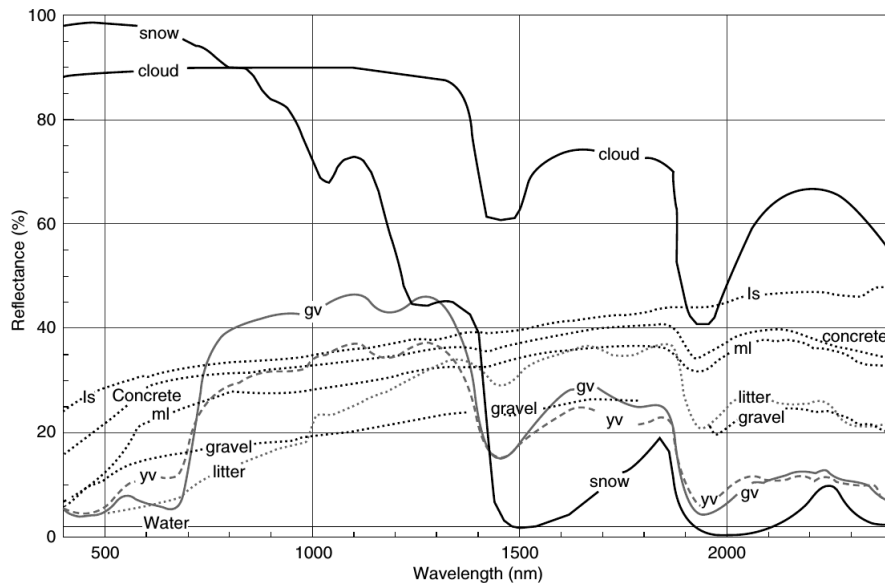


FIGURA 2.3: Reflectancias espectrales de varios materiales típicos en la región VNIR. gv: vegetación verde; yv: vegetación amarilla; ls: limestone; ml: arcilla húmeda.[Rees, 2013]

2.1.3. Sistemás de sensores remotos

Dentro del campo del teledetección existen dos categorías de sensores[Mätzler, 2008]:

- Sensores activos: Sensores e instrumentos en los cuales se emite una señal desde el mismo y luego esta es captada por un receptor, a ser el caso de un radar.
- Sensores pasivos: Sensores e instrumentos que captan una señal proveniente de una fuente externa, como por ejemplo una cámara fotográfica. En este tipo de sensores se focalizara en el presente trabajo.

Los detalles para la construcción de un sensor y los materiales necesarios varían con la longitud de onda de interés y las dimensiones de los sistemás ópticos y sus detectores dependen de las limitaciones ingenieriles de la misión. Sin embargo, todos los sensores pasivos, operan bajo los mismos principios físicos de transferencia radiativa, formación de imágenes y detección de fotones. Se pretende explicar de forma breve este tipo de sistemás de sensores.

2.1.4. Características espaciales y radiométricas

Cada pixel representa un promedio en cada una de las siguientes tres dimensiones: Espacio, longitud de onda y tiempo. El promedio temporal es generalmente muy pequeño. Sin embargo, los promedios sobre el espacio y las longitudes de onda definen las características de los datos obtenidos en estas dimensiones.[Schowengerdt, 2006]

Si se imagina un espacio continuo tridimensional con parámetros (x,y,λ) , definido sobre las coordenadas espaciales (x,y) y la longitud de onda espectral (λ) , podemos visualizar a cada pixel de una dada imagen como representado una

integración sobre un volumen relativamente pequeño es ese espacio continuo , como se puede ver en Figura 2.4.

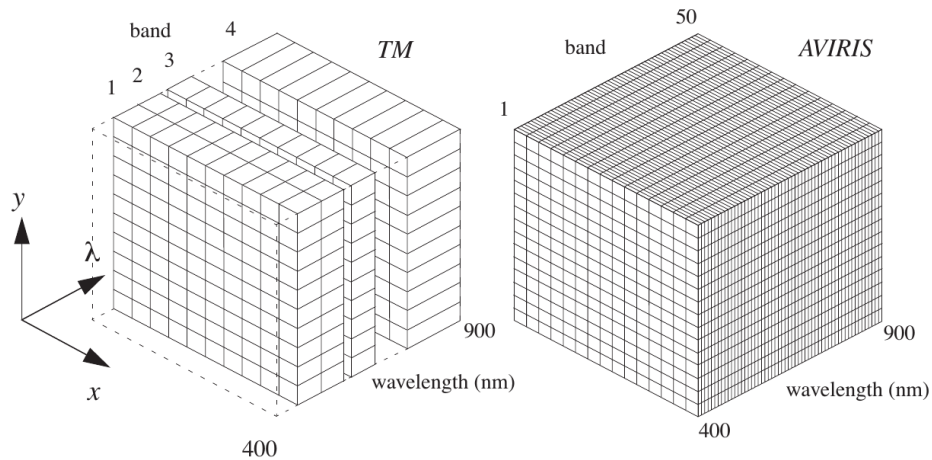


FIGURA 2.4: Comparación de la toma de datos espaciales y espectrales de Landsat TM y AVIRIS en el rango espectral VNIR. Cada pequeña cajita representa la región de integración espectro-espacial de un pixel de la imagen. Este tipo de visualización del volumen espectro-espacial de los datos es llamado cubo de imagen.

La grilla de pixeles que constituyen una imagen es obtenida por la combinación del escaneo en la dirección *cross-track* (ortogonal al movimiento de la plataforma) y por el movimiento de la plataforma en la dirección *in-track* como se ve en Figura 2.5. El tipo *line scanner* usa un solo elemento detecto para escanear toda la escena. Un detector tipo *Whiskbroom* como el del Lansat TM, utiliza muchos elementos detectores, alineados en en la dirección *in-track*, para lograr un escaneado paralelo durante cada ciclo del movimiento del espejo. Un tipo de escáner *Pushbroom*, como el que utiliza SPOT, posee un arreglo lineal de miles de detectores alineados en la dirección *cross-track*, que escanean todo el ancho de visión en paralelo a medida que la plataforma se desplaza. [Schowengerdt, 2006]

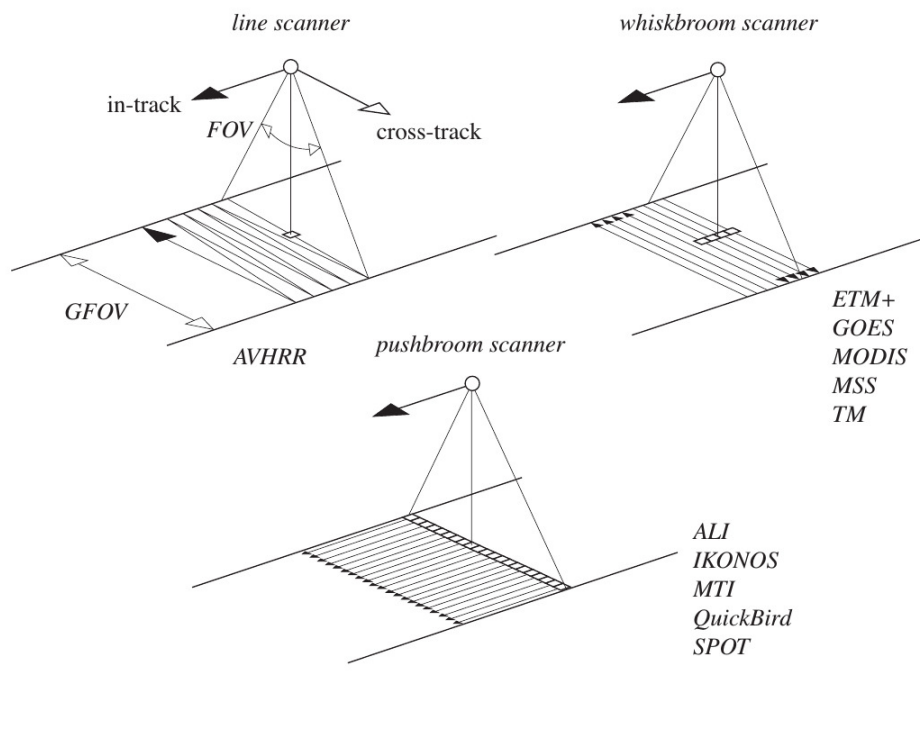


FIGURA 2.5: Definición de tipos de escaneo básicos. Las flechas indican el movimiento relativo a la tierra que se considera estática en este diagrama.

Para todos los tipos de escáneres, el ángulo total de cross-track es llamado Instant Field Of View (IFOV) y el correspondiente espacio cubierto por el mismo en tierra es llamado Ground-projected Instant Field Of View (GIFOV), también llamado ancho de swath o en ocasiones pisada del sensor (footprint). Estas diferentes componentes pueden observarse en la Figura 2.6.

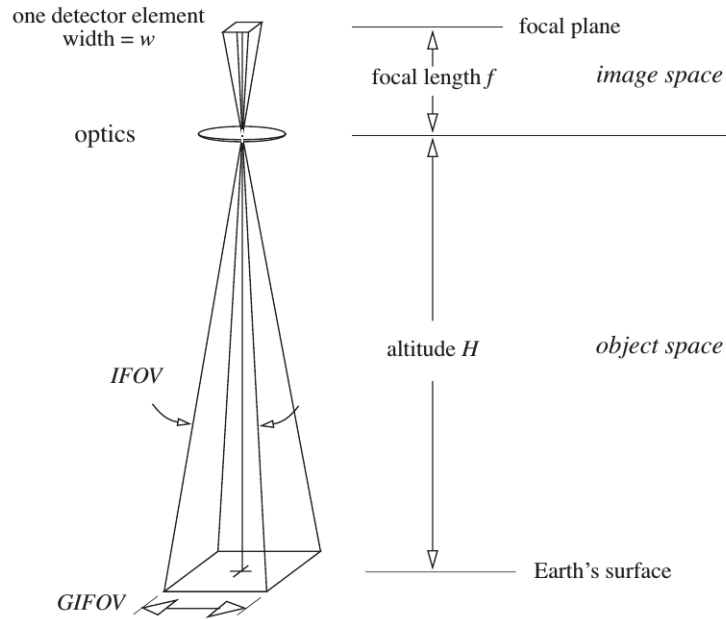


FIGURA 2.6: Descripción simple geométrica de un único elemento detector en el plano focal de un sensor óptico. Los tamaños de w y f son exagerados relativamente a H por claridad. Los parámetros angulares, como el IFOV son lo mismo en el espacio de la imagen y del objeto en este modelo, pero las dimensiones lineales están relacionadas por la magnificación f/H entre ambos espacios. Todo en el diagrama se asume estacionario y a zenit.

En el espectro solar, los sensores en satélites meteorológicos de sensado de la tierra miden la radiancia reflejada por el sistema compuesto por la atmósfera y la superficie de la tierra iluminada por el sol. Como se vio anteriormente esta señal depende de la reflectancia de la superficie, pero también es perturbada por dos procesos atmosféricos, la absorción gaseosa y el scattering producido por moléculas y aerosoles.

En el caso ideal (sin atmósfera), la radiación solar ilumina la superficie, una fracción de los fotones incidentes es absorbida por la superficie, mientras que los restantes fotones son reflejados nuevamente al espacio. Por lo tanto la radiancia medida depende directamente de las propiedades de la superficie: Esta radiancia es la señal útil ya que caracteriza la reflectancia de la superficie.

En el caso real solamente una fracción de los fotones provenientes del blanco alcanzan el sensor a bordo del satélite, típicamente el 80% a los $0.85 \mu\text{m}$ y 50% a los $0.45 \mu\text{m}$

2.1.5. MERIS

En el trabajo se utilizaron imágenes tomadas por los instrumentos MERIS a bordo del ENVISAT perteneciente a la ESA. Como forma de caracterizar a estos instrumentos brevemente se detallan alguna de las especificaciones brindadas por las agencias espaciales.

Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS):

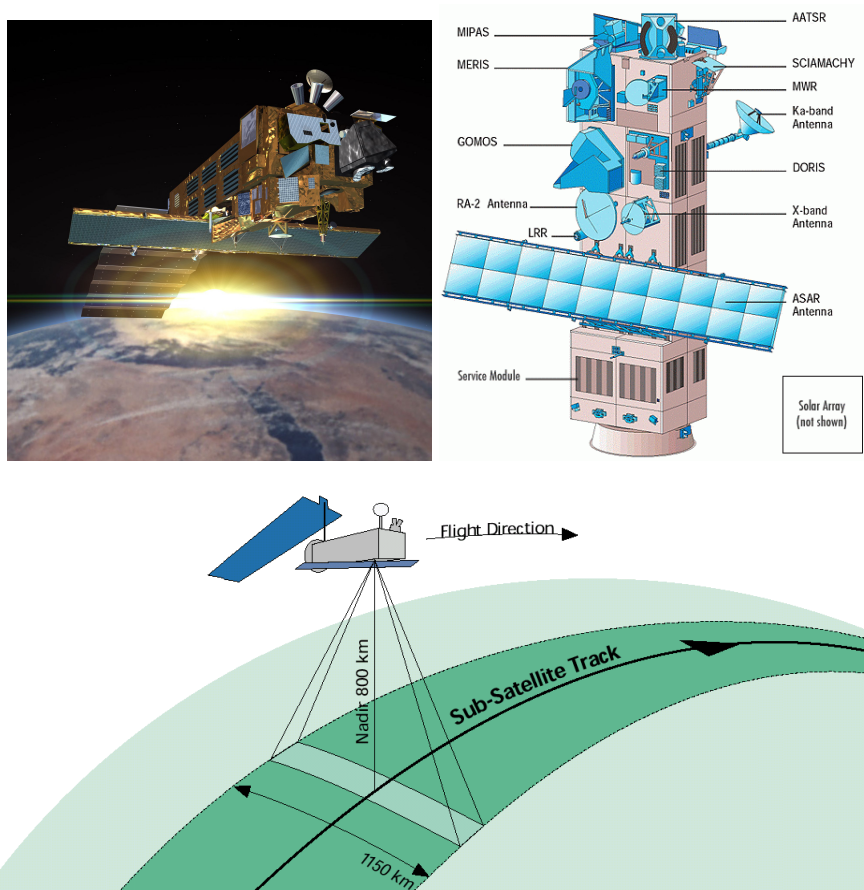


FIGURA 2.7: Modelo artístico del Envisat que lleva a bordo el sensor MERIS, Diagrama de los distintos componentes del satélite y esquematización de vuelo.

- Altitud: 790 km.
- Periodo: 101 minutos
- Ciclo de Revisita: 35 días.
- Precisión: Ocean colour bands typical S:N = 1700
- Resolución espacial: Oceano: 1040m x 1200 m, Tierra y costa: 260m x 300m
- Ancho de barrido: 1150km, cobertura global cada 3 días.
- 15 bandas: 390 nm to 1040 nm

2.2. Radiación Electromagnética

Se darán en esta sección algunos aspectos básicos sobre la radiación electromagnética, como ser su formulación ondulatoria y la radiación por cuerpo negro

La siguiente sección fue elaborada siguiendo los lineamientos propuestos por [Rees, 2013],[Chuvieco Salinero y Chuvieco, 1990] y [Jackson, 1999]

2.2.1. Ondas Electromagnéticas

En el año 1860 James Clerk Maxwell unificó las leyes de la electricidad y del magnetismo, y propuso que la luz era una forma de radiación electromagnética. Esto dio lugar a las llamadas ecuaciones de Maxwell, la cuales pueden ser escritas de la siguiente forma para el espacio vacío.

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{d\mathbf{B}}{dt} \quad (2.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \varepsilon_0\mu_0 \frac{d\mathbf{E}}{dt} \quad (2.4)$$

En estas expresiones, E y B son el campo eléctrico y magnético respectivamente, ε_0 y μ_0 son la permeabilidad eléctrica y magnética del vacío. Se puede comprobar que las ondas planas cumplen las ecuaciones de Maxwell, para un mayor detalle dirigirse a [Jackson, 1999]:

$$\begin{aligned} E_x &= E_0 \cos(\omega t - \kappa z) \\ E_y &= 0 \\ E_z &= 0 \\ B_x &= 0 \end{aligned} \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned} B_y &= \frac{E_0}{c} \cos(\omega t - \kappa z) \\ B_z &= 0 \end{aligned} \quad (2.6)$$

Donde se cumple la siguiente relación para la velocidad de la luz en el vacío:

$$c = \frac{\omega}{\kappa} = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0\mu_0}} \quad (2.7)$$

Aquí se usó la *frecuencia angular* ω y el *numero de onda* κ en lugar de la frecuencia f y la longitud de onda λ . Estas están relacionadas del siguiente modo:

$$\begin{aligned} \omega &= 2\pi f \\ \kappa &= \frac{2\pi}{\lambda} \end{aligned} \quad (2.8)$$

En principio, la frecuencia de una onda electromagnética puede adoptar cualquier valor, y a todo el rango de valores posibles de frecuencias se lo conoce como el *espectro electromagnético*. A las diferentes zonas del espectro electromagnético se las denominan con diversos nombres como por ejemplo ondas de radio, visible,

ultra-violeta, donde usualmente se refieren a la manera mediante la cual la radiación es generada o detectada. El espectro electromagnético se muestra esquemáticamente en Figura 2.8. También se muestra la energía de un fotón, el cual es un concepto cuántico en el cual la radiación se comporta como una partícula en lugar de una onda. La energía de la partícula viene dada por:

$$E = hf \quad (2.9)$$

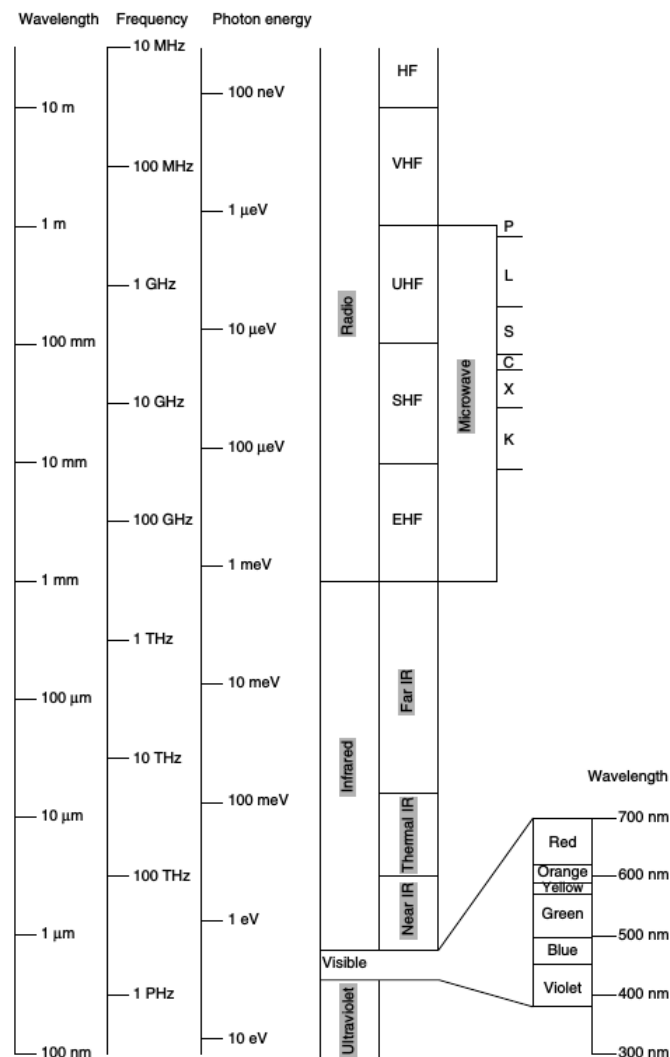


FIGURA 2.8: Espectro electromagnético. El diagrama muestra las regiones del espectro electromagnético que son importantes en el teledetección, junto con los nombres dados por convención a varias partes del espectro.

2.2.2. Polarización

La polarización de la radiación electromagnética se refiere a la orientación de los vectores del campo eléctrico y magnético. Esta dirección debe estar orientada de forma perpendicular una a la otra y también de manera perpendicular a la dirección de propagación, ver Figura 2.9, por lo que es suficiente describir la orientación del campo eléctrico. Si la polarización permanece fija en un plano se

dice que es linealmente polarizada o polarización plana, mientras que si la polarización rota se dice que es circularmente polarizada. La polarización elíptica es una combinación lineal de radiación polarizada lineal y circularmente. La radiación no necesariamente debe estar polarizada. En la radiación no polarizada la orientación del campo eléctrico cambiar de forma aleatoria en un corto periodo de tiempo.

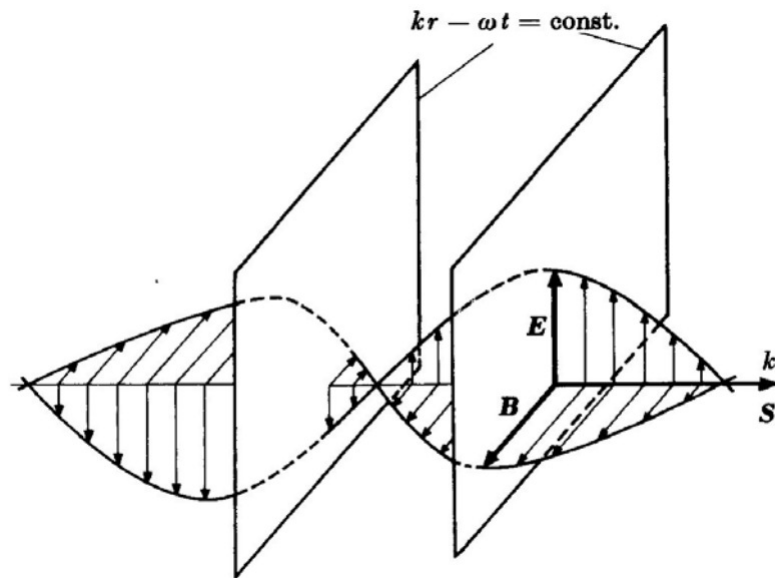


FIGURA 2.9: Se muestra un período de una onda electromagnética plana con polarización lineal.

2.2.3. Distribución angular de la radiación

Por el momento hemos solo considerado radiación colimada, es decir, radiación viajando en una sola dirección. Deberíamos poder describir la radiación distribuida sobre un rango de direcciones en el espacio.

Considere una superficie plana que es iluminada por radiación desde una variedad de direcciones. Para especificar la dirección necesitamos dos ángulos, θ (el ángulo de elevación) y φ (ángulo acimutal) como se observa en la

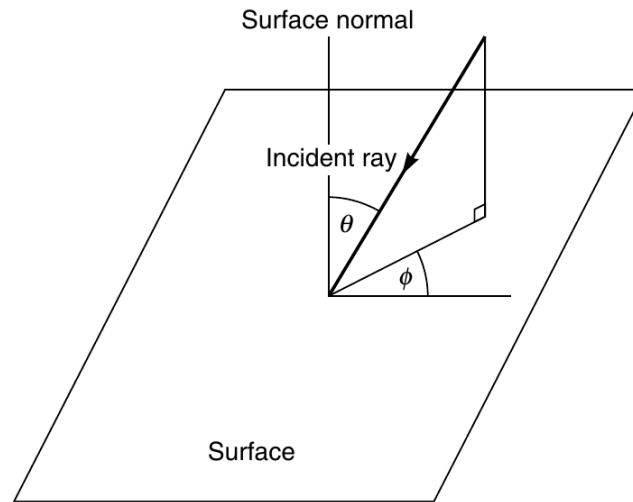


FIGURA 2.10: Definición de los ángulos θ y φ para describir la distribución angular de la radiación.

Procediendo (si quiere ahondar en el tema se recomienda [Hapke, 2012]), se obtiene la siguiente relación:

$$dP = L \cos(\theta) dA d\Omega \quad (2.10)$$

Donde dP es la contribución de la potencia al área dA del ángulo solido $d\Omega$ en la dirección (θ, φ) y L es la radiancia de la radiación incidente en esa dirección. por lo tanto la radiancia en el SI tiene unidades de $W m^{-2} sr^{-1}$.

La irradiancia E en la superficie es definida como el total de energía incidente por unidad de área, sus unidades en el SI son $W m^{-2}$. Se obtiene integrando 2.10 en el semi hemisferio.

Aunque la radiancia puede ser una función de la dirección, la irradiancia E claramente no lo puede ser. Podemos pensar del mismo modo para la radiación emitida o reflejada por la superficie. El análogo a la irradiancia, la radiancia saliente, es nombrado con el símbolo M .

Si tomamos que la radiación que sale de la superficie es isotrópica obtenemos:

$$M = \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\varphi=0}^{2\pi} L_{saliente} \cos(\theta) d\Omega = \pi L \quad (2.11)$$

2.2.4. Radiación térmica - Cuerpo negro

La radiación térmica es emitida por todos los objetos que se encuentran por encima del cero absoluto (0° o $-273,15^\circ C$).

Por lo general un objeto caliente emitirá a lo largo de todo el rango de longitudes de ondas en un espectro continuo.

Para describir esta radiación podemos utilizar las mismas cantidad radiométricas que definimos anteriormente pero necesitamos incluir modificaciones para

incluir la variación con la frecuencia o las longitudes de onda. Esto se logra definiendo la radiancia espectral L_λ tal que la radiancia ΔL contenida en un rango pequeño de longitudes de onda $\Delta\lambda$ esta dada por:

$$\Delta L = L_\lambda \Delta\lambda \quad (2.12)$$

Si realizamos una cavidad cerrada con paredes opacas, y mantenemos la cavidad a una temperatura T , la radiación electromagnética dentro de ella se conoce como *Radiación de cuerpo negro*.

La radiancia espectral de la radiación del cuerpo negro fue calculada por Max Plank utilizando mecánica cuántica. Esta viene dada por:

$$L_\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5(\exp(\frac{hc}{\lambda kT}) - 1)} \quad (2.13)$$

$$L_f = \frac{2hf^3}{c^2(\exp(\frac{hf}{kT}) - 1)} \quad (2.14)$$

En esta ecuación, h es la constante de Planck y k es la constante de Boltzmann. Estas ecuaciones se pueden ver graficadas en la Figura 2.11 y Figura 2.12

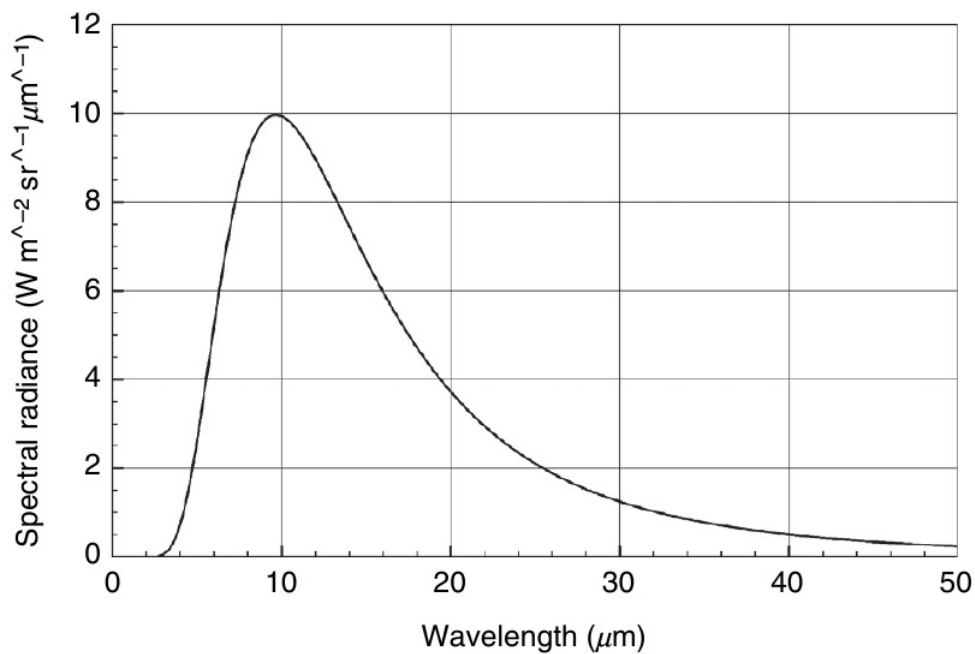


FIGURA 2.11: Espectro de radiación de un cuerpo negro a una temperatura de 300° K .

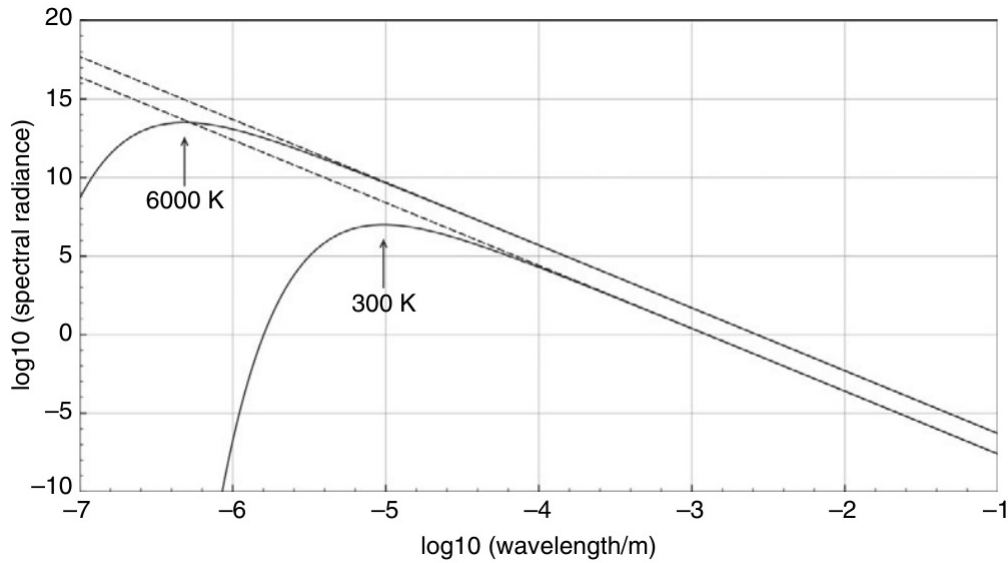


FIGURA 2.12: Espectro de radiación de un cuerpo negro a una temperatura de $300^\circ K$ y $6000^\circ K$ en escala logarítmica. La radiancia esta graficada con unidades de $\frac{Wm}{sr m}$.

