

INSTITUTO TECNOLÓGICO DE LA PAZ
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN
MAESTRÍA EN SISTEMAS COMPUTACIONALES

TESIS

**PROCESAMIENTO DE IMÁGENES PARA LA
TELEDETECCIÓN DE AEROSOLES EN EL NOROESTE DE
MÉXICO**

QUE PRESENTA:
L.I. YARA GARCÍA ÁLVAREZ

PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN SISTEMAS COMPUTACIONALES

DIRECTOR DE TESIS:
DR. SAÚL MARTÍNEZ DÍAZ
CODIRECTOR DE TESIS:
DR. GUILLERMO MARTÍNEZ FLORES

MIEMBROS DEL JURADO:
DR. ISRAEL MARCOS SANTILLÁN MÉNDEZ
MATI LUIS ARMANDO CARDENAS FLORIDO
DR. GUILLERMO MARTÍNEZ FLORES

LA PAZ, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO, DICIEMBRE DE 2014.

Dedicatoria

A mis padres por creer en mí y por darme todo su apoyo.

A las personas que me han alentado a seguir estudiando en todas mis etapas de aprendizaje y que han sido inspiración para seguir estudiando y cumplir este importante sueño.

Agradecimientos

A mis asesores: el Dr. Saúl Martínez Díaz y Dr. Guillermo Martínez Flores, por sus aportaciones de conocimiento a mi trabajo, el apoyo moral y la motivación durante estos dos años.

A mis profesores del Instituto Tecnológico de La Paz, quienes me dieron clases en la Licenciatura y la Maestría en Sistemas Computacionales, cada uno de ellos me enseñó cosas muy valiosas y a ellos les debo mucha de la motivación y fe que tengo en este momento. Incluyo entre mis maestros a Noemí Carrillo quien me ha guiado a vivir con consciencia plena.

A mis hermanas Iris y Abril a quienes quiero muchísimo, que siempre están conmigo y me soportan la mayoría del tiempo y a mi sobrinito Horus Manuel.

A mi tía Concepción García y mi abuela Bertha Melgar de García, dos ejemplos y profesoras que formaron generaciones de estudiantes y al resto de mi familia, mis tías, tíos y primos que siempre están presentes y a quienes también amo.

A mis queridos amigos que siempre están cuando los necesito: Jessica Orozco, Juan Carlos Castro, Víctor González, Olga Plascencia, Rosa Isela Ceballos. A Tadeo Rodríguez por su importante apoyo, siempre he podido contar con ustedes y saben que los quiero mucho, porque son también parte de mi familia.

Y mis demás amigos que son muchos y no los puedo citar a todos, porque no me alcanza el espacio pero saben que los quiero.

Al Dr. Bernardo Shirasago, quien me encaminó hacia el camino de la investigación.

RESUMEN

Los aerosoles son pequeñas partículas ($< 100 \mu\text{m}$) sólidas o líquidas presentes en suspensión en la atmósfera. Además de ser generados por eventos naturales como las tormentas de polvo o erupciones volcánicas, estos aerosoles son también emitidos en grandes cantidades por actividades antropogénicas en centros urbanos e industriales, quema de biomasa asociada con los procesos de uso de suelo, alcanzando niveles que afectan tanto al clima como a la salud humana. Una fuente importante de metales bioactivos, ya sea de origen natural o antropogénico a la superficie del mar es a través del transporte eólico de origen terrígeno, principalmente desde los grandes desiertos del mundo. Estos ambientes son particularmente sensibles a las presiones de cambio global, y tales cambios podrían alterar la productividad del océano y por lo tanto el clima. Estudios recientes sobre flujo atmosférico de hierro hacia el Golfo de California, revelan que éste es del mismo orden de magnitud que los reportados para el Mar Rojo, que son de los más altos del mundo. La determinación de las fuentes de aporte de estos elementos tiene implicaciones importantes, tanto en aspectos de contaminación marina como de productividad, por lo que su ubicación espacial y la evaluación de su capacidad de aporte son componentes relevantes en la interacción continente-atmósfera-océano. Debido al reconocimiento de la importancia de las propiedades de los aerosoles para estudios sobre el clima, la salud humana y sobre su impacto en el ambiente, en las últimas tres décadas se han desarrollado una serie de sensores e instalado a bordo de satélites, que permiten el análisis cuantitativo de sus propiedades ópticas, proveyendo información sobre su distribución global, la variación anual e interanual de sus flujos y la identificación de sus fuentes. En este trabajo se implementan algoritmos para el procesamiento de imágenes captadas con el sensor MODIS del satélite Aqua, con la finalidad de facilitar el monitoreo de los aportes de polvo hacia el Golfo de California desde las zonas continentales aledañas, así como desarrollar los algoritmos para clasificar en las imágenes los aerosoles y el cálculo de áreas de la distribución de polvo de la imagen. Los resultados obtenidos con este trabajo fueron la clasificación de las áreas desérticas de noroeste de la república que pueden ser fuentes de aporte de polvo. Se obtuvieron las imágenes con tormentas de polvo resaltadas y se clasificaron las regiones de tormentas de polvo utilizando un algoritmo de clasificación supervisada, así como una segmentación por umbrales de esta clasificación lo que permitió hacer el cálculo del área ocupada por los aerosoles en las imágenes. Se generaron los algoritmos para la implementación de un sistema de monitoreo diario de tormentas de polvo en el noroeste de la república mexicana, utilizando la técnica de Miller y la clasificación para el cálculo del área de las tormentas de polvo. Los resultados del cálculo de áreas y la distribución de aerosoles, ayudaran en investigaciones futuras sobre la naturaleza de los aerosoles en el noroeste de México.

ABSTRACT

Aerosols are small particles ($< 100 \mu\text{m}$), solid or liquid present in suspension in the atmosphere. Besides being generated by natural events such as dust storms or volcanic eruptions, they are also emitted in large quantities by anthropogenic activities in industry and urban centers, biomass burning associated with the processes of land use, reaching levels that affect climate and human health. An important source bioactive metals, whether natural or anthropogenic to the sea surface is through aeolian transport of terrigenous origin, mainly from the greatest deserts of the world. These environments are particularly sensitive to the global change, and such changes could affect the ocean's productivity and therefore the climate. Recent studies about iron atmospheric flow into the Gulf of California reveal that this is the same order of magnitude that the reported to the Red Sea, which are among the highest of the world. The determination of the sources of supply of these elements has important implications as in marine pollution as productivity, so its spatial location and assessment of its supply capacity are relevant components in the continent-atmosphere-ocean interaction. Due to the recognition of the aerosol properties importance for climate studies, human health and environment impact, in the last three decades has been developed a series of sensors and installed on board satellites, allowing quantitative analysis of its optic properties, providing information about its global distribution, annual and interannual variation of its flows and identifying its sources. In this work there algorithms to the processing of images generated with the MODIS sensor aboard the Aqua satellite are implemented, in order to facilitate the monitoring of dust inputs into the Gulf of California from the continental neighboring inland areas, as well as develop algorithms to classify aerosols in the images and the measure of areas of dust distribution. The results obtained with this work were the classification of desert areas in the Northwest of Mexico that can be the sources of dust. Dust storms enhanced images were obtained and dust storm regions were classified using a supervised classification algorithm, as well as a threshold segmentation of this classification allowing the measure of aerosols areas in the imagery. Algorithms for implementing a system of daily monitoring of dust storms in the northwest of Mexico were generated using the technique of Miller and classification for calculating the area of dust storms.

Contenido

1. INTRODUCCIÓN.	7
1.1.TORMENTAS DE POLVO.	7
1.2 AEROSOLES.	8
1.2.1. PROPIEDADES DE LOS AEROSOLES.	9
1.2.2. IMPORTANCIA DE LOS AEROSOLES.	12
1.2.3. TÉCNICAS PARA EVALUAR SU CONCENTRACIÓN.	13
1.2.4.TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN PARA EVALUAR CONCENTRACIÓN DE AEROSOLES.	14
1.2.4.1.LIMITACIONES DEL MONITOREO DE AEROSOLES POR TELEDETECCIÓN.	18
1.2.4.2.ALGORITMOS UTILIZADOS PARA LA DETECCIÓN DE LOS AEROSOLES EN TIERRA Y EN EL OCÉANO.	19
1.3.ALGORITMO DE MILLER.	26
1.3.1. CRITERIOS PARA UTILIZAR EL ALGORITMO DE MILLER.	26
1.4.ÁREA DE ESTUDIO.	29
1.4.1.VIENTOS.	30
1.5. HIPOTESIS	31
1.6.OBJETIVOS.	31
1.6.1. OBJETIVO GENERAL	31
1.6.2. OBJETIVOS PARTICULARES	31
2. DATOS Y METODOS.	32
2.1. DATOS DEL SENSOR MODIS.	32
2.2.DATOS NARR.	32
2.3. MÉTODOS.	33
2.3.1. ALGORITMO DE MILLER.	33
2.3.2. METODOLOGÍA PARA OBTENER IMÁGENES DE TORMENTAS DE POLVO.	35
2.3.3. CLASIFICACIÓN DE LOS AEROSOLES.	37
2.3.3.1.METODOLOGÍA DE LA CLASIFICACIÓN.	39
2.3.4. CLASIFICACIÓN DE ÁREAS SUSCEPTIBLES A EROSIÓN EÓLICA.	43
3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.	44
3.1. IDENTIFICACIÓN DE ÁREAS SUSCEPTIBLES A EROSIÓN EÓLICA.	44
3.2. IMÁGENES MUESTRA DE CONABIO.	45
3.3.DETECCIÓN DE POLVO.	46
3.4.SEGMENTACIÓN Y OBTENCIÓN DE GRAFICAS.	60
6. ANEXOS.	82
6.1.TELEDETECCIÓN.	82
6.2. TIPOS DE SATÉLITES ARTIFICIALES.	87

6.3. CLASIFICACIÓN SUPERVISADA	92
6.4. GEORREFERENCIACIÓN.....	96
6.5. COORDENADAS GEOGRÁFICAS.....	96
6.6. FORMATO HDF.....	98
6.7. CONJUNTOS DE DATOS CIENTÍFICOS SDS. (SCIENTIFIC DATA SETS, SDS) POR SUS SIGLAS EN INGLÉS.....	98
6.8. FORMATO BSQ.....	100
6.9. TABLA DE BANDAS UTILIZADAS.....	103
6.10. TABLA CON VALORES DE RADIANCIA.....	104

1. INTRODUCCIÓN.

1.1. TORMENTAS DE POLVO.

Las tormentas de polvo son eventos atmosféricos que ocurren en su mayor parte por el desprendimiento de material terrígeno de los suelos desérticos de los continentes por acción eólica. Los sedimentos secos no protegidos de cualquier ambiente, pueden llegar a la atmósfera a través del viento, pero las principales fuentes de polvo mineral derivado del suelo se localizan en las regiones desérticas. Este polvo está compuesto por aerosoles, que son pequeñas partículas que se encuentran suspendidas en la atmósfera cuyo tamaño varía de 0.001 a 100 micrómetros (μm). Los aerosoles se originan por dichas tormentas de polvo, emisiones volcánicas, emisiones antropogénicas, entre otros (Arellano, 2001). Los impactos de los aerosoles provenientes de los desiertos son de extensión global, por lo que su estudio es un área de gran preocupación en las Ciencias del Sistema Terrestre. (Goudie y Middleton, 2006).

Hay varias razones por las cuales los aerosoles son importantes: la carga de polvo en la atmósfera puede tener una influencia en el clima regional y global (Shi y Zhao, 2003) a través de su interacción con los campos de radiación solares y terrestres. Afecta las temperaturas del aire a través de la absorción y dispersión de la radiación solar (Haywood et al., 2003). Hay evidencia de que pueden causar el enfriamiento del océano (Schollaert y Merrill, 1998). Los cambios en las temperaturas atmosféricas y en la concentración de condensaciones potenciales de núcleos pueden afectar la actividad convencional y la formación de las nubes, modificando así la precipitación (Bryson y Barreis, 1967; Maley, 1982). Además, debido a que el polvo es transportado miles de kilómetros su influencia se extiende hacia el norte de Europa, (Franzen et al., 1994), Amazonia (Swap et al. 1992) y los arrecifes de corales en el Caribe. Se ha sugerido que el polvo proveniente del Sahara es un transporte de propagación de esporas que contienen enfermedades causantes de epidemias que ocasionan el descenso de la vitalidad de los arrecifes de corales (Shinn et al., 2000). También tiene implicaciones en los humanos, pueden transportar alérgenos y patógenos causantes de enfermedades (Samet et al., 2000), e interrumpir las comunicaciones y la visibilidad para la realización de operaciones militares (Miller, 2003). El depósito de polvo en el mar también es una fuente importante de nutrientes para las aguas de la superficie del mar (Talbot et al. 1986; Swap et al. 1996). Los aerosoles contienen cantidades apreciables de hierro (Zhu et al., 1997), y su adición al agua puede incrementar la producción de plancton (Gruber y Sarmineto, 1997; Sarthou et al., 2003) y afectar también al clima a través de su influencia en la productividad marina (Jickells et al., 2005).

El estudio de las tormentas de polvo se ha llevado a cabo con una variedad de técnicas. Se han realizado análisis que implican el largo plazo de la historia estratigráfica de los depósitos de polvo en los océanos, en núcleos de hielo, en los lagos y en los depósitos de loess.¹ Se han

¹ Suelo limoso que es muy propenso a la erosión y por tanto susceptible a las fuerzas del viento y el agua.

hecho estudios también utilizando reportes de diarios, etc. (Goudie y Middleton, 2006). También hay estudios que emplean el análisis de datos provenientes de estaciones colectoras de polvo, lo que permite elaborar mapas de la distribución y frecuencia de las tormentas de polvo, pero existen grandes superficies que no pueden ser monitoreadas o que son de difícil acceso, por lo que se utilizan técnicas como el LIDAR en tierra o en el aire (Pisano et al., 2005), fotómetros y radiómetros solares, (Pinker et al., 2001; Masmoudi et al., 2003; Reid et al., 2003; Kaufman et al., 2005), cámaras web (Iino et al., 2004). AERONET Red Global de Sensores (The Global Aerosol Robotic Network) por sus siglas en inglés, que capta aerosoles en tierra, operada por el centro espacial de vuelo Goddard de la NASA (Kubilay et al., 2003).

Otra herramienta muy importante que se ha venido utilizando desde hace algunos años para identificar, rastrear y analizar tormentas de polvo de duración extensa, es la teledetección o percepción remota. Se ha utilizado un rango de datos provenientes de diversos sensores individuales o en combinación con otros. Estas técnicas dan una imagen global de la actividad de las tormentas de polvo, proporcionan información de áreas en las que no hay estaciones meteorológicas, permiten el rastreo de plumas de polvo individuales y proporcionan información tales como el Espesor Óptico de los Aerosoles (AOT) por sus siglas en inglés o el Índice de Absorción de Aerosoles (AAI) por sus siglas en inglés (De Graaf et al., 2005; Jeong et al., 2005). Entre estos sensores podemos mencionar el Radiómetro Avanzado de muy Alta Resolución (Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR) por sus siglas en inglés, sensor a bordo de los satélites GOES de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) por sus siglas en inglés, el Sensor de Ancho Campo de Visión Observador del Mar (Sea-Viewing Wide Field of View sensor, SeaWifs) por sus siglas en inglés, el Espectrómetro Cartográfico del Ozono Total (Total Ozone Mapping Spectrometer, TOMS) por sus siglas en inglés, y el sensor espectroradiómetro para imágenes de resolución moderada (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) por sus siglas en inglés, a bordo del (Earth Observing System, EOS) por sus siglas en inglés, en los satélites Aqua y Terra (King *et al.*, 1992). Del sensor MODIS provienen los datos utilizados en esta investigación.