Se puede integrar la fórmula de Planck para calcular la radiancia total de un cuerpo negro sobre todas las longitudes de onda y se obtiene lo siguiente:

$$L = \frac{2\pi^4 \kappa^4}{15c^2 h^3} T^4 \quad (2.15)$$

por lo que podemos expresar a la radiancia saliente, (en ingles *radiant exitance*), M como:

$$M = \sigma T^4 \quad (2.16)$$

Donde $\sigma = \frac{2\pi^5 \kappa^4}{15c^2 h^3}$, es la llamada constante de Stefan-Boltzmann. Estas ecuaciones muestran cuanta energía es emitida por un cuerpo negro a temperatura T .

2.2.5. Radiación Solar

Es prudente aplicar los conceptos antes visto, para describir brevemente la radiación proveniente del sol, ya que este astro es el que oficia de fuente de la radiación incidente para los sensores de teledetección pasiva.

Se puede aproximar al sol como un cuerpo negro a una temperatura de $5800^\circ K$, ver Figura 2.13. Podemos tomarlo como una esfera de radio $r = 6,96 \times 10^8 m$ a una distancia $D = 1,50 \times 10^{11} m$ con respecto a la tierra. Luego se tiene que la irradiancia incidente debido al sol en la tierra es:

$$E = \frac{P}{4\pi D^2} = 1,37 \times 10^3 W m^{-2} \quad (2.17)$$

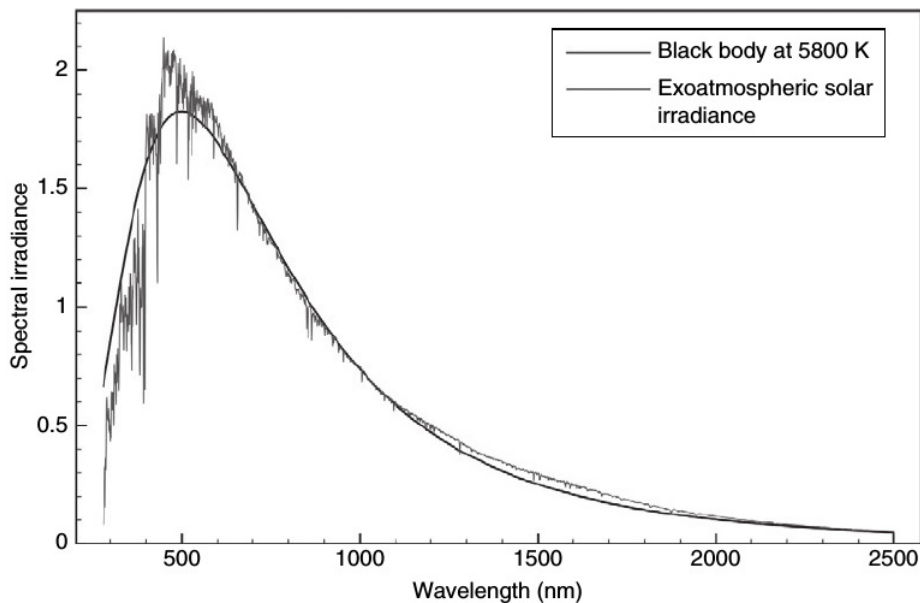


FIGURA 2.13: Irradiancia espectral del sol a una distancia de una unidad astronómica y la irradiancia de un cuerpo negro a 5800°K. las unidades de irradiancia espectral son $\frac{Wm^{-2}}{nm^{-1}}$.

2.3. La Atmósfera como medio de transmisión

Hasta el momento hemos visto de forma general los medios y formas de teledetección y analizado la naturaleza de la radiación electromagnética que es el fenómeno que se detecta en los métodos de teledetección. Claro está que entre la posición de la órbita de un satélite y el objeto que se desea estudiar en la superficie de la tierra hay una capa gaseosa, la atmósfera, la cual tiene efectos considerables sobre la señal propagada por este medio.

En esta sección se da un breve resumen de los elementos de este sistema, ya que son muchos y es un tema por de más amplio.

Para la realización de esta sección se apoyo fuertemente en la descripción realizada en la literatura, tales textos consultados fueron: [Marra, 2015] , [Wallace y Hobbs, 2006] , [Andrews, 2010], [Salby, 1996] , [Martin, 2014].

La atmósfera afecta muy significativamente la transmisión de la radiación. El término ventana atmosférica hace referencia a una porción del espectro electromagnético en el cual la radiación que se propaga a través de la atmósfera sufre una atenuación muy leve o prácticamente nula. La presencia de una concentración fija de gases atmosféricos tales como el oxígeno, dióxido de carbono, ozono y dióxido de nitrógeno, además del vapor de agua, nos dice que solamente existen pocas ventanas para la observación de la tierra como puede observarse fácilmente para distintas aplicaciones en la Figura 2.14 donde se denotan las zonas del espectro en la cual la atmósfera atenúa todo en gris, para una atmósfera estándar sin nubes.

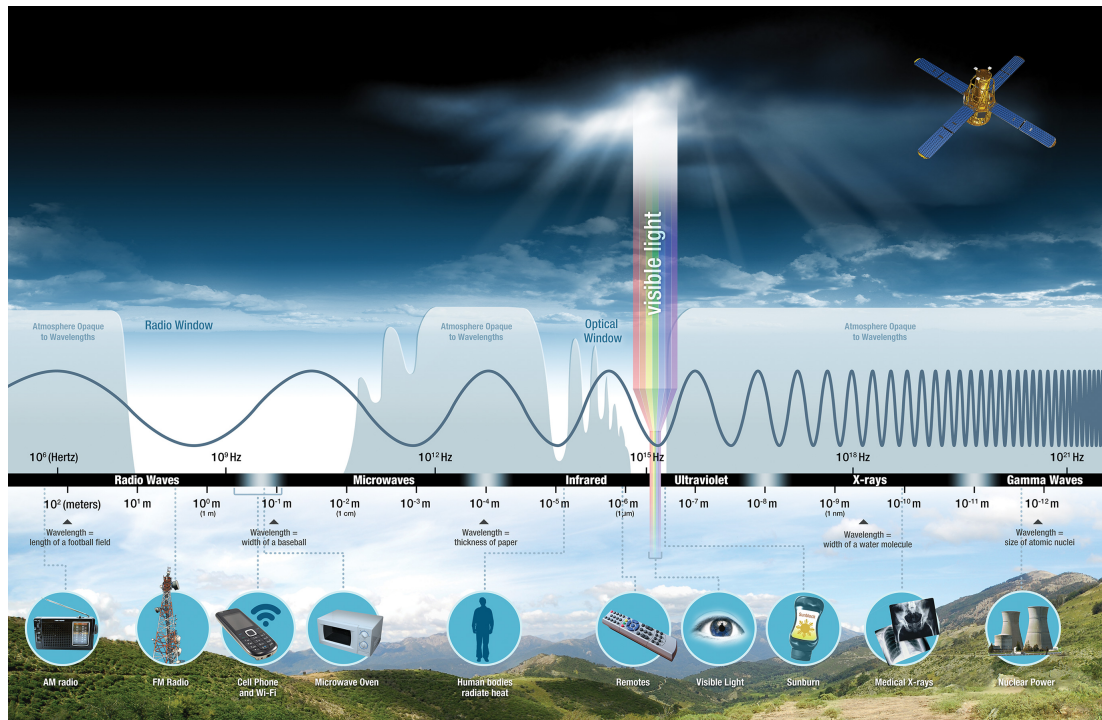


FIGURA 2.14: Diferentes regiones del espectro electromagnético y su relación con diferentes instrumentos

Los gases absorben la radiación mediante el cambio de los estados de rotación, vibración o electrónicos. Las variaciones en las energías de rotaciones son más débiles y corresponden a la emisión y absorción de fotones de frecuencia baja, que están localizados en el espectro de microondas o infrarrojo lejano. Las transiciones de vibración corresponden a energías aun mayores típicas del infrarrojo cercano. Por último las transiciones electrónicas corresponden a energías aun más importantes que dan lugar a la banda de absorción o emisión en el visible y el ultravioleta. Dado que estas transiciones se dan para valores discretos, los coeficientes de absorción varían muy rápido con la frecuencia. [Vermote y col., 2006]

2.3.1. Descripción general de la Atmósfera

La atmósfera terrestre es la envoltura gaseosa que rodea al planeta. Como otras atmósferas planetarias, el rol fundamental de la atmósfera es la transferencia de energía proveniente del sol hacia la superficie de la tierra y desde una región del globo hacia otra. Este sistema de transferencia mantiene un cierto equilibrio térmico y determina el clima del planeta. [Salby, 1996]

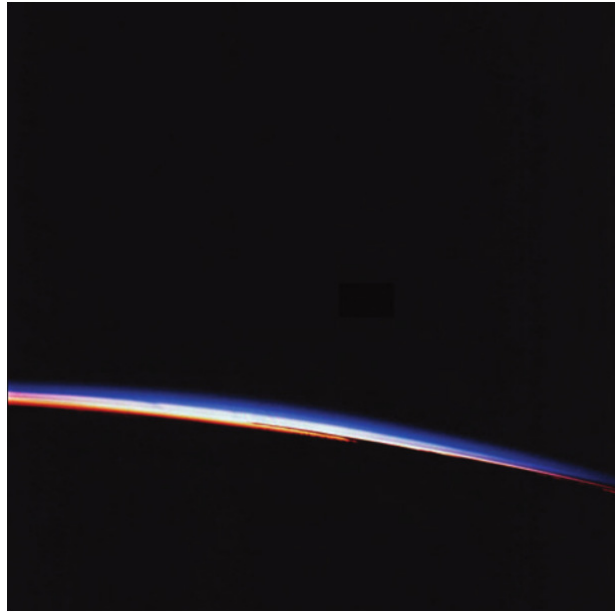


FIGURA 2.15: La parte superior de la atmósfera de la tierra vista desde el espacio en el espectro visible por un satélite. La franja blanca es principalmente luz escatereada de aerosoles atmosféricos y la capa azul por encima es principalmente es luz escatereada por moléculas de aire [NASA Gemini-4].

2.3.2. Estructura vertical

La atmósfera presenta una estructura vertical la cual permite diferenciar regiones de la misma en las cuales ocurren diferentes tipos de fenómenos como puede observarse en Figura 2.16. Desde el punto de vista de la teledetección hay cuatro constituyentes importantes en la atmósfera. Estas son el agua en forma de vapor, líquida y hielo, aerosoles, el ozono y los electrones libres en la ionosfera. Cada uno de estos constituyentes afecta la transmisión atmosférica para diferentes longitudes de onda para variaciones temporales que van desde las horas hasta lapsos temporales muy largos como los años.

Al examinar el perfil de temperatura se puede observar que la temperatura del aire oscila verticalmente con la altura entre los $180^{\circ}K$ y $300^{\circ}K$ en los primeros $100\ km$ e ilustra la estabilidad atmosférica. Analizando desde la superficie hacia arriba, la troposfera es marginalmente estable y es caracterizada por una mezcla vertical muy fuerte hacia la tropopausa, ya que en las regiones donde la temperatura desciende con la altura tiende a ser un atmósfera inestable y favorecer la mezcla vertical. Debido al mezclado la troposfera varia sus componentes, que son principalmente las diferentes formás de agua y una variedad de aerosoles, tiene un tiempo de permanencia que oscila entre un día y una semana. Es en esta región de la atmósfera donde se producen todos los fenómenos meteorológicos. La escala de presiones de la Figura 2.16 muestra que aproximadamente el 90% de los gases atmosféricos se encuentran en la troposfera. La estratosfera yace por encima de la tropopausa y en ella la temperatura aumenta con la altura hasta la stratopausa, esto favorece la estabilidad de la atmósfera en esta zona. El principal constituyente de la estratosfera es el ozono. El perfil de temperatura estable en la estratosfera indica que es una zona con un bajo índice de mezclado, por lo

que el tiempo de variabilidad del ozono es del orden de meses. Por encima de la stratopausa la temperatura continua variando con la altura pero permanece en el rango de los 200 – 300° K. [Wallace y Hobbs, 2006]

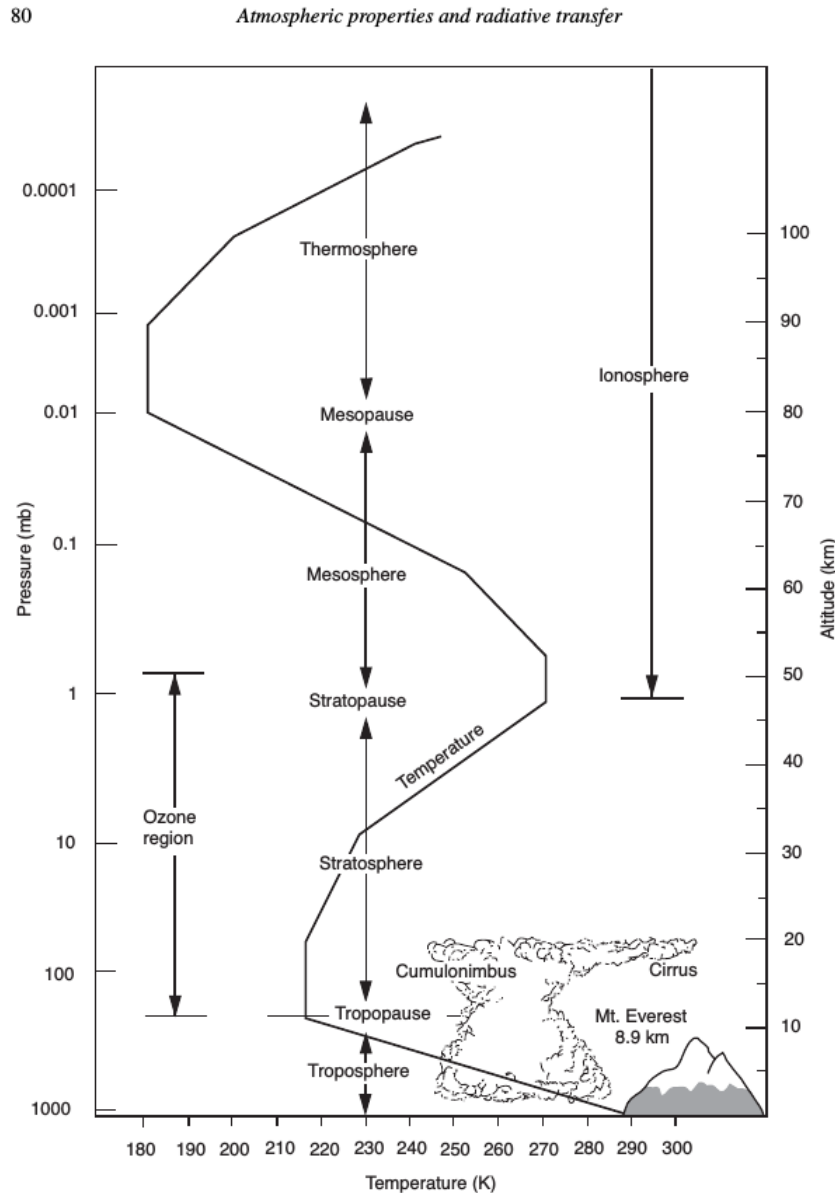


FIGURA 2.16: Estructura unidimensional de la atmósfera. [Eos Science, Steering Committee (1989)]

2.3.3. Propiedades ópticas

La atmósfera es relativamente transparente a la mayoría de la radiación solar que ingresa a la tierra como se ve en Figura 2.14 y opaca para la radiación saliente de la superficie de la tierra, ya que es perteneciente a la región del espectro infrarrojo. El bloqueo de la radiancia saliente es lo que popularmente se conoce como efecto invernadero y mantiene la superficie de la tierra más caliente de lo que

sería en ausencia de la atmósfera. Mucha de la absorción y la re emisión de la radiancia saliente es debido a la moléculas de aire, pero las gotas de lluvia también juegan un rol fundamental.[Wallace y Hobbs, 2006]

La atmósfera también dispersa la radiación que pasa a través de ella dando lugar a diversos efectos ópticos. El azul/celeste del cielo es debido a que la atmósfera alta favorece el *scattering* de la radiancia solar con longitudes de ondas más cortas.

El color blanco de las nubes denota su alta reflectancia ya que reflejan de nuevo hacia el espacio la mayoría de la radiación, como puede ver en la Figura 2.17.

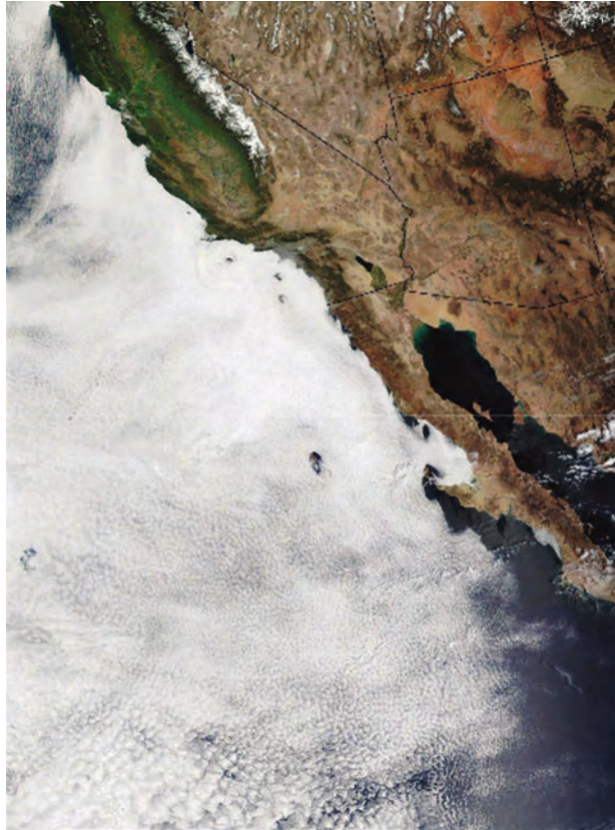


FIGURA 2.17: Un piso de nubes bajas sobre la costa de California, viendo su reflejo de la luz del sol en el espectro visible.[NASA MODIS imagery]

2.3.4. Composición Química

La atmósfera esta compuesta de una mezcla de gases cuya proporción se puede ver en la Figura 2.18.

Constituent ^a	Molecular weight	Fractional concentration by volume
Nitrogen (N ₂)	28.013	78.08%
Oxygen (O ₂)	32.000	20.95%
Argon (Ar)	39.95	0.93%
Water vapor (H₂O)	18.02	0–5%
Carbon dioxide (CO₂)	44.01	380 ppm
Neon (Ne)	20.18	18 ppm
Helium (He)	4.00	5 ppm
Methane (CH₄)	16.04	1.75 ppm
Krypton (Kr)	83.80	1 ppm
Hydrogen (H ₂)	2.02	0.5 ppm
Nitrous oxide (N₂O)	56.03	0.3 ppm
Ozone (O₃)	48.00	0–0.1 ppm

^a So called *greenhouse gases* are indicated by bold-faced type. For more detailed information on minor constituents, see Table 5.1.

FIGURA 2.18: Concentración de gases que constituyen la atmósfera hasta una altitud de 105 km con respecto al aire seco.

Aerosoles

Los aerosoles atmosféricos consiste de pequeñas partículas, líquidas o sólidas, provenientes de la superficie de la tierra y son otra fuente importante de variabilidad atmosférica. los aerosoles pueden provenir de diversas fuentes, de acuerdo a esto es que se los agrupa en tres categorías, marinos, continentales y de tipo volcánico. Los aerosoles marinos se generan en la superficie del mar. Estos constituyen una mezcla de gotas de agua con un radio de $10\mu\text{m}$ con el agregado de un núcleo de sal generado a partir de la ruptura de olas [Stewart, 1985].

2.4. Transferencia Radiativa

2.4.1. Absorción y emisión molecular

Una molécula asilada emite radiación haciendo una transición desde niveles de energía más altos hacia los más bajos, que ocurren cuando un electrón se mueve hacia una orbita inferior, o cambiando cambiando los modos rotacionales y vibracionales de la molécula. Este comportamiento esta descripto por la ecuación 2.9.[Mätzler, 2008]

Atenuación molecular

Considérese un rayo paralelo con irradiancia L propagándose en la dirección z e incidiendo en una capa de gas con un ancho diferencial Δz donde el gas consiste de un solo tipo de molécula a una temperatura constante T y presión p como puede verse en la Figura 2.19. Dentro del gas existen dos tipos de atenuación: por

absorción molecular y por scattering de la radiación que desvía al rayo. Por el momento no se consideran fuentes de radiación debido al scattering ni la aportada por la emisión del cuerpo negro. La ley de Beer establece que el cambio en la irradiancia a medida que pasa por la capa es proporcional a la irradiancia incidente por lo tanto:[Marra, 2015]

$$\Delta L(\lambda) = -[\kappa_A(\lambda) + \kappa_S(\lambda)]L(\lambda, z)\Delta z \quad (2.18)$$

En la 2.18, $L(\lambda, z)$ es la radiancia incidente, $\Delta L(\lambda)$ es el cambio de radiancia a largo de la capa de gas, $\kappa_A(\lambda)$ es el coeficiente de absorción volumétrico y $\kappa_S(\lambda)$ es el coeficiente de scattering volumétrico. En la atmósfera estos coeficientes tienen unidades de m^{-1} o Km^{-1} . Si definimos el coeficiente de extinción como $\kappa_E(\lambda) = \kappa_A(\lambda) + \kappa_S(\lambda)$ la 2.18 puede escribirse como:[Marra, 2015]

$$\frac{\Delta L(\lambda)}{L(\lambda, z)} = -\kappa_E(\lambda)\Delta z \quad (2.19)$$

Donde $\kappa_E(\lambda)$ es también llamado coeficiente de atenuación. Como la 2.19 es válida para rayos colimados, también es válida para la intensidad y la irradiancia. Reescribiendo 2.19 en una forma diferencial obtenemos:

$$\frac{dL}{L} = -\kappa_E dz \quad (2.20)$$

Por lo tanto para κ_E constante, el decaimiento es exponencial. La magnitud de κ_E depende de T, p y del tipo de gas.

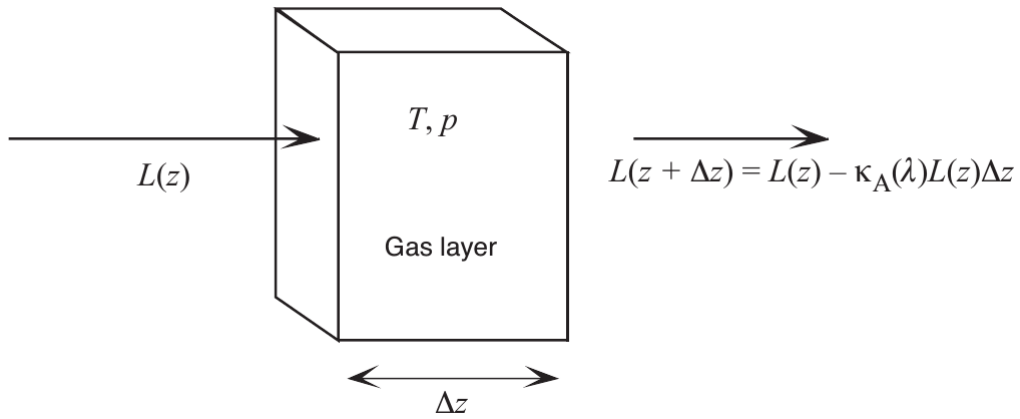


FIGURA 2.19: Atenuación de la radiación debido a una capa de gas, donde la dependencia de L con λ es omitida por simplicidad.

Profundidad óptica y transmitancia

Al aplicar los conceptos vistos en la sección anterior para el caso de la atmósfera, para cada componente molecular la ecuación 2.20 es integrada a lo largo de la atmósfera. Las condiciones de borde son que a $z = 0$, $L = L_0$. Integrando la 2.20

desde la superficie hasta una altura arbitraria z se obtiene: [Marra, 2015]

$$L(z) = L_0 \exp \left[- \int_0^z \kappa_E(z) dz \right] \quad (2.21)$$

La ecuación 2.21 lleva a la definición de dos importantes términos, la profundidad óptica o espesor $\tau(\lambda)$ y la transmitancia $t(\lambda)$. Por brevedad del análisis, se omite la dependencia con λ .

La profundidad óptica o espesor τ puede ser definida relativamente para cualquier referencia en altura u orientación de propagación. Para un camino originado en la superficie y ascendiendo verticalmente, $\tau(z)$ es escrita como: [Marra, 2015]

$$\tau(z) = \int_0^z \kappa_E(z) dz \quad (2.22)$$

A tope de atmósfera, $z = z_H$, la profundidad óptica resulta :

$$\tau = \int_0^{z_H} \kappa_E(z) dz \quad (2.23)$$

Dado τ , la transmisividad o transmitancia se define a partir de la 2.23 como $t = \exp(-\tau)$, por lo tanto $L_{z_H} = L_0 \exp(-\tau) = L_0 t$. A partir de esta definición una atmósfera transparente posee $\tau = 0$ y $t = 1$, una atmósfera opaca tiene $\tau = \infty$ y $t = 0$.

La ventaja de estos coeficientes, t y τ , es que en lugar de κ estas son adimensionales. [Marra, 2015]

Emisión

Dada una caja negra conteniendo un pequeño volumen de gas, en equilibrio térmico con las paredes de la caja, la ley de Kirchhoff establece que la emisión iguala a la absorción. Para un gas de ancho z , la radiancia absorbida por el gas a partir de las paredes es:

$$\Delta L_{absorbida} = -\kappa_A(T, p, \lambda) f_p(\lambda, T) \Delta z \quad (2.24)$$

Por lo tanto la emisión térmica del gas en la dirección z debe ser:

$$\Delta L_{emitida} = \kappa_A(T, p, \lambda) f_p(\lambda, T) \Delta z \quad (2.25)$$

Por lo que la absortancia $\hat{a} = -\kappa_A \Delta z$ y la emisividad $e = -\kappa_A \Delta z$. Dado que la dirección z es arbitraria, la 2.25 muestra que la radiancia es el producto del coeficiente de absorción y la función de Plank y es isotrópica.

Para el caso de una irradiancia solar muy direccionada incidiendo en una capa atmosférica, al absorción tiene una dependencia en la dirección, mientras que la atmósfera emite isotrópicamente, por lo tanto, aunque los coeficientes de absorción y emisión sean iguales y opuestos, la radiancia incidente y la emitida no son iguales. Bajo estas condiciones, la atmósfera se calienta durante el día y se enfría al anochecer. [Marra, 2015]

2.4.2. Atenuación atmosférica

La transmitancia total viene dada por la suma de los espesores ópticos o de manera equivalente por el producto de las transmitancias individuales para las diferentes moléculas y procesos en la atmósfera. Si solamente consideramos absorción y scattering, el espesor óptico total τ_{tot} y la transmitancia total t_{tot} pueden ser escritas como: [Marra, 2015]

$$\begin{aligned}\tau_{tot} &= \tau_R + \tau_{CO_2} + \tau_{O_3} + \tau_{H_2O} + \dots \\ t_{tot} &= t_R * t_{CO_2} * t_{O_3} * t_{H_2O} * \dots\end{aligned}\tag{2.26}$$

Para un satélite observando a nadir, la radiancia L_H recibida desde una superficie de radiancia L_0 es simplemente

$$L_H = t_{tot} L_0\tag{2.27}$$

Para distintos tipos de constituyentes y condiciones atmosféricas, la transmitancia es entregada por el código MODTRAN [Anderson y col., 1995]. MODTRAN es parte de una serie de códigos de computadoras que se usan ampliamente (LOWTRAN, MODTRAN, HITRAN, FASCODE) que describen las propiedades radiativas de la atmósfera para una variedad de longitudes de onda. En la Figura 2.20 se muestra la transmitancia para distintas componentes de la atmósfera para dos casos de condiciones atmosféricas brindadas por MODTRAN. [Marra, 2015]

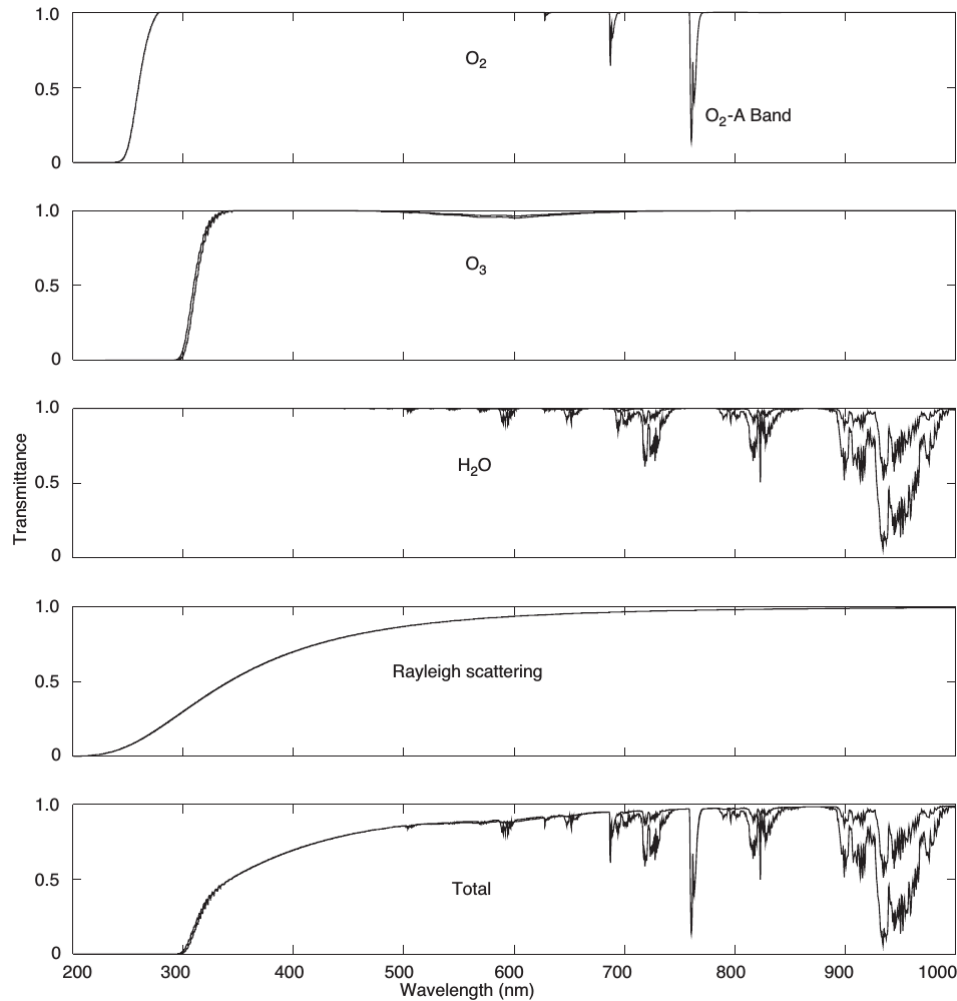


FIGURA 2.20: La dependencia en las longitudes de onda de la transmitancia para el oxígeno, ozono y vapor de agua, también se muestra el scattering de Rayleigh para dos atmósferas de MODTRAN, tropical y subártica.