1.2 AEROSOLES.

La mayor parte de los aerosoles son de origen natural y su tiempo de residencia en la atmósfera puede ir de algunos segundos a varias horas (USEPA, 2004). Por su origen los aerosoles se distinguen en dos grupos: naturales y antropogénicos. Entre los primeros se encuentran la sal marina, el polvo y las partículas volcánicas, mientras que los antropogénicos resultan de la quema de biomasa y combustibles fósiles, entre otras. Algunos aerosoles, como el polvo mineral del desierto, se emiten directamente hacia la atmósfera, pero la mayoría se originan a partir de la transformación físico-química de los precursores: desintegración y dispersión de material sólido, tales como la erosión del material de la corteza terrestre, la

desintegración y dispersión de biomasa o la producción y dispersión de sal marina en pequeñas gotas (Díaz, 2005).

Otro proceso para la generación de aerosoles consiste en la modificación de las sustancias en suspensión en la atmósfera, de tal forma que aparezcan nuevas partículas a partir de las anteriores. Tales procesos son conversiones de gas a partícula (GTP por sus siglas en inglés), cuyo origen se debe a especies gaseosas condensables, y a la evaporación de las gotículas de las nubes y otros elementos, que dejan tras de sí a nuevas partículas de aerosol. En cuanto a los sumideros de estos componentes atmosféricos se tiene que los principales procesos son: la deposición seca, deposición sobre la superficie de la Tierra y la deposición húmeda, por su combinación con gotas de agua en el proceso de formación de la precipitación (Díaz, 2005).

El polvo que sopla desde regiones desérticas, las emisiones antropogénicas de actividad industrial, los aerosoles de sal de mar de burbujas que rompen en la superficie del mar, y la biomasa que se quema en las selvas tropicales son todas importantes fuentes de partículas de aerosol atmosféricas (King et al., 1992).

1.2.1. PROPIEDADES DE LOS AEROSOL.

Debido a la variabilidad de sus fuentes y depósitos, así como a su interacción con el medio gaseoso, adquieren características **físicas, ópticas y químicas** que resultan en grandes heterogeneidades espaciales y temporales. Por ejemplo, diferentes tiempos de residencia atmosférica, de distribución vertical en diferentes áreas geográficas (Yu et al., 2006).

Su distribución en el aire depende principalmente de su tamaño, que varía en un amplio rango de escalas, las diferentes fracciones de tamaños identificadas poseen formas y tiempos de residencia también variables y corresponden a mezclas de diversos tipos de compuestos orgánicos e inorgánicos consistentes de partículas sólidas, gotas de líquidos y vapores de componentes semivolátiles. El polvo de los desiertos con frecuencia es transportado a enormes distancias. La cantidad total de aerosoles que se encuentran en suspensión en el aire varía desde menos de $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$, valor que se observa sobre los casquetes polares o en la troposfera oceánica libre, hasta $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en las tormentas de arena o en los humos cargados de ceniza de los incendios forestales.

La composición química de los aerosoles depende de muchos factores, como las fuentes de combustión, el clima, la estación del año, el tipo de contaminación urbana o industrial, los principales componentes químicos adsorbidos en los aerosoles pueden ser especies orgánicas volátiles y semivolátiles, (hidrocarburos poliaromáticos (HAPs), derivados nitro-HAPs, quinonas), metales y sales de transición (Fe, Ni, V, Cu, etc.), cationes y aniones (Sulfato, nitrato, amonio, hidronio), gases y vapores reactivos (O_3 , peróxidos, aldehídos), núcleos de material carbonáceo (principalmente derivado de procesos de combustión y de emisiones vehiculares), material biológico (endotoxinas, bacterias, virus, desechos y fragmentos de animales y vegetales), minerales (cuarzo, asbesto, polvo de suelo). La composición de la fracción gruesa

consiste principalmente de material mineral insoluble, sal marina y material biológico, en contraste la fracción fina y ultrafina está principalmente constituida por agregados carbonáceos con metales y especies orgánicas adsorbidas (USEPA, 2004; Valavanidis et al., 2008).

Las **propiedades ópticas** de los aerosoles atmosféricos, son de vital importancia para los estudios de teledetección y están definidas por su interacción con la radiación electromagnética. Los aerosoles absorben y emiten calor, absorben, transmiten, reflejan y dispersan la luz (Figura 1) y dependiendo de sus propiedades pueden enfriar o calentar la atmósfera. Particularmente, la dispersión en el medio atmosférico está descrita por la dispersión de Rayleigh y Raman (debida a los átomos y moléculas), la dispersión Mie (derivada de los aerosoles) y la no selectiva (por interacción con las nubes) (Figura 1). Es decir, cuando la radiación electromagnética se propaga a través de la atmósfera, se presentan diversos procesos: parte de la radiación cambia de dirección (dispersión = difracción + refracción + reflexión), parte de la radiación se absorbe y dependiendo de la temperatura de los gases y de las partículas, la luz también se emite (Heintzenberg, 2009), de tal forma que:

a. La atenuación total de la radiación queda descrita por:

Coeficiente de extinción = coeficiente dispersión + coeficiente absorción.

b. La fracción que se conserva de la atenuación se describe por:

Albedo de dispersión simple = coeficiente de dispersión / coeficiente de extinción.

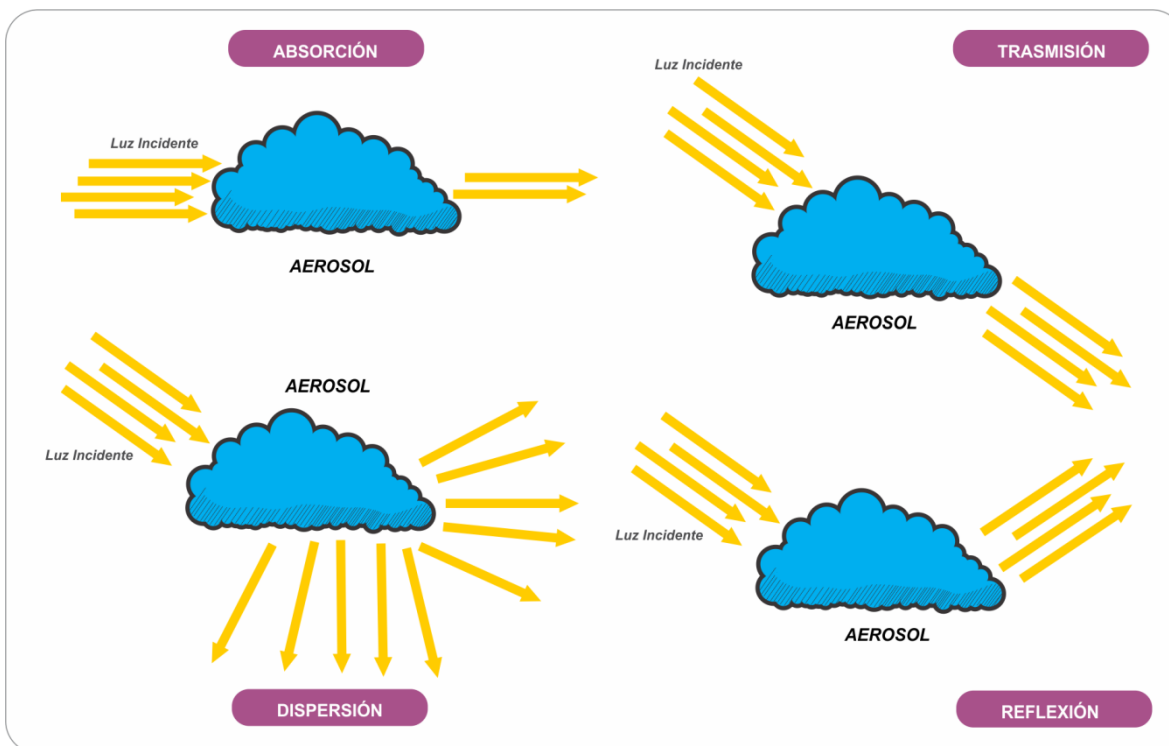


Figura 1. Interacción de la luz con los aerosoles.
Modificado de Arellano 2011.

Generalmente, las propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos pueden ser descritas a través de tres parámetros ópticos: **profundidad óptica de los aerosoles (AOD)**, el **albedo de dispersión simple** (que mide la atenuación de la radiación debida a la dispersión) y la **función de fase** (que describe la dirección de la energía dispersada), juntas integran las propiedades fundamentales de absorción y dispersión de los aerosoles, varían con la longitud de onda de la radiación, también dependen fuertemente de la distribución del tamaño de las partículas y de diferencias en las condiciones ambientales como la humedad relativa, precisamente este último factor es crítico dado que algunos aerosoles son higroscópicos situación que conduce a su crecimiento en la medida que se hidratan con moléculas de vapor de agua (Yu et al., 2006). Todos estos fenómenos ópticos dependen también de la cantidad de energía que llegue a dicho medio. Si suponemos que la energía que llega al medio son unos 15 fotones, una parte de ellos (podrían ser 5) son absorbidos, otros 3 fotones son reflejados, 2 son transmitidos, otros 5 son dispersados y refractados. De los 5 absorbidos 3 son empleados para excitar electrones y hacer reacciones entre elementos, los otros 2 son absorbidos y dispersados en forma de calor, por esto la cantidad de luz (fotones) que llega para interactuar con la materia es importante, ya que si llega muy poca energía es posible que el medio absorba toda y la disperse (dependiendo de la materia con la que interactué) o si es demasiada es muy probable que muchos fotones pasen sin ser absorbidos, de este factor también depende que los fenómenos se presenten o no (Sears y Zemansky, 1978; Shackelford, 2005).

Por último, los aerosoles pueden influir sobre el clima en dos formas: directamente a través de la dispersión y absorción de la radiación, e indirectamente al actuar como núcleos de condensación, resultando en la formación de nubes o modificando las propiedades ópticas y la vida media de las nubes.

La compleja naturaleza de los aerosoles indica que su monitoreo presenta problemas y retos tecnológicos debido a:

1. Alto grado de heterogeneidad y variabilidad espacio – temporal (Kaufman et al., 2002). La mayoría de los aerosoles son de naturaleza regional debido a su corta vida media, a la distribución regional de las fuentes, a la variabilidad de sus propiedades y a las condiciones meteorológicas estacionales, que determinan la distancia de transporte desde las fuentes que los originan y como se distribuyen (vertical y horizontalmente a través de la atmósfera).

2. Se concentran cerca de la superficie de la tierra con diferentes tiempos de residencias (segundos - meses).

3. Dependiendo de su fuente, tamaño y reactividad conforman categorías con diferencias en sus propiedades morfológicas, ópticas, químicas, etc.

a. Urbano-industriales

b. Provenientes de quema de biomasa

c. Biogénicos

d. Marinos

La complejidad química y naturaleza lábil de los aerosoles atmosféricos, impulsa el desarrollo de técnicas de monitoreo en tiempo real sin tener que coleccionar, almacenar y transportar las muestras, lo que requiere del desarrollo de instrumentos en tiempo real que valoren algunas de estas propiedades físicas, situación que puede ser convenientemente cubierta por instrumentos satelitales (Arellano, 2011)

1.2.2. IMPORTANCIA DE LOS AEROSOLES.

Los aerosoles atmosféricos juegan un papel fundamental para regular el sistema terrestre ya que tienen influencia en el balance de energía global y en el ciclo hidrológico (Houghton et al., 2001). Dispersan la radiación solar de regreso al espacio, absorben la radiación solar y la terrestre y actúan como un núcleo de condensación de las nubes, influenciando los procesos de nubosidad/precipitación y cambiando la reflectancia de las nubes alterando de forma indirecta el balance de energía. Los aerosoles son un componente de la contaminación del aire local y regional (Chen et al., 2002; Dickerson et al 1997). Los aerosoles reducen también la visibilidad estética (Malm, 1992) y afectan la salud humana adversamente (Samet et al., 2000).

1.2.3. TÉCNICAS PARA EVALUAR SU CONCENTRACIÓN.

En el pasado se ha hecho un gran esfuerzo por monitorear la distribución, horizontal, vertical y temporal del aerosol. La predicción de cambios atmosféricos a escala sinóptica y climática requiere el análisis de datos que incluyen una gran cantidad de variables de diversa índole. En este sentido estos datos deben provenir de diferentes instrumentos tanto en superficie como a bordo de plataformas aéreas y de satélite (Herman y Browning, 1975).

El monitoreo de los aerosoles atmosféricos se efectúa a través de la valoración de algunas de sus propiedades físicas y químicas, que pueden ser medidas o simuladas utilizando las técnicas que se describen a continuación: *in situ* o vía percepción remota o teledetección, desde la superficie terrestre, aeroplanos o satélites.

Muestreos *in situ*.

Tradicionalmente, se ha delimitado a través de observaciones puntuales en la superficie terrestre, utilizando métodos bien establecidos que evalúan de manera confiable el tamaño y concentración de los aerosoles en estaciones fijas (*in situ*) que forman parte de extensas redes de monitoreo, la capacidad de estos muestreos depende del tipo de aerosol y de las condiciones meteorológicas y topográficas de las regiones. Diversas agencias ambientales en distintas partes del mundo dan seguimiento cotidiano a la concentración de aerosoles atmosféricos en numerosos sitios sobre todo a través de sus jurisdicciones urbanas, aún a pesar de que estas densas redes tienen una limitada cobertura geográfica, un alto costo de instalación y mantenimiento² Las mediciones puntuales aportan información de la amplia variedad de procesos naturales y antropogénicos que dan origen a los aerosoles y de la variación de sus características con respecto al tiempo y a la localización geográfica de las regiones (Kaskaoutis et al., 2010).

Sensores aerotransportados.

Con respecto al empleo de aviones en la investigación, su interés indiscutible como herramienta de gran valor ya estaba demostrada en numerosos estudios y proyectos internacionales (Davis, et al., 1974; Joos, et al., 1990; Nickerson, et al., 1992).

Se han utilizado datos recabados *in situ* con nefelómetros a bordo de aeronaves para compararlos con datos obtenidos por sensores a bordo de satélites como el LIDAR y verificar

²En México se emplea tradicionalmente en el Área Metropolitana de la Ciudad de México (AMCM), este método se basa en la Norma Oficial Mexicana NOM-025-SSA1-1993, que establece los procedimientos para determinar las concentraciones de partículas en el medio ambiente (SEDESOL, 1994). La Secretaría del Medio Ambiente del Distrito Federal, ha diseñado y operado su propia red de monitoreo para conocer la calidad del aire en el AMCM, esta red tiene su antecedente histórico desde hace 40 años cuando se realizaban mediciones de forma rutinaria, desde esa fecha hasta la actualidad se han establecido diferentes tipos de redes que han dado seguimiento a la calidad del aire en conjunto con parámetros meteorológicos que se han unido para brindar información a la población.(Arellano,2011).

la estimación coherente de los datos LIDAR de los perfiles verticales de aerosoles (Guerrero, 2008).

Se han utilizado también pequeños aviones instrumentados para la realización de muestreos y análisis de contaminantes atmosféricos (gases) por primera vez en la ciudad de Madrid, España (Pujadas, 2002).

Modelos Numéricos.

Otro enfoque para abordar el transporte de aerosoles es la modelación de fuentes emisoras, que sirve para predecir una cantidad aproximada de aerosoles en el aire dependiendo de la fuente que los emite. Estas técnicas hacen la estimación de concentración de partículas basándose en las diferentes variables involucradas por lo general tomando en cuenta una sola fuente emisora de partículas. Cuando en la modelación se requiere analizar simultáneamente diversas fuentes, entonces el método se hace complejo en función del tipo de fuentes, número y tipo de variables que se involucran (Economopoulos, 2002; Dragutin, 2009).

1.2.4. TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN PARA EVALUAR CONCENTRACIÓN DE AEROSOL.

La teledetección de aerosoles, se fundamenta en la interacción de la energía solar con la nube de aerosoles, es decir en su **huella de radiación**. La energía de luz solar entrante puede regresar como energía radiante emitida tanto por la atmósfera como por la superficie terrestre. La manera en que regresa esta energía depende de la firma espectral de ambos medios, de la longitud de onda entrante, de las propiedades angulares y de polarización de esta energía. El principio fundamental del monitoreo por teledetección parte del hecho de que cada tipo de cobertura del planeta (como la atmósfera, suelo, rocas, vegetación, agua) absorben y reflejan la radiación solar de una manera específica y que también emiten las radiaciones electromagnéticas en diferente grado de acuerdo a la temperatura. Utilizando estos datos obtenidos con sensores satelitales es posible identificar y cuantificar algunas propiedades atmosféricas y de la superficie terrestre (Shimizu, 2004; Badarinath, 2010).

En la actualidad, existen muchas formas de procesar imágenes y diversas técnicas de análisis para la interpretación de los datos extraídos, la elección de una en particular depende del objetivo del estudio, además la tecnología de imágenes satelitales ha desarrollado sensores hiperspectrales (conjuntos de datos compuestos de entre 100 a 200 bandas con anchos de banda de 5 – 10 nm) y multispectrales (conjuntos de datos compuestos de entre 5 a 10 bandas y de anchos de banda grandes entre 70 – 400 nm), de los que puede ser extraída múltiple información.

Así por ejemplo los sensores AVHRR tienen seis bandas espectrales en los que las longitudes de onda van de 0.58 a 12.50 μ m. Utilizando distintas técnicas y combinación de bandas para

la medición de los aerosoles. El GOES cuenta con cinco bandas espectrales de 0.65 a 12 μm . El SEVIRI de METEOSAT tiene 12 bandas espectrales que utiliza las longitudes de onda de 0.56 a los 14.40 μm ; otros satélites como el Aqua y Terra que tienen a bordo dos instrumentos MODIS y MISR emplean la huella espectral de los aerosoles en un rango de 0.47 – 2.1 μm para distinguir partículas pequeñas de las partículas de aerosol marino y de polvo, para ello estiman sobre la reflectancia de la superficie de la Tierra a longitudes de onda visibles derivando la reflectancia residual de la superficie de las nubes (Kaufman et al., 2002).

Los procedimientos para la recuperación de la información de aerosoles obtenida con sensores remotos y la generación de imágenes a partir de esta se encuentran bien desarrollados y se basan en distinguir la radiación atenuada por los aerosoles de la reflexión de la superficie. El procedimiento es complejo porque las reflectancias de la superficie son difíciles de distinguir de la señal total recibida por el sensor. Es por esto que la estimación de las reflectancias de la superficie es un factor clave en la recuperación de la información del aerosol (Kaufman, 2002).

Las primeras y más prominentes técnicas de recuperación de información de las imágenes de satélite para asociarlas a la concentración de aerosoles han empleado la estimación de la profundidad óptica (Aerosol Optical Depth, AOD) por sus siglas en inglés o del espesor óptico (Aerosol Optical Thickness, AOT) por sus siglas en inglés en la región del espectro visible (King et al., 1999).

El AOT es básicamente una medición de la transparencia de la atmósfera. Mientras mayor sea el AOT en una longitud de onda particular, menor luz de la longitud de onda alcanza la superficie de la tierra. El AOT es el grado en el cual los aerosoles evitan la transmisión de luz por absorción o dispersión. (NASA EARTH DATA, 2011).

Como las partículas de los aerosoles pueden variar de 3 a 102 μm dependiendo de la fuente y el mecanismo de producción, la profundidad óptica (AOD) es un parámetro adecuado para estimar la concentración de los aerosoles, así como la unidad de medida fundamental para la cantidad y distribución de los aerosoles (NASA EARTH OBSERVATORY, 2010). La AOD es una cantidad que define la combinación de efectos de dispersión y absorción en una columna vertical de la atmósfera, que se obtiene al sustraer la contribución de las moléculas de aire, el AOD se deriva de la reflectancia medida por el satélite, de la parte más alta de la atmósfera en las bandas visibles del espectro, por lo tanto en el principio de recuperación de datos de aerosoles del espacio el componente de radiancia observado por el satélite lleva información del aerosol, para una reflexión en una superficie isotrópica observada por el satélite y separada del componente Rayleigh y de los gases. Por otra parte, se han diseñado y aplicado un amplio rango de algoritmos debido a que los sensores tienen diferentes características en términos de información espectral, espacial, polarización y angular (Kawata et al., 1998; Badarinath, 2010).

Los radiómetros (instrumentos que cuantifican la cantidad de radiación electromagnética ó luz) están entre los dispositivos más importantes a bordo de satélites para medir el AOD y AOT en una forma integral sobre la columna vertical o atmosférica, proporcionando así distribuciones horizontales de ambos. El parámetro clave que reportan los radiómetros es la AOD.

Los instrumentos de monitoreo de aerosoles también miden el albedo de dispersión simple (SSA), la fracción de luz que se dispersa comparado del total. Los valores de AOD para la mayoría de los aerosoles van de alrededor de 0.7 para partículas muy absorbentes hasta 1 para los aerosoles que solo dispersan la luz.

El primer instrumento de satélite capaz de monitorear el AOD desde el espacio, fue el AVHRR, que recuperaba la profundidad óptica de mediciones en el canal del espectro visible y el infrarrojo cercano, a finales de los años 70's. El AVHRR medía la reflexión de la intensidad de la luz del sol sobre los aerosoles, utilizando el océano como fondo oscuro.

En las siguientes décadas, los instrumentos se volvieron más sofisticados e hicieron posible estudiar los aerosoles tanto en el océano como en la tierra. Los radiómetros más recientes como el MISR y el MODIS son capaces de ver los aerosoles en muchos más ángulos y longitudes de onda, proporcionando por consiguiente datos más exactos.

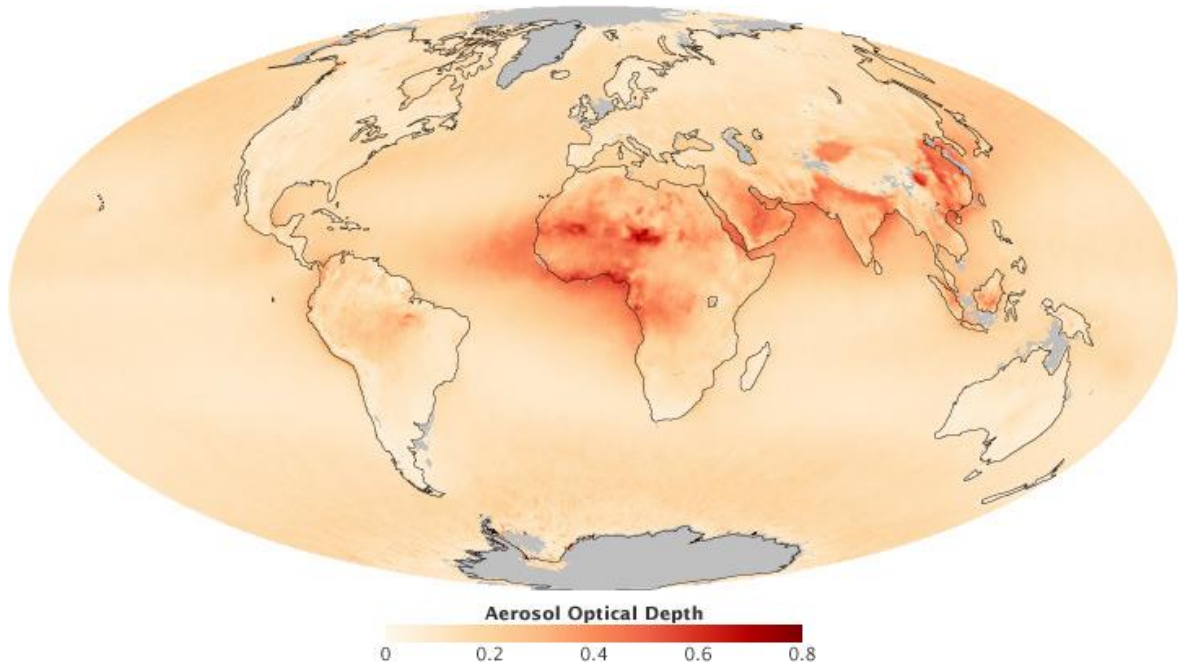


Figura 5. Distribución promedio de aerosoles de Junio del 2000 a Mayo del 2010, medido por el sensor Medidor de Imagen Multi-angular (Multi-angle Imaging Spectroradiometer, MISR) por sus siglas en inglés. Una profundidad óptica de menos de 0.05 indica un cielo claro con relativamente pocos aerosoles y máxima visibilidad, mientras un valor de 1 indica condiciones brumosas. Los valores de AOD mayores a 2 ó 3 representan muy altas concentraciones de aerosoles. (Tomado de Simmon, 2012).

El (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observer, CALIPSO) por sus siglas en inglés usa una tecnología basada en el láser que proporciona los perfiles verticales detallados de columnas de aerosoles y nubes. Un instrumento francés el (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances, POLDER) por sus siglas en inglés ofrece un conocimiento mayor de la orientación (o polarización) de las ondas de luz, en la forma en que estas se mueven a través de la atmosfera. Esta cuantificación que previamente no había sido medida hasta el año de 1996 en que se lanzó POLDER ha sido útil en la recuperación de información de las partículas. Un instrumento aún más sensible a la polarización de la luz que nos proporcionaría mayores datos, el Aerosol Polarimetry Sensor (APS) fue lanzado en Marzo de 2011 abordo de la misión Glory de la NASA. Aunque se perdió a consecuencia de un fallo en dicho lanzamiento.

1.2.4.1. LIMITACIONES DEL MONITOREO DE AEROSOLES POR TELEDETECCIÓN.

Como ya se ha mencionado, la detección, mapeo, transporte y detección de trayectorias de los aerosoles se han beneficiado en gran medida con la utilización de la teledetección. La determinación de las variabilidades geomorfológicas y geoquímicas de las fuentes de polvo y la variabilidad de los sedimentos que son transportados requieren una identificación precisa y exacta de las fuentes de polvo tanto como sea posible. Para lograrlo se han empezado a utilizar los datos satelitales (Bullard et al., 2008; Lee et al., 2008; Zhang et al., 2008). La habilidad de los investigadores para usar datos satelitales para localizar una pluma de polvo y el lugar en el que ésta se originó es afectada por varios factores, incluyendo las propiedades de transferencia de radiancia que el material emite, las propiedades de radiancia de la superficie de océano/tierra sobre los que la pluma de polvo es transportada, el tamaño y densidad del polvo, el tiempo de paso del satélite relativo a la emisión de polvo, la presencia o ausencia de nubes, la trayectoria vertical u horizontal de la pluma de polvo, y las características del sensor y de radiancia del modelo de transferencia utilizados para detectar el polvo. En muchos casos el impacto relativo de estos factores en la determinación de la fuente de polvo es difícil de determinar sin una referencia cercana a los datos meteorológicos de la superficie del planeta (ejemplo: Registros de velocidad de vientos y visibilidad) y registros de detección de aerosoles en estaciones ubicadas en tierra (Aerosol Robotic Network, AERONET) por sus siglas en inglés, los cuales pueden permitir una caracterización comparativa de eventos de polvo individuales (Bullard et al., 2008; Mahowald et al., 2007). Aun con la existencia de estos registros, la comparación directa entre los registros de tierra y los datos satelitales, la detección de las fuentes de polvo puede ser problemática con algunos productos de datos de teledetección que no son consistentes para detectar los eventos de polvo debido a los factores ya mencionados anteriormente, particularmente la presencia de nubes y la existencia de bajo contraste entre las plumas de polvo y la superficie de tierra/océano (Gassó y Stein, 2007; Bullard et al., 2008).

El aerosol mineral (polvo) puede ser detectado y mapeado a través de procesamiento remoto vía la inversión de modelos de transferencia de radiancia que operan en la siguiente longitud de ondas (a) ultravioleta (UV 0.315–0.4 μm), vía absorción (TOMS A1; Torres et al., 1998), el visible (VIS 0.38–0.79 μm), vía retrodispersion (Tanré y Legrand, 1991), y el infrarrojo térmico (TIR 8–15 μm), vía contraste de la emisividad tierra/océano y/o temperatura (Ackerman, 1997). Debido a restricciones del diseño de los sensores, los sistemas de percepción remota que operan en las longitudes de onda VIS pueden ser determinadas con una mayor resolución espacial que las hechas en las bandas TIR y esto tiene implicaciones para la detección de las plumas y sus fuentes usando estas aproximaciones.

La inversión de modelos de transferencia de radiancia de aerosoles hechos con o en combinación de cada uno de los tres rangos de longitud de onda, frecuentemente proporciona un indicador de concentración de aerosoles relativo (vía TOMS A1), o una medición dependiendo totalmente de la longitud de onda del (Aerosol Optical Thickness/ Depth, AOT/D)

por sus siglas en inglés, calibrada a través de una comparación con observaciones de AERONET (Holben et al., 1998).

El éxito de la inversión del modelo de transferencia de radiancia en cada caso frecuentemente se complica por factores como la naturaleza no esférica de los aerosoles minerales, y su ubicación en la atmosfera durante el transporte. Además sobre superficies muy brillantes (regiones desiertas y áreas urbanas) en la presencia de nubes y de noche, la detección de aerosoles minerales usando longitudes de onda UV/VIS/TIR puede ser en gran medida incierta (Kaufman et al., 2000).

1.2.4.2. ALGORITMOS UTILIZADOS PARA LA DETECCIÓN DE LOS AEROSOLES EN TIERRA Y EN EL OCÉANO.

Herman (1975) utilizó un modelo matemático con datos teóricos basándose en las propiedades de los aerosoles, propuso la utilización de estos datos en combinación con los obtenidos en estaciones en tierra o por aeronaves que medían la retrodispersión de la luz sobre los aerosoles, auxiliándose también con datos de radar laser, para obtener la parte compleja del índice de refracción atmosférica de los aerosoles utilizando mediciones de radiación solar difusa y directa.

Ackerman (1997), utilizó algoritmos para la detección de aerosoles de origen volcánico y provenientes del suelo utilizando las longitudes de onda del infrarrojo térmico de las bandas de 8.5, 11 y 12 μ m. Combinando los datos de las bandas del sensor AVHRR y la Sonda de Alta Resolución Infrarroja/2 (High-resolution Infrared Sounder/2, HIRS/2) por sus siglas en inglés. La utilización de las bandas del infrarrojo tiene ventaja sobre la utilización de las bandas del visible porque proporciona cobertura sobre superficies brillantes y de noche. La detección se basa en la diferencia de la temperatura de brillo en grados Kelvin entre los canales BT₁₁-BT₁₂ y BT₈-BT₁₁. Estas tres bandas son útiles para la detección de aerosoles volcánicos sobre el océano (Koepke et al., 1996). Ackerman (1997) utilizó también modelos matemáticos de simulación de radiancia para corroborar los resultados obtenidos con las bandas.

La diferencia negativa entre las bandas B₁₁-B₁₂ debido a las propiedades ópticas de los aerosoles (Koepke et al., 1996) es útil para la detección de tormentas de polvo. En el trabajo de Ackerman (1997) se mencionó que el sensor MODIS sería de gran utilidad en un futuro ya que este contiene las tres bandas en las longitudes de onda necesarias para implementar esta técnica.