2.4.3. Ecuación de la transferencia radiativa

En esta sección se discute la ecuación de transferencia radiativa (RTE) y sus términos de atenuación y fuentes. Para lo que sigue la transmitancia es separada en dos casos: transmitancia directa y difusa. La directa ocurre en el infrarrojo térmico y en la banda de micro ondas donde no hay scattering de radiación externa que se incorpora al camino de transmisión, y donde la radiancia atenuada es suplementada por emisión atmosférica. La transmitancia difusa ocurre en el visible, donde la radiancia a lo largo del camino no es solamente atenuada a medida que se propaga, sino que también es suplementada por scattering de Rayleigh hacia el camino. [Marra, 2015]

Se considera el caso general de radiancia en la posición $\vec{x} = x, y, z$ propagándose a lo largo del camino definido por los ángulos θ, φ . A lo largo de este camino, la radiancia pierde energía por absorción y scattering, y gana energía por la emisión térmica y por scattering de fuentes externas hacia el camino. La combinación de

todos estos términos lleva a la siguiente forma de la RTE:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dr}L(\lambda, x, \theta, \phi) &= -\kappa_E(\lambda, x)L(\lambda, x, \theta, \phi) + \Pi(\lambda, x, \theta, \phi) \\ \Pi(\vec{x}, \theta, \phi) &= \Pi_{emit}(\vec{x}, \theta, \phi) + \Pi_{scat}(\vec{x}, \theta, \phi) \end{aligned} \quad (2.28)$$

En 2.28, como en los siguientes análisis, en el punto \vec{x} , $\Pi_{emit}(\vec{x}, \theta, \phi)$ es el término fuente de emisión, y $\Pi_{scat}(\vec{x}, \theta, \phi)$ es el término fuente de scattering producido por el scattering hacia θ, ϕ desde todas las direcciones diferentes a la dirección de propagación. Para simplificar estas definiciones se omite su dependencia con λ .

Término de emisión térmica

A partir de la 2.25, el término de emisión térmica es:

$$\Pi_{emit} = \kappa_A(T, p, \lambda) f_p(\lambda, T) \quad (2.29)$$

Por causa de que la atmósfera y el océano poseen temperaturas de alrededor 300°K, sus emisiones en el visible son despreciables, pero deben ser tenidas en cuenta en el infrarrojo y en micro ondas.

Término fuente de scattering

EL término de scattering $\Pi_{scat}(\vec{x}, \theta, \phi)$ es más complicado que el término de emisión térmica, y es derivado a partir de la consideración de un elemento de volumen en el punto \vec{x} con una longitud dr en la dirección de visión. A este punto el término de fuente de radiación consiste en la suma de radiaciones propagándose en la dirección θ, ϕ que son generadas por scattering en la dirección de visión a partir de todas las fuentes externas de radiación que inciden en el elemento de volumen, excepto las radiaciones que ya se propagan en la dirección de observación. La Figura 2.20 muestra la geometría de scattering. En esta figura una radiancia externa L_{ex} generada por una fuente como por ejemplo el sol, esta incidiendo originalmente en un ángulo θ', ϕ' . En el origen, una fracción de la radiancia es escatereada hacia la dirección θ, ϕ dirigiéndose al sensor, donde α es el ángulo entre la radiancia incidente y la escatereada.

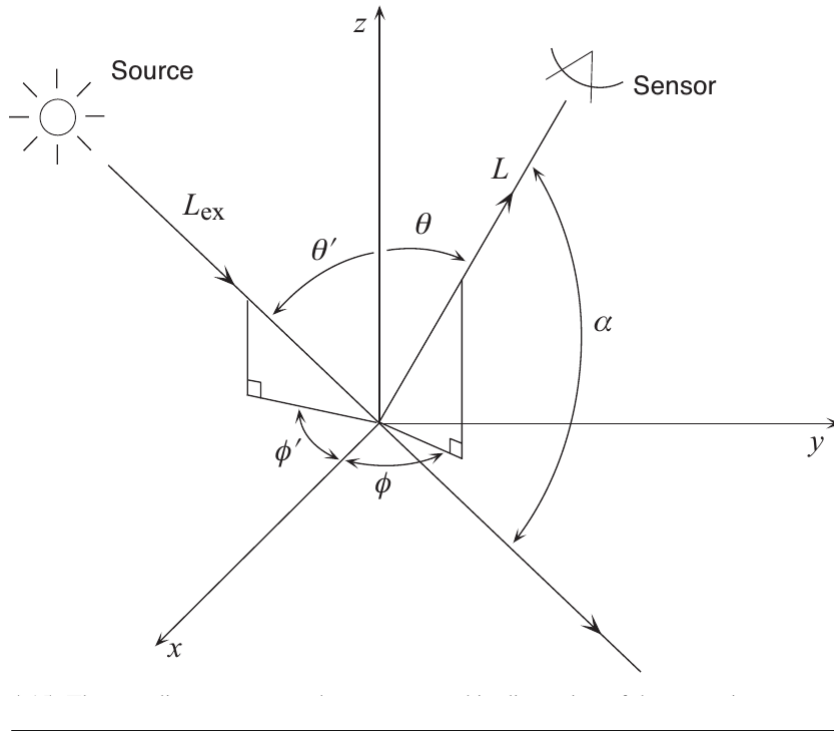


FIGURA 2.21: Sistema de coordenadas y geometría utilizado para describir el termino fuente de scattering

Para esta geometría Π_{scat} puede ser escrita en términos de la función volumétrica de scattering β (para ver en mayor profundidad esta función ver [Martin, 2014]). $\beta(\alpha, \lambda)$ se define en términos de la energía escatereada por unidad de longitud por unidad de ángulo solido a partir de una irradiancia incidente. También puede ser definida como la radiancia que es escatereada por unidad de camino, en un punto arbitrario, hacia la dirección de observación para una irradiancia externa que incide en el punto con un ángulo relativo α . La Figura 2.22 muestra una imagen ampliada de esta geometría donde el scattering ocurre en el origen. La radiancia incidente es $E_{ex} = L_{ex} \Delta\Omega'$ donde L_{ex} es la fuente de radiación externa como el sol y $\Delta\Omega'$ es el ángulo comprendido por la fuente. Para este caso la radiancia recibida por el sensor por unidad de camino (dr) a causa del scattering es

$$\Pi_{scat} \equiv \frac{dL}{dr} = \beta(\alpha) L_{ex} \Delta\Omega' \quad (2.30)$$

Para múltiples fuentes de radiación externa, integrando 2.30 sobre todos los ángulos sólidos se obtiene.

$$\Pi_{scat}(\theta, \phi) = \int_{4\Omega} \beta(\theta, \phi, \theta', \phi') L_{ex}(\theta', \phi') d\Omega' \quad (2.31)$$

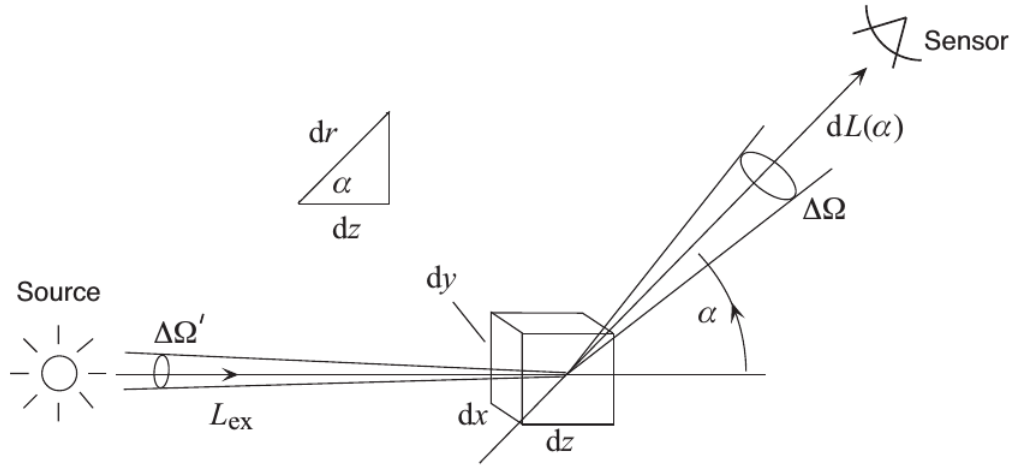


FIGURA 2.22: Sistema de coordenadas utilizado para describir el scattering hacia el haz de radiación

Donde L_{ex} representa todas las fuentes de radiación externas. Si se tiene β y la distribución de L_{ex} , el lado derecho de 2.31 puede ser integrado para tener el término de scattering.

2.4.4. Solución general para la radiancia propagándose a través de la atmósfera

Esta sección describe la radiancia recibida por el satélite para el caso de un haz atenuado, y se obtiene a partir de la integración de la 2.28 a lo largo de la atmósfera, por un camino con un ángulo de incidencia θ .

Para una atmósfera plana y paralela donde $dr = dz \sec \theta$, la 2.28 se vuelve:

$$\cos \theta \frac{d}{dz} L(z) + \kappa_E(z) L(z) = \Pi(z) \quad (2.32)$$

En 2.32, cuando el lado derecho de la ecuación es cero, la solución homogénea de la ecuación tiene la forma $\exp[-\tau(z) \sec \theta]$. Dada esta solución homogénea la 2.32 es resuelta del siguiente modo.

Primero el espesor óptico τ es re-definido para un camino dentro de la atmósfera originándose a z_H (TOA), por lo que el espesor óptico pasa a ser:

$$\tau(z) = \int_z^{z_H} \kappa_E(z) dz \quad (2.33)$$

Para esta ecuación, $\tau(z_H) \simeq 0$ y a medida que z se aproxima a la superficie el espesor óptico se incrementa.

Segundo, multiplicando ambos lados de 2.32 por el término $\sec \theta [\exp(-\tau(z) \sec \theta)]$ e integrando desde z hasta z_H se obtiene:

$$\int_z^{z_H} \exp(-\tau(z) \sec \theta) \left[\frac{dL}{dz} + \kappa_E(z) L(z) \sec \theta \right] dz = \sec \theta \int_z^{z_H} \Pi(z) \exp(-\tau(z) \sec \theta) dz \quad (2.34)$$

Con la introducción de un cambio de variable $u = L(z) \exp(-\tau(z) \sec \theta)$, el lado izquierdo de la 2.34 puede ser integrado y obtener:

$$L(z_H) = L(z) \exp[-\tau(z) \sec \theta] + \sec \theta \int_z^{z_H} \pi(z) \exp[-\tau(z) \sec \theta] dz \quad (2.35)$$

Físicamente, la ecuación 2.35 muestra que la radiancia recibida por el satélite por una fuente a una altura z consiste en la radiancia en z atenuada por el exponente del espesor óptico más la integral del término fuente a lo largo del camino entre z y TOA.

2.5. El océano y el fenómeno del sunglint

A lo largo de las secciones precedentes se estudió como es un sistema de teledetección, la radiación electromagnética, la atmósfera por la cual esta radiación se propaga y las ecuaciones que representan su atenuación a lo largo de su camino. Por lo que resta estudiar brevemente como se modela el objeto de estudio del teledetección, que en el presente caso, es el mar.

Con el objetivo de contextualizar el fenómeno denominado sunglint, se muestran las distintas fuentes de radiancias que alcanzan a un sensor a bordo de un satélite, como puede observarse en Figura 2.23, en ella puede verse la radiancia a causa del scattering con el aire, con aerosoles, con las diferentes componentes del mar como la espuma, el sunglint, las moléculas de agua y el fitoplancton.

Si el objeto de estudio es el mar, caracterizar las otras fuentes de radiación de modo de restar sus contribuciones a la señal total para quedarse sólo con la fuente de interés.

La corrección atmosférica de una imagen satelital es tener la capacidad de reproducir vía simulaciones estas distintas fuentes de radiancias que no se desean en el producto, para así poder restarlas a la radiancia total obteniendo la radiancia deseada.

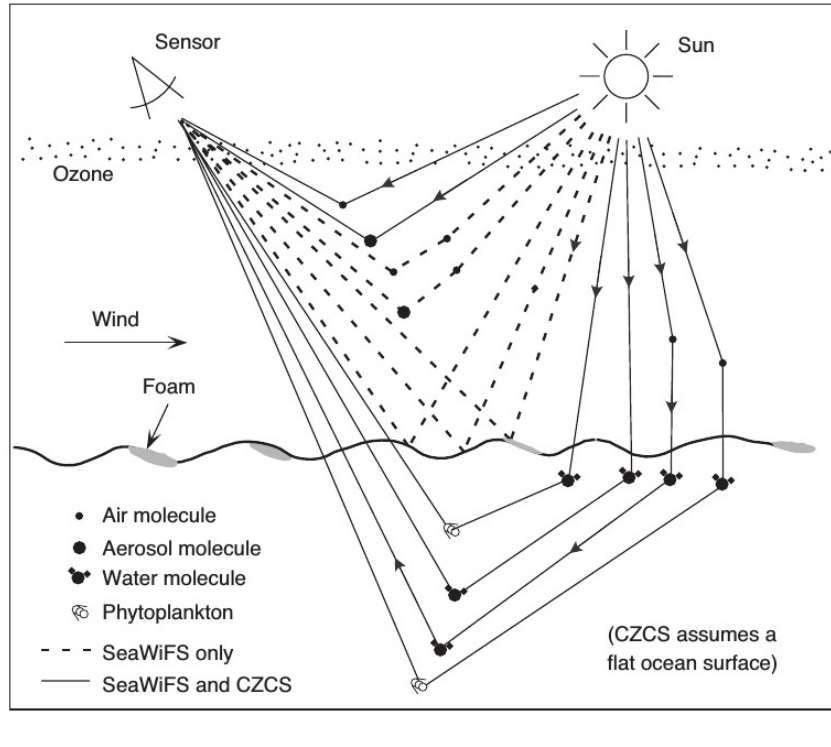


FIGURA 2.23: Esquema de las radiancias recibidas por el satélite debido a distintas fuentes como la atmósfera, la superficie del mar, el agua de mar, etc.

A partir de [Martin, 2014] se tiene que la radiancia recibida por el satélite es:

$$L_T(\lambda) = t_D(\lambda)[L_W(\lambda) + L_F(\lambda)] + t(\lambda)L_G(\lambda) + L_R(\lambda) + L_A(\lambda) \quad (2.36)$$

Donde $t_D(\lambda)$ es la transmitancia difusa, $L_F(\lambda)$ es la radiancia reflejada por la espuma de mar, $t(\lambda)$ es la transmitancia directa, $L_G(\lambda)$ es el sunlint y $L_R(\lambda)$ y $L_A(\lambda)$ son las radiancias de Rayleigh y Atmosférica respectivamente.

L_W es la radiancia que emerge desde el seno del agua y tiene que ver con distintas componentes que son de interés por ejemplo la concentración de clorofila. Por simplicidad se omite la dependencia de las radiancias con respecto a θ .

Es de particular interés en el trabajo caracterizar $L_G(\lambda)$, para ello es necesario en una primera instancia proponer un comportamiento de la superficie del mar y como será la forma en la cual interactúa con la irradiancia solar.

2.5.1. Modelización de la superficie del mar

La cantidad de sunlint puede ser predicho por un modelo de transferencia radiativa, las leyes de reflexión y un modelo estático de la superficie, conociendo la posición del sol y del sensor. Esto significa que una misión satelital puede ser planeada para evitar los peores casos de sunlint eligiendo una geometría de observación apropiada.

Si la superficie fuera perfectamente plana, la reflexión aparecería como una porción muy brillante en un área muy reducida de la superficie del mar. Si el viento es considerable y la superficie es cada vez más rugosa, habrá partes de la superficie del mar que tendrán una orientación adecuada para reflejar la luz del sol hacia el sensor. De esta manera, la respuesta total del área observada por el sensor (GIFOV), constituida por las distintas porciones de la superficie que reflejan la luz del sol, mucho más brillante que lo esperado si la superficie hubiera permanecido plana. [Martin, 2014]

Para entender mejor el fenómeno consideraremos una porción pequeña de la superficie que podamos considerarla plana y por ende tratar al proceso como la clásica interacción entre un haz unidimensional y con un punto de una superficie plana [Hecht, 2000]. Para una dada posición del sol y del sensor solo hay una pendiente y una orientación de la superficie del agua que reflejará la luz incidente hacia el instrumento de medición.

La geometría mostrada en la Figura 2.24 es usada para establecer una relación entre el sol, el sensor y la superficie del agua. [Kay, 2011]

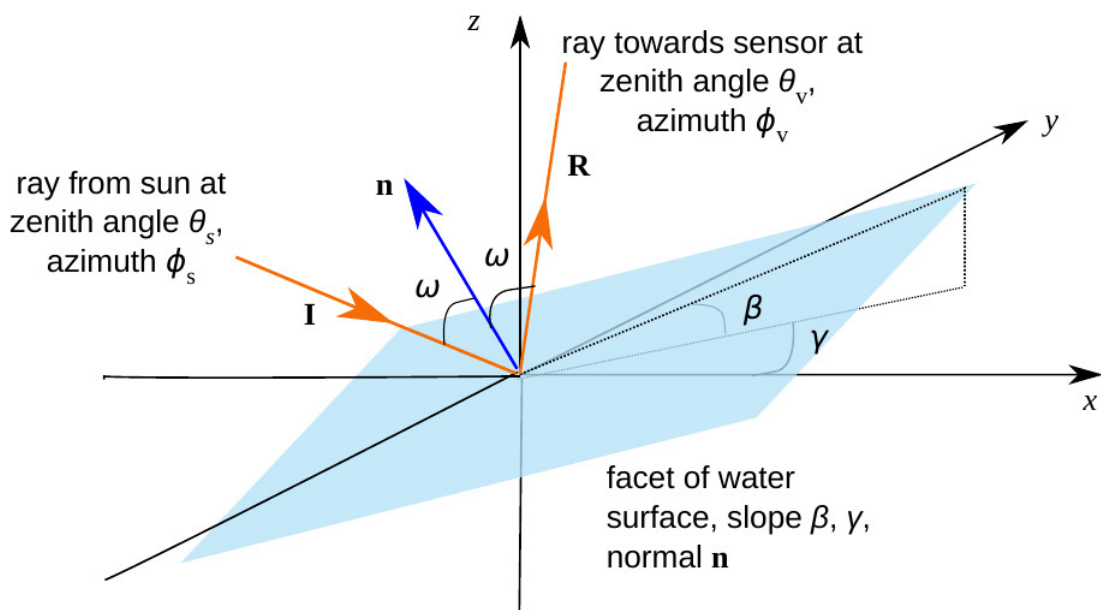


FIGURA 2.24: Geometría del sunglint. La luz del sol viajando a lo largo del vector \mathbf{I} , es reflejada por la superficie del agua hacia la dirección del satélite \mathbf{R} . La normal a la superficie del agua es \mathbf{n} .

En el visible y el NIR la longitud de onda de la luz es mucho más corta que las ondas de la superficie del mar, por lo que la luz incidente puede ser tratada como un rayo encontrándose con una superficie plana, con un ángulo ω , con \mathbf{n} normal a la superficie. Por las leyes de reflexión, debe ser reflejado en el mismo ángulo, y los rayos incidentes, reflejados y la normal deben estar en el mismo plano. Por lo tanto, si \mathbf{I} y \mathbf{R} son versores en la dirección de la luz incidente y reflejada respectivamente: [Kay, Hedley y Lavender, 2009]

$$\mathbf{R} - \mathbf{I} = 2 \cos \omega \mathbf{n} \quad (2.37)$$

Pidiendo que ambos lados de la ecuación sean iguales se puede mostrar que:

$$\cos 2\omega = \sin \theta_S \sin \theta_V \cos(\theta_S - \theta_V) + \cos \theta_S \cos \theta_V \quad (2.38)$$

$$\cos \beta = \frac{\cos \theta_S + \cos \theta_V}{2 \cos \omega} \quad (2.39)$$

$$\cos \gamma = -\frac{\sin \theta_S \cos \phi_S + \sin \theta_V \cos \phi_V}{2 \cos \omega \sin \beta} \quad (2.40)$$

$$\sin \gamma = -\frac{\sin \theta_S \sin \phi_S + \sin \theta_V \sin \phi_V}{2 \cos \omega \sin \beta} \quad (2.41)$$

La pendiente de la faceta viene dada por:

$$\frac{\partial z}{\partial x} = z_x = \tan \beta \cos \gamma \quad (2.42)$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} = z_y = \tan \beta \sin \gamma \quad (2.43)$$

Combinando las anteriores ecuaciones se obtiene que:

$$z_x = -\frac{\sin \theta_S \cos \phi_S + \sin \theta_V \cos \phi_V}{\cos \theta_S + \cos \theta_V} \quad (2.44)$$

$$z_y = -\frac{\sin \theta_S \sin \phi_S + \sin \theta_V \sin \phi_V}{\cos \theta_S + \cos \theta_V} \quad (2.45)$$

En la realidad el sol presenta un diámetro angular de 0.53° , por lo que habrá un rango de posibles pendientes que pueden reflejar la luz proveniente de alguna parte del disco solar hacia el sensor. Cox y Munk ([Cox y Munk, 1954, Cox y Munk, 1956] definieron lo que se conoce como 'elipse de tolerancia' en el espacio (z_x, z_y) como el conjunto de pendientes a partir del cual la luz puede ser reflejada desde alguna parte del disco solar hacia el sensor. Mostraron que el área de la elipse de tolerancia es:

$$\Delta_t = \frac{1}{4} \pi \epsilon^2 \sec^3 \beta \sec \omega \quad (2.46)$$

Donde ϵ es el radio angular del sol.

Si el área de la superficie del mar en consideración es lo suficientemente grande para contener todo el rango de pendientes y muchos reflejos, la radiancia recibida puede ser tratada de forma estática, como la suma de reflejos provenientes de diferentes pendientes y diferentes partes de la superficie. Una función de probabilidad (PDF por sus siglas en inglés) $p(z_{xo}, z_{yo})$ para la superficie del mar es definida como la probabilidad de que la pendiente se encuentre en el intervalo

$z_{xo} \pm \frac{1}{2}\delta z_x, z_{yo} \pm \frac{1}{2}\delta z_y$ es $p(z_{xo}, z_{yo})\delta z_x\delta z_y$. Luego la probabilidad de que una pendiente caiga dentro de la elipse de tolerancia centrada en z_{xo}, z_{yo} es $p(z_{xo}, z_{yo})\Delta_t$, esto es proporcional al brillo de los reflejos en z_{xo}, z_{yo} . Sumando todas las contribuciones de todos los reflejos a una dada pendiente y a partir de allí de todas las pendiente se puede mostrar ([Cox y Munk, 1954]) que la radiancia recibida será:

$$L = \frac{E_d \rho(\omega, \lambda) p(z_x, z_y)}{4 \cos^4 \beta \cos \theta_V} \quad (2.47)$$

Donde L es la radiancia viajando hacia el sensor, E_d la irradiancia incidiendo en la superficie y $\rho(\omega, \lambda)$ la reflectancia de Fresnel de la superficie. Dado que z_x, z_y, β son funciones de la geometría solar y del sensor, la radiancia debido al sunglint puede ser predicha si se conoce la PDF de la superficie.

Cox y Munk desarrollaron un modelo de PDF de la superficie del mar dependiendo de la velocidad del viento y su dirección, midiendo 29 fotografías aéreas del sunglint reflejado. Sus mediciones dieron una PDF aproximadamente Gaussiana y la expresaron como una expansión Gram-Charlier hasta el cuarto termino [Munk, 2009].

$$p(\xi, \eta) = \frac{1}{2\pi\sigma_w\sigma_c} \exp\left(-\frac{1}{2}(\xi^2, \eta^2)\right) \left[1 + \frac{1}{2}c_{12}\xi(1 - \eta^2) + \frac{1}{6}c_{30}\xi(1 - \xi^2) + \frac{1}{24}c_{40}(3 - 6\xi^2 + \xi^4) + \frac{1}{4}c_{22}(1 - \xi^2)(1 - \eta^2) + \frac{1}{24}c_{04}(3 - 6\eta^2 + \eta^4)\right] \quad (2.48)$$

Donde $\xi = z_x/\sigma_w$ y $\eta = z_y/\sigma_c$ son las pendientes de las superficies normalizadas; σ_w y σ_c son la raíz cuadrada de la desviación de las pendientes en la dirección x e y .

Este modelo permite estimar la PDF siempre y cuando se tenga los valores de la velocidad del viento y su dirección, por lo que se podría calcular la radiancia total que llega al sensor.

2.5.2. Variabilidad de parámetros geofísicos

Se muestra a continuación mapas de algunos parámetro geofísicos que son de importancia al momento de realizar simulaciones para el estudio de la superficie del mar con la finalidad de poder observar su variabilidad espacial.

En la Figura 2.25 se muestra la variabilidad del AOT para 550 nm en la región del mediterráneo. Se puede ver que es un parámetro que no presenta una gran variabilidad dentro de la zona del mar mediterráneo, ya que presenta un valor de 0.2 aproximadamente.

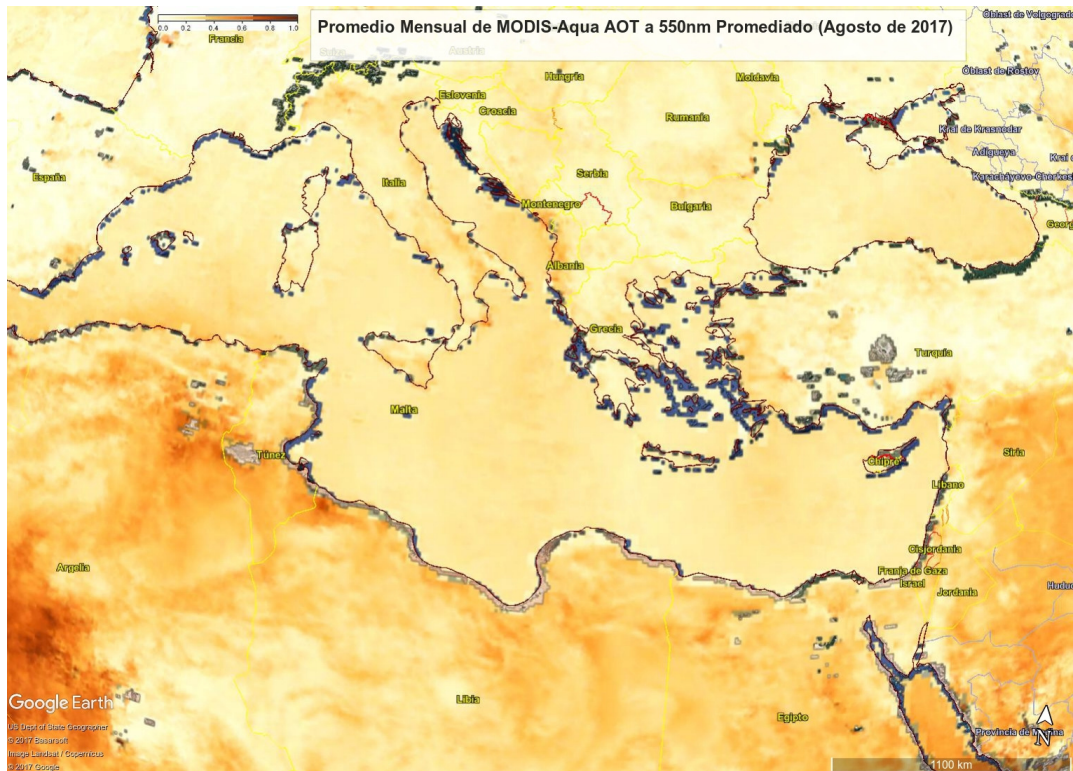


FIGURA 2.25: Variabilidad de el AOT en 550 nm en la región del mar mediterráneo. Se puede observar una baja variabilidad en mar abierto con un valor alrededor de los 0.2 como fue reportado en la literatura.

En la Figura 2.26 se muestra la variación de la clorofila a escala global. Este es un parámetro que tiene directa relación con la concentración de pigmento presente en el agua. Presenta una gran variabilidad en las regiones cercanas a las costas con gran concentración y bajas concentraciones en mar abierto con escasa variabilidad.

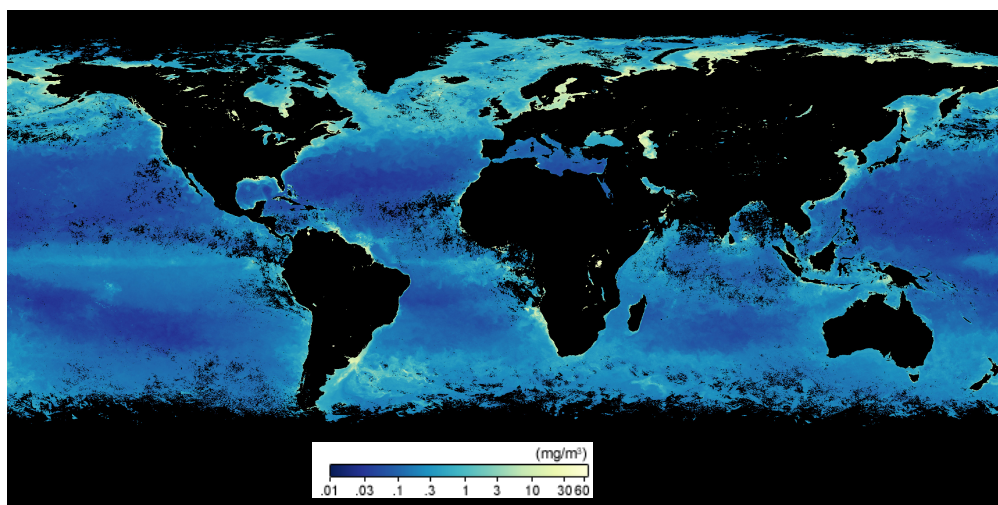


FIGURA 2.26: Variabilidad de la concentración de clorofila tipo 'a' en escala global. Puede observarse que en mar abierto en el mediterráneo se encuentran concentraciones muy bajas, de alrededor de 0.01 mg/m^3 .

En la Figura 2.27 se muestra la variación de la concentración de sal a escala global. En la región del mar mediterráneo se observa una variabilidad nula de este parámetro, con un valor fijo de 36 PSU

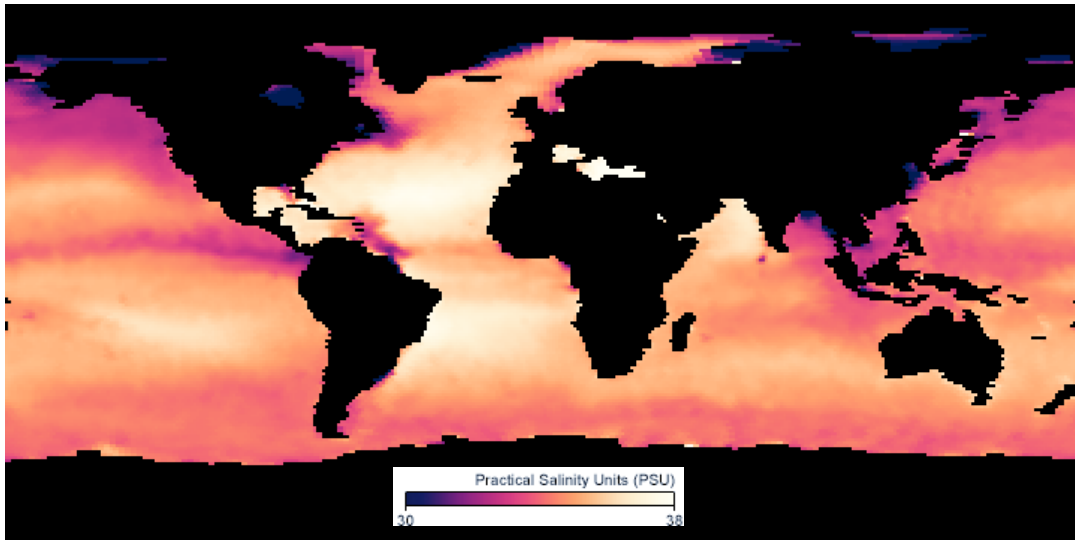


FIGURA 2.27: Variabilidad de la concentración de sal a escala global. Puede observarse como en la región del mediterráneo presenta un valor de 36 PSU.

En la Figura 2.28 se muestra una distribución de vientos globales donde se indica la dirección y el valor del módulo de la velocidad de viento.

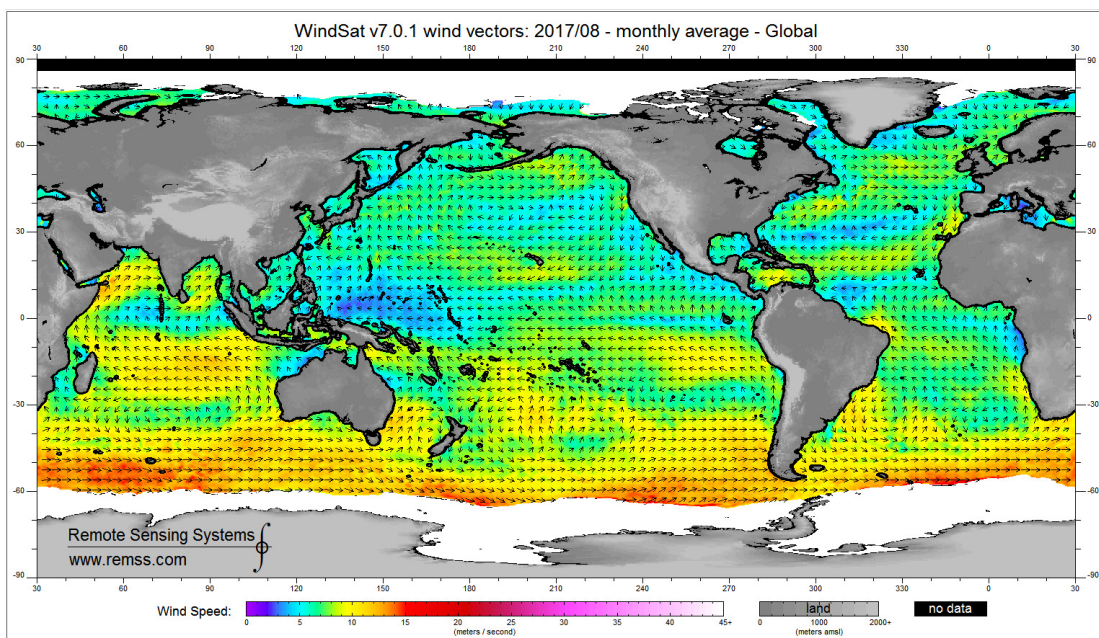


FIGURA 2.28: Distribución de vientos globales donde se indica la dirección y el valor del módulo de la velocidad de viento para un promedio mensual. Es un parámetro que presenta gran variabilidad y que influye directamente en la modelización de la superficie del mar.

Capítulo 3

Modelos de Transferencia Radiativa (RTM)

En este capítulo se presentará una breve descripción del RTM conocido como 6S, el cual fue utilizado conjunto con Py6S, el cual es una interfaz de python para el 6S que permite un manejo más eficiente para realizar simulaciones. Este RTM fue el utilizado para la caracterización del sunglint permitiendo conocer los parámetros importantes para este fenómeno y la retribución de un conjunto de datos muy importante para tal fin. Se presenta el simulador diseñado para llevar a cabo el conjunto de simulaciones. Este simulador permite la variación de distintos parámetros y una versatilidad en el uso de los datos obtenidos.

3.1. 6S

El 6S - Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum - es un código básico de transferencia radiativa, usado para el cálculo de tablas de consulta para el algoritmo de corrección atmosférica de MODIS (MODerate resolution Imaging Spectro-radiometer). Permite simulaciones precisas de observaciones de satélites y aviones, permitiendo objetivos elevados, modelando una atmósfera realista de moléculas/aerosoles, usando superficies lambertianas/ anisotrópicas, y calculando la absorción gaseosa, todo esto para un solo pixel. Es una de los códigos más ampliamente utilizados, rigurosamente validados, y fuertemente documentados en la comunidad científica de sensado remoto. [Vermote y col., 2006]

Los principales outputs son las reflectancias y las radiancias a nivel del sensor, divididas en sus componentes individuales, así como otros parámetros atmosféricos calculados. La validación del 6S a mostrado diferencias de menos del 0.1 % cuando es comparado con MODTRAN4 [Kotchenova y col., 2006 ; Kotchenova y Vermote, 2007]. En [Kotchenova y col., 2008] se estudio un número de RTMs estándares y se encontró que el 6S muestra un mejor rendimiento con una prueba comparativa de Monte Carlo frente a otros RTMs.

El modelo tiene una complejidad intermedia, entre los RTMs más simples como SPCTRAL2 [Bird y Riordan, 1986] y FAR [Seidel, Kokhanovsky y Schaeppman, 2010], los cuales no producen resultados con la precisión deseada para muchas aplicaciones, y otros computacionalmente muy complejos e intensivos como por ejemplo SCIATRAN [Rozañov y col., 2002, libRADTRAN [Mayer y Kylling, 2005] y LIDORT/VLIDORT [Spurr, 2008]. [Wilson, 2013]

Cabe señalar que el 6S asume una profundidad del mar infinita (profundidad mucho mayor que la longitud de penetración de la luz) por lo que no es confiable

cerca de las costas.

3.1.1. Funcionamiento

Básicamente un modelo de transferencia radiativa cuenta con un conjunto de funciones que permiten resolver la ecuación de transferencia radiativa para casos complejos, para un pixel en particular. El 6S cuenta con un conjunto de subrutinas como puede verse en la sección 3 del manual del usuario [Vermote y col., 2006]. Estas subrutinas calculan cómo se propaga la radiación a lo largo de la atmósfera, su atenuación y su scattering dentro de la misma.

Se muestra a continuación en la Figura 3.1 el diagrama de flujo que se implementa en el 6S para realizar los cálculos necesarios.

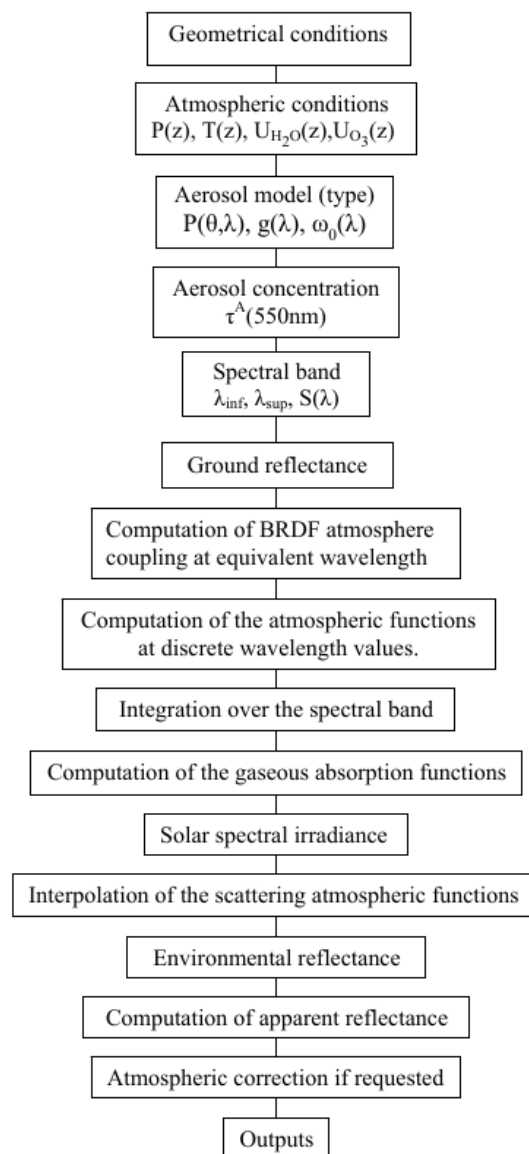


FIGURA 3.1: Diagrama de flujo del 6S. Aquí se muestran los sucesivos pasos tomados por el RTM para el computo de los diferentes outputs. [Vermote y col., 2006]

3.1.2. Limitaciones de la interfaz del 6S

Como puede verse en Figura 3.2 y Figura 3.3 hasta Figura 3.5 la interfaz del 6S esta provista por un método de entrada y salidas de archivos de texto que presentan un número de inconvenientes como:

- Cada parámetro en el input file se especifica usando un número, haciendo el archivo de input difícil de leer y modificar.
- La hoja de input debe tener exactamente el formato correcto (incluyendo espacios) para que sea correctamente leída por el 6S, cualquier pequeño error lleva a problemas desde la parada del programa hasta outputs incorrectos.
- Solamente es posible especificar un parámetro en la hoja de input, por lo que si se quiere hacer un barrido en un rango de valores como por ejemplo para distintas longitudes de ondas, es necesario editar a mano el input entre cada simulación.
- El formato de salida del 6S es fácil de leer para humanos pero es difícil extraer valores del mismo de forma automática, necesario para generar curvas a partir de barrido de variables o simular imágenes..

```

0 (User defined)
40.0 100.0 45.0 50.0 7 23 (geometrical conditions)
8 option for Water Vapor and Ozone
3.0 3.5 Water Vapor and Ozone
4 User's Components
0.25 0.25 0.25 0.25
0
0.5 value
-0.2 (target level, negative value)
-3.3 (sensor level)
-1.5 -3.5 (water vapor and ozone)
0.25 (aot)
11 (chosen band)
1 (Non homogeneous surface)
2 1 0.5 (ro1 ro2 radius)
1 BRDF
-0.1 radiance (positive value)

```

FIGURA 3.2: inputs 6S para un solo pixel. Cada secuencia de números debe ser escrita de forma adecuada y en un orden dado, ya que de otro modo al correr el RTM entrega un aviso de error.

```

OUTPUT FILE (1/3)
***** 6sV version 1.0B *****
*
*          geometrical conditions identity
*          -----
*          user defined conditions
*
* month: 7 day : 23
* solar zenith angle: 40.00 deg solar azimuthal angle: 100.00 deg
* view zenith angle: 45.00 deg view azimuthal angle: 50.00 deg
* scattering angle: 146.49 deg azimuthal angle difference: 50.00 deg
*
*          atmospheric model description
*          -----
*          atmospheric model identity :
*          user defined water content : uh2o= 3.000 g/cm2
*          user defined ozone content : uo3 = 3.500 cm-atm
*          aerosols type identity :
*          user-defined aerosol model:
*          0.250 % of dust-like
*          0.250 % of water-soluble
*          0.250 % of oceanic
*          0.250 % of soot
*          optical condition identity :
*          visibility : 8.49 km opt. thick. 550 nm : 0.5000
*
*          spectral condition
*          -----
*          avhrr 1 (noaa9)
*          value of filter function :
*          wl inf= 0.530 mic wl sup= 0.810 mic
*
*          Surface polarization parameters
*          -----
*
* Surface Polarization Q,U,Rop,Chi 0.00000 0.00000 0.00000 0.00
*
*          target type
*          -----
*          inhomogeneous ground , radius of target 0.500 km
*          target reflectance :
*          spectral clear water reflectance 0.045
*          environmental reflectance :
*          spectral vegetation ground reflectance 0.129
*
*          target elevation description
*          -----
*          ground pressure [mb] 989.01
*          ground altitude [km] 0.200
*          gaseous content at target level:
*          uh2o= 3.000 g/cm2 uo3= 3.500 cm-atm
*
*          plane simulation description
*          -----
*          plane pressure [mb] 657.54
*          plane altitude absolute [km] 3.500

```

FIGURA 3.3: output 6S

```

*          atmosphere under plane description:
*          ozone content          0.082
*          h2o content            2.389
*          aerosol opt. thick. 550nm 0.281
*
*          atmospheric correction activated
*          -----
*          BRDF coupling correction
*          input apparent reflectance : 0.100
*
*****
OUTPUT FILE (2/3)
*****
*
*          integrated values of :
*          -----
*
*          apparent reflectance 0.0331332 appar. rad.(w/m2/sr/mic) 12.766
*          total gaseous transmittance 0.675
*
*****
*
*          coupling aerosol -wv :
*          -----
*
*          wv above aerosol : 0.033 wv mixed with aerosol : 0.033
*          wv under aerosol : 0.033
*
*****
*
*          integrated values of :
*          -----
*
*          app. polarized refl. 0.0015 app. pol. rad. (w/m2/sr/mic) 0.066
*          direction of the plane of polarization-27.35
*          total polarization ratio 0.044
*
*****
*
*          int. normalized values of :
*          -----
*          % of irradiance at ground level
*          % of direct irr. % of diffuse irr. % of enviro. irr
*          0.773 0.221 0.005
*          reflectance at satellite level
*          atm. intrin. ref. environment ref. target reflectance
*          0.015 0.004 0.014
*
*          int. absolute values of
*          -----
*          irr. at ground level (w/m2/mic)
*          direct solar irr. atm. diffuse irr. environment irr
*          453.572 127.012 3.163
*          rad at satel. level (w/m2/sr/mic)
*          atm. intrin. rad. environment rad. target radiance
*          5.668 1.631 5.467
*
*          int. funct filter (in mic) int. sol. spect (in w/m2)

```

FIGURA 3.4: output 6S

```

*          0.1174545          185.589          *
*
*****
OUTPUT FILE (3/3)
*****
*
*          integrated values of :
*          -----
*
*          downward          upward          total
*
*  global gas. trans. :    0.68965    0.97248    0.67513
*  water  "  "  :    0.98573    0.98623    0.97592
*  ozone  "  "  :    0.70609    0.99079    0.70008
*  co2    "  "  :    1.00000    1.00000    1.00000
*  oxyg   "  "  :    0.99344    0.99533    0.99179
*  no2    "  "  :    1.00000    1.00000    1.00000
*  ch4    "  "  :    1.00000    1.00000    1.00000
*  co     "  "  :    1.00000    1.00000    1.00000
*
*
*  rayl. sca. trans. :    0.96494    0.93809    0.90520
*  aeros. sca.  "  :    0.72074    0.82101    0.59174
*  total sca.  "  :    0.69193    0.81065    0.56092
*
*
*          rayleigh          aerosols          total
*
*  spherical albedo :    0.04939    0.04934    0.06835
*  optical depth total:    0.05550    0.42021    0.47570
*  optical depth plane:    0.01848    0.23606    0.25454
*  reflectance I :    0.01098    0.01335    0.02182
*  reflectance Q :    0.00118    0.00039    0.00124
*  reflectance U :   -0.00156    0.00000   -0.00176
*  polarized reflect. :    0.00195    0.00039    0.00215
*  degree of polar. :    17.77          2.91          9.87
*  dir. plane polar. :   -26.48          0.00         -27.37
*  phase function I :    1.26026    0.27565    0.39051
*  phase function Q :   -0.21911   -0.00611   -0.03096
*  phase function U :   -1.19913   -0.15957   -0.28084
*  primary deg. of pol:   -0.17386   -0.02215   -0.07927
*  sing. scat. albedo :    1.00000    0.52284    0.57850
*
*****
*
*          atmospheric correction result
*          -----
*
*  input apparent reflectance :    0.100
*  measured radiance [w/m2/sr/mic] :    38.529
*  atmospherically corrected reflectance
*  Lambertian case :    0.22180
*  BRDF case :    0.22180
*  coefficients xa xb xc :    0.00685  0.03885  0.06835
*  y=xa*(measured radiance)-xb; acr=y/(1.+xc*y)
*****

```

FIGURA 3.5: output 6S

3.2. Py6S

Py6S es una interfaz de python al modelo 6S para evitar las limitaciones anteriormente detalladas. Permite a los usuarios escribir scripts de python que fácilmente pueden setear los inputs al 6S, correr simulaciones y acceder de forma simple a los outputs, pero sigue limitado a un sólo pixel. Al no reimplementar el modelo en python, se puede asegurar que el resultado provisto utilizando el 6S y el Py6S serán exactamente los mismos.[Wilson, 2013]

3.2.1. Mejoras provistas por el Py6S

El Py6S provee un gran conjunto de mejoras para utilizar el 6S: Cualquier parámetro que puede ser especificado manualmente en el 6S estándar puede ser especificado por el Py6S. Por lo que las mejoras provistas por el Py6S no se enfocan en mejoras científicas sobre el modelo estándar del 6S, sino en el mejoramiento de la utilización de este modelo para simulaciones numéricas.

- Forma amigable de especificar los parámetros, con documentación accesible: los parámetros del 6S pueden ser especificado utilizando una simple interfaz de python en lugar de la hoja de inputs críptica.
- Funciones de ayuda para realizar barrido sobre diferentes parámetros como las longitudes de onda o los ángulos de visión por ejemplo.
- Acceso a todas las otras funcionalidades de Python. Ofrece una API para el lenguaje Python que permite más flexibilidad que un entorno GUI.
- la posibilidad de importar parámetros de fuentes externas como radio sondas por ejemplo o datos de AERONET.
- Reproducibilidad. Al permitir a todo el conjunto de simulaciones del 6S correr desde un simple script de Python que llama a otros módulos permite la repetitividad de las simulaciones.

En conclusión, Py6S provee un entorno moderno para escribir *scripts* con el fin de correr el 6S. Provee una API que permite la comunicación con el 6S para no tener que trabajar con el método manual de entrada de datos del 6S.[Wilson, 2013]

3.3. Simulador

Con el fin de poder realizar un conjunto de simulaciones que permitan el análisis del sunglint se diseñó un simulador, escrito en python, utilizando las API facilitadas por el Py6S para correr de forma reiterada el 6S.

El diseño del simulador permite una serie de posibilidades, por ejemplo realizar un barrido variando una variable por vez, generar imágenes, importar parámetros desde imágenes, exportar los outputs hacia archivos de datos, por ejemplo csv, que permitan almacenar las diferentes corridas y luego generar gráficos y análisis de los datos.

En la Figura 3.6 puede observarse de forma esquemática la estructura del simulador y su diagrama de flujo.

El simulador cuenta con diversas etapas, las cuales están esquematizadas en la Figura 3.6 mediante los cuadrados con esquinas redondeadas. El rombo celeste indica que el usuario debe tomar una decisión.

En una primera instancia se debe decidir el tipo de simulación a llevar a cabo. Se puede generar una simulación donde el usuario defina todos los parámetros como la geometría, la longitud de onda y el ancho de banda, altura del sensor, etc. Este tipo de simulaciones tienen la capacidad de estudiar un determinado parámetro en una situación totalmente controlada por el usuario. Este tipo de simulaciones sirven para conocer la respuesta en la señal ante distintos tipos de parametrizaciones, donde se pueden eliminar contribuciones de otros términos que no se desea que sean tenidos en cuenta, como por ejemplo aerosoles.

También se puede proceder a realizar comparaciones con imágenes satelitales, ya que el simulador permite tomar como parámetros de entrada a datos aportados por un sensor satelital. En este caso el simulador importa un archivo de datos tipo *txt* o *csv* del cual se extraen la geometría de cada pixel, posición geográfica, día y hora del año, etc.

La segunda etapa es la preparación de datos para la entrada al 6S. Esto es realizar los cálculos necesarios para especificar los parámetros de entrada al 6S, como por ejemplo la velocidad del viento y su dirección, el valor de AOT a 550 nm, etc.

El paso siguiente una vez que las variables geofísicas están especificadas, es fijarlas como inputs para el 6S utilizando la API provista por el Py6S, esto nos permite de una manera amigable a la vista conocer que parámetros de entradas se le están estableciendo al 6S como inputs.

Una vez que todos los parámetros están especificados se pasa a correr sucesivamente para cada uno de los pixeles seleccionados el RTM y a extraer del mismo los outputs de interés. Esto se realiza generando para cada uno de los pixeles correspondientes una hoja de inputs numérica, compatible con el 6S, mediante el Py6S, el cual cuenta con una función que llama al 6S, le ingresa los datos de entrada, lo hace correr y luego pone a disposición los outputs producidos por el 6S.

Con los outputs obtenidos del 6S para cada pixel se procede a guardar en un archivo todos estos datos, junto con datos de utilidad como por ejemplo las radiancias de cada una de las bandas, la geometría de observación e iluminación, etc. Este archivo contiene toda la información necesaria para realizar los análisis y los gráficos que se crean necesarios.

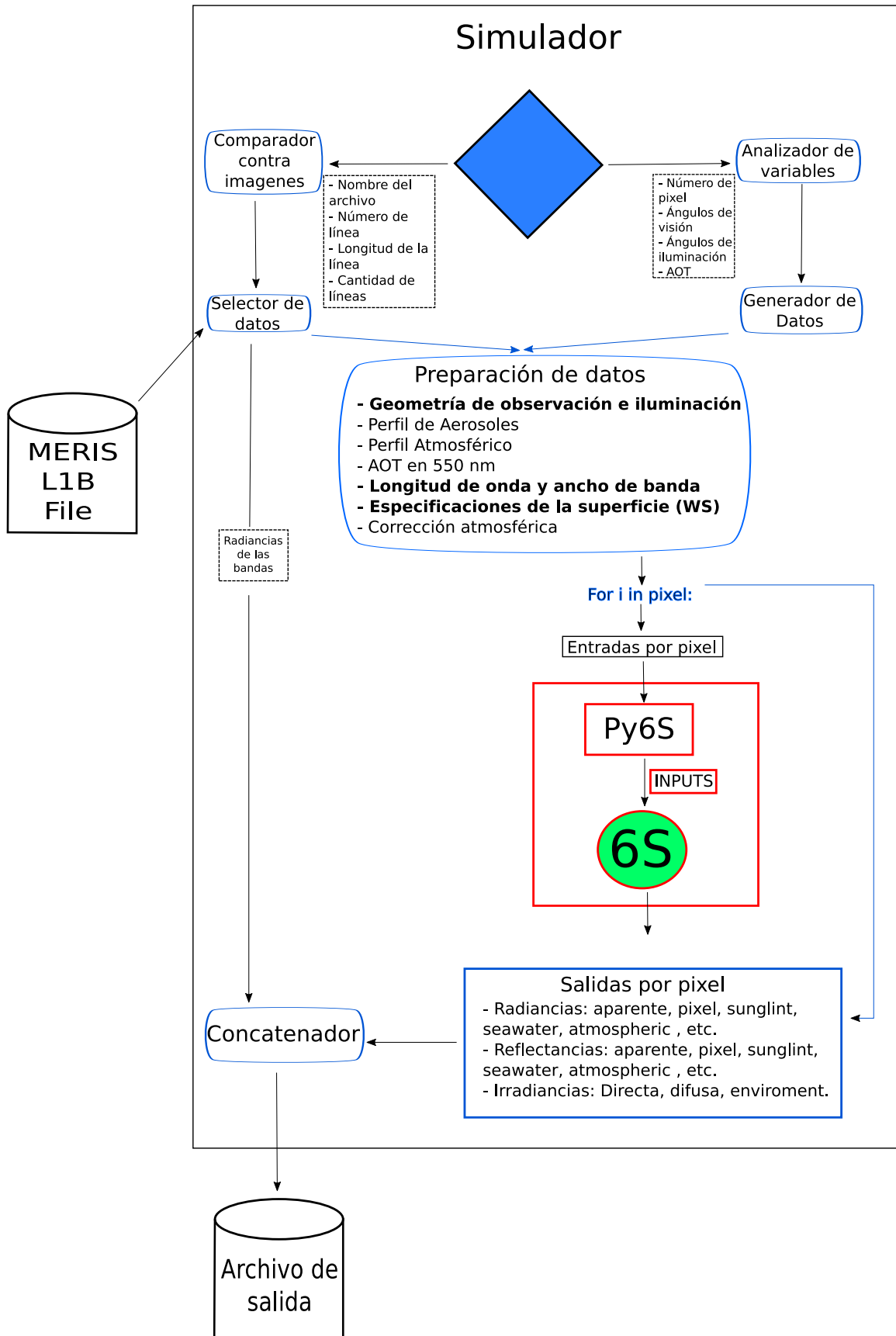


FIGURA 3.6: simulador

Capítulo 4

Resultados y su análisis

Se presentan los resultados y análisis de las simulaciones realizadas con el fin de entender y caracterizar el fenómeno del *sun glint*.

La estructura de presentación de resultados es la siguiente. Primero se presentará un conjunto de imágenes en las cuales se puede apreciar claramente el *sun glint*. La imagen seleccionada para analizar es la que presenta la más baja cantidad de nubes y el pico más marcado de *sun glint*.

Luego se mostrará una comparación entre los resultados obtenidos por el RTM versus los medidos por MERIS para evaluar la verosimilitud del modelo.

El siguiente paso consiste en un estudio de sensibilidad de la radiancia obtenida por el RTM debido a cambios en los parámetros de entrada. Así, algunos parámetros geométricos y geofísicos son extraídos de una porción de la imagen de MERIS, mientras que para otros su rango de variación proviene de la literatura especializada para la región seleccionada. .

Por último se presentará un análisis de sensibilidad de la señal con la velocidad del viento en la superficie del mar a la cual se le asignó un promedio por pixel con una respectiva variabilidad.

4.1. Selección del área de análisis

Con el fin de poder estudiar el *sun glint* es necesario contar con un escenario que presente dicho fenómeno, es decir, necesitamos datos e imágenes que nos permitan identificar regiones que se encuentren contaminadas por este exceso de radiación, tomada por un sensor a bordo de un satélite. Con este objetivo se realizó una búsqueda en la literatura disponible, en la cual se consiguieron datos de una región del mar Mediterráneo donde se encontraba bien estudiado el fenómeno para analizar casos de algoritmos de corrección, teniendo disponible los parámetros de entrada para el 6S. [Steinmetz, Deschamps y Ramon, 2011] [Kay, Hedley y Lavender, 2009] [Wang y Bailey, 2001] [Anggoro, Siregar y Agus, 2016] [Kay, 2011].

A partir de [Kay, 2011] se seleccionó un conjunto de imágenes pertenecientes a MERIS de la zona: Mediterranean Sea, 13°0' 20" E, 35°41' 33" N 22°9' 54" E, 33°49' 57" como puede verse en la Figura 4.1.

Las imágenes fueron descargadas utilizando el gestor de imágenes EOSDIS [Esfandiari y col., 2006, Kobler y col., 1995] perteneciente a NASA que permite navegar por una galería de imágenes de diferentes niveles de procesamiento (L0,

L1 , L2) y seleccionar la deseada para descargar. Estas imágenes fueron procesadas para poder observarlas en el RGB utilizando un software de procesamiento de imágenes llamado SeaDAS [Fu, 1998, Baith y col., 2001] que esta disponible de manera gratuita al público con prestaciones muy similares a otras plataformas pagas. SeaDAS permite exportar un conjunto de datos de cada pixel que incluyen por ejemplo la radiancia de cada banda, posiciones del satélite y del sol, velocidad de viento, vapor de agua, cantidad de ozono, etc.

En la Figura 4.1 pueden observarse dos imágenes de la zona analizada que presenta *sunlint* a simple vista. Sin embargo, fueron descartadas por presentar nubes y sus sombras, que no pueden ser completamente distinguidas de las zonas con *sunlint* puros. Se muestra que encontrar una situación ideal para analizar el *sunlint* puede ser muy difícil ya que se deben combinar una serie de factores que permitan hacer sacar provecho de la imagen satelital.