Algoritmos anteriores al trabajo de Ackerman (1997) se enfocaron en mediciones o técnicas de window split biespectrales, dos medidas de los canales o bandas de la ventana atmosférica (Wen y Rose, 1994) El aporte de Ackerman a la investigación fue la innovación de utilizar tres

bandas del IR del sensor AVHRR y la visualización de los aerosoles no importando si estos ocurren de noche o de día.

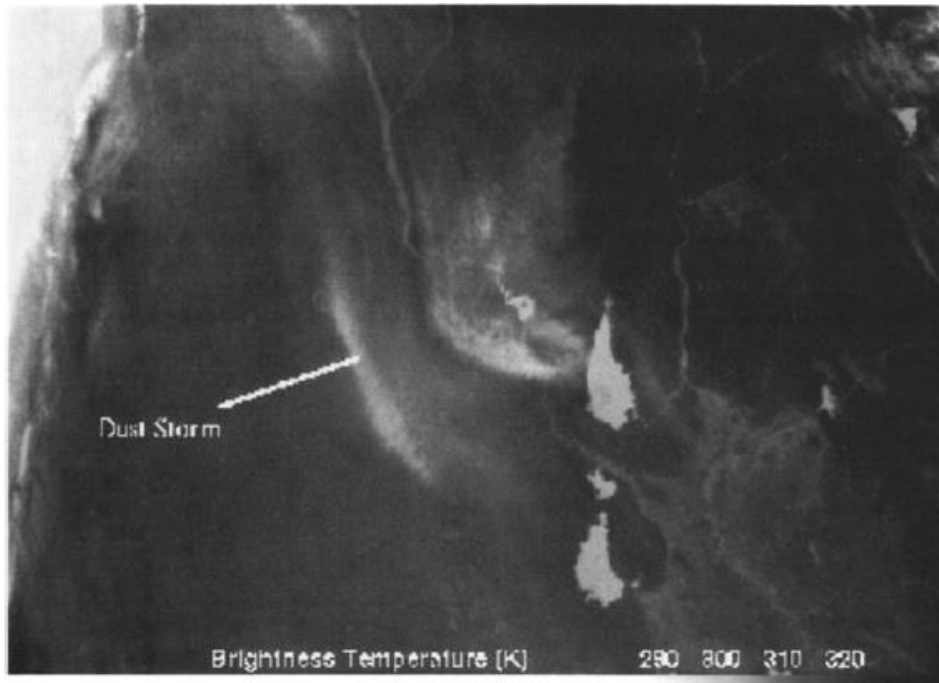


Figura 6. Imagen de la banda de $11 \mu\text{m}$ del AVHRR de tormenta de polvo en Bagdad, Irak (Ackerman, 1997).

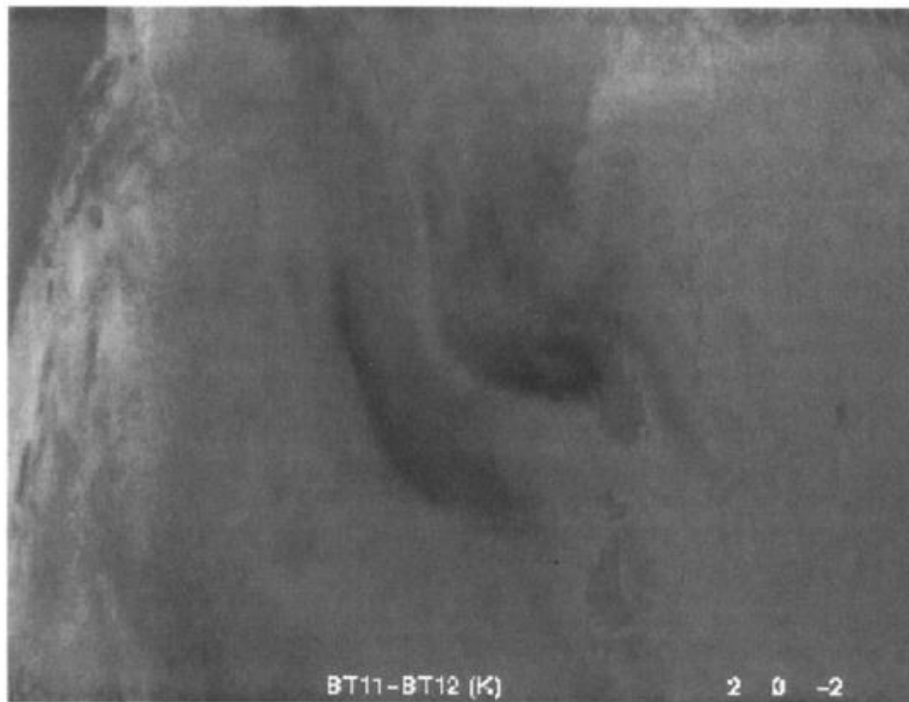


Figura 7. AVHRR BT₁₁-BT₁₂

En el trabajo de Kaufman (2000) se analizaron datos estadísticos provenientes de AERONET, para corroborar los datos de los satélites Aqua y Terra, ya que las mediciones de los sensores MODIS se hacen a determinadas horas del día, y no se recaban datos de manera continua como en la red AERONET. Esta red cuenta con alrededor de 50-70 instrumentos en tierra. AERONET mide el AOT y la precipitación de vapor de agua cada 15 minutos durante el día. Con medio millón de mediciones con un conjunto de datos tomado de diversas estaciones alrededor del mundo del período de 1993 a 1999, AERONET demostró que los satélites Terra y Aqua pueden representar el valor promedio de aerosol de un año con un 2% de error. Este descubrimiento facilitó la introducción de datos de estos sensores a modelos matemáticos para determinar el forzamiento de radiancia y la predicción del cambio climático.

Lee (1989) utilizó imágenes del sensor AVHRR de la NOAA en las banda del visible y del infrarrojo (Infrared, IR) por sus siglas en inglés, para representar los aerosoles minerales sobre la línea de costa. En la banda del IR (Shenk y Curran, 1974) debido a las propiedades de los aerosoles minerales que se desprenden por acción del viento, estos aerosoles tienen temperaturas más bajas que las de la superficie de la tierra y pueden ser distinguidos fácilmente. Las imágenes en las bandas del visible no son adecuadas para esta distinción porque tienen propiedades de reflectancia similares a las de la tierra. Sin embargo en las imágenes del océano, producidas con las bandas del espectro del visible, los aerosoles son fáciles de distinguir ya que tienen mayor reflectancia que la superficie oscura del océano (Carlson, 1979).

Existe una mayor dificultad cuando queremos representar aerosoles utilizando el infrarrojo, porque se representan exitosamente en tierra pero al pasar la línea costera, en la parte oceánica la temperatura de los cuerpos negros del polvo es similar a la de la superficie del océano, enmascarando la huella espectral de los aerosoles. Lo que dificulta la representación de los aerosoles en una imagen con los datos de una sola banda para la distinción de los aerosoles en tierra y océano. Lo que propuso Lee (1989), fue una imagen compuesta utilizando ambas bandas, en el área correspondiente a tierra se utilizaron datos de la banda infrarroja y a partir de la línea de costa esta se combinó con datos de la banda del visible en el océano.

Lee (1989) superpuso una línea costera en las imágenes provenientes de ambas bandas (visible e infrarroja). En la imagen proveniente del visible todos los píxeles en tierra fueron puestos a cero, en el área del océano la información se conservó, de manera similar en la imagen infrarroja los píxeles en el océano fueron puestos a cero y la información del área de tierra se conservó. Finalmente ambas imágenes obtenidas se sumaron creando una imagen compuesta, mostrando los datos de infrarrojo en tierra y en el océano los datos del visible.

Las restricción es que no se tiene información en el visible de imágenes de noche y en el infrarrojo es difícil distinguir aerosoles en superficies frías (los desiertos de noche).

El aporte de Lee (1989), fue la obtención de imágenes compuestas mostrando aerosoles utilizando la combinación de bandas del visible y de IR.

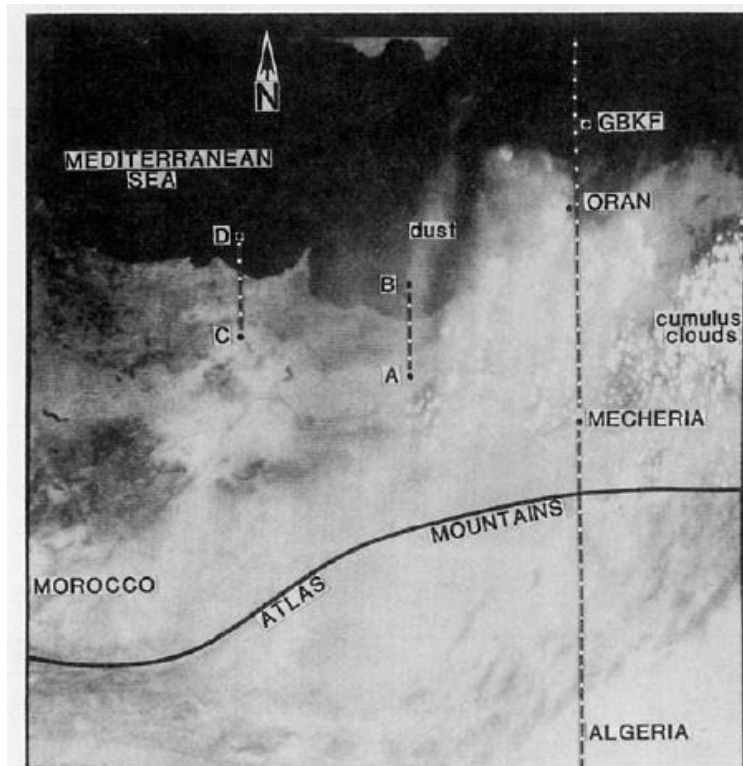


Figura 8. Imagen AVHRR Visible 0.63 μm (Lee, 1989)

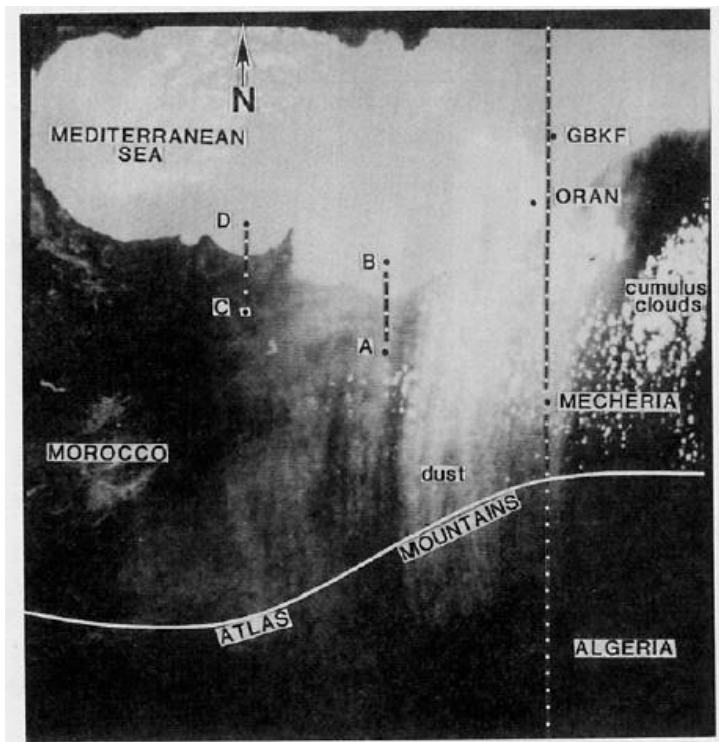


Figura 9. Imagen AVHRR IR de 11 μm . (Lee, 1989).



Figura 10. Imagen final compuesta IR y Visible (Lee, 1989)

Tanré (1997), diseñó un modelo matemático con datos teóricos y provenientes de AERONET para estimar la medición de aerosoles en una región dada y compararlos con datos provenientes del sensor MODIS (validando así la veracidad de estos). Con los datos del modelo se generó una tabla de consulta y se compararon con los valores obtenidos de MODIS. Para medir propiedades ópticas y físicas de los aerosoles junto con el AOT. Se obtuvieron datos con un error de $\pm 5\%$.

Miller (2003) combinó algunas de las técnicas ya existentes para la detección de aerosoles mejorándolas con su algoritmo al utilizar varias bandas (multiespectrales) del visible y del IR del sensor MODIS. Los resultados permiten tener una representación visual de los aerosoles que nos muestre datos con menos ambigüedad y mostrando detalles de la extensión de las tormentas de polvo que no eran perceptibles en resultados de investigaciones anteriores.

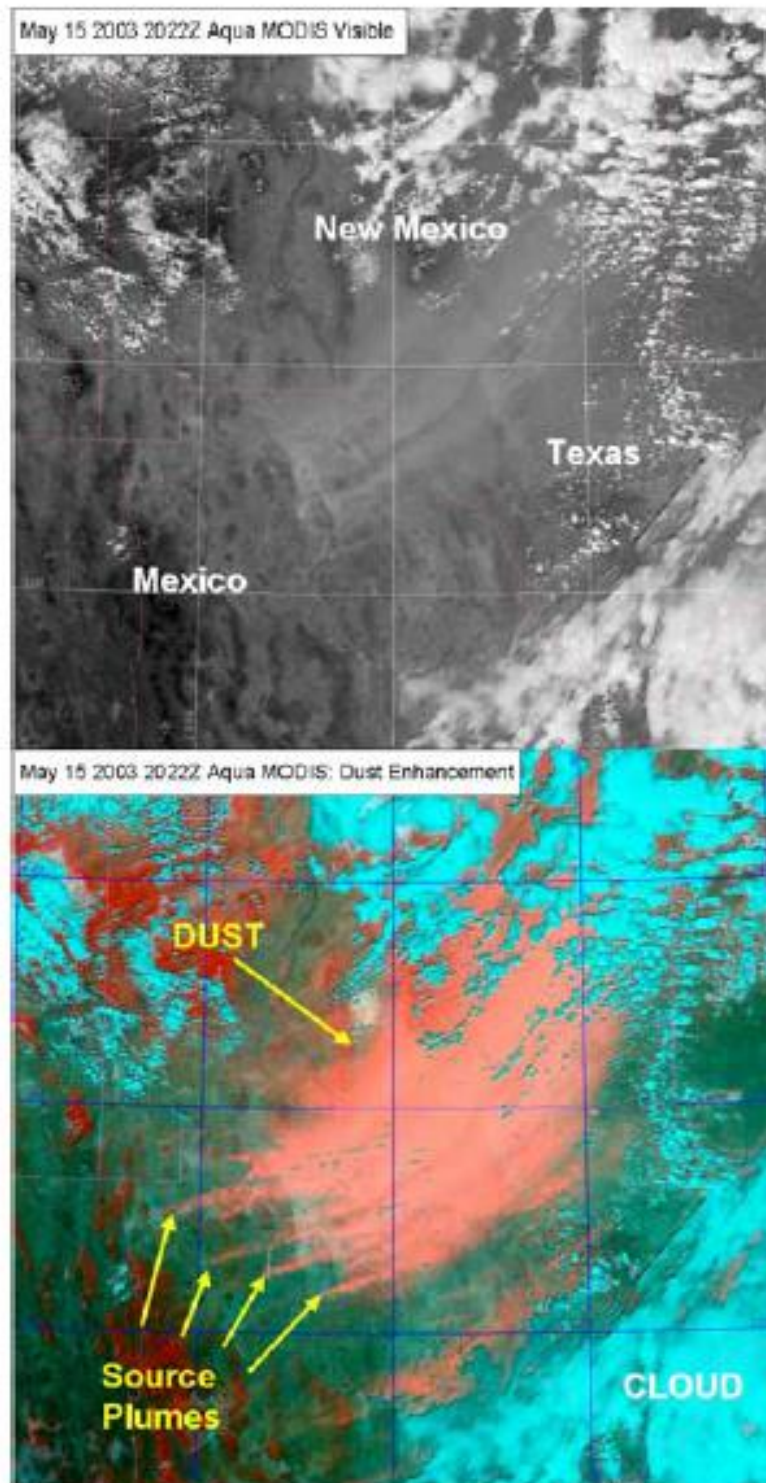


Figura 11. Parte suroeste del desierto de Norte América. La imagen en el canal del visible (arriba), se contrasta contra el resultado de Miller (abajo) mostrándonos con mayor detalle y sin ambigüedades (nubes) el área de la tormenta de polvo en tonos rosados (Miller, 2003).