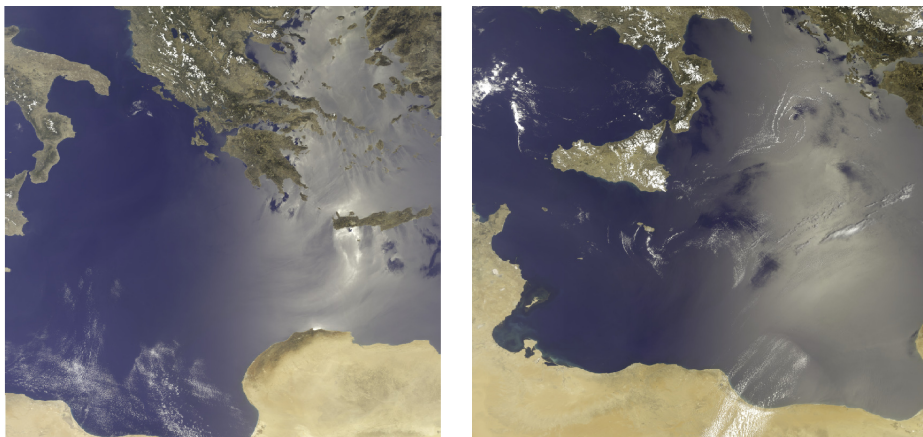


FIGURA 4.1: En esta imagen puede verse la península itálica hacia la izquierda y la costa norte africana sobre el límite inferior. Puede apreciarse el *sunlint* de forma creciente de izquierda derecha. Si bien estas imágenes presentan *sunlint*, no pudieron ser tenidas en cuenta para analizarlas. Por ejemplo la imagen de la izquierda se presenta con baja población de nubes, pero si se analiza la región de máximo *sunlint* se puede apreciar a simple vista que presenta zonas de extremo brillo, lo cual no es esperable y no es útil para analizar. En la imagen de la derecha se encuentra contaminada por nubes y la sombra de las mismas, también se nota más atenuada que la imagen de la izquierda, puede deberse a la presencia de distintos tipos de aerosoles o algún otro fenómeno atmosférico.

En consecuencia, se seleccionó la imagen que puede verse en la Figura 4.2 , ya que contaba con zonas libres de nubes y no presentaba comportamientos extraños y puede apreciarse claramente el fenómeno de *sunlint* creciendo de izquierda a derecha.

La zona de análisis consiste en una línea de pixeles adecuada, evitando que contenga nubes o comportamientos poco normales. Esta línea de pixeles tiene un largo de aproximadamente 1040 pixeles y también se selecciona un área colindante a esta línea como puede verse en la Figura 4.2.

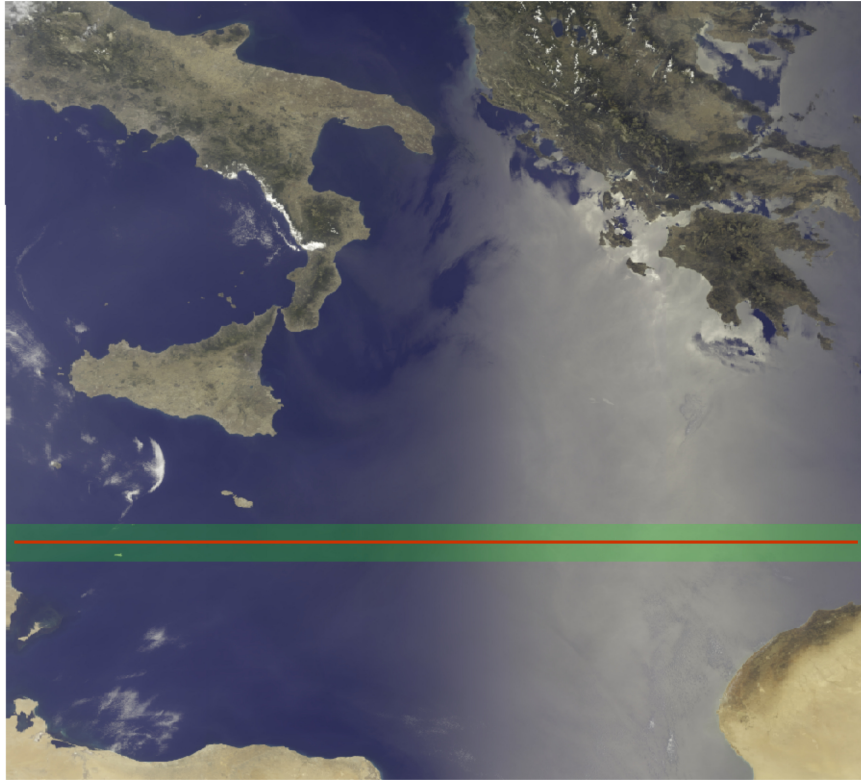


FIGURA 4.2: Imagen seleccionada para el caso de estudio. Se marca la línea de píxeles exportada para su análisis (línea roja), la cual cuenta con aproximadamente 1040 píxeles. Se puede ver también el recuadro en el cual se toman píxeles cercanos para distintos análisis de variabilidad de los parámetros geofísicos de la imagen como por ejemplo la variabilidad del viento. Cada píxel tiene un tamaño de 1km^2 . Notar que en la selección de la línea de píxeles se trata de no incluir zonas con nubes, ni regiones cercanas a las costas por su baja profundidad.

4.1.1. Área contaminada por *sunlint*

A continuación en la Figura 4.4 se muestran imágenes L2 de MERIS del área de estudio donde se ve el producto de la clorofila *tipo a* con las distintas máscaras de tierra, de *glint* moderado, *glint* elevado y nubes, zonas no procesadas, etc, según los lineamientos utilizados en su *Algorithm Theoretical Basis Documents (ATBD)* [Bourg, Montagner y Billat, 2011]. En ella se puede apreciar toda el área cubierta por los *flags* de *sunlint* (zonas amarillentas y rosadas), en la cual, la estimación de variables de *ocean color* no sería factible debido al gran error con que se la estimaría. Mediante una buena caracterización del *sunlint* en estas zonas, se podría extender la región de aplicabilidad del modelo que calcula dichas variables.

En la Figura 4.3 puede verse una superposición de los *flags* de *mod glint* y *high glint* que representan el área total contaminada por *sunlint*.

Si bien MERIS coloca los *flags* sobre sus imágenes y detalla los procesos de selección de píxeles con *glint* en su ATBD, no se encontró en la literatura consultada la forma en la cual se utilizan los RTM para la obtención de radiancias relacionadas con el *sunlint*. Así mismo, no se encontró información sobre su posterior utilización para tomar un criterio de *sunlint* alto o bajo para un dado píxel.

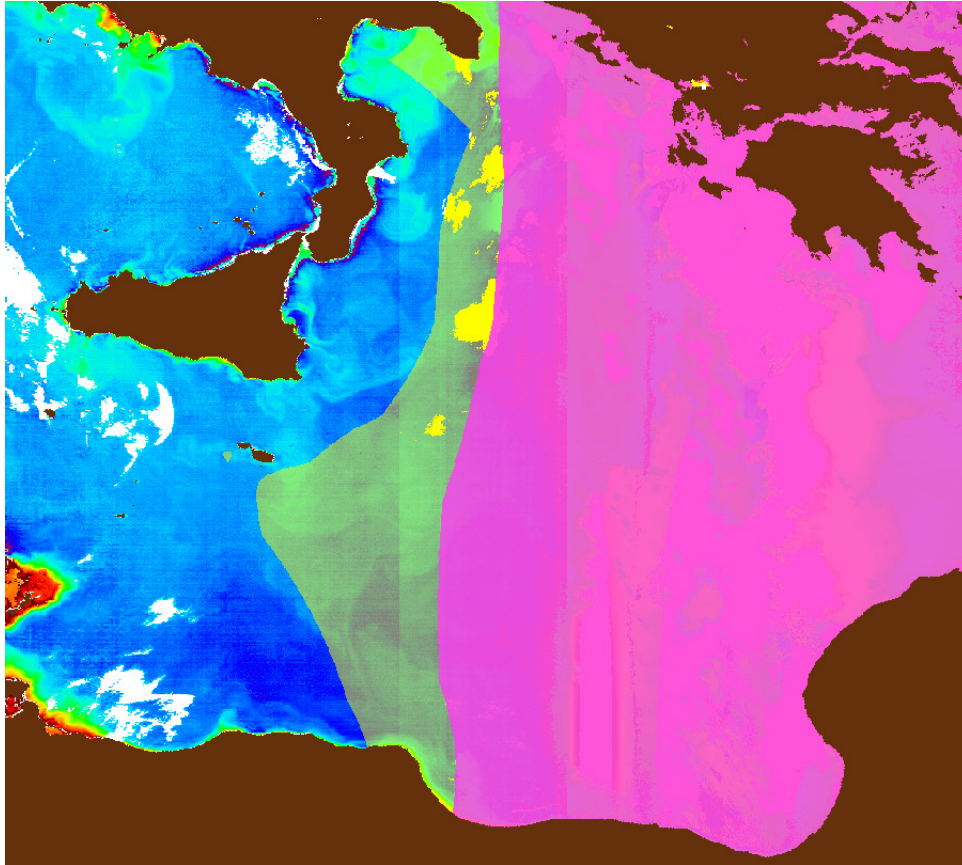


FIGURA 4.3: En esta imagen se puede observar un producto L2 brindado por MERIS en las cuales se puede apreciar la clorofila tipo a y las regiones amarillas representan los *flags* señalados por MERIS *paraglintermoderado* y los rosa *paraglinterlevado*. Las zonas blancas representan píxeles no procesado como por ejemplo las nubes o píxeles que se supero el nivel de *sunlint* permitido. Si se compara esta imagen con la línea de píxeles seleccionada puede verse como el *sunlint* afecta a más del 70% de los píxeles.

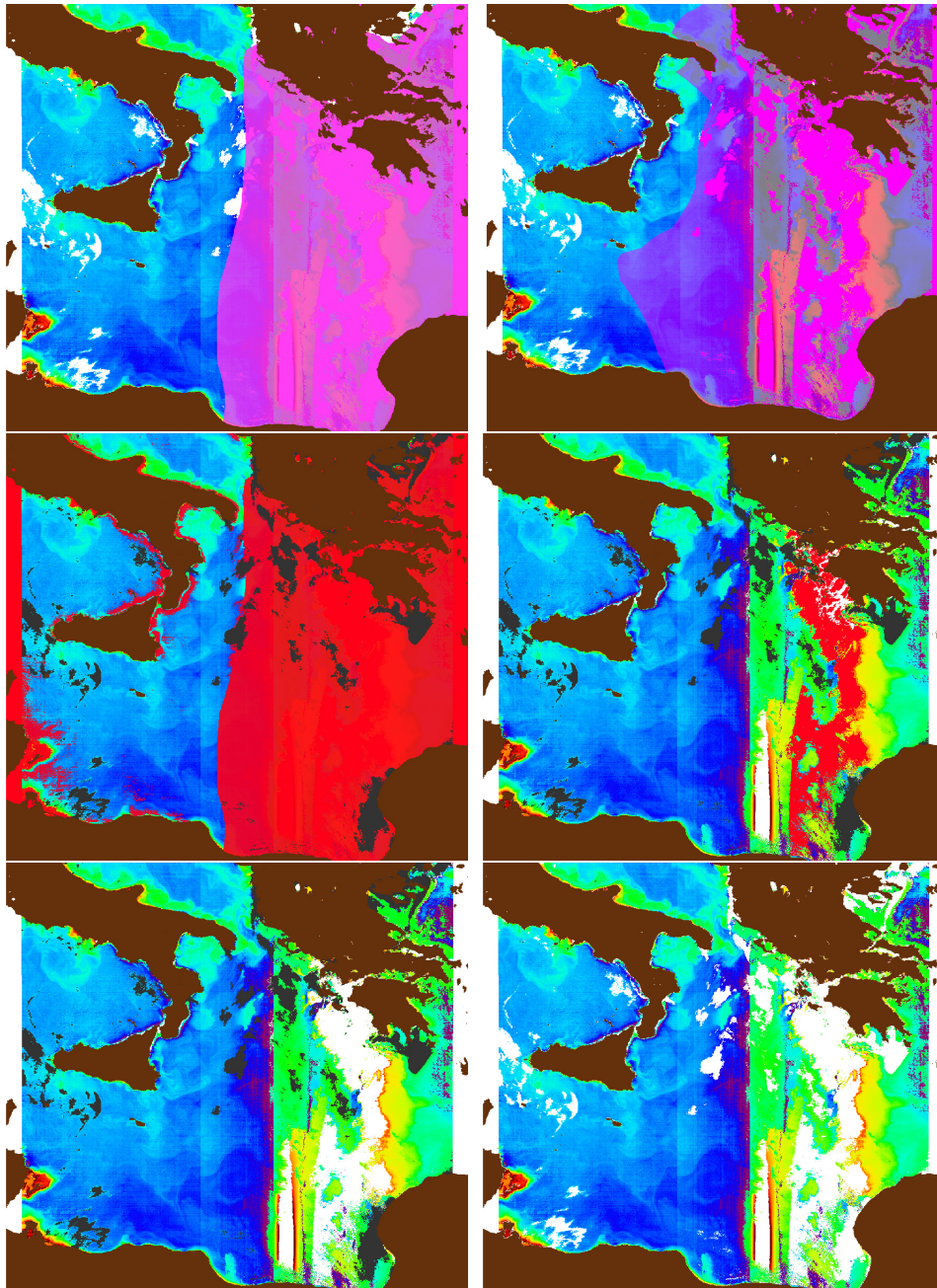


FIGURA 4.4: Diferentes *flags* para una imagen L2 de MERIS, observando el producto clorofila a. En la imagen superior izquierda puede observarse la máscara en rosa opaco del *HIGH SUNGLINT*. En la imagen superior derecha puede observarse la máscara en rosa translúcido del *MOD SUNGLINT*. Sobre la imagen del centro a la izquierda puede verse la máscara activa (de color rojo) de las zonas donde falló la retribución de algún parámetro, vemos también que coincide en gran parte con la zona de *high glint*. En la imagen del centro a la derecha se muestra la máscara activa en rojo de zonas en las cuales fallo la corrección atmosférica aplicada por MERIS. En la imagen inferior izquierda se observa la máscara aplicada de nubes en color negro, vemos que cubre una pequeña parte de la imagen y en la línea en la cual se selecciona para estudiar no hay presencia de nubes. Abajo a la derecha se ve la imagen de la clorofila tipo a sin ninguna máscara aplicada más que la de tierra, que sirve para marcar los continentes e islas. Los pixeles en blanco corresponden a datos *NaN*, es decir, pixeles de los cuales no se tiene información para este producto.

4.2. Parametrizaciones

Una vez seleccionada la zona deseada, SeaDAS posee la capacidad de exportar los datos de cada uno de los píxeles, estos datos incluyen:

- Numero y posición del píxel.
- Latitud y longitud
- Radiancia de todas las bandas de MERIS
- Posición del sol y del sensor
- Componentes vectoriales del viento
- presión atmosférica, ozono y vapor de agua

Una vez exportados, el simulador lee estos datos de un archivo del tipo *csv* y de acuerdo al tipo de simulación que se pretende hacer es el tipo de dato que es requerido (ver figura 3.6).

Como el RTM depende de muchos parámetros que pueden afectar a la radiancia a TOA, se estudió entre cuales límites varían esos parámetros para la región de estudio. Como así también, se procedió a simular diferentes curvas de radiancia a TOA para ver la variabilidad de la señal y analizar cuales son los parámetros más sensibles.

4.3. Determinación del AOT

Un problema a tener en cuenta cuando se corren las simulaciones, es tener el valor aproximado del AOT en la región que se quiere analizar, ya que este parámetro es de gran influencia en lo que respecta a la absorción y los procesos de scattering dentro de la atmósfera. En las regiones donde no se encuentra el fenómeno del *sun glint*, la radiancia aportada por la atmósfera es el término predominante en la señal que le llega a un sensor a bordo de un satélite. Una forma de comprobar que el AOT utilizado, es mediante la selección de una zona sin *sun glint* y comparando las simulaciones con respecto a MERIS.

Con el fin de comprobar que las simulaciones que se producen mediante el uso del 6S representan las señales captadas por los sensores a bordo de un satélite, se seleccionó un área a partir de Figura 4.4 que no presentara *sun glint* ni tampoco nubes.

Se realizaron corridas para valores límites del AOT que es el factor que más domina en la radiación a tope de atmósfera. A partir de [Floutsi y col., 2016] se tiene que el AOT a $550nm$ varia en un rango de entre los $(0,2 \pm 0,02)$, en la región del Mediterráneo. Con base a esto es que se realizó una simulación para un conjunto de 50 píxeles y verificamos que en ambos casos la medición de MERIS caía en una zona donde no discrepaba con las simuladas. Se puede apreciar en Figura 4.5 y este simple análisis realizado nos permite seguir avanzando con la utilización del simulador para recrear los casos con *sun glint*.

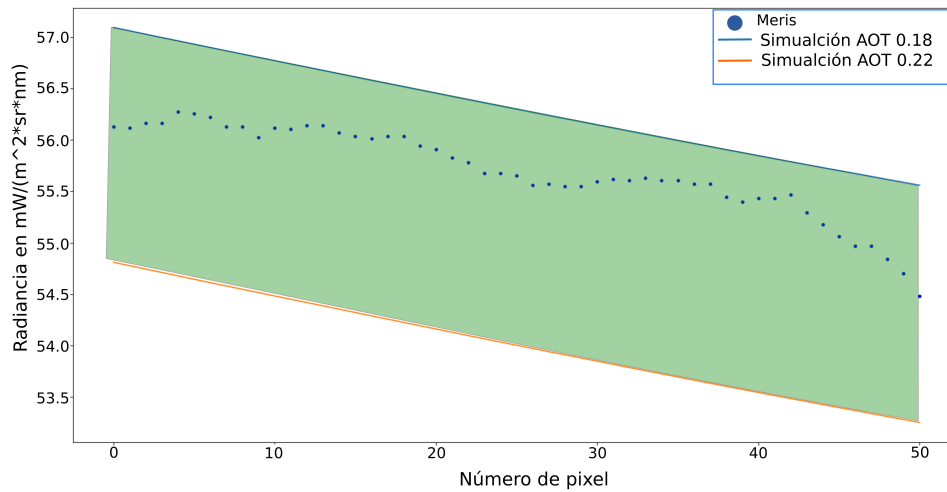


FIGURA 4.5: En esta figura se puede apreciar como los valores de MERIS (puntos azules) caen dentro de la región determinada por simulaciones (zona verde) utilizando el AOT a 0.22 (La recta de arriba) y a 0.18 (Recta de abajo). Esto permite concluir que en las regiones libres de *sunlint*, en principio, el modelo esta simulando bien las radiancias a tope de atmósfera

4.4. Parametrización con respecto al viento

Como se vio en la subsección 2.5.1, sobre modelado de la superficie, el fenómeno del *sunlint* es muy sensible a los cambios en el módulo de la velocidad y el ángulo del viento. Es por ello que resulta fundamental el análisis de este parámetro dentro de la simulación.

Para ello, se realizaron distintos tipos de simulaciones tomando de diferentes formas a la velocidad del viento, analizando su comportamiento con el ángulo y módulo de la velocidad del viento. Se pretende mostrar en los gráficos a continuación la sensibilidad de la simulación en cuanto al viento en la superficie del mar.

Se muestra en [Vermote y col., 2006], que ante velocidades de viento bajas, el mar se comporta como una superficie plana, es decir, hay poco oleaje. Esto provoca que el mar se comporte como un espejo frente a la radiación solar. En el caso contrario, cuando la velocidad de viento es mayor, el oleaje aumenta, aumentando la rugosidad del mar. Por estos comportamientos es que se espera que la radiancia en TOA sea mayor a media que el módulo de la velocidad del viento disminuya.

Se analizó la variabilidad de este parámetro geofísico de diferentes maneras. En una primera instancia se toma la velocidad del viento provista por los datos de MERIS para cada píxel, como puede verse en la Figura 4.6, es decir, se toman los datos directamente de MERIS y se observa la curva simulada respecto a la curva aportada por MERIS, para las radiancias de la banda 3 a TOA. Estos datos provistos por MERIS a su vez son tomados de distintos modelos meteorológicos,

en particular por European Center for Meteorological and Weather Forecast in Readings, ECMWF [Antoine y Morel, 2011].

Cabe destacar nuevamente que no se cuenta con datos obtenidos *in situ* del módulo de la velocidad y dirección del viento, por lo que sólo se tienen datos aportados por modelos meteorológicos, lo que requiere cierto cuidado al analizar estos datos.

Si se quiere analizar el viento como parámetro se tienen que analizar dos aspectos fundamentales por lo visto anteriormente: Módulo de la velocidad del viento y su ángulo azimutal con respecto al norte. Puede ser que el modelo ECMWF entregue el módulo de las velocidades de viento precisas pero tenga una gran incertidumbre asociada con el ángulo del viento o viceversa, lo cual genera que las curvas simuladas para las radiancias a TOA sean muy distintas unas de otras. A continuación se analizarán algunos casos para estas parametrizaciones.

La dirección del viento es calculada utilizando trigonometría a partir de conocer las componentes del viento que corren de OESTE-ESTE y de NORTE-SUR, es decir, el viento viene dado en dos componentes (X,Y) y a partir de estas componentes se calcula el ángulo de la velocidad de viento. Esto es simplemente un pasaje de coordenadas cartesianas a coordenadas polares. Por lo que si se requiere mayor precisión en la retribución de este parámetro es necesario poner foco sobre los valores del viento y como los calcula el modelo utilizado. Hay que tener cuidado al manejar velocidades de viento bajas, ya que en estos casos si se considera la incertidumbre en las componentes X e Y del viento, puede darse que el ángulo del viento no quede bien determinado.

En la Figura 4.6 se muestra la radiancia a TOA para cada uno de los pixeles importados de MERIS, para la banda 3 (489 nm). La línea azul corresponde a la simulación para cada uno de los pixeles, mientras que la curva punteada se corresponde a la tomada de MERIS. En esta figura se importó el módulo de la velocidad del viento su ángulo aportado por MERIS, tomados del ECMWF. En el eje x se muestra el número de pixel, dado que la geometría varía de pixel en pixel, por lo que resulta de comodidad utilizar esta variable en el eje x para relacionarlo con la línea de pixeles seleccionada. Todos los otros parámetros utilizados para la simulación como concentración de pigmentos, cantidad de sal, etc , se dejan constantes a lo largo de la línea de pixeles.

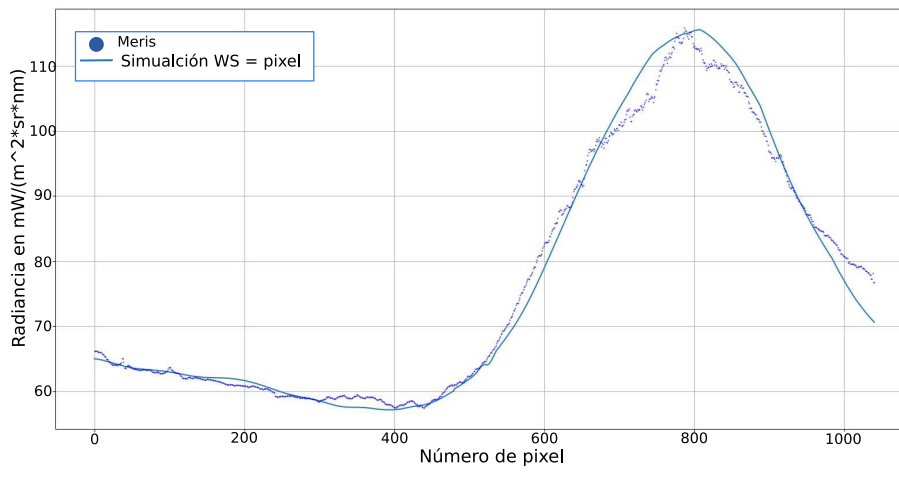


FIGURA 4.6: Radiancia a TOA vs número de píxel para la banda 3 de MERIS. Se muestran la curva simulada (línea azul continua) y la proveniente de MERIS (línea de puntos).

Sensibilidad frente al ángulo del viento

Primero se analizó el efecto del ángulo del viento en la superficie, para lo cual se tomó un promedio de la velocidad de viento para todos los píxeles y se obtuvieron las curvas mostradas para distintos ángulos de dirección de viento, como puede observarse en la Figura 4.7. Se elimina un grado de libertad con respecto a la velocidad del viento, ya que todos los píxeles cuentan con la misma velocidad y la misma distribución de facetas para la superficie del mar. Por lo que se puede distinguir fácilmente que para una determinada geometría, cuando el sol y el sensor tengan el mismo ángulo cenital y estén con una diferencia de 180° en azimut, se obtiene un pico de radiancia ya que esta geometría es la óptima para el fenómeno de *sunlint*.

En la Figura 4.7 se muestra una parametrización para distintos ángulos de viento, para las radiancias a TOA de la banda 3 (489 nm), tomando la velocidad del viento como el promedio de toda la línea de píxeles (lo que provoca la suavidad de la curva), es decir todos los píxeles tienen el mismo módulo de velocidad de viento. Cada curva se corresponde a un ángulo de viento para toda la línea de píxel. Se puede notar cómo el pico máximo en la región de *sunlint* se desplaza de acuerdo al ángulo seleccionado. Esto se debe a que para cada ángulo seleccionado se favorece una geometría de *sunlint* en particular, la cual se corresponde a diferentes regiones de la línea de píxeles. Por el mismo motivo los picos presentan distintas amplitudes. Notar como en la región izquierda de la línea de píxeles para distintos ángulos, las distintas curvas de radiancias son indistinguibles entre sí. Esto se debe a que es una región donde el *sunlint* no es predominante en la señal a tope de atmósfera.

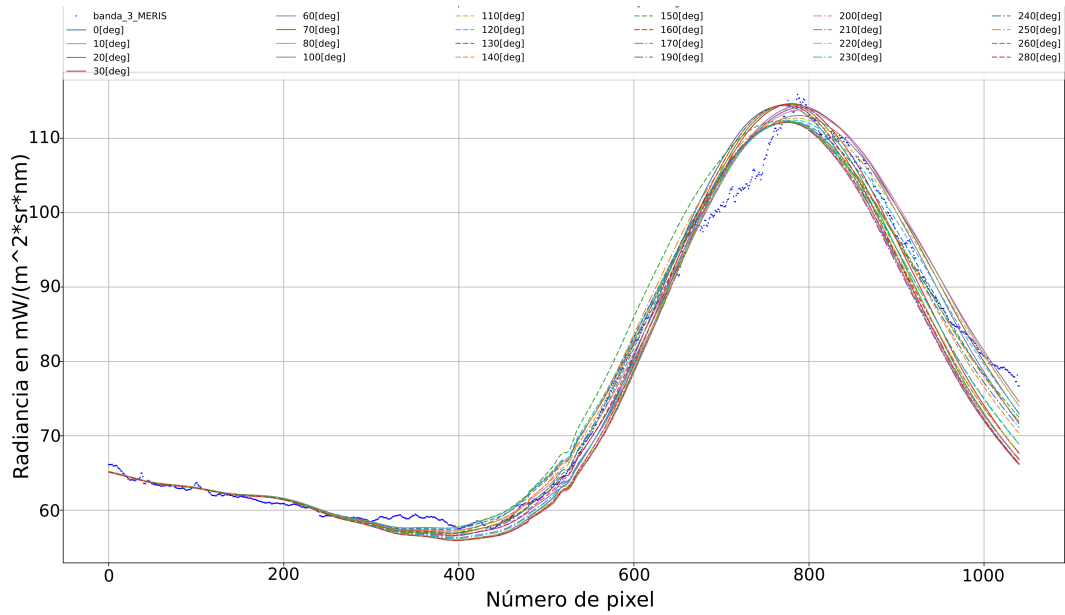


FIGURA 4.7: Radiancia a TOA vs número de píxel para la banda 3 de MERIS en función de la velocidad de viento. Cada curva representa una simulación, con un ángulo de la velocidad del viento diferente para toda la línea de píxeles. El módulo de la velocidad del viento es el promedio para toda la línea de píxeles.

Posteriormente se tomó los valores del módulo de la velocidad del viento de MERIS y se realizó una parametrización variando la dirección del viento de forma similar a lo realizado en la Figura 4.7, esto puede observarse en la Figura 4.8.

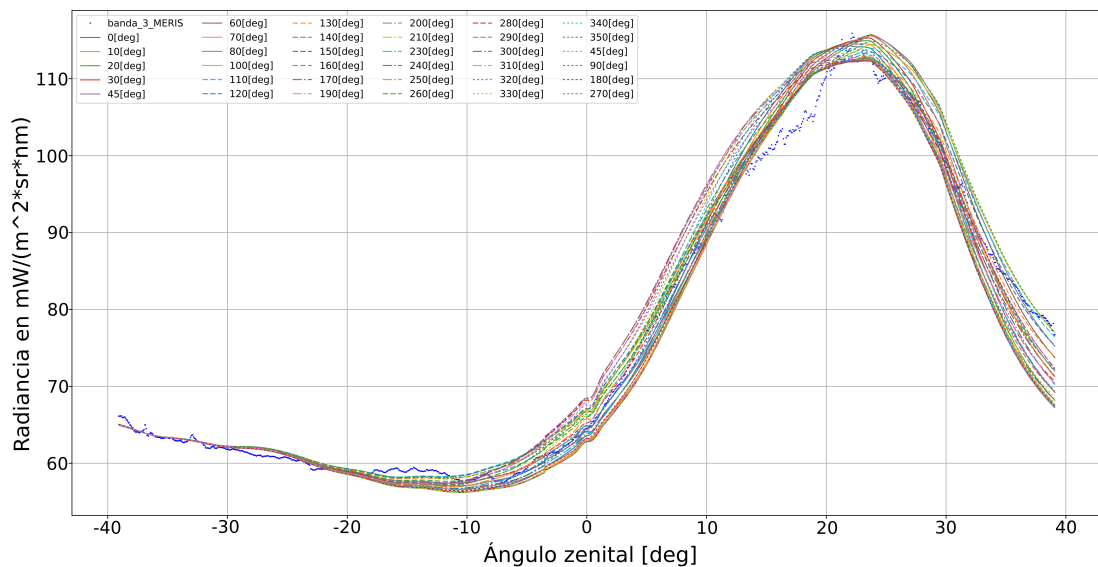


FIGURA 4.8: Radiancia a TOA vs número de píxel para la banda 3 de MERIS en función de la velocidad de viento. Cada curva representa una simulación, con un ángulo de la velocidad del viento diferente para toda la línea de píxeles. El módulo de la velocidad del viento es tomada de MERIS para cada píxel en particular.

En este caso, cada píxel tendrá una distribución de facetas distintas, producto

de que cada pixel tiene una velocidad de viento distinta, por eso la Figura 4.8 difiere de la Figura 4.7 y se nota una curva con picos como en la Figura 4.6. Puede verse en la región de crecimiento de la radiancia como el conjunto de curvas se ensancha a comparación de la Figura 4.7, esto se debe a que se permite la variación del módulo de la velocidad del viento en cada pixel.

Sensibilidad frente al módulo de la velocidad del viento

Posteriormente se analizó la influencia de la variabilidad del modulo de la velocidad del viento para la señal recibida por el sensor satelital. Para esto se realizaron distintos tipos de análisis sobre cómo los datos obtenidos por MERIS deben ser procesados y entregados al simulador. Frente a esta situación surgen distintos criterios de elección de velocidades de viento. Ya fue visto en la Figura 4.6 cómo es simulada la señal utilizando el valor provisto por MERIS, para cada uno de los pixeles. A continuación se plantea utilizar algo de estadística sobre el valor de la velocidad de viento para cada pixel.

En la Figura 4.9 pueden verse las velocidades de viento para cada pixel y el promedio tomado para toda la línea de pixeles. Posteriormente se calcula el modulo de la velocidad de viento tomando el promedio para cada componente y luego sacando el modulo del vector.

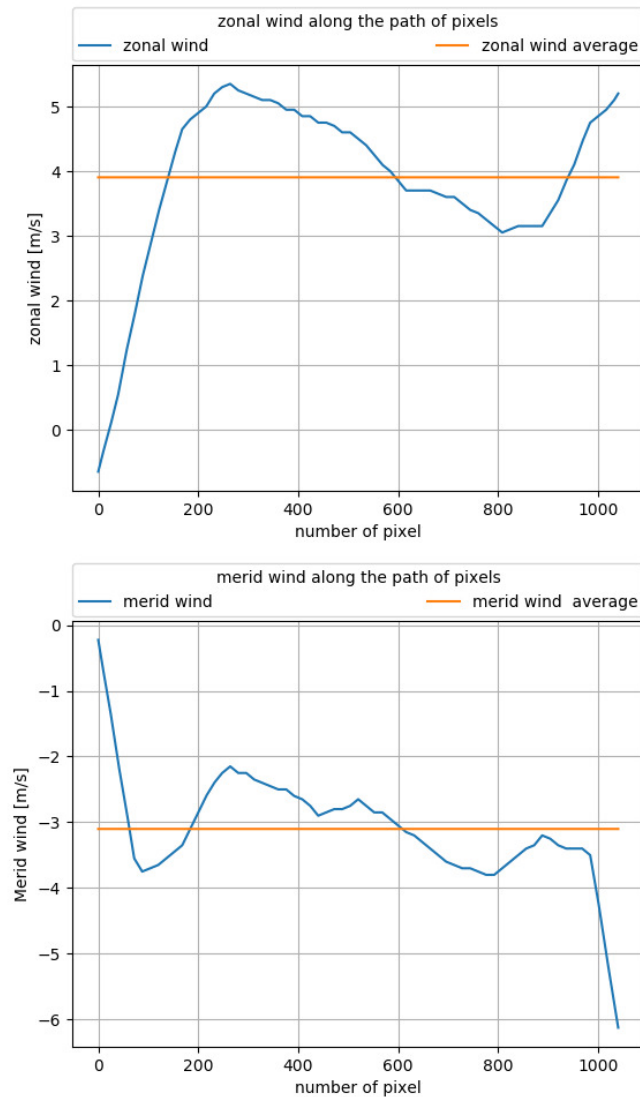


FIGURA 4.9: Velocidades de viento para cada pixel (línea celeste) y el promedio tomado de toda la línea de pixeles. Las denominaciones zonal wind se refiere al viento que corre de Oeste a Este, siendo positivos los vientos en ese sentido. Merid wind refiere a vientos que corren de norte a sur, siendo positivos los vientos que corren en dicho sentido.

En la Figura 4.10, se puede observar las distintas radiancias aportadas por cada pixel al variar el modulo de la velocidad del viento. Se tomó el promedio de la línea completa de pixeles, se calculó su desviación estándar y se analizó el comportamiento entre el rango de ± 2 desviaciones estándares. La desviación estándar en estos casos es de aproximadamente $0,9m s^{-1}$. Las diferentes curvas son para el promedio sumando o restando la desviación estándar al promedio del módulo de la velocidad del viento.

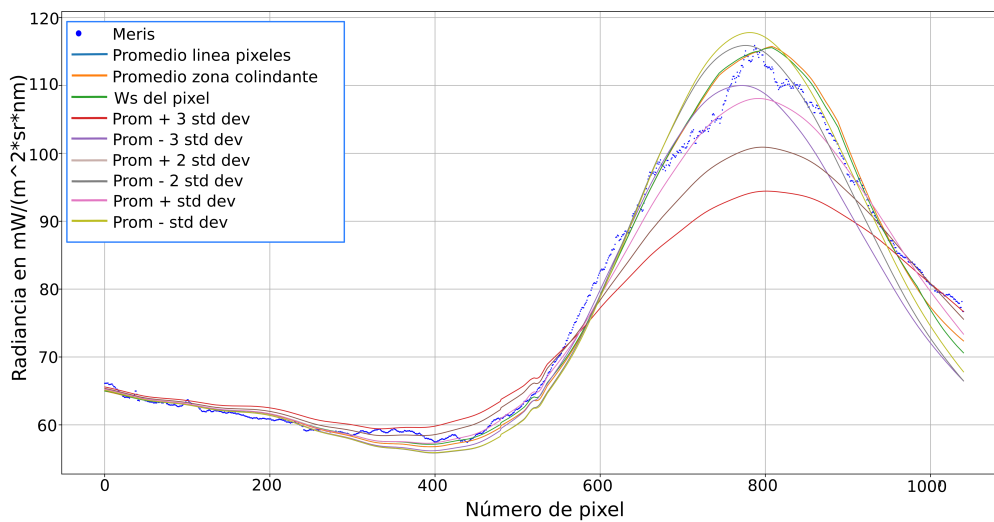


FIGURA 4.10: Radiancia a TOA vs número de píxel para la banda 3 de MERIS en función de la velocidad de viento. Cada curva representa una simulación, con un módulo de la velocidad del viento diferente para toda la línea de píxeles. El ángulo de la velocidad del viento es el promedio para toda la línea de píxeles.

Se observa el comportamiento esperado, dado que para velocidades de viento mayores muestran menores radiancias a TOA (el mar es más agitado), en cambio las de velocidades de viento menores el mar se asemeja más a una superficie plana que se comporta como un espejo. Notar que se sigue cumpliendo la baja influencia de este parámetro en la región fuera de la geometría de *sun glint*, que es aproximadamente antes del píxel 400.

Si se compara con las parametrizaciones con respecto al ángulo de la velocidad de viento (Figura 4.7), puede verse la sensibilidad del modelo al valor de la velocidad de viento en la Figura 4.10. Se puede apreciar rápidamente como mientras en un caso si se varía de a 10° los ángulos no cambia de manera significativa la señal simulada, al variar levemente el módulo de la velocidad del viento ya se obtiene un cambio abrupto en la radiancia a TOA en la región que presenta *sun glint*.

Se puede observar como este criterio para determinar la velocidad de viento no es adecuado. No se puede relacionar la velocidad de viento de un píxel con la velocidad de viento de otro píxel a 1000 km de distancia, por lo que tomar el promedio de toda la línea de píxeles no nos otorga ningún valor representativo de un píxel que se pretende analizar.

Criterios de selección del módulo de la velocidad del viento

Se requiere cuidado al utilizar los datos brindados por el ECMWF, ya que este modelo entrega datos cada un cierto periodo de tiempo, y sobre cierta zona geográfica. La resolución espacial y temporal de estos datos no coincide con las de MERIS. Por lo que puede haber una diversidad de enfoques a la hora de abordar dichos datos para utilizarlos en una simulación.

Si suponemos que el modelo utilizado por MERIS entrega valores exactos de velocidades de viento no habría problema en corregir el *sunlint*, si este fuera el único parámetro de importancia de la modelización superficie. Como esto no es así se tiene que buscar otra forma de analizar la influencia del viento en las simulaciones.

Se presentan a continuación el enfoque tomado y los análisis realizados para tratar con los datos brindados por MERIS.

Se tomaron dos casos en los cuales se pretende estudiar la variabilidad de la velocidad del viento en un entorno cercano al pixel. Para lograr esto, alrededor de cada pixel de la línea tomada para el análisis, se selecciona un área de 20 pixeles por 20 pixeles alrededor de dicho pixel y se calcula el promedio y la desviación estándar correspondiente a cada pixel.

Como es de esperar, la variabilidad es mucho menor que en los casos anteriores ya que se toma una región del espacio más pequeña y más representativa de la velocidad del pixel (ya que no se espera que en un entorno tan pequeño en mar abierto varíe de gran modo la velocidad del viento).

Esto puede observarse en la Figura 4.11 donde la desviación estándar en este caso presenta valores en el rango de los 0,03 a $0,3 \frac{m}{s}$ dependiendo la zona estudiada, en particular para los pixeles en la región de *sunlint* se presenta una desviación estándar mucho menor en este caso.

En la Figura 4.11 se muestra la radiancia a TOA en función del número de pixel. Se tomó para cada uno de los pixeles un área circundante de 400 pixeles de los cuales se calcula el promedio y la desviación estándar para cada pixel para asignarle una variabilidad a la velocidad de viento ya que es el único parámetro del cual tenemos datos extraídos de MERIS. Puede notarse que a lo largo de toda la curva la diferencia de las radiancias entre una y otra parametrización es muy pequeña y solo se hace relevante en la región del pico de radiancia donde se encuentra la mayor contribución por *sunlint*.

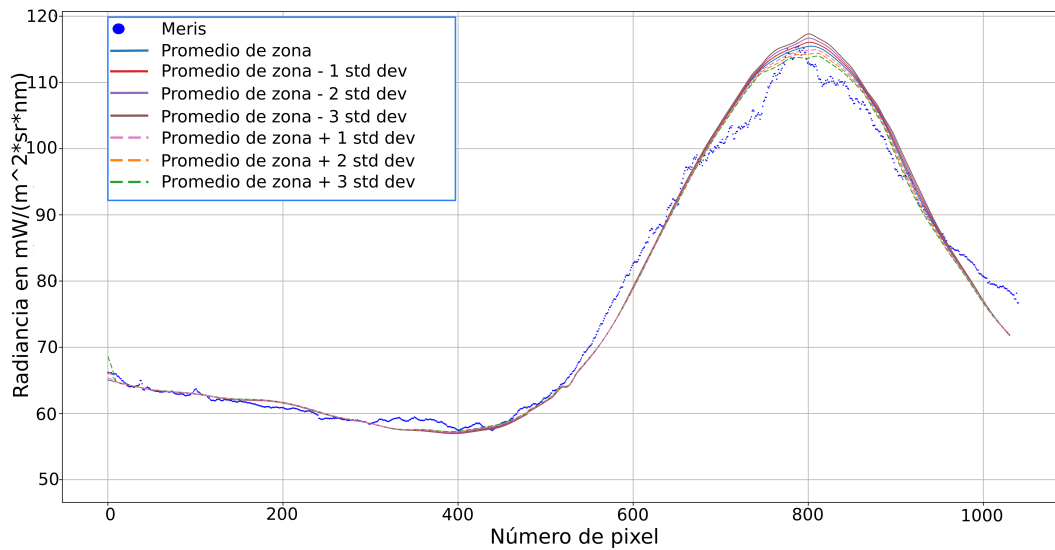


FIGURA 4.11: Radiancia a TOA vs número de píxel para la banda 3 de MERIS en función del módulo de la velocidad de viento. El ángulo de la velocidad del viento es el promedio para toda la línea de píxeles.

Esta forma de calcular la variabilidad de la señal a TOA producto de la variabilidad regional de la velocidad de viento permite obtener una idea aproximada de como varía el viento en una zona cercana del píxel, y como de esta variabilidad se obtienen distintas señales a TOA, pero de una discrepancia menor, siendo nomás apreciable en la zona donde se tiene el pico de *sunlint*.

Esta baja discrepancia entre las curvas puede deberse a como MERIS asimila los datos del ECMWF, el cual cuenta con una resolución espacial menor que a la del píxel, es decir que píxeles cercanos cuentan con la misma velocidad de viento, lo que provoca una variabilidad pequeña de este parámetro si se analiza en una zona pequeña.

En la Figura 4.12 se analizó el ángulo promedio con su desviación estándar en la región cercana al píxel, de forma análoga a la Figura 4.11. Es decir, se calculó el ángulo del viento para cada uno de los píxeles del entorno del píxel analizado, luego se calculó el promedio entre todos los píxeles y se calculó la desviación estándar. Con estos datos se realizan simulaciones donde el módulo de la velocidad del viento de cada píxel es el promedio calculado de la Figura 4.11, y lo que se hizo fue variar el ángulo entre ± 3 desviaciones estándares. Todo el resto de los parámetros se encuentran fijos.

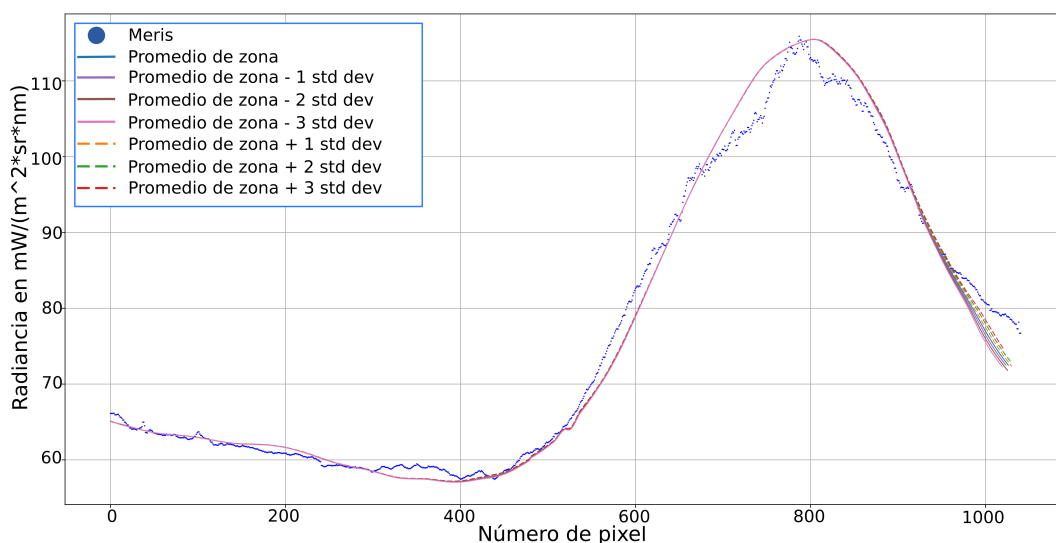


FIGURA 4.12: Radiancia a TOA vs número de píxel para la banda 3 de MERIS en función del ángulo del viento. El módulo de la velocidad del viento es el promedio calculado para la región cercana de píxeles.

Puede verse como las distintas curvas en la Figura 4.12 permanecen indistinguibles entre sí a lo largo de casi toda la línea de píxeles. Esto se debe a que la variabilidad del ángulo del viento en el entorno cercano al píxel es prácticamente nula.

Si no se conoce el error aportado por el modelo en sí en la estimación del viento en la superficie ya que no es aportado por los datos, puede estudiarse la variabilidad del parámetro en un entorno cercano al píxel que se desea analizar, como se hizo en las figuras anteriormente vistas. Puede verse una diferencia notable con respecto a las simulaciones de la Figura 4.10 en la forma de analizar el viento para cada píxel. Es más plausible que se pueda corregir el *sun glint* conociendo la radiancia a TOA aportada por este fenómeno si se cuenta con valores más precisos de velocidades de viento, con una incertidumbre y variabilidad baja como se puso observar en la Figura 4.11 y la Figura 4.12.

Revisando la literatura [Antoine y Morel, 2011, pag 58] se encontró que el modelo utilizado por MERIS para la obtención de su valor de viento para el píxel cuenta con una incertidumbre de hasta 2 m/s, debido a diferentes interpolaciones que se deben hacer y a que se utiliza un modelo de escala global con correcciones debido a los datos aportados por distintos puntos de medición como boyas y observatorios meteorológicos. Por lo que aparte del análisis anterior de la variabilidad del viento en la región se analizó la dispersión aportada por incertidumbre del viento en cada píxel a causa del modelo ECMWF.

Las parametrizaciones ante las diferentes velocidades de viento en este rango de 2m/s se pueden observar en la Figura 4.13. En este gráfico pueden verse las distintas radiancias simuladas y la obtenida por MERIS para la banda 3 de MERIS. En este caso se toma la velocidad de viento y la dirección del mismo a partir de los datos del ECMWF que son utilizados por MERIS y se analiza la variación de la señal simulada de acuerdo a la incertidumbre asociada al modelo en la determinación del viento. Cada línea se corresponde con una velocidad de viento

en particular. Puede verse como en la región de *sunlint* resulta prácticamente imposible determinar la radiancia de la simulación con precisión. En la región libre de *sunlint* sigue teniendo poco peso la incertidumbre en el viento.

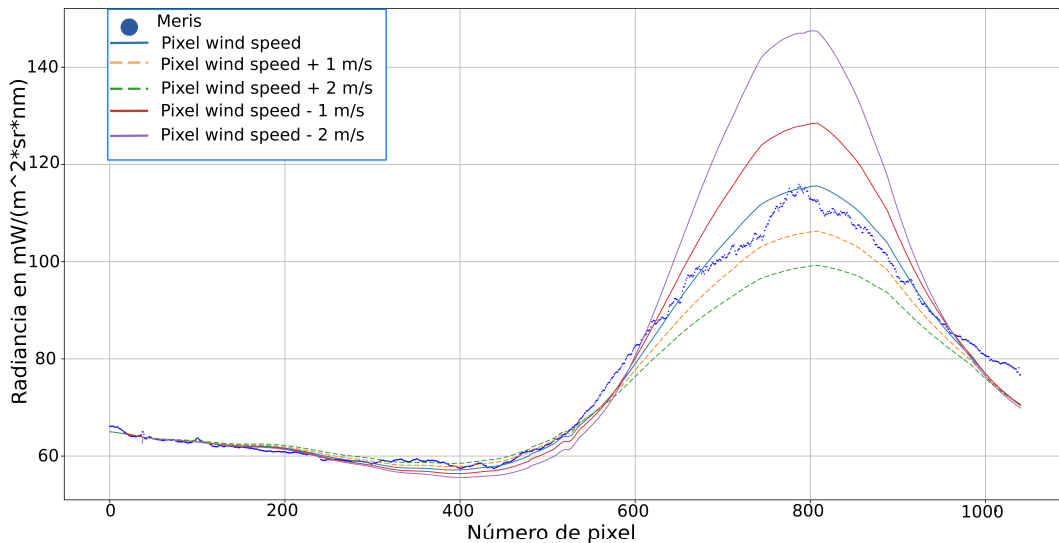


FIGURA 4.13: Radiancia a TOA vs número de píxel para la banda 3 de MERIS en función del ángulo del viento. El módulo de la velocidad del viento es el entregado por MERIS. Las distintas curvas representan el módulo de la velocidad del viento variando en el rango de incertidumbre del modelo. La curva de puntos es la radiancia de la banda 3 de MERIS. La dirección del viento viene dada por MERIS pixel a pixel.

Es claro a partir de lo mostrado anteriormente que el modelo es extremadamente sensible al parámetro de la velocidad de viento en la superficie del mar.

Con los modelos que se cuenta actualmente resulta difícil suponer que se pueda corregir el *sunlint* si no se conoce el viento con una precisión mayor a 2 m/s en las regiones de *glint* medio o alto. La precisión debería rondar los 0.03 m/s, como se mostró en el análisis de la variabilidad del viento en el entorno del píxel, para suponer que en la zona de *glint* elevado es factible de aplicar una corrección atmosférica. Aún con esa precisión no se puede dar certeza de que sea corregible en un grado deseado para obtener las variables de *ocean color* con una precisión elevada, ya que se cuenta con un conjunto de parámetros que también aportan incertidumbre a la señal simulada, que son los que veremos a continuación.

4.5. Parametrización con respecto al AOT

Un parámetro de gran importancia en las simulaciones es el AOT, también conocido como AOD (Aerosol Optical Depth), este parámetro tiene relación con la cantidad de radiancia absorbida y dispersada por la atmósfera, es decir tendrá influencia en la *atmospheric radiance*, y es de gran influencia a lo largo de toda la región. Ante valores más bajos de AOT en las regiones libres de *sunlint*, la atmósfera es más transparente por lo que *atmospheric radiance* es menor y toman más importancia las radiancias debido a la superficie como puede verse en la

Figura 4.14. Aún así, en las regiones libres de *sunlint* esta componente de la radiancia total a TOA es la que domina, al llegar a la región de *sunlint* pasa a tener mayor peso la reflexión debido al *sunlint*.

En la Figura 4.14 puede observarse la radiancia producto de la atmósfera, es decir la *atmospheric radiance*, en función del número de pixel. La parametrización consiste en un rango de valores para el AOT entre 0.16 y 0.24 que se corresponde a los valores estudiados en la zona [Floutsi y col., 2016].

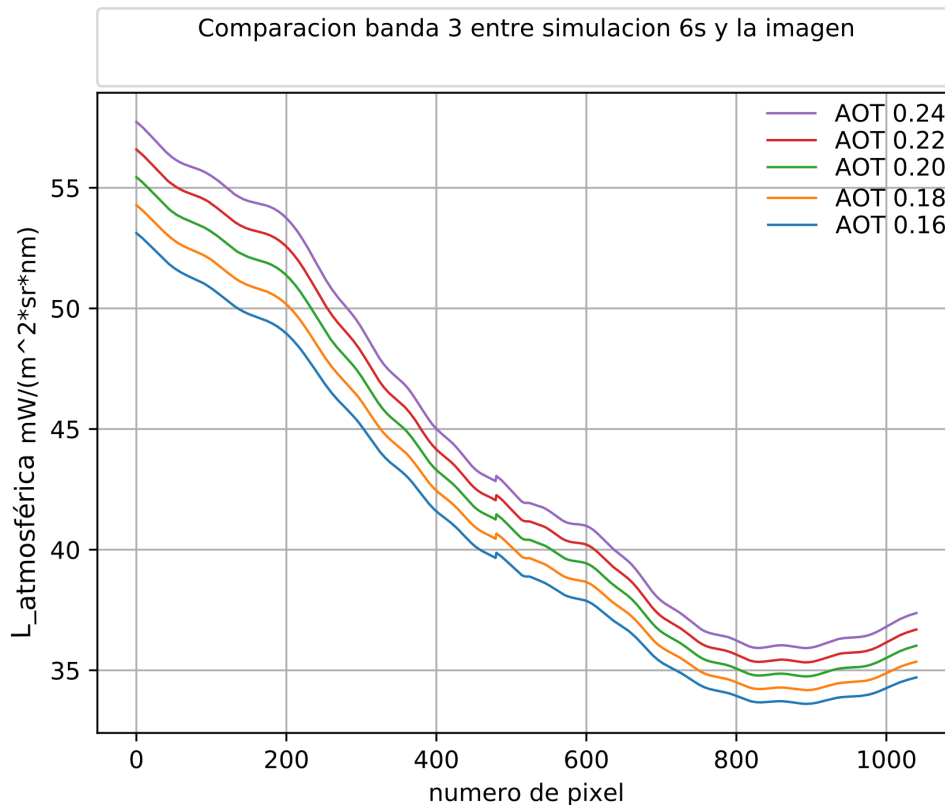


FIGURA 4.14: Simulaciones de las radiancias atmosféricas ($L_{atmosférica}$) a TOA para distintos valores de AOT, para la banda 3 de MERIS. La radiancia debido a la atmósfera aporta en la región libre de *sunlint* más del 80 % de la radiancia total que llega al sensor.

Al observar la Figura 4.14 se nota una disminución de la radiancia a lo largo de toda la fila de píxel a medida que el AOT disminuye. Este comportamiento, como anteriormente se dijo, se debe a que a medida que el AOT disminuye, los procesos por los cuales la atmósfera dispersa la luz que viaja a través de ella también son significativamente menores.

A continuación se analiza el comportamiento variando el AOT de acuerdo a los límites propuestos en [Floutsi y col., 2016]; aquí se obtiene como dato que en la región analizada para el mar Mediterráneo el AOT en 550 nm varía entre los 0,18 y 0,22.

Este parámetro puede variar de acuerdo a la zona de análisis, y como MERIS no incluye valores de este parámetro en 550 nm, para cada píxel, se limitó a realizar un barrido para diferentes valores de AOT dentro de los márgenes propuestos por la literatura. En la Figura 4.15 puede observarse cómo en la zona donde no se

encuentra el *sun glint*, el AOT es un parámetro fundamental a ser tenido en cuenta por lo que tener un dato preciso es muy importante.

MERIS a través de sus bandas de NIR tiene la capacidad de determinar el AOT para la banda de 865 nm. Estos datos pueden ser obtenidos de los archivos L2.

Si bien el 6S utiliza AOT a 550 nm para realizar las simulaciones, también entrega en sus outputs el AOT utilizado para la longitud en la cual se realiza la simulación. Para poder utilizar este dato brindado por MERIS es que se analiza en la región de estudio un valor aproximado del AOT para la banda 13 de MERIS (865 nm). El 6S utiliza una interpolación lineal para calcular el AOT en la longitud de onda deseada a partir de un AOT en 550nm.

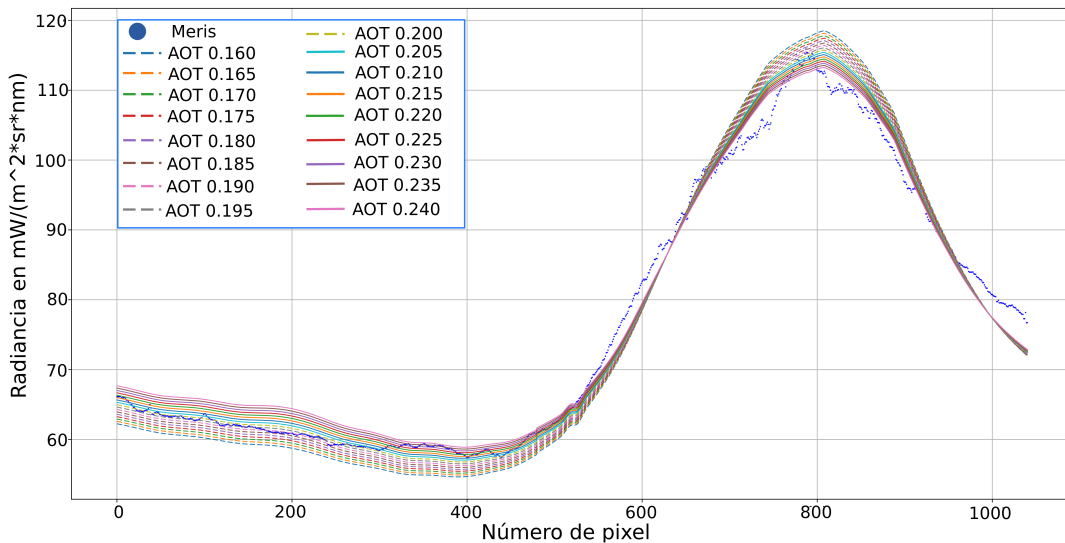


FIGURA 4.15: Simulaciones a TOA para distintos valores de AOT para la banda 3 de MERIS. Se muestran diferentes curvas para distintos valores de AOT variando desde los 0.16 a los 0.24 en un intervalo de 0.005. Puede verse como pequeñas variaciones de AOT producen grandes diferencias en la radiancia a TOA, se debe a que cambia el modo de absorber y el nivel de scattering de la atmósfera. En la región de *sun glint* pasa a tener menor importancia el término aportado por la atmósfera y la reflexión de la radiación solar es el término dominante.

Observando la imagen L2 de MERIS se tiene que en una región libre de *sun glint* se presentan un AOT de 0.062 para 865 nm. Al realizar un simple cálculo se tiene que para este AOT de la banda de 865 nm se requiere ingresarle un AOT de 0.07 para la banda de 550 nm, lo cual marca una inconsistencia con respecto a las simulaciones anteriores ya que se necesita un AOT 3 veces menor al utilizado anteriormente que ajusta las curvas de MERIS de dicha banda de buena forma.

A continuación, en la Figura 4.16 y la Figura 4.17 se presenta como si se utiliza un AOT de 0.2 para 550 nm en la banda 13 no se tiene un buen ajuste de la curva de MERIS, mientras que si se utiliza un AOT de 0.07 para 550 nm que sería utilizando la información dada por MERIS la curva ajusta bien.