Zhang et al., (2008) realizó un estudio de las tormentas de polvo en el norte de China. Obtuvieron datos estadísticos e imágenes utilizando bandas del IR del sensor MODIS a bordo del satélite Terra, desarrollaron un algoritmo para medir el AOT de los aerosoles en la zona, así como un algoritmo que genera imágenes binarias con la representación de tormentas de polvo que permiten identificar y cuantificar su distribución espacial. La innovación de esta investigación fue la identificación espacial de los valores correspondientes a los aerosoles en la imagen resultando así posible su cuantificación.

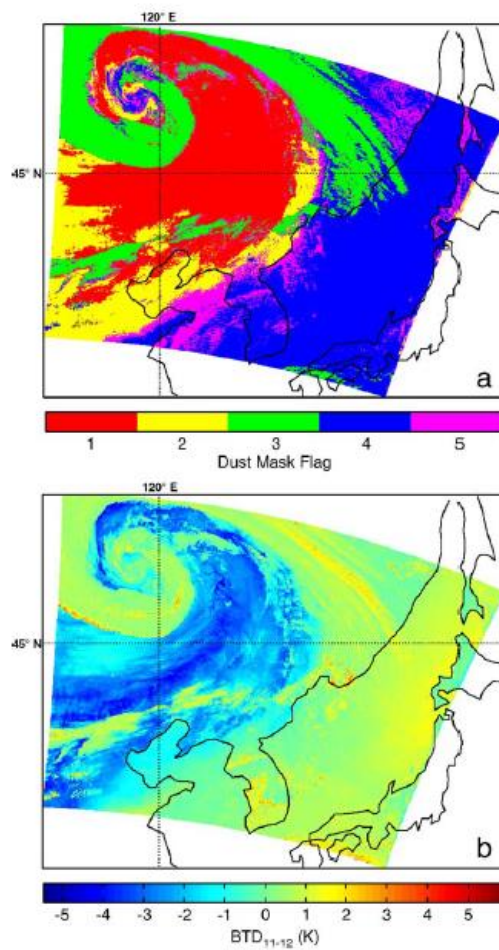


Figura 12. La imagen obtenida con la clasificación espacial de los aerosoles (arriba), los agrupa por colores: Rojo región más fuerte de polvo hasta la región más débil en morado, en la escala dada al pie de la imagen. La imagen original resultado de la resta de las bandas 11-12 (abajo) (Zhang et al, 2008).

1.3. ALGORITMO DE MILLER.

Combina métodos anteriores que se basan en las propiedades del color de los aerosoles en las bandas del visible (Patterson et al., 1977) e información de las bandas del infrarrojo propuestas por Ackerman (1997) y Wald et al., (1998) con bandas del visible del sensor MODIS para representar las tormentas de polvo sobre tierra y agua. Produciendo imágenes resaltadas en las que se reduce la ambigüedad de la detección de polvo. Este método puede ser aplicado a datos provenientes de otros sensores.

1.3.1. CRITERIOS PARA UTILIZAR EL ALGORITMO DE MILLER.

Propiedades espectrales distintas

Debido a las propiedades espectrales del polvo en la bandas 1,4,8,9,10,11,12 y 13 del visible (0.670-0.443 μ m)(Patterson et al., 1977) este tiene una coloración amarilla, frecuentemente observable (o absorción de la luz azul) en contraste a las nubes, que son espectralmente más planas en el visible por lo que el ojo humano las percibe de color gris o blanco.

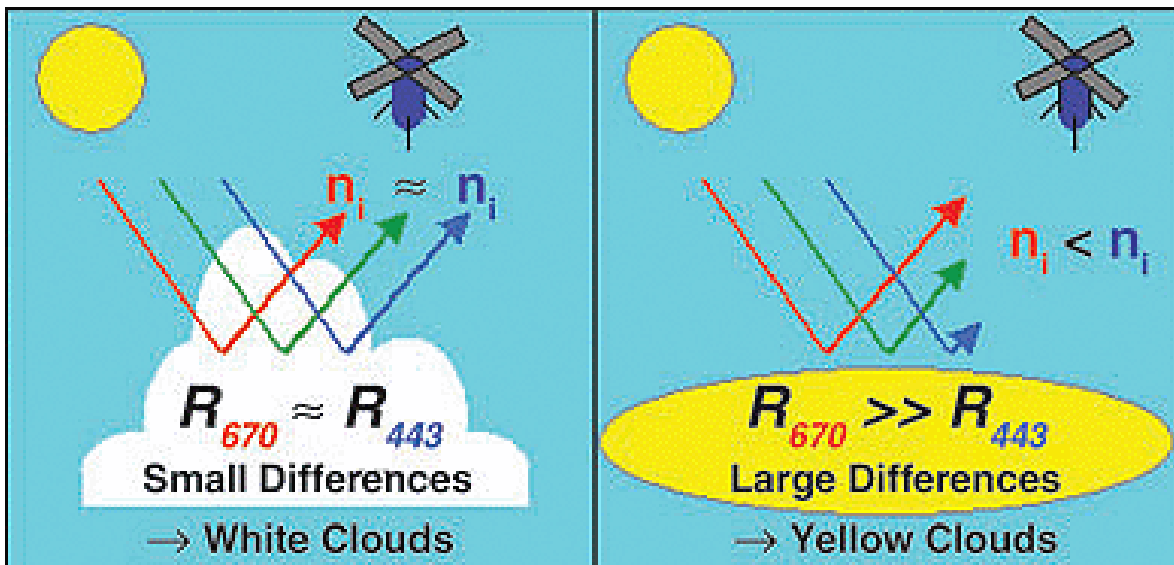


Figura 13. Propiedades de color en las bandas del visible (Tomado de <http://www.nrl.navy.mil/research/nrl-review/2003/featured-research/miller/>)

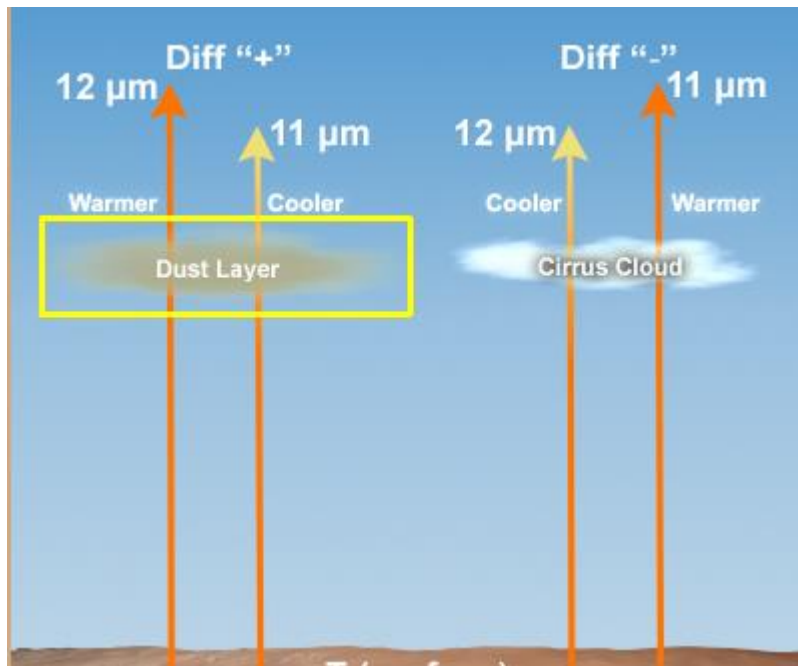


Figura 14. Diferencias en las temperaturas de aerosoles y nubes en el infrarrojo

(Tomado de https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=123#.U5Yb9SjyS_E).

El polvo suspendido en la parte elevada de la atmosfera produce temperaturas menores, a diferencia de las temperaturas mayores de la tierra. Esta capa fría se diferencia de las nubes que tienen su misma temperatura radiométrica, basándose en sus propiedades espectrales. La diferencia de las bandas del infrarrojo 12 μm –11 μm frecuentemente es positiva para el polvo mineral (Ackerman, 1997).

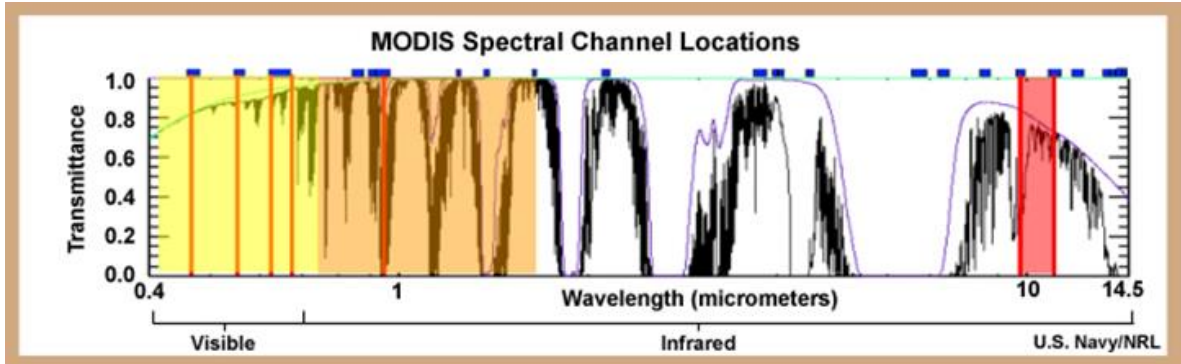


Figura 15. Bandas del sensor MODIS utilizadas en el algoritmo de Miller. Bandas del visible, infrarrojo cercano y lejano (Tomado de Miller, 2012).

1.4. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio de esta investigación se encuentra en el extremo noroeste de La República Mexicana, en esta se ubica la península de Baja California, al este de la península se encuentran los estados de Sonora y Sinaloa, el mar que separa Baja California y Sonora es el Golfo de California (GC), al oeste de la península se encuentra el Océano Pacífico: La producción de aerosoles vía erosión del continente en esta región de México puede ser un importante aporte de material terrígeno para las tormentas de polvo dadas las condiciones del clima y el suelo semidesértico. Los lugares que pueden ser principales fuentes de este aporte son: En Baja California los desiertos de San Felipe y Central. En Baja California Sur el desierto de Vizcaíno y los Llanos de Magdalena. En Sonora el desierto de Altar.

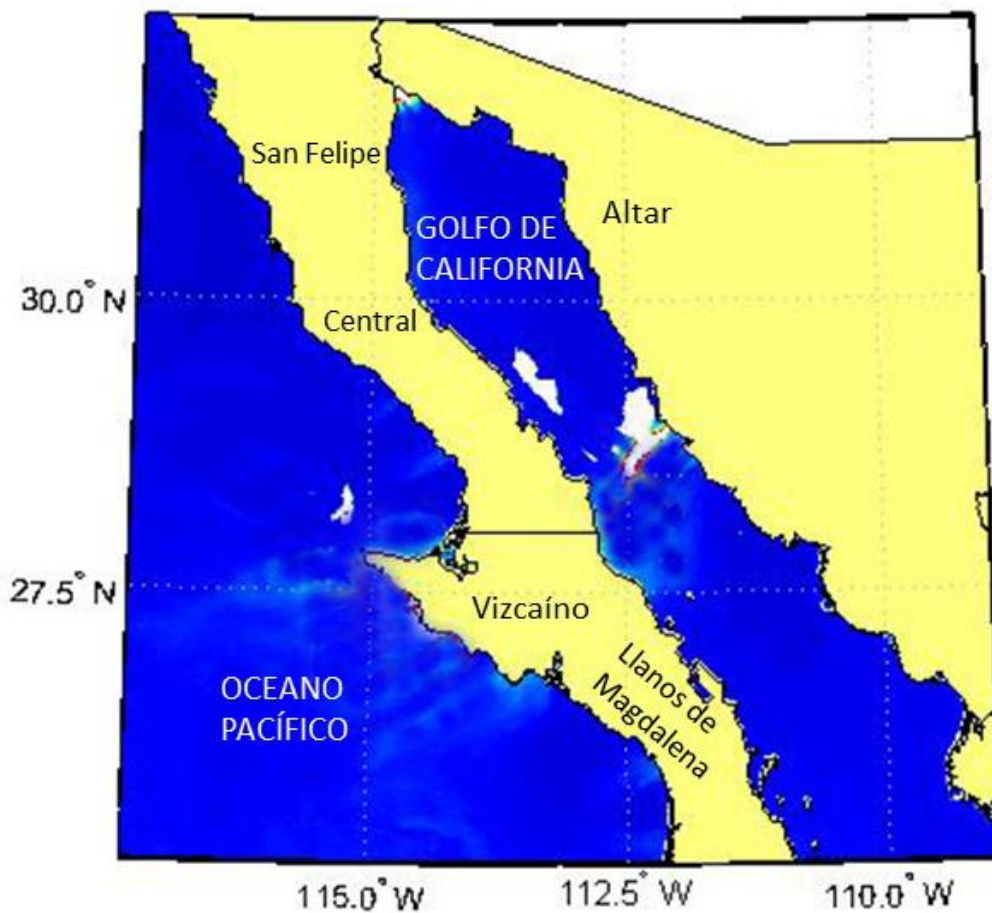


Figura 16. Imagen del Noroeste de la República Mexicana.

1.4.1.VIENTOS.

La literatura existente sobre la dirección de los vientos del noroeste de México, menciona que los vientos siguen un patrón estacional. Los vientos son importantes en los océanos dado que por acción de ellos se transporta material terrígeno (aerosoles minerales a la superficie del océano) además producen las surgencias, ambos fenómenos afectan la productividad primaria del fitoplancton y son los causantes de la circulación del agua en el océano. En el Golfo de California la circulación es forzada por el océano Pacífico y los vientos (Ripa, 1997).

Los estudios numéricos de la circulación del GC se han basado en la creencia de que el viento sopla casi simétricamente, del norte a sur del Golfo durante el invierno y del sur a norte del Golfo en verano, respectivamente. (Parés-Sierra et al., 2003) Se ha tenido la creencia de este comportamiento monzónico desde hace muchos años (Roden, 1958; Hales, 1972; Álvarez-Borrego, 1983; Badan-Dangon et al., 1991). Existen también eventos importantes en escalas temporales menores en el Golfo, por ejemplo las brizas (Delgado-González et al., 1994), y las surgencias (Hales, 1972). La información que se tenía de este patrón de vientos estaba basada en pocos estudios que se hicieron en algunas estaciones meteorológicas costeras y a observaciones en el mar (Parés-Sierra et al., 2003).

En la actualidad gracias a la percepción remota se ha hecho un análisis más detallado de los vientos en el noroeste de la república. Con datos provenientes de los escaterómetros de viento QuikSCAT y el Nscat (Parés-Sierra et al., 2003) y con un estudio que abarcó los vientos de manera anual durante tres años, de 1997 a 1999, los patrones de viento en el noroeste de la República Mexicana han sido descritos de la siguiente forma: Existen dos estaciones principales, un invierno de media latitud, en que los vientos se orientan hacia el sur, y un verano subtropical cuando los vientos soplan hacia el norte (Reyes y Lavín, 1997). En el primer caso un anticiclónico se posiciona sobre el suroeste gran cuenca en los estados unidos y maneja el flujo del aire hacia el sur. En la segunda estación la circulación sinóptica es dominada por una presión baja localizada sobre el desierto de Sonora, y esto favorece la advección de masas de aire tropical hacia la parte superior del golfo. Los Vientos orientados hacia el sur son más fuertes y menos húmedos que los vientos con dirección norte (Badan-Dangon et al., 1991). La circulación atmosférica se da principalmente a través del eje del Golfo a causa de la topografía elevada en ambos lados. Es una cuenca semicerrada en el sentido meteorológico, así como en el sentido oceanográfico (Badan-Dangon et al., 1991).

En el periodo de Diciembre-Febrero los vientos homogéneos hacia el noroeste dominan el Golfo completamente. En Marzo-Mayo la intensidad de los vientos disminuye en todas partes especialmente en la costa del continente, hacia el final de Mayo los vientos disminuyen con una variación mayor con dirección sureste hacia el continente. En verano Junio-Agosto cuando los vientos disminuyen en todo el GC, estos toman una dirección noreste hacia el sur y centro

del Golfo, por ejemplo soplando hacia la costa oriental del Golfo. La reducción en la magnitud y el cambio de dirección no son tan pronunciados en la región más al norte (Parés-Sierra et al., 2003).

Desde inicios de Agosto a inicios de Septiembre los vientos de la región más al sur del Golfo se invierten por periodos cortos. Sin embargo, estas inversiones se reducen por los procesos de promediado. En la estación de verano (Septiembre-Noviembre) los vientos regresan a las condiciones de invierno de norte a sur. Por ejemplo la parte más al sur parece mantener la dirección anómala del verano por un periodo más largo de tiempo. A escalas de tiempo estacional y mensual, los vientos medios nunca invierten su dirección completamente (Parés-Sierra et al., 2003).

En la mayor parte del Golfo, sobre la superficie del océano, el viento tiene un gran porcentaje de su energía (50%) de frecuencia anual. Pero la media tiene un fuerte componente dirigido hacia el sur, así el patrón real de vientos inversos (dirección noroeste), ocurre solo ocasionalmente, principalmente en la parte sur del Golfo. La variabilidad de la magnitud de los vientos de invierno es más grande que la de los de verano, especialmente para las regiones del sur. Es probable que en Junio, Julio y Septiembre ocurran inversiones de viento efímeras pero se observa un viento consistente hacia el noroeste solo por periodos cortos en Agosto (Parés-Sierra et al., 2003).

Los datos de viento obtenidos con NSCAT y QuikSCAT tienen limitaciones, dada la naturaleza de los sensores (radares), por lo que la lluvia afecta la señal que estos recuperan. Así como la señal es afectada por la superficie en el continente. Por lo que los datos de vientos en tierra fueron enmascarados debido a errores (Parés-Sierra et al., 2003).

1.5. HIPOTESIS

Los desiertos del noroeste de México pueden ser el principal aporte para las tormentas de polvo que ocurren en la región. Dado el patrón de vientos estacional encontrar el mayor aporte de polvo proveniente de estos desiertos y la distribución de polvo en relación a los vientos, en las imágenes MODIS.

1.6.OBJETIVOS

1.6.1. OBJETIVO GENERAL

Implementar los algoritmos de procesamiento de imágenes para el monitoreo de aerosoles en el noroeste de México, que muestre su distribución espacial y temporal en el Golfo de California.

1.6.2. OBJETIVOS PARTICULARES

- Caracterizar las regiones continentales que por sus condiciones del terreno podrían ser fuente de material terrígeno hacia el Golfo de California.

- Desarrollar los procedimientos para la selección y descarga automática y periódica de imágenes captadas con el sensor MODIS.
- Implementar los algoritmos para la detección de aerosoles en imágenes obtenidas.

2. DATOS Y METODOS.

2.1. DATOS DEL SENSOR MODIS.

Los datos del sensor MODIS (a bordo de los satélite Aqua y Terra) contienen 36 canales o bandas espectrales que van de 0.4 a 14.4 μ m. Todos los canales del infrarrojo están disponibles en una resolución de 1 km, una selección de canales visibles y de onda corta con resolución de 500 m (canales 3-7) o de resolución de 250 m (canales 1 y 2). Incluidas en estas bandas se encuentran las bandas espectrales de particular relevancia para detectar el polvo. Los datos MODIS de la Comisión nacional para el conocimiento y uso de la biodiversidad (CONABIO) se obtuvieron de la página de CONABIO ftp://conabioweb2.conabio.gob.mx/BIN_level1b/.

Los datos MODIS de NASA se obtuvieron del sistema LAADS (Level1 and Atmosphere Archive and Distribution System) por sus siglas en inglés. (LAADS; <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>).

Los datos MODIS están en formato HDF (Anexo 6.6).

Canal	Longitud de onda media Λ (μ m)	Resolución Km.	Descripción
1	0.645	0.25	Rojo
2	0.853	0.25	IR Reflectivo
3	0.469	0.50	Azul
4	0.555	0.50	Verde
26	1.38	1.0	Vapor de onda corta
31	11.0	1.0	IR Ventana 1
32	12.0	1.0	IR Ventana 2

Tabla 2. Datos de las bandas del sensor MODIS y su longitud de onda utilizadas para el algoritmo de Miller (2002).

2.2. DATOS NARR.

Los datos de viento NARR (North American Regional Reanalysis) por sus siglas en inglés son obtenidos de la base de datos del Reanálisis Regional de América del Norte de la NOAA (www.esrl.noaa.gov) y son utilizados para caracterizar la variabilidad espacio temporal de los vientos en el Noroeste de México. Para generar los mapas de dirección e intensidad del viento se requieren los componentes zonal (u) y meridional (v) contenidos en archivos independientes en formato NetCDF. Los valores de estos

componentes (m/s) tienen una resolución temporal de 3 horas y una resolución espacial de 0.3 grados (32 km). Con estos se generan mapas con los vectores de viento, representando su magnitud y dirección.

2.3. MÉTODOS.

2.3.1. ALGORITMO DE MILLER.

Para optimizar la técnica de detección de tormentas de polvo de Miller (2002) se utilizan dos algoritmos distintos para detectar polvo sobre tierra y sobre el oceano.

Para el oceano:

Sobre fondos oscuros como el oceano, el polvo es generalmente más fácil de detectar durante el día debido a su alta reflectancia, y la técnica descrita por Miller (2002) es aplicada.

Ecuación 1

$$R = \text{Log}_{10}((b_{.858} - b_{.469}) / (b_{.858} + b_{.469}))$$

$b_{.858}$ =Infrarrojo cercano $b_{.469}$ =Visible (Azul)

En la ecuación 1 el polvo produce una diferencia positiva grande en comparación con las nubes, así que las características del polvo producen sombras rosas/rojas mientras que las nubes, que tienen una contribución de rojo reducida, aparecen cian. La normalización (Log10) logra distinguir adicionalmente las señales de polvo débiles.

$D_E = (R, bG, bB)$ para visualización en falso color

bG =banda 4 del visible (verde).

bB =banda 3 del visible (azul).

D_E = Imagen compuesta generada con el resultado R y las bandas correspondientes a los colores verde y azul de espectro electromagnético (Anexo 6.9).

Para detectar polvo sobre tierra:

Para detectar polvo sobre tierra utilizamos una fórmula más compleja debido a que sobre fondos desérticos brillantes, el polvo es mucho más difícil de detectar que sobre el agua. En estos casos se requiere información adicional en el infrarrojo para separar de la escena la señal del polvo de otros componentes espectrales similares.

Para detectar el polvo sobre tierra se consideran los siguientes criterios:

Tabla 3. Criterios para la detección de polvo sobre tierra (Miller, 2002).

Término	Expresión	Limites normalización
L1	$T(32)-T(31)$	-2 -> 2k
L2	$T(31)$	$T_{dyn}(31) \rightarrow T_{max}(31)$
L3	$2R(1)-R(3)-R(4)-L2$	-1.5 -> 0.25
L4	$R(26) > 0.05 ? 0, \text{ else } 1$	(n/a)

$$T_{dyn} = \begin{cases} T_{max}(31) - 21 & \text{Si } (T_{max}(31) < 301K) \\ (T_{max}(31) - 273) / 4 + 273 & \text{Caso contrario} \end{cases}$$

Ecuación 2

$$D_{Land} = L1 + L3 - L4 + (1.0 - L2)$$

D_E = (D_{land}, b_G, b_B) para visualización en falso color.

Los valores de las bandas están dados en valores de reflectancia. Para implementar el algoritmo de Miller (2002), es necesario realizar su conversión a grados Kelvin.

Desventajas

- Las superficies frías de la tierra pueden aparecer falsamente resaltadas (en las tierras altas y en imágenes captadas a muy temprana hora). Las nubes o la tierra aparecen de color verde o cian.
- Dependiendo de la opacidad y el fondo de la escena no todo el aerosol es resaltado fuertemente **en la banda IR dentro de la ventana atmosférica** por lo que su resaltado puede aparecer débil.
- No detecta el polvo debajo de las nubes.

2.3.2. METODOLOGÍA PARA OBTENER IMÁGENES DE TORMENTAS DE POLVO.

1. Determinación de región de interés (ROI).

Los archivos de imágenes muestra se leen y se selecciona solo la parte del noroeste de la República Mexicana, utilizando un algoritmo para determinar si los datos obtenidos contienen los suficientes datos válidos, para procesar las bandas correspondientes con el algoritmo de Miller (2002).

Automatización del proceso de descarga. En la Figura 17 se muestra el diagrama de flujo del algoritmo para la automatización de la descarga de archivos MODIS desde el sitio FTP de CONABIO para poder realizar el monitoreo de las tormentas de polvo. El diagrama describe como las imágenes muestra son leídas y mediante un ciclo se verifica que cada imagen tenga cuando menos el 34% de los datos válidos, con las imágenes que contengan datos válidos se genera una lista de archivos (los binarios de CONABIO). Con esta lista se descarga cada uno de los archivos binarios que aparecen en ella y se guardan.

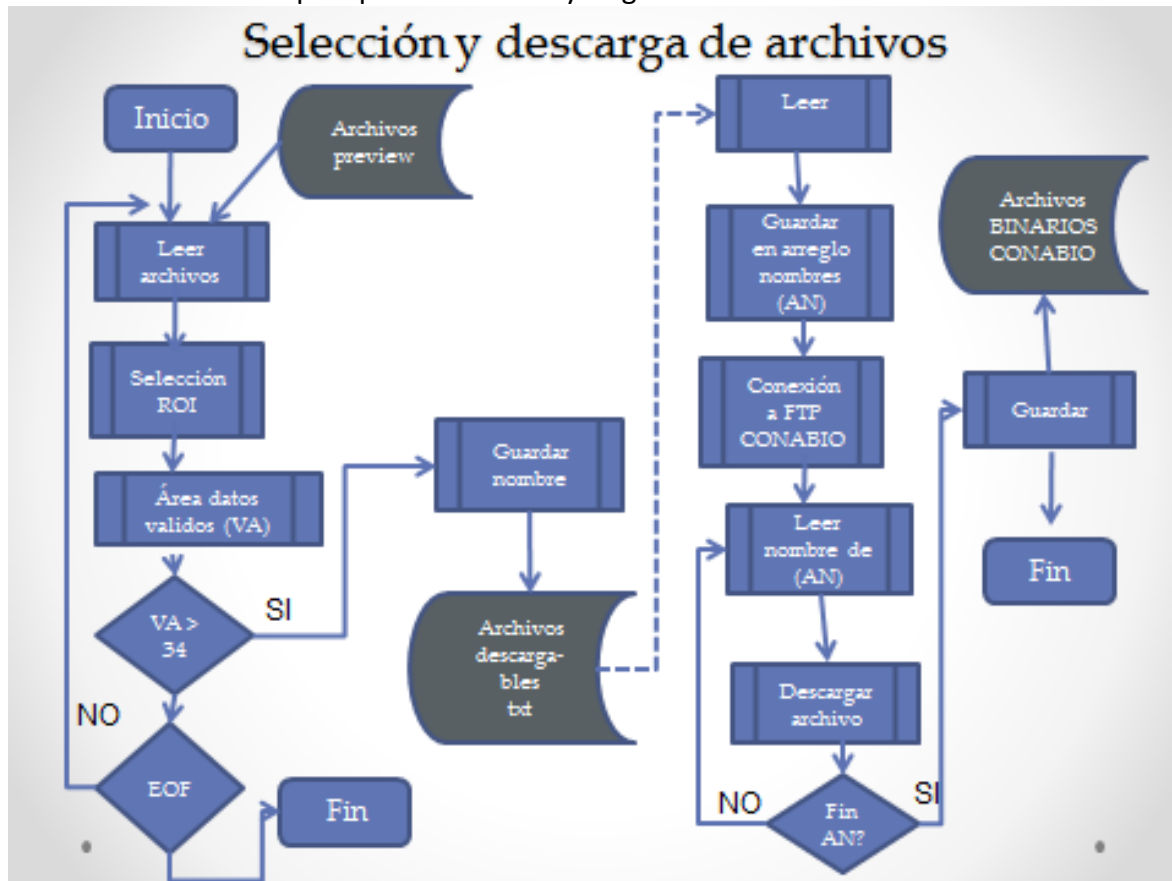


Figura 17. Selección y descarga de archivos.

2. Obtención y lectura de archivos CONABIO.

Se obtienen los archivos binarios, proporcionados por la CONABIO (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad) provenientes del satélite Aqua de la NASA. Cada archivo corresponde a un día del año.

3. Algoritmo de Miller

Después de esta selección, se procesan los archivos binarios correspondientes a las bandas 1, 2, 3, 4, 26, 31 y 32 (Anexo 6.9) para aplicar el algoritmo de Miller (2002) con el que se detecta el polvo.

Se utilizan los dos algoritmos de Miller (2002) ya mencionados previamente en la sección 2.3.1, para la detección de aerosoles sobre el área marina y para la detección de aerosoles sobre la región terrestre. Para ello se ajusta el conjunto de bandas necesarias a una resolución espacial de 500 m (ya que estas son de 250, 500 y 1000 m). Se realiza una segmentación por umbrales para separar de cada una de las imágenes generadas el área de interés. En la imagen de mar el área de interés es la región marina y en la imagen de tierra el área de interés son los píxeles correspondientes a tierra.

4. Fusión de Imágenes.

Posteriormente se unen los resultados de ambos algoritmos, para obtener una imagen que represente aerosoles tanto sobre tierra como sobre el mar. Finalmente para obtener una representación de los aerosoles en tonos rojizos, se genera una imagen en falso color en la que se asigna el resultado del algoritmo de Miller (2002) en el canal del rojo y las bandas correspondientes al verde y el azul para su visualización.