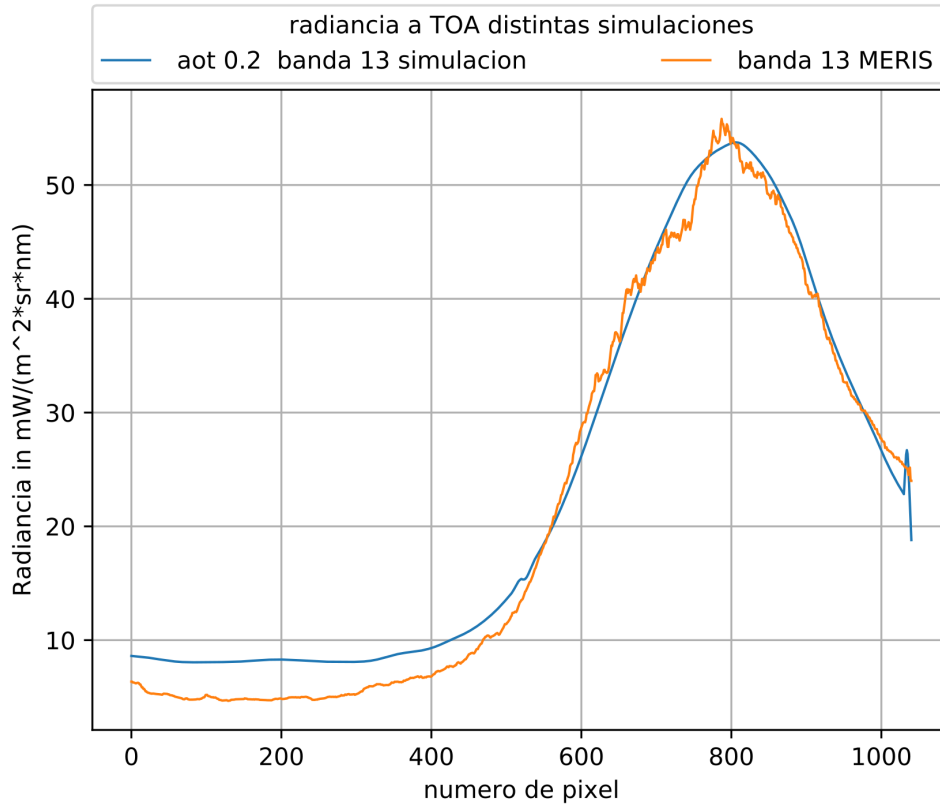


FIGURA 4.16: En esta simulación para la banda 13 de MERIS puede verse como en la región libre de *sunlint* la radiancia simulada es mayor que la obtenida por el sensor, esto se debe a que el AOT utilizado, en 550 nm, es mucho más grande que el dato brindado por MERIS para esta banda, lo que genera que se este sobre estimando la radiancia aportada por la atmósfera. Para la banda 3, con este AOT, la simulación representa muy bien a la curva del sensor y es una de las bandas de las cuales se obtienen parámetros de *ocean color*.

La diferencia entre un tipo de AOT utilizado y esta discrepancia marcada anteriormente presenta un inconveniente al momento de determinar si un pixel esta contaminado con *sunlint* o no ya que analizando el aporte de la radiancia debido al *sunlint* en la banda 13 se decide si un pixel presenta o no *sunlint*. Tampoco se conoce como hace MERIS para conocer la radiancia debido al *sunlint*, es decir, no se conoce que tipo de simulación utiliza y que parámetros de entrada ingresa, cosa que es crucial para su criterio de selección.

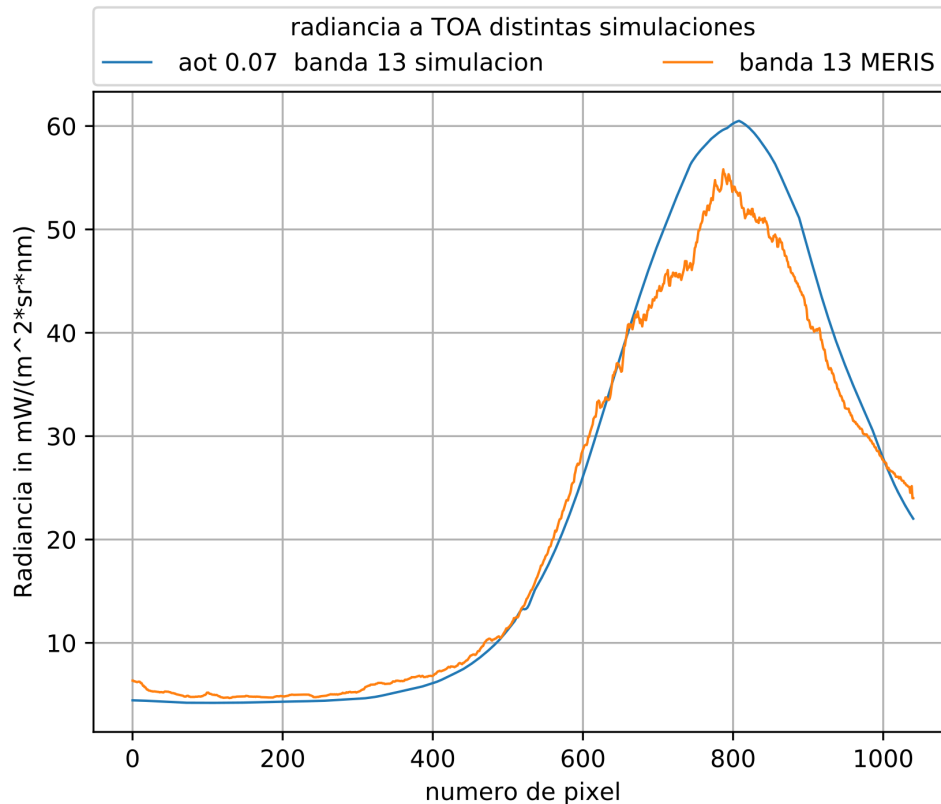


FIGURA 4.17: En esta simulación para la banda 13 de MERIS puede verse como en la región libre de *sunlint* la radiancia simulada ajusta muy bien la radiancia obtenida por el sensor al utilizar el AOT brindado por los datos de MERIS. Para la banda 3 con este AOT la simulación daría niveles de radiancia muy por debajo de la radiancia obtenida por el sensor, lo que plantea una contradicción

4.6. Parametrización con respecto a la concentración de sal

Por completitud también se estudió cómo varía la señal a TOA variando la concentración de sal en la región de estudio, tomando valores de referencia sacados de [Emeis y col., 2000]. Puede observarse en la Figura 4.18, como la diferencia de concentración de sal no afecta mucho al área sin contaminación de *sunlint*. Cabe aclarar que las variaciones en concentraciones de sal no son tan marcadas en las zonas de mar abierto, ya que se espera una concentración homogénea en la zona. No ocurre lo mismo en las desembocaduras de los ríos dada la mezcla con agua dulce.

Por lo que la influencia de este parámetro a la radiancia a TOA no será tenida en cuenta por el momento, con el fin de simplificar el análisis. De esta manera, para simplificar las simulaciones tomamos un valor constante de concentración de sal de 34 ppt.

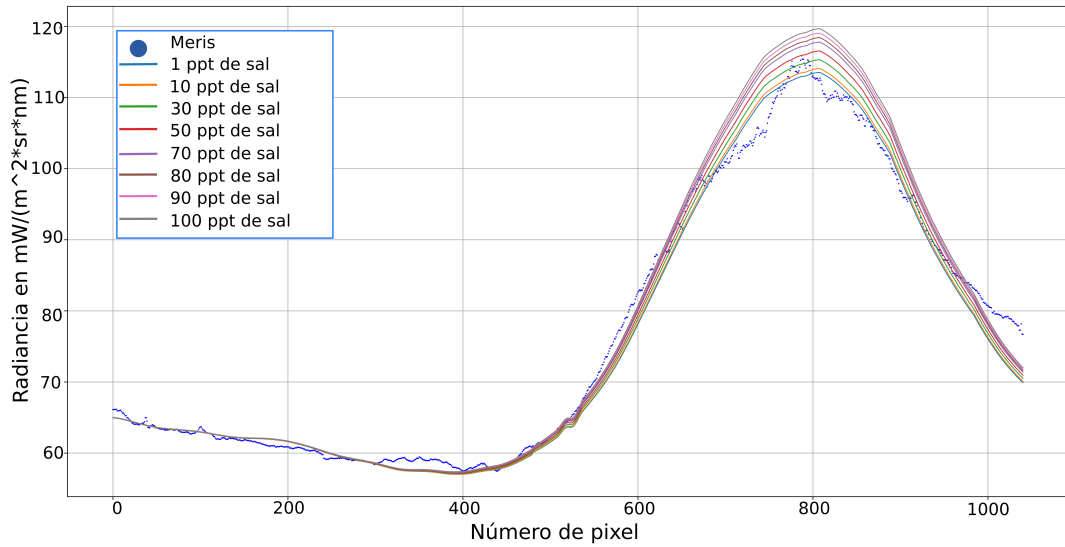


FIGURA 4.18: Parametrización para distintas cantidades de sal en ppt para la banda 3 de MERIS. Las simulaciones varían desde los 1 ppt hasta los 100 ppt como casos extremos. Un valor medio de concentración de sal sobre el mar mediterráneo ronda los 34 ppt aproximadamente. Notar como solo en la región de máximo *sunglint* se observa una separación importante de cada una de las curvas de parametrizaciones. En la región libre de *sunglint* es prácticamente indistinguible una curva de otra.

4.7. Parametrización con respecto a la concentración de pigmentos

Del mismo modo que con la concentración de sal se realizó un conjunto de simulaciones para distintas concentraciones de pigmento. Los valores de referencia fueron tomados de [Morel y André, 1991] para conocer con respecto a que valor realizar las parametrizaciones en mar abierto. Las parametrizaciones se pueden observar en la Figura 4.19. La concentración de pigmento puede variar fuertemente de una zona a otra. Este es un parámetro que tiene directa influencia con la concentración de clorofila, que como ya fue visto es de gran interés para diferentes tipos de modelos.

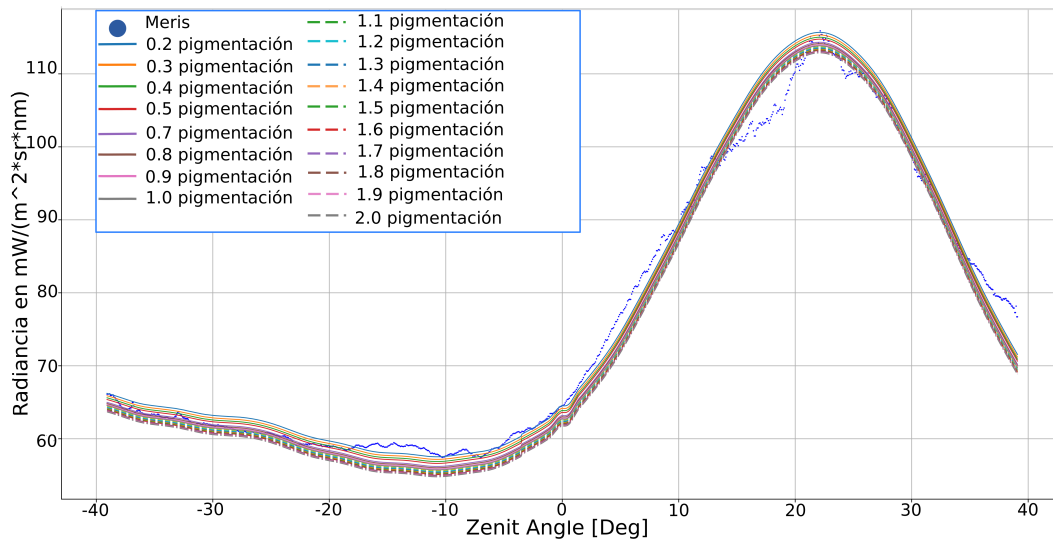


FIGURA 4.19: Parametrización con respecto a la concentración de pigmento para la banda 3 de MERIS. Las parametrizaciones varían desde los 0.1 mg m^{-3} hasta los 2.0 mg m^{-3} . Puede observarse como la distancia entre las distintas parametrizaciones permanece constante a lo largo de toda la línea de píxeles.

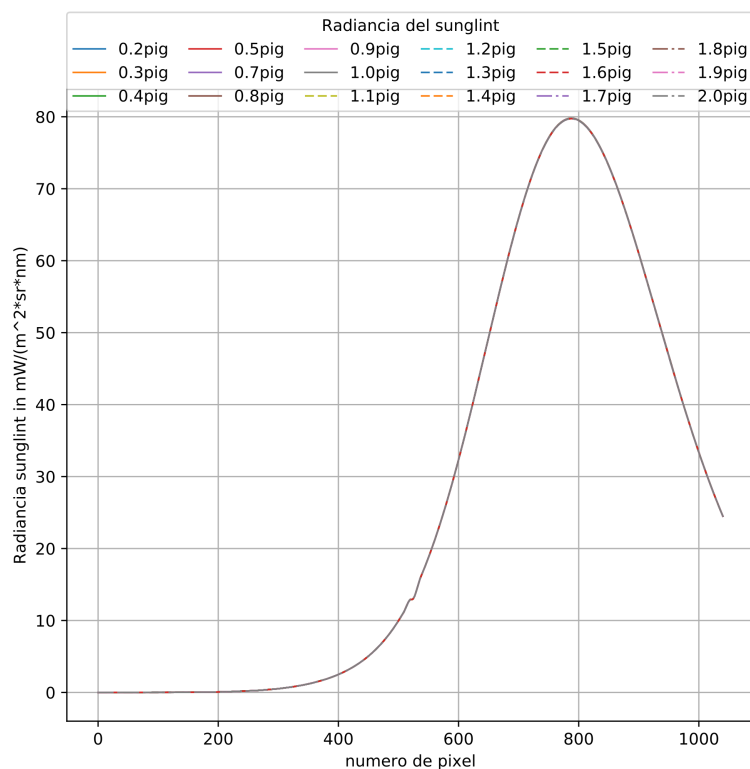


FIGURA 4.20: Radiancia debido al *sun glint* para la banda 3 de MERIS para distintos valores de concentración de pigmento. Puede verse como no hay ninguna diferencia entre las líneas ya que la concentración de pigmentos solo tiene que ver con la seawater radiance.

Como puede verse la diferencia de concentraciones no tiene una influencia significativa al *sunglint* por lo que este es otro parámetro del cual se deja de tener en cuenta al momento de analizar *sunglint*. Por lo que la radiancia que llega al sensor es simplemente de la espuma, *sunglint* y de la atmósfera.

4.8. Parametrización con respecto al tipo de aerosol

Otro parámetro de interés es el tipo de aerosol. La presencia de aerosoles que no sean propios de la zona de estudio, como por ejemplo los acarreados por una tormenta o el viento proveniente de un desierto pueden afectar a la imagen satelital. Es por ello que se realizó un breve análisis de cómo influencia el tipo de aerosol que se elija para correr la simulación. El RTM 6S tiene la capacidad de setear el tipo de aerosol utilizado. La intención de este análisis es observar como podrían variar las radiancias en regiones costeras o en situaciones donde el viento arrastre aerosoles de una región a otra, como suele suceder en la región del mediterráneo al observarse que las partículas del desierto de sahara se trasladan a la región del mar mediterráneo. Esto puede verse en Figura 4.21. Para más información dirigirse a la sección de subrutinas del manual del 6S [Vermote y col., 2006] donde se explica cómo son modelados cada tipo de aerosol.

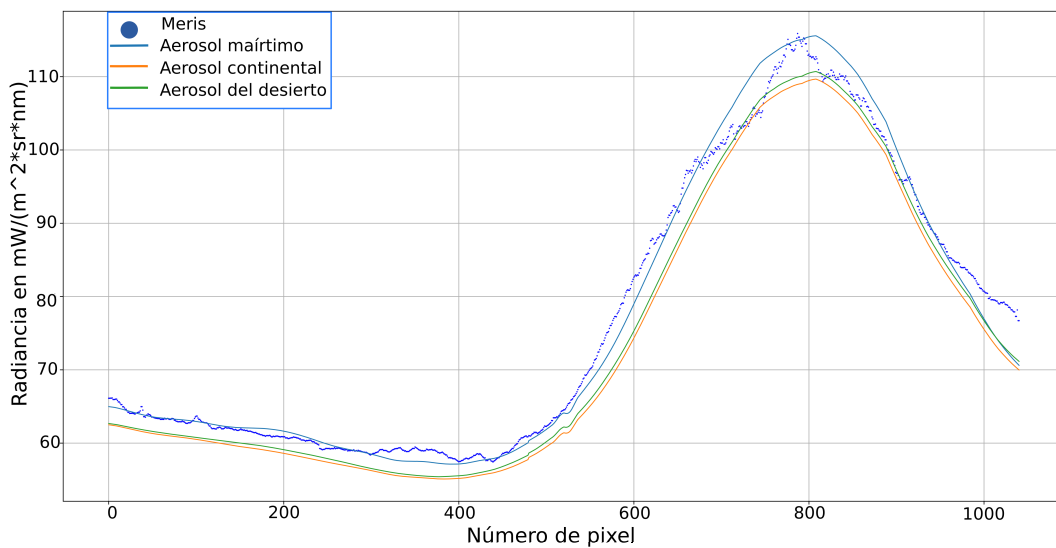


FIGURA 4.21: Se pueden observar las parametrizaciones para distintos tipos de aerosol para la banda 3 de MERIS. Puede observarse como la línea azul que se corresponde con los aerosoles marítimos representa mejor la curva obtenida por MERIS (puntos azules) que las otras dos curvas en las cuales se utilizan aerosoles continentales y provenientes del desierto. Cada tipo de aerosol presupone un tamaño, forma y distribución diferentes.

Como no es de mayor interés para el trabajo el estudio profundo sobre como afecta el tipo de aerosol a la simulación se toman para todas las simulaciones un tipo de aerosol marítimo brindado por el 6S. Solo se remarca tener la precaución de seleccionar imágenes satelitales en las cuales se sepa que no han sido afectadas por un fenómeno atmosférico relevante como una tormenta de arena.

4.9. Seawater Radiance

Con el objetivo de comprender mejor las radiancias que emergen de la superficie del mar, se quieren analizar las distintas componentes que la conforman y que constituyen lo que se conoce como radiancia del pixel o *pixel radiance* en inglés. Esto puede observarse en Figura 4.22, donde se muestran las radiancias correspondiente al *sunglint*, a la espuma(foam) y a la seawater (tiene directa relación con la WLR). Se puede observar como las seawater radiance (línea verde) y la radiancia correspondiente a la espuma (línea amarilla) permanecen constante a lo largo de toda la línea de pixeles. Esto es lo esperado ya que para esta simulación se está tomando una velocidad de viento fija para todos los pixeles correspondientes y una concentración de sal y pigmento también constante. La única radiancia que varía es la perteneciente al fenómeno del *sunglint* debido al cambio de geometría del sistema como es esperado.

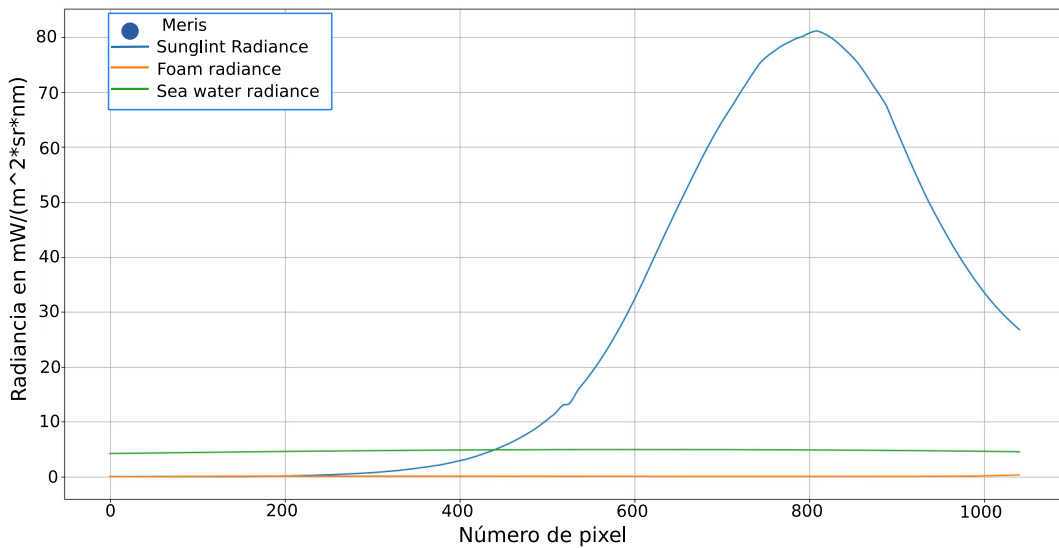


FIGURA 4.22: Distintas componentes de la radiancia que conforman la señal proveniente de la superficie para la banda 3 de MERIS. Como puede verse a lo largo de la curva la radiancia debido a la presencia de espuma y de pigmentos en el agua se mantiene constante, mientras que la debido al *sunglint* va en aumento de manera que el píxel presenta una geometría favorable de reflexión especular.

La Figura 4.22 corresponde a una simulación en el rango del espectro visible. Pero bien puede hacerse el mismo análisis para otra parte del espectro como lo es el NIR. En esta banda se espera que la radiancia debido a los componentes presentes en el agua, la *seawater radiance*, sea nula ya que según lo visto en la literatura [Martin, 2014] esta componente no emite en el infrarrojo. Esto puede verse en la Figura 4.23 donde se realiza el mismo análisis que en la Figura 4.22 solo que utilizando la banda 13 de MERIS.

En base a este simple análisis, se da lugar a estudiar como varía la seawater radiance en función de la concentración de pigmento para la banda 3 de MERIS. Esto puede observarse en Figura 4.24.

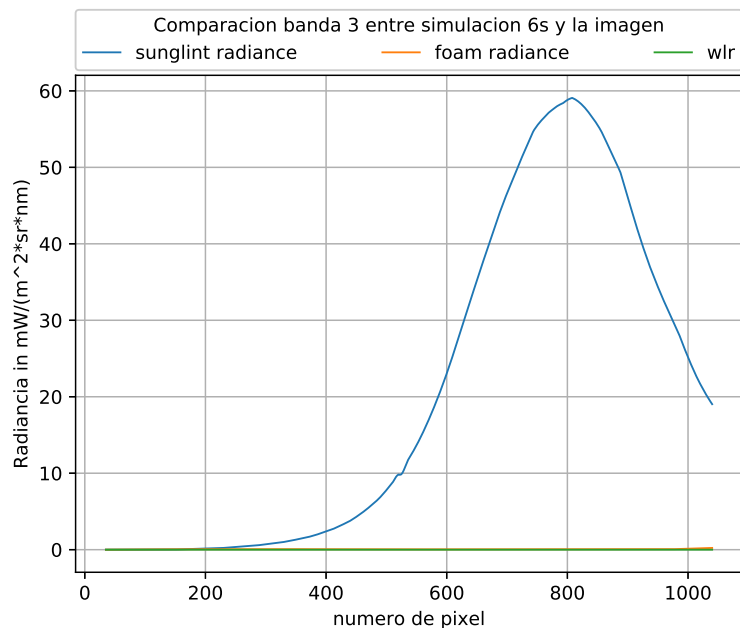


FIGURA 4.23: Distintas componentes de la radiancia que conforman la señal proveniente de la superficie para la banda 13 de MERIS. Como puede verse a lo largo de la curva la radiancia debido a la presencia de espuma y de pigmentos en el agua se mantiene constante, aquí la seawater radiance es nula al igual que la de la espuma (vale 0.005 a lo largo de toda la curva), mientras que la debido al *sunlint* va en aumento de manera que el pixel presenta una geometría favorable de reflexión especular.

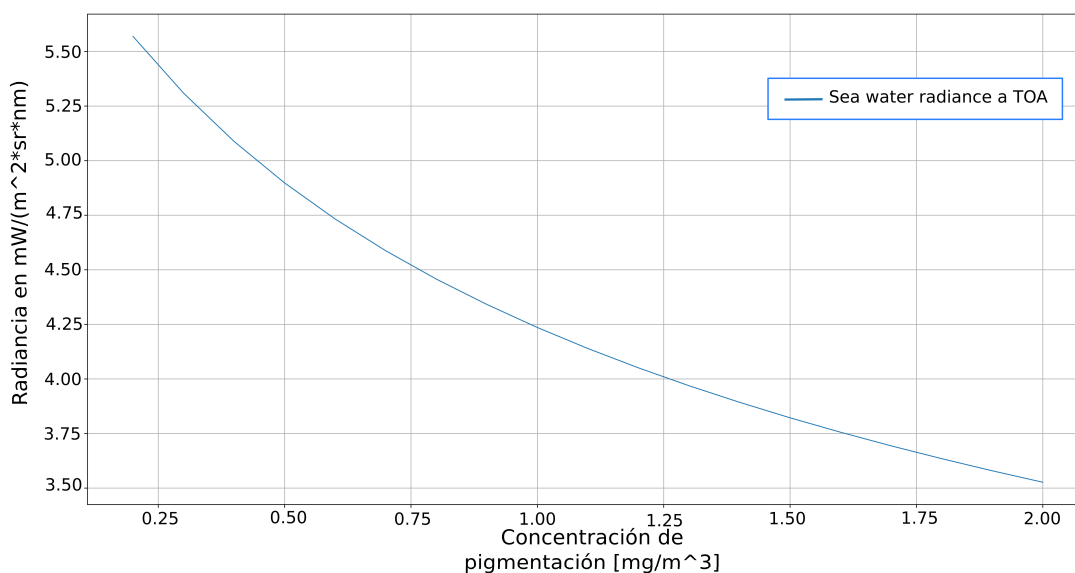


FIGURA 4.24: En esta figura puede observarse la dependencia de la seawater radiance a TOA para distintas concentraciones de pigmento para la banda 3 de MERIS. Para cada concentración de pigmento se fijan los demás parámetros y luego se extrae la seawater radiance de la simulación.

4.10. Comportamiento Anómalo

En base a lo observado en las simulaciones y en particular a la curva perteneciente al *sun glint* en la Figura 4.22, se observa un declive en la radiancia alrededor del pixel 460, que se corresponde con el ángulo 0 de zenit. Este comportamiento en la radiancia a TOA puede verse a lo largo de todas las simulaciones y, en un principio, no tiene una explicación aparente y es un comportamiento que no se observa en la curva de la medición de MERIS. Tampoco se encontró datos sobre esto en la literatura por lo que se procede a realizar un análisis del caso.

Cuando se observa como cambia el ángulo azimutal en función del número de pixel se esperaría que el ángulo azimutal del satélite al pasar por el zenit (ángulo cenital = 0°) presentara un cambio abrupto de 180° debido al cambio de geometría del sistema. Se observa que el mismo no presenta un cambio abrupto después de llegar al zenit = 0° como puede verse en la Figura 4.25. Esto puede deberse a que el satélite no observa la superficie de manera perpendicular sino que presenta una leve inclinación que provoca que en los ángulos cercanos al zenit la definición del ángulo azimutal es muy sensible. Por lo que causa que en esos pixeles se observa la superficie de manera distinta y la distribución de facetas de la superficie del mar cambia demasiado.

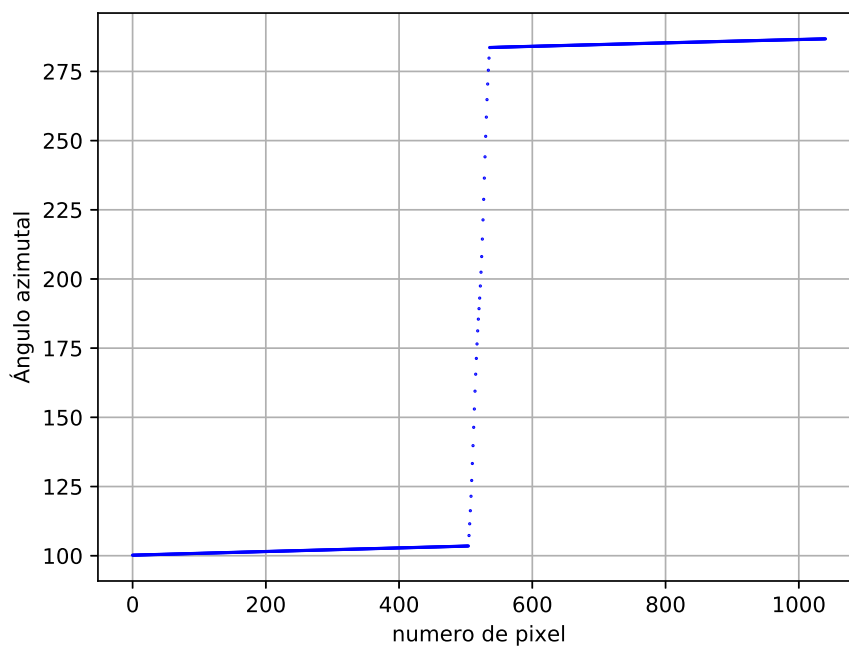


FIGURA 4.25: Variación del ángulo azimutal en función del número de pixel. Se observa que si bien presenta un cambio abrupto de 180° esto no sucede de un pixel a otro sino que es alrededor de 40 pixeles que el cambio se hace efectivo.

Para comprobar esta suposición se hizo un conjunto de simulaciones donde se fijaba el ángulo el la dirección del viento en el mismo ángulo de visión azimutal al realizar esto se obtuvo una caída aun mayor en la radiancia a TOA como se

puede observar en Figura 4.26 lo cual da una gran pista que la geometría debe tener alguna incidencia en esta situación .