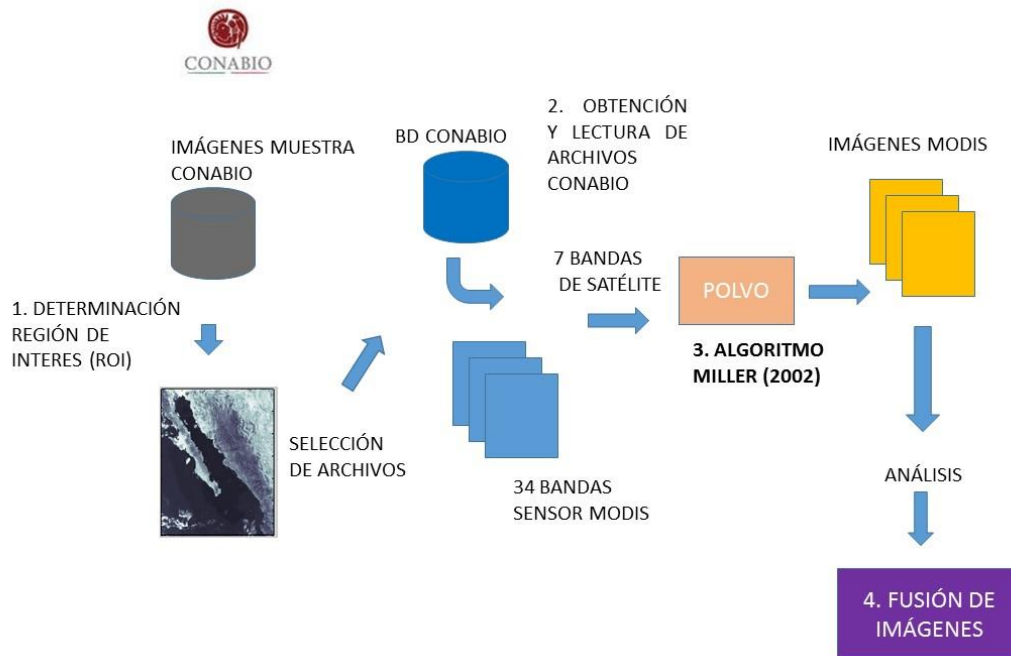


Figura 18. Proceso de obtención de imágenes.

2.3.3. CLASIFICACIÓN DE LOS AEROSOLES.

El algoritmo de Miller (2002) nos permite hacer una representación visual de las tormentas de polvo, aunque no cuantifica la cantidad de polvo en la escena. Zhang et al., (2008) desarrollaron una metodología para obtener una clasificación cuantificable de los aerosoles.

La técnica de ventana de infrarrojo térmico (Thermal Infrared, TIR) por sus siglas en inglés dentro de la ventana atmosférica, permite obtener utilizando las bandas del infrarrojo datos de los aerosoles sin importar si es de noche o de día ya que las bandas del IR nos proporcionan temperaturas. (Shenk y Curran, 1974; Ackerman, 1989). De acuerdo con Ackerman (1997), las bandas 29(8.5 μm), 31 (11 μm) y 32 (12 μm) se han utilizado para la detección y cuantificación de los aerosoles. Conforme a estos conceptos (Zhang et al., 2008), determinan criterios de distinción entre dichas bandas y desarrollan un algoritmo de segmentación utilizando umbrales para cuantificar los aerosoles.

Criterios de distinción:

- La diferencia de las bandas B31-B32 siempre arroja valores negativos
- La Diferencia de las bandas B29-B31 proporciona valores que van de positivo a negativo dependiendo de la concentración de aerosoles.

Los archivos proporcionados por CONABIO contienen matrices de datos con valores que representan la reflectancia, por lo que son convertidos a valores de radiancia. Para la implementación del algoritmo de Zhang los valores de radiancia fueron convertidos a temperatura Kelvin. Así podemos utilizar el criterio de diferenciación por temperaturas IR.

Tabla 4. Criterios de Zhang.

Umbral	Máscara	Descripción
$BTD(11-12) < -0.5$ y $BTD(8-11) > 0$	1	Región de polvo fuerte
$BTD(11-12) < -0.5$ y $BTD(8-11) < 0$	2	Región de polvo débil
$BTD(11-12) > 0$ y $BTD(8-11) > 0$	3	Nubes y hielo
$BTD(11-12) > 0$ y $BTD(8-11) < 0$	4	Superficie y nubes bajas
$0 > BTD(11-12) > -0.5$	5	Región no identificada

Con los resultados de Zhang et al., (2008) se generaron imágenes binarias donde la primer mascara nos mostrará una región de polvo fuerte utilizando el umbral $BTD(11-12) < -0.5$ y $BTD(8-11) > 0$.

Donde se genera una máscara con los valores del resultado de la resta de las bandas 31-32 de $11 \mu\text{m}$ y $12 \mu\text{m}$ respectivamente que sean menores a -0.5 K y con los valores de la resta de la banda 29-31 donde las temperaturas sean mayores a 0.

Al utilizar el algoritmo de Zhang, los datos obtenidos no fueron concluyentes debido a las propiedades químicas y físicas de los aerosoles del noroeste de la Republica y que estos difieren a las características de los aerosoles en el área de estudio de la investigación de Zhang. Es necesario tener un conocimiento de las propiedades de los aerosoles en el noroeste de México para poder implementar el algoritmo de Zhang et al., (2008).

Se obtuvieron mediante clasificación supervisada los datos de entrenamiento para poder aplicarlos a los criterios dados por Zhang y obtener datos concluyentes (mascaras binarias) en el área del noroeste de México.

2.3.3.1.METODOLOGÍA DE LA CLASIFICACIÓN.

1.Obtención y lectura de archivos HDF.

Los datos 1B del sensor MODIS utilizados en este trabajo, fueron procesados previamente por la NASA para convertir los datos digitales recabados por el sensor en productos de datos calibrados y georreferenciados. Los archivos HDF se descargan de la página de NASA <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data>.

2. Conversión de archivos.

Los archivos HDF binarios descargados son procesados en Matlab para convertirlos a un formato de datos HDF que pueda ser leído con en el formato de archivos ENVI, y procesar de nuevo los archivos, para elegir las bandas necesarias en la clasificación y convertirlas al formato BSQ (Anexo 6.8).

Para poder leer el contenido de los archivos utilizamos el software de ENVI y Matlab. Los archivos contienen las bandas para la clasificación supervisada.

3. Selección de datos de entrenamiento.

Se leen las bandas correspondientes (1, 2, 3, 4, 26,29, 31 y 32 (Anexo 6.9). Se obtiene un segmento de la República Mexicana, que es la región de interés, el noroeste de México. Se selecciona un grupo o rango de píxeles correspondientes al área de aerosoles, una región de continente y una región de mar en el área seleccionada como datos de entrenamiento, en las bandas del visible donde se aprecian los aerosoles con más claridad.

4. Clasificación supervisada.

El algoritmo de clasificación supervisada realiza la clasificación de acuerdo a los datos de entrenamiento, etiquetando las regiones de polvo, continente, mar y nubes si las hay en la escena. Generando una imagen que es en realidad una matriz de etiquetas que separa las clases diferenciándolas por colores.

5. Segmentación de clasificación supervisada.

La segmentación subdivide una imagen en sus partes constituyentes u objetos, con el fin de separar las partes de interés del resto de la imagen, por lo tanto el nivel al que se lleva a cabo esta subdivisión depende del problema a resolver. En el proceso de detectar las partes en una imagen se identifican bordes de la imagen, o se segmenta esta en regiones, líneas o curvas, etc. Otra definición considera a la segmentación como la clasificación de los puntos de la imagen (píxeles), indicando las clases a la que pertenecen los diferentes píxeles (González y Woods, 2002).

En este caso utilizamos la segmentación por umbralización o umbralamiento. La misma consiste en generar una imagen binaria donde se distinguen los píxeles de interés (objeto) del

fondo. Para realizar el umbralamiento, se analizan los valores de intensidad de los píxeles (González y Woods, 2002).

Con los datos obtenidos a través de la imagen clasificada, realizamos la segmentación y generamos las mascararas binarias de cada una de las regiones obtenidas: aerosoles, continente, mar y nubes.

6. Calculo de áreas de tormentas de aerosoles.

Con la clasificación pudimos obtener un área correspondiente a aerosoles en la escena, habiendo ubicado los pixeles correspondientes a aerosoles, se hace un conteo de estos, para hacer el cálculo del área.

7. Análisis estadístico

Las regiones obtenidas con la segmentación de la clasificación supervisada sirven como índices, para obtener los valores correspondientes en todas las bandas utilizadas en la clasificación supervisada. Con los vectores obtenidos se obtiene la media y la desviación estándar.

Posteriormente se grafican dichos datos, se obtiene la gráfica de la media y la desviación estándar para las bandas 1, 2, 3 y 4 en aerosoles, mar, tierra y nubes. De la misma manera se obtiene la gráfica de la desviación estándar y la media de las bandas 26, 29, 31 y 32 para representar aerosoles, mar, continente y nubes.

8. Segmentación de análisis estadístico.

Con los datos obtenidos a partir de las gráficas de las medias y la desviación estándar para aerosol, tierra, mar y nubes de cada una de las bandas, se toman estos datos como rangos para hacer una segmentación por umbrales de estos. Generamos las imágenes binarias de aerosoles, tierra, mar y nubes para cada banda.

Para aislar los aerosoles, en caso de que sus rangos de valores concuerden; por ejemplo con los de mar, multiplicamos las imágenes binarias generadas con la segmentación del análisis estadístico de aerosoles por las imágenes binarias generadas con la segmentación del análisis estadístico de mar. Invertimos primero el valor de las imágenes binarias del mar para que al multiplicarse por la imagen de aerosoles, se eliminen las áreas de mar de la imagen binaria resultante. Obtenemos una imagen binaria donde solamente aparecen aerosoles, el rango de valores pertenecientes a aerosoles en esta imagen es utilizado con índice para generar una imagen donde sustituimos este índice con datos de la banda dos (Anexo 6.9).

9. Georreferenciación.

Las imágenes finales obtenidas se georreferencian utilizando los valores de latitud y longitud que los datos HDF contienen. Posteriormente se sobrepone en la imagen un mapa con la división política de México, para tener la referencia geográfica.

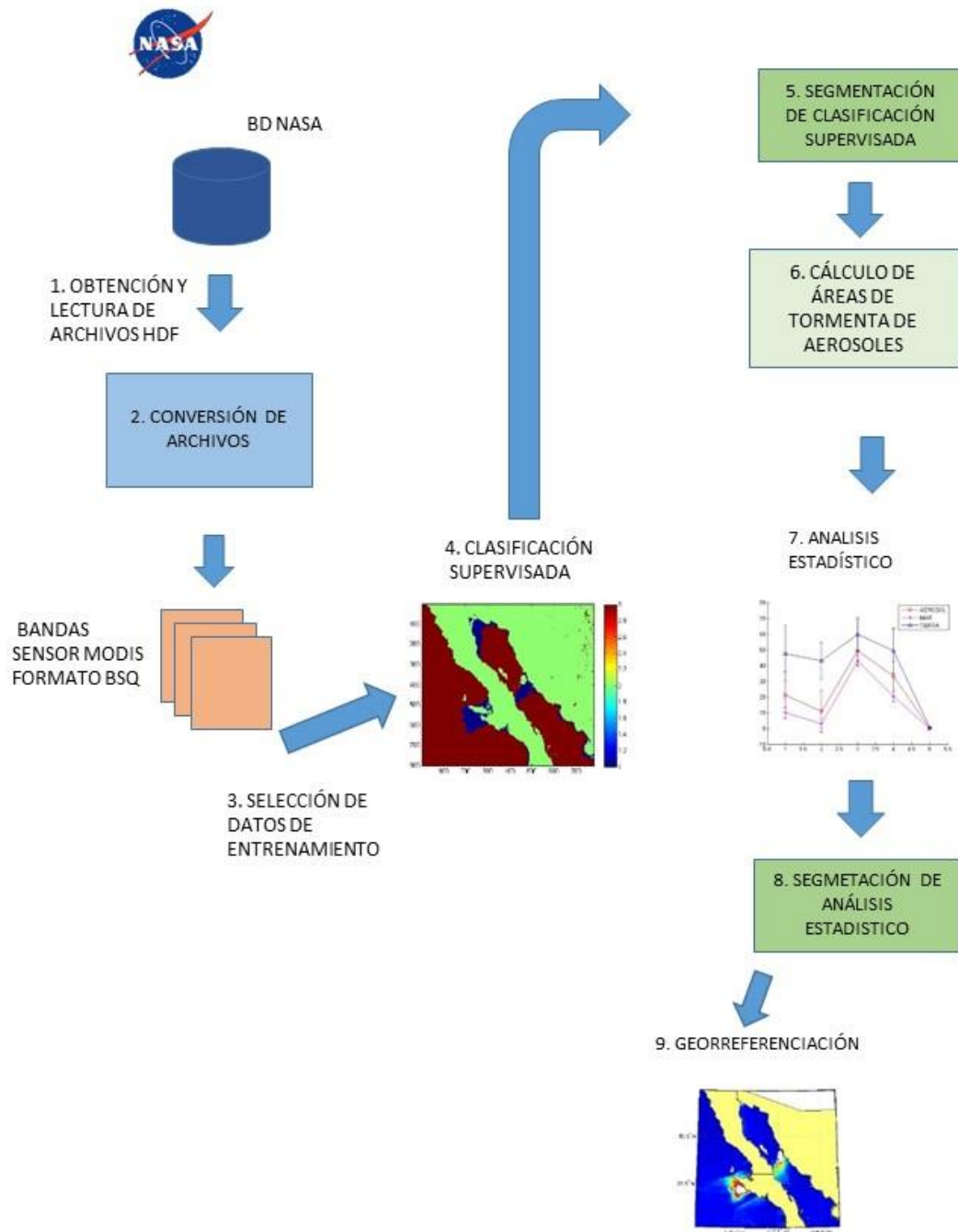


Figura 19. Metodología de la clasificación de aerosoles.

2.3.4. CLASIFICACIÓN DE ÁREAS SUSCEPTIBLES A EROSIÓN EÓLICA.

Se realizó la clasificación supervisada de las áreas susceptibles de aportar material terrígeno en el noroeste de la República mexicana, utilizando como datos de entrenamiento las áreas donde están ubicados los desiertos de Altar en Sonora, San Felipe y Central en Baja California y Vizcaíno y Llanos de Magdalena en Baja California Sur, con cartografía proporcionada por INEGI para determinar la ubicación geográfica exacta y datos de las imágenes MODIS para los valores para los grupos de entrenamiento.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

3.1. IDENTIFICACIÓN DE ÁREAS SUSCEPTIBLES A EROSIÓN EÓLICA.

Se generó una imagen temática de las zonas de la península de Baja California y Sonora que pueden aportar polvo a las tormentas de aerosol a través de la erosión eólica (vientos) utilizando datos provenientes de INEGI y CONABIO mediante la clasificación supervisada.