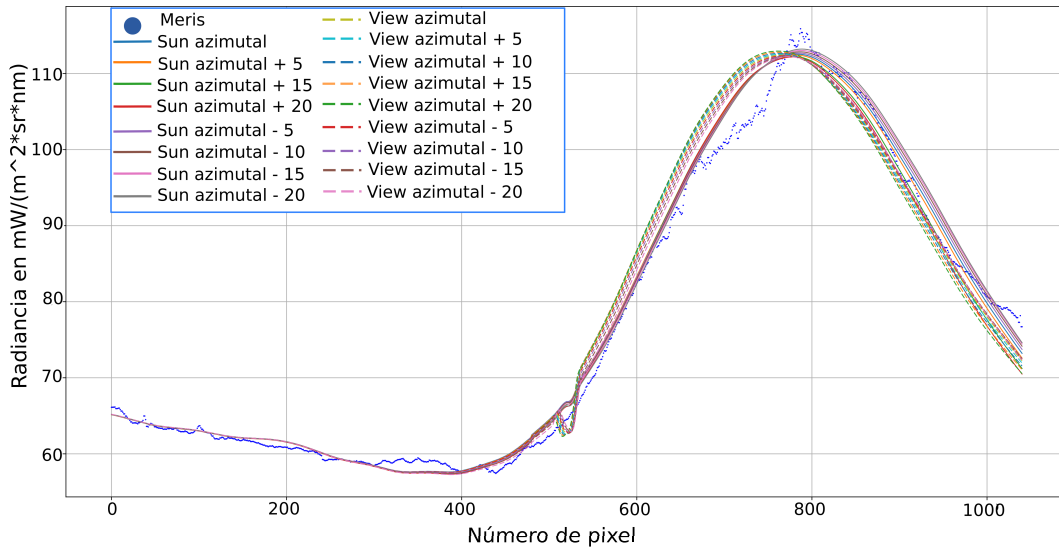


FIGURA 4.26: En este conjunto de simulaciones se fijaba el ángulo de la dirección del viento para distintas configuraciones de la banda 3 de MERIS. Primero dejándolo fijo en el mismo ángulo azimutal del sol y variando cada 5 grados (en el cual no se observa un comportamiento distintos a los anteriores) y luego haciendo lo mismo para el ángulo azimutal de visión y allí se observa un decaimiento abrupto en los píxeles que se quieren analizar.

Para comprobar la hipótesis de que el decaimiento es debido a un cambio en la geometría del sistema se realizaron simulaciones en un caso ideal donde el sistema presentara un cambio abrupto en el azimut de 180° . En la Figura 4.27 puede observarse una simulación donde se pasa en el zenit de un ángulo azimutal de 100° a uno de 280° (una situación similar a la geometría del caso de MERIS). Se pueden observar las distintas radiancias que aportan a la radiancia total a TOA y en ninguna de ellas se presenta el decaimiento antes mencionado.

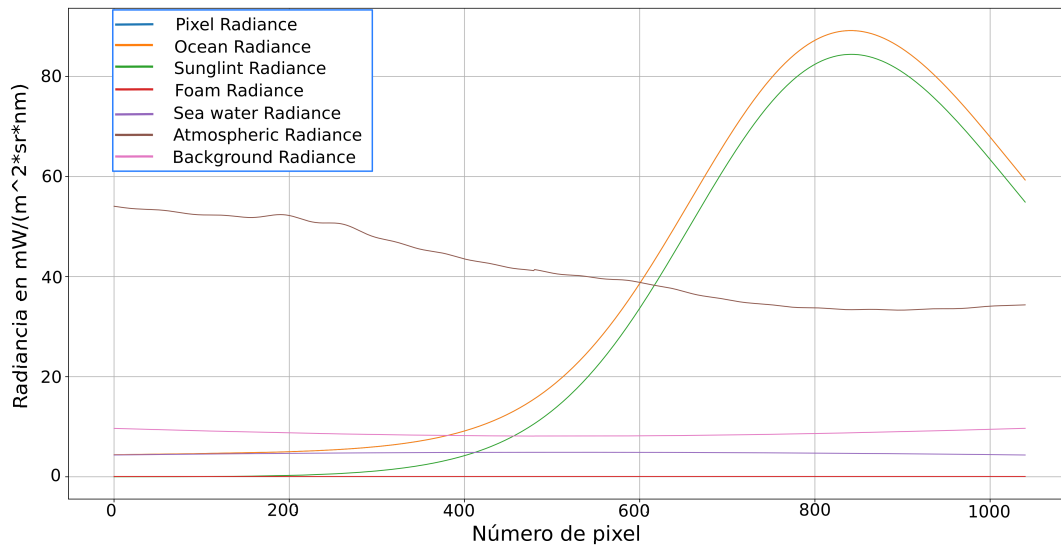


FIGURA 4.27: En esta figura se puede ver los aportes de las radiancias de distintas fuentes para la banda 3 de MERIS frente a un caso ideal de cambio en el ángulo azimutal de 180° . Puede observarse que no se presenta el comportamiento anómalo que se veía en el resto de los gráficos en ninguna de las componentes de la radiancia.

Como forma de comprobar que el decaimiento es a causa de la geometría se realizó una simulación del siguiente modo: se deja fija la geometría del sistema como en la Figura 4.27, es decir el sistema va a presentar un cambio abrupto en el azimut de visión pero se irá variando el viento en un conjunto de ángulos que van desde los 85° de azimut hasta los 295° . El objetivo de esta simulación es reproducir el caso real mediante este caso simulado. En el caso real tenemos que el viento no varía en estos píxeles críticos pero si lo hace el azimut. Aquí se mantendrá fijo el azimut pero el ángulo de dirección del viento se irá variando, ya que lo que sucede con el satélite en el caso real es que observa de una forma distinta la superficie al variar su azimut de forma gradual. Aquí se realiza lo mismo solo que cambiando la dirección de viento. Luego para los píxeles cercanos al zenit se gráfica la radiancia a TOA que se obtiene en este píxel en función de la dirección del viento, como puede observarse en la Figura 4.28. De esta forma se comprueba que el decaimiento es debido a que el satélite presenta este cambio de geometría gradual en los píxeles cercanos al zenit, lo cual está provocando que la superficie del mar sea vista de una forma totalmente distinta generando el cambio de radiancia a TOA.

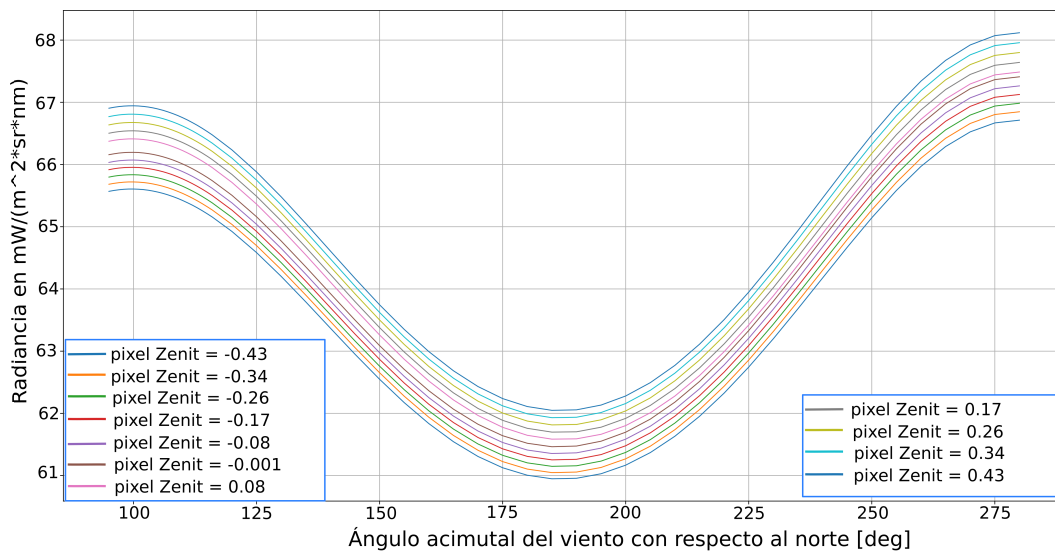


FIGURA 4.28: Cada una de las curvas aquí graficadas corresponde a un pixel en particular. se puede observar como varía la radiancia de acuerdo a la dirección del viento en tierra.

Esto que se comenta es de verdadera importancia ya que estos RTM son utilizados como patrones de calibración para los sensores a bordo de satélites lo cual es necesario tener en cuenta este efecto ya comentado, efecto del cual no se tienen datos en la literatura consultada.

4.11. Criterio de determinación de Sunlint

A partir de los estudios realizados anteriormente se pretende analizar el modo de determinar los pixeles que presentan *sunlint* y el grado de contaminación del mismo. Esto no es una tarea trivial ya que se mostró que a lo largo de toda la línea de pixel en menor o mayor grado el *sunlint* aporta a la radiancia a TOA. Entonces surge la pregunta ¿A que se refieren los *flagde mid* y *high glint* que aparecen en la Figura 4.4 ?

En principio, como el *sunlint* es una radiancia más que influye a lo que observa el satélite a TOA, uno si conociera el valor exacto de lo aportado por el *sunlint* podría restárselo y corregirlo, como se hace con las correcciones atmosféricas en las cuales se elimina el término de la radiancia aportada por la atmósfera. Entonces ¿Porque la necesidad de flag? ¿Cual es la diferencia entre Highglint y Modglint?

4.11.1. Análisis variabilidad del viento

Como se vio anteriormente, el *sunlint* tiene una fuerte dependencia de la velocidad y dirección del viento. Al momento de determinar los niveles de *sunlint*, conocer los parámetros de entrada al modelo con mayor o menor precisión tiene mucho efecto al propagar estas incertidumbres hacia lo que es la radiancia a TOA.

En base a esto se realiza un estudio tomando como datos los valores de velocidad de viento entregados por MERIS analizando la dispersión producida por este parámetro en la señal a TOA como se ve en la sección 4.4. Es decir estamos tomando como constantes todos los otros parámetros que tienen que ver con la simulación y solo dejamos la posibilidad de cierto grado de variabilidad a la velocidad del viento. Con esto se calcula la dispersión introducida por esta variabilidad y se analiza su comportamiento con respecto a distintos valores de la Seawater reflectance que tiene que ver con la WLR, parámetro que nos interesa para obtener concentración de pigmento.

En el criterio tomado en este trabajo para determinar distintos niveles de *glint* en cada uno de los pixeles, se analiza una determinada situación de dispersión en el viento y a posterior se toman distintos niveles de la seawater reflectance. Cuando la dispersión supere alguno de estos niveles se puede caracterizar al pixel para que indique el nivel de contaminación de *sunlint*. Se propone para esto los siguientes límites: 5% , 10% , 25% , 50% , 100% con respecto a la sea water reflectance. Es decir, si la dispersión aportada por el *sunlint* supera alguno de estos límites se ira identificando a cada pixel con un nivel de contaminación de *sunlint* distinto. Este nivel de contaminación guardará una relación con respecto al error máximo al dar el valor de la sea water reflectance.

En una primera instancia se tomo la parametrización con respecto a la velocidad de viento como se mostró en la Figura 4.11, en base a esta parametrización se calculó la dispersión debido a la velocidad del viento para cada pixel de la siguiente forma.

$$\delta\rho_{sunlint}(ws) = \frac{1}{2} |\rho_{sunlint}(ws) - \rho_{sunlint}(ws + \sigma)| + |\rho_{sunlint}(ws) - \rho_{sunlint}(ws - \sigma)| \quad (4.1)$$

Con esta dispersión para cada pixel, se produce un grafico en el cual se muestran los distintos umbrales propuesto para la sea water reflectance y la dispersión calculada. Luego se marcan las zonas en las cuales la dispersión supera dichos umbrales. Estas zonas van a marcar los distintos niveles de *glint* dentro de cada pixel de acuerdo a cuando se cumpla la siguiente relación.

$$\delta\rho_{sunlint}(ws) \leq \Delta\rho_{seawater} \quad (4.2)$$

Con $\Delta\rho_{seawater}$ propuestos anteriormente para distintas fracciones de la seawater reflectance.

Con estos valores de dispersión para cada pixel se realizó el gráfico que puede observarse en la Figura 4.29, junto con los límites para los niveles de *glint* propuestos anteriormente.

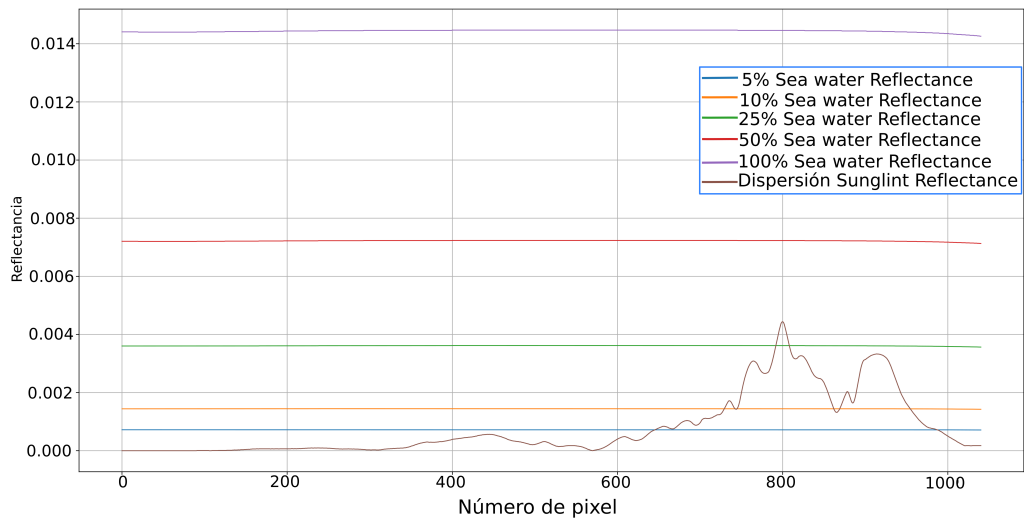


FIGURA 4.29: En este gráfico se puede observar los distintos límites propuestos para determinar los distintos niveles de *glint* (curvas horizontales). Cada una de estas curvas se corresponde a un porcentaje de la seawater reflectance. Luego se presenta la curva que representa la dispersión debido a la variabilidad del viento en un entrono cercano del pixel. Se puede observar como al alcanzar el pixel 650 la curva de la dispersión sobre pasa el primer límite, luego aproximadamente en el pixel 750 sobrepasa el segundo y solo en una pequeña zona sobrepasa el 3 límite, pero en todos los casos se encuentra por debajo del 100 % de la seawater reflectance.

Realizando el mismo procedimiento anteriormente descrito, se analizó la dispersión debido al error de los datos aportados por el ECMWF que es el modelo utilizado por MERIS para la obtención de sus datos de viento, primero con un error de 1 m/s sobre la velocidad de viento de cada pixel, como puede verse en la Figura 4.30, y luego con 2m/s como se observa en Figura 4.31. Por lo que se va a analizar la dispersión producida por el *sunlint* frente a la parametrización realizada en la Figura 4.13. El ángulo de viento será tomado como exacto para cada pixel de acuerdo al calculo realizado con los datos del ECMWF, solo se analiza la variación del valor de la velocidad de viento en los límites propuestos anteriormente.

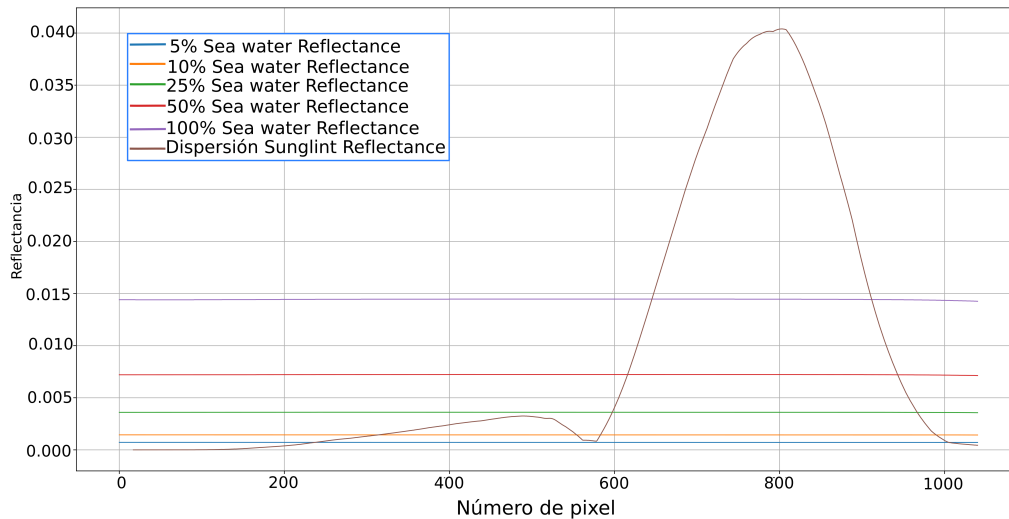


FIGURA 4.30: En este gráfico se puede observar los distintos límites propuestos para determinar los distintos niveles de *glint* (curvas horizontales). Cada una de estas curvas se corresponde a un porcentaje de la seawater reflectance. Luego se presenta la curva que representa la dispersión debido al error del modelo de viento en la retribución de este parámetro, tomando un error de 1 m/s. Se puede observar como al alcanzar el pixel 250 la curva de la dispersión sobre pasa el primer límite, luego aproximadamente en el pixel 300 sobrepasa el segundo. Puede verse como la dispersión crece de una forma muy rápida a medida que se avanza hacia regiones con una geometría más favorable para el *sunlint*, excepto por una pequeña región en torno al pixel 550 que decae abruptamente debido al comportamiento anómalo que descrito anteriormente. Cabe destacar que en gran parte de la línea de píxeles se sobrepasa el umbral del 100% de la sea water reflectance por lo que en esta región ya no sería factible entregar un valor estimado de WLR ni de concentraciones de pigmento.

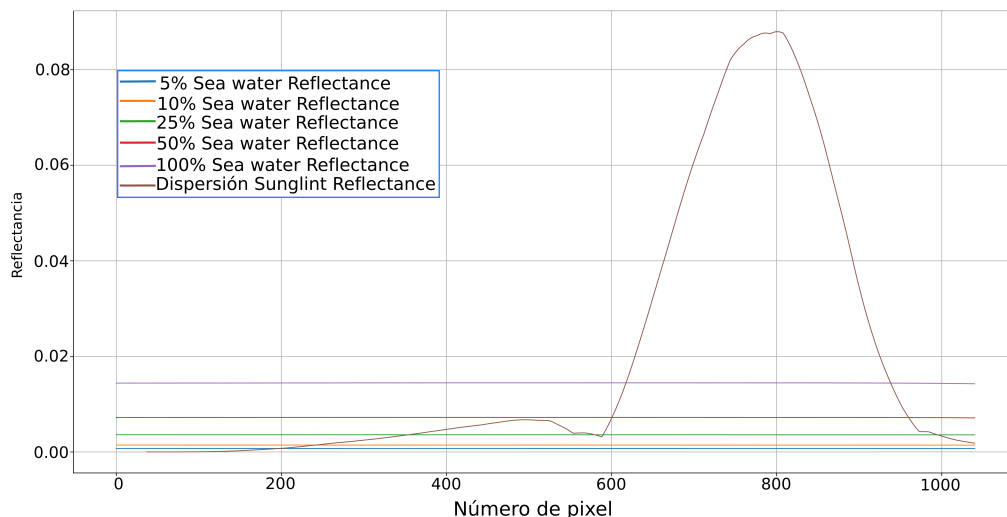


FIGURA 4.31: En este gráfico se puede observar los distintos límites propuestos para determinar los distintos niveles de *glint* (curvas horizontales). Cada una de estas curvas se corresponde a un porcentaje de la seawater reflectance. Luego se presenta la curva que representa la dispersión debido al error del modelo de viento en la retribución de este parámetro, tomando un error de 2 m/s. Se puede observar como al alcanzar el pixel 200 la curva de la dispersión sobre pasa el primer limite, luego aproximadamente en el pixel 220 sobrepasa el segundo. Puede verse como la dispersión crece de una forma muy rápida a medida que se avanza hacia regiones con una geometría más favorable para el *sunlint*, excepto por una pequeña región en torno al pixel 550 que decae abruptamente debido al comportamiento anómalo que descrito anteriormente. Cabe destacar que en gran parte de la línea de pixeles se sobrepasa el umbral del 100 % de la sea water reflectance por lo que en esta región ya no sería factible entregar un valor estimado de WLR ni de concentraciones de pigmento.

Puede observarse claramente en los gráficos anteriores como a medida que el error es mayor en el viento, la dispersión asociada a este parámetro aumenta y por consiguiente se presentan más pixeles con un nivel de *glint* más elevado.

Si se quisiera poder retribuir un valor para la WLR con una precisión de por lo menos el 25 % para todos los pixeles, se necesitaría un error muy por debajo de 1 m/s para poder obtener datos sobre la concentración de pigmento con un nivel de incertidumbre que sea útil para las regiones con contaminación de *sunlint*.

Cabe recordar que en la Figura 4.29 si bien se obtuvieron valores de dispersión por debajo del límite del 100 % de la sea water reflectance, este no es un caso representativo de una situación real, ya que se toma como un valor exacto de la velocidad del viento en cada pixel, suposición que es falsa, pero la intención del grafico es evidenciar la variabilidad del viento en la zona y como esto podría significar una fuente de incertidumbre para determinar el *sunlint*.

Capítulo 5

Conclusiones y trabajos a futuro

5.1. Conclusiones

A lo largo del trabajo se aprendió el uso del RTM 6S para analizar las señales a TOA y analizar el comportamiento de las distintas fuentes que contribuyen a la misma.

Se pudo diseñar un simulador de línea de píxeles que representa las radiancias medidas por un sensor a bordo de un satélite utilizando un modelo de transferencia radiativa, lo cual cualitativamente representaba muy bien las curvas de radiancias obtenidas por MERIS a bordo de ENVISAT. Este simulador puede ser muy provechoso al momento de diseño de un instrumento ya que aporta una estimación de lo observado por el instrumento una vez en vuelo.

Se observó a partir de los resultados la sensibilidad del modelo frente a distintos parámetros, por ejemplo el AOT y la velocidad del viento para el caso de sunglint.

Se analizó la influencia del viento sobre la modelización de la superficie. A partir de esto se llega a la conclusión que contar con datos más precisos sobre este parámetro es una necesidad a cubrir, ya que de otro modo la corrección de sunglint no puede ser llevada a cabo y se pierden una gran cantidad de datos que pueden ser de gran interés. Esto podría ser solucionado si se usaran los datos de radar a bordo del envisat que pueden contribuir con otro nivel de precisión con respecto a la velocidad del viento.

Se pudo lograr una caracterización de los parámetros más influyentes en el fenómeno del sunglint, en una primera aproximación los únicos parámetros más influyentes son el AOT y la velocidad del viento.

Se observa que la determinación del AOT de forma conjunta con la toma de imágenes es también un aspecto a cubrir ya que es un parámetro muy sensible en las simulaciones. Esto, al igual que la velocidad de viento se puede mejorar utilizando datos que brinde un sensor a bordo del mismo satélite que mida específicamente esta variable. Si bien MERIS cuenta con productos L2 que poseen información de este parámetro, lo hacen para 865 nm, mientras que el 6S trabaja con datos de AOT a 550 nm. Esto puede solucionarse si se conoce la forma exacta en la cual el 6S calcula el AOT correspondientes a otra bandas.

Se observó un fenómeno de decaimiento de la señal en los píxeles cercanos al zenit debido a la geometría del sistema. Si bien esto no es crítico, debe ser tenido en cuenta cuando se utilizan estas herramientas para la calibración de sensores a bordo de satélites, cosa que no se encontró en la literatura consultada.

Se pudo tomar un criterio en base a la determinación de un valor promedio de la seawater reflectance para determinar pixeles con distinto nivel de contaminación de sunglint.

5.2. Trabajos a futuro

Se podría utilizar otro RTM para comparar con el 6S.

Se podría utilizar otra forma de modelar la superficie por ejemplo con machine learning.

Se podría utilizar datos de sensores a bordo para determinar otros parámetros de los cuales no hay buena precisión como la velocidad del viento.

Probar distintos métodos propuestos en la literatura de corrección de sunglint.

Utilizar mediciones in situ para comparar resultados.

Generador de un simulador de imágenes utilizando herramientas de programación en paralelo para reducir los tiempos de computo.

Generar una interfaz gráfica para que un usuario sin muchos conocimientos del tema pueda utilizar el simulador y obtener datos útiles.

Documentar el código del 6S ya que no se encuentra adecuadamente documentado y eso imposibilita la modificación del mismo para realizar distintas pruebas.

Aplicar la corrección atmosférica provista por el 6S y comparar con resultados de MERIS.

Bibliografía

- Anderson, GP y col. (1995). «FASCODE/MODTRAN/LOWTRAN: past/present/future». En: *18th Annual review conference on atmospheric transmission models*. Hanscom Air Force Base MA, págs. 6-8.
- Andrews, David G (2010). *An introduction to atmospheric physics*. Cambridge University Press.
- Anggoro, Ari, Vincentius P Siregar y Syamsul B Agus (2016). «The effect of sun-glint on benthic habitats mapping in Pari Island using worldview-2 imagery». En: *Procedia Environmental Sciences* 33, págs. 487-495.
- Antoine, D y A Morel (2011). «MERIS ATBD 2.7». En: *Atmospheric correction of the MERIS observations over ocean Case 1*.
- Baith, Karen y col. (2001). «Data analysis system developed for ocean color satellite sensors». En: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82.18, págs. 202-202.
- Bird, Richard E y Carol Riordan (1986). «Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres». En: *Journal of climate and applied meteorology* 25.1, págs. 87-97.
- Bourg, L, F Montagner y V Billat (2011). «MERIS ATBD 2.13 Sun Glint Flag Algorithm». En: *MERIS IPF* 6.
- Chuvieco Salinero, Emilio y E Chuvieco (1990). *Fundamentos de teledetección espacial*. 528.8 CHU.
- Cox, Charles y Walter Munk (1954). «Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter». En: *JOSA* 44.11, págs. 838-850.
- (1956). «Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter». En: *Scripps Institution of Oceanography*.
- Emeis, Kay-Christian y col. (2000). «Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios». En: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158.3, págs. 259-280.
- Esfandiari, Mary y col. (2006). «Evolution of the earth observing system (eos) data and information system (eosdis)». En: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2006. IGARSS 2006. IEEE International Conference on*. IEEE, págs. 309-312.
- Floutsi, AA y col. (2016). «Climatology and trends of aerosol optical depth over the Mediterranean basin during the last 12years (2002–2014) based on Collection 006 MODIS-Aqua data». En: *Science of The Total Environment* 551, págs. 292-303.
- Fu, G (1998). «SeaDAS: The SeaWiFS data analysis system». En: *Proc. PORSEC'98, Qingdao, China*, págs. 73-79.
- Hapke, Bruce (2012). *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*. Cambridge university press.
- Hecht, Eugene Eugene Hecht (2000). *Óptica*. Pearson Educación.
- Jackson, John David (1999). *Classical electrodynamics*.
- Kay, Susan, John D Hedley y Samantha Lavender (2009). «Sun glint correction of high and low spatial resolution images of aquatic scenes: A review of methods for visible and near-infrared wavelengths». En: *Remote Sensing* 1.4, págs. 697-730.

- Kay, Susan Barbara (2011). «Radiative transfer modelling for sun glint correction in marine satellite imagery». En:
- Kobler, Ben y col. (1995). «Architecture and design of storage and data management for the NASA Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS)». En: *Mass Storage Systems, 1995. 'Storage-At the Forefront of Information Infrastructures', Proceedings of the Fourteenth IEEE Symposium on*. IEEE, págs. 65-76.
- Kotchenova, Svetlana Y y Eric F Vermote (2007). «Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part II. Homogeneous Lambertian and anisotropic surfaces». En: *Applied optics* 46.20, págs. 4455-4464.
- Kotchenova, Svetlana Y y col. (2006). «Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part I: Path radiance». En: *Applied optics* 45.26, págs. 6762-6774.
- Kotchenova, Svetlana Y y col. (2008). «Radiative transfer codes for atmospheric correction and aerosol retrieval: intercomparison study». En: *Applied Optics* 47.13, págs. 2215-2226.
- Labanda, Martín (2011). «Calibración Cruzada del Radioómetro de Microondas MWR en la misión Aquarius/SAC-D». B.S. thesis.
- Marra, John (2015). *Martin, S. An Introduction to Ocean Remote Sensing*, Cambridge University Press.
- Martin, Seelye (2014). *An introduction to ocean remote sensing*. Cambridge University Press.
- Mayer, Bernhard y Arve Kylling (2005). «The libRadtran software package for radiative transfer calculations-description and examples of use». En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 5.7, págs. 1855-1877.
- Morel, André y Jean-Michel André (1991). «Pigment distribution and primary production in the western Mediterranean as derived and modeled from coastal zone color scanner observations». En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96.C7, págs. 12685-12698.
- Munk, Walter (2009). «An inconvenient sea truth: Spread, steepness, and skewness of surface slopes». En: *Annual review of marine science* 1, págs. 377-415.
- Mätzler, Christian (2008). *Physical Principles of Remote Sensing*. University of Bern.
- Rees, William Gareth (2013). *Physical principles of remote sensing*. Cambridge University Press.
- Rozanov, VV y col. (2002). «SCIATRAN-a new radiative transfer model for geophysical applications in the 240–2400 nm spectral region: The pseudo-spherical version». En: *Advances in Space Research* 29.11, págs. 1831-1835.
- Salby, Murry L (1996). *Fundamentals of atmospheric physics*. Vol. 61. Academic press.
- Schowengerdt, Robert A (2006). *Remote sensing: models and methods for image processing*. Academic press.
- Seidel, FC, AA Kokhanovsky y ME Schaepman (2010). «Fast and simple model for atmospheric radiative transfer». En: *Atmospheric Measurement Techniques* 3, págs. 1129-1141.
- Spurr, Robert (2008). «LIDORT and VLIDORT: Linearized pseudo-spherical scalar and vector discrete ordinate radiative transfer models for use in remote sensing retrieval problems». En: *Light Scattering Reviews* 3. Springer, págs. 229-275.
- Steinmetz, François, Pierre-Yves Deschamps y Didier Ramon (2011). «Atmospheric correction in presence of sun glint: application to MERIS». En: *Optics express* 19.10, págs. 9783-9800.
- Stewart, Robert H (1985). «Methods of satellite oceanography». En:

- Vermote, E y col. (2006). «Second simulation of a satellite signal in the solar spectrum-vector (6SV)». En: *6S User Guide Version 3*, págs. 1-55.
- Wallace, John M y Peter V Hobbs (2006). *Atmospheric science: an introductory survey*. Vol. 92. Academic press.
- Wang, Menghua y Sean W Bailey (2001). «Correction of sun glint contamination on the SeaWiFS ocean and atmosphere products». En: *Applied Optics* 40.27, págs. 4790-4798.
- Wilson, Robin Timothy (2013). «Py6S: A Python interface to the 6S radiative transfer model.» En: *Computers & Geosciences* 51.2, pág. 166.