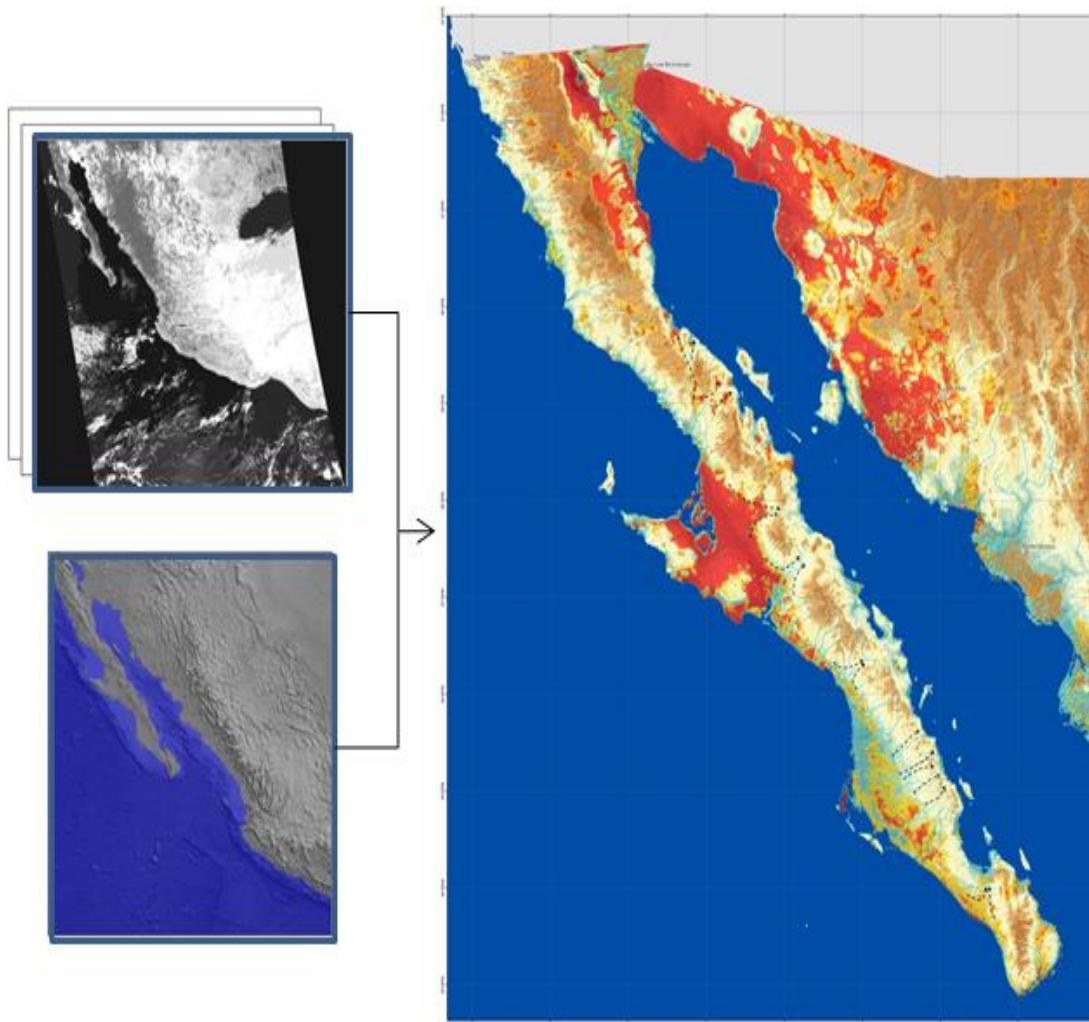


Figura 20. En la parte superior izquierda vemos la imagen CONABIO del día 15/02/2010 (generada con las bandas 1 y 2 de 250 mts.) y en la parte inferior izquierda cartografía (modelo digital de elevación) de INEGI. Con los que se realizó una clasificación de las zonas susceptibles de aporte de polvo por vía eólica en Baja California (imagen de la derecha). Las zonas marcadas en color rojo representan estas áreas. El desierto de Altar en Sonora, en Baja California los desiertos de San Felipe y Central y en B.C.S. el desierto de Vizcaino y Los Llanos de Magdalena.

3.2. IMÁGENES MUESTRA DE CONABIO.

Resultados de la aplicación del algoritmo previo para obtener las imágenes con el porcentaje menor de ausencia de datos en la región de Interés sobre las imágenes muestra del noroeste de la república mexicana. En la Figura 21 se ve la imagen muestra del noroeste de la República mexicana correspondiente al día elegido, los niveles digitales de la imagen en el área de interés y una gráfica con el porcentaje de datos validos (negro) y de ausencia de datos (blanco).

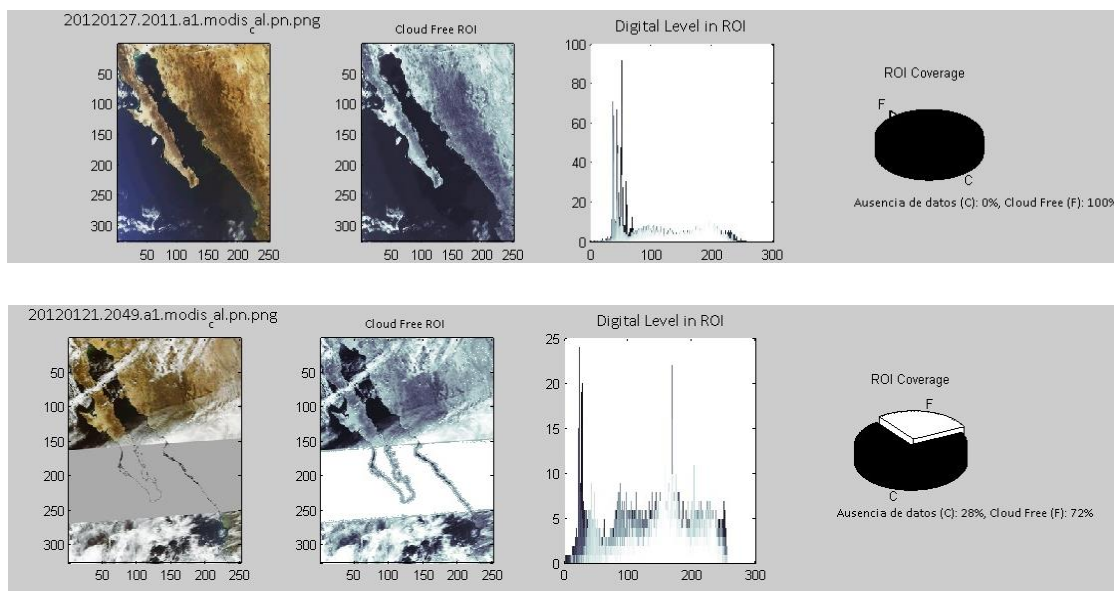


Figura 21. Resultados de algoritmo para obtener áreas en imágenes muestra con la menor ausencia de datos en la Región de Interés (ROI).

3.3.DETECCIÓN DE POLVO.

En la imagen del 21 de octubre de 2007 (Figura 22a) correspondiente a la banda dos del infrarrojo (Anexo 6.9), se aprecian dos plumas de polvo apenas perceptibles en el océano Pacífico que podrían confundirse con nubes. Un área en el alto GC, donde podría tratarse también de polvo. Existe una área del Pacífico en la que no hubo recuperación de datos por el sensor MODIS.

En la imagen de color real (22b) el fenómeno es casi imperceptible. Se aprecia mucho más la nubosidad que los aerosoles. Y estos podrían ser confundidos con nubes.

Al aplicar el algoritmo de Miller (2002) (22c) vemos que las plumas de polvo en el área del Pacífico, cerca de la localidad de San Juanico se acentúan más así como su distribución espacial y se aprecian otras plumas que no eran visibles, al aplicar el algoritmo estos se acentúan más debido a sus propiedades, ya mencionadas previamente. En el GC el aerosol se distribuye sobre toda la parte del alto Golfo. El aporte de material terrígeno en esa zona puede provenir del desierto del Colorado así como del desierto de Altar para los aerosoles en el GC.

CLASIFICACIÓN SUPERVISADA.

Se definieron los datos de entrenamiento para clasificar aerosoles, mar, tierra y nubes utilizando valores de píxeles de la banda del visible donde se apreciara la tormenta de polvo con más claridad.

La imagen clasificada en la que las regiones están diferenciadas por su color se muestra en (Figura 22d).

Debido a que puede existir más polvo del que se percibe visualmente con Miller (2002) (22c), la clasificación supervisada mostró un área más amplia de aerosoles que la que se obtuvo con el algoritmo de Miller (2002). Se seleccionaron dos áreas de entrenamiento para los aerosoles, para la 1 en el Pacífico y para la 2 el GC, dada la variación de los valores de los píxeles en el área de las plumas de polvo y los valores de los píxeles correspondientes al océano. Se crearon las clases 3, 4 y 5 correspondientes al mar para poder clasificarlo correctamente dado que mostro variaciones en la parte del GC, Océano Pacífico y zona cercana a Baja California Sur desde Bahía Tortugas hasta la zona baja de la península. La clasificación de nubes se hizo con las regiones 7 y 8 debido a las diferencias en los rangos de valores. Parte de las nubes, como se aprecia en la imagen se clasificaron como aerosol dada su similitud en el rango de valores con estos.

Imagen NARR

La imagen con la malla de vectores de viento (Figura 22e) muestra la dirección de los vientos ese día, los cuales muestran el patrón de vientos estacional (Parés-Sierra et al, 2003) ya mencionado previamente, en el GC. Los vientos tienen una dirección transversal en el área de San Juanico contrario al patrón de vientos estacional en el GC .por lo que el material terrígeno de la tormenta de polvo puede provenir de los desiertos de San Felipe y Central dada la distribución y trayectoria de la tormenta de polvo captada en (Figura 22c).

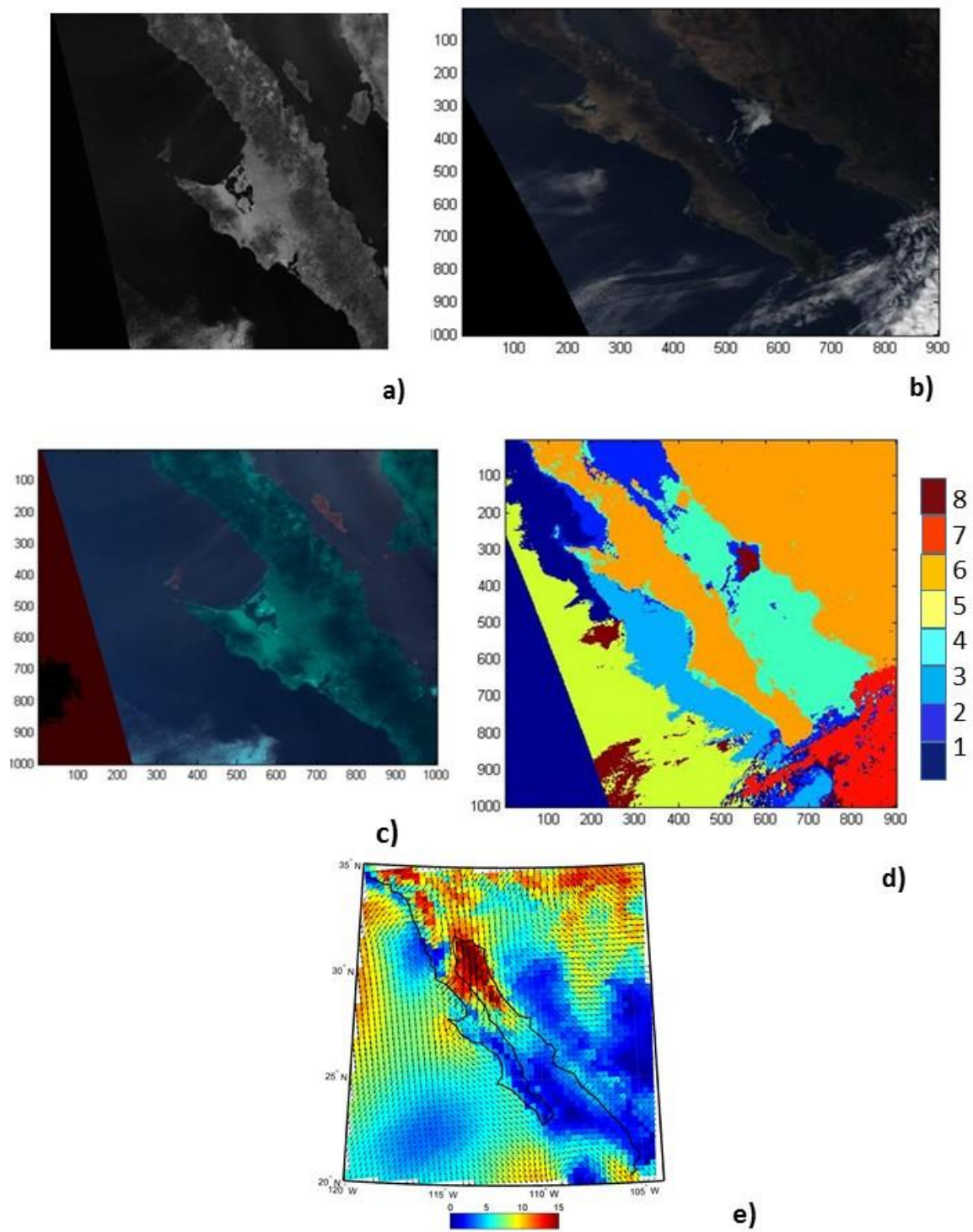


Figura 22. Imágenes del 21 de Octubre de 2007. a) Banda visible modis (0.841 – 0.876nm), b) Composición RGB, c) Algoritmo Miller d) Clasificación supervisada, e) Vientos NARR

Para la imagen del 22 de Octubre de 2007 en la banda dos del infrarrojo (Anexo 6.9) (Figura 23a) se observan varias plumas de polvo, en la península de Baja California en el Pacífico vemos cuatro plumas de polvo que se distribuyen en una gran área hacia el noroeste. En el GC vemos que hay cuando menos tres plumas de polvo sobre la parte alta del GC. Dos de ellas afectan un área extensa de (101, 147,000 km cuadrados).

En la imagen de color real (Figura 23b) este evento se distingue aún menos por el contraste de la imagen, y las plumas de polvo aparecen como sombras. Distinguiéndose un poco más el fenómeno en el área del GC.

La imagen obtenida con el algoritmo de Miller (2002) (Figura 23c) intensifica los aerosoles sobre el fondo oscuro del mar y nos muestra que existen más plumas de las que se ven en (Figura 23a). Distribuyéndose en el área de Baja California Norte (la trayectoria de estas plumas se extiende hacia el noroeste en el Pacífico a gran distancia desde San Juanico a Bahía Tortugas), en Baja California Sur se distribuyen en la parte superior del GC hasta las islas San Lorenzo y Tiburón.

Nos muestra que el aporte de polvo en el área del GC, parece provenir de los desiertos de Sonora, y las plumas de polvo en la parte alta de Baja California provienen probablemente de los desiertos de Baja California (Desierto de San Felipe y Central). La pluma de polvo en Baja California Sur también puede contener material terrígeno proveniente del desierto de Vizcaíno.

Figura 22. Imágenes del 21 de Octubre de 2007. a) Banda visible modis (0.841 – 0.876nm), b) Composición RGB, c) Algoritmo Miller d) Clasificación supervisada, e) Vientos NARR

CLASIFICACIÓN SUPERVISADA.

Las clases se muestran en (Figura 23d).

Para la clase de aerosol 1, la clasificación supervisada detectó algunas de las plumas que se mostraban visualmente, pero debido a la dispersión, las más débiles hacia el noroeste del Océano Pacífico no fueron clasificadas como aerosoles. Se observa en la clasificación que solo fue captada parte de una pluma en el Pacífico en Baja California, en el área de la localidad de Ensenada.

La clase 2, 4 y 5 fueron clasificadas como mar, se determinaron 3 regiones de entrenamiento dada la variación de los valores de píxeles en el océano. Se puede apreciar que los valores de píxeles varían al sur del GC y en el Océano Pacífico. Existe un área donde no hubo recuperación de datos que se clasificó como mar, incorrectamente. La clase 3 de continente se clasificó muy bien. La clase 6 corresponde a nubes.

Imagen NARR

La imagen de vientos (Figura 23e) nos muestra que el patrón de vientos en el GC para la época del año concuerda con la literatura (Parés-Sierra, 2003) y que estos fueron de gran magnitud, provocando las tormentas de polvo captadas con (Figura 23c), los vientos fueron

transversales y también fuertes en el área del Pacífico en la región de San Juanico, en la cual con (Figura 23c) pudimos ver la extensión de las tormentas de polvo así como que el material terrígeno puede provenir de los desiertos del Vizcaíno y para el GC el material terrígeno puede provenir del área del desierto de Altar en Sonora y del desierto de San Felipe y Central en Baja California .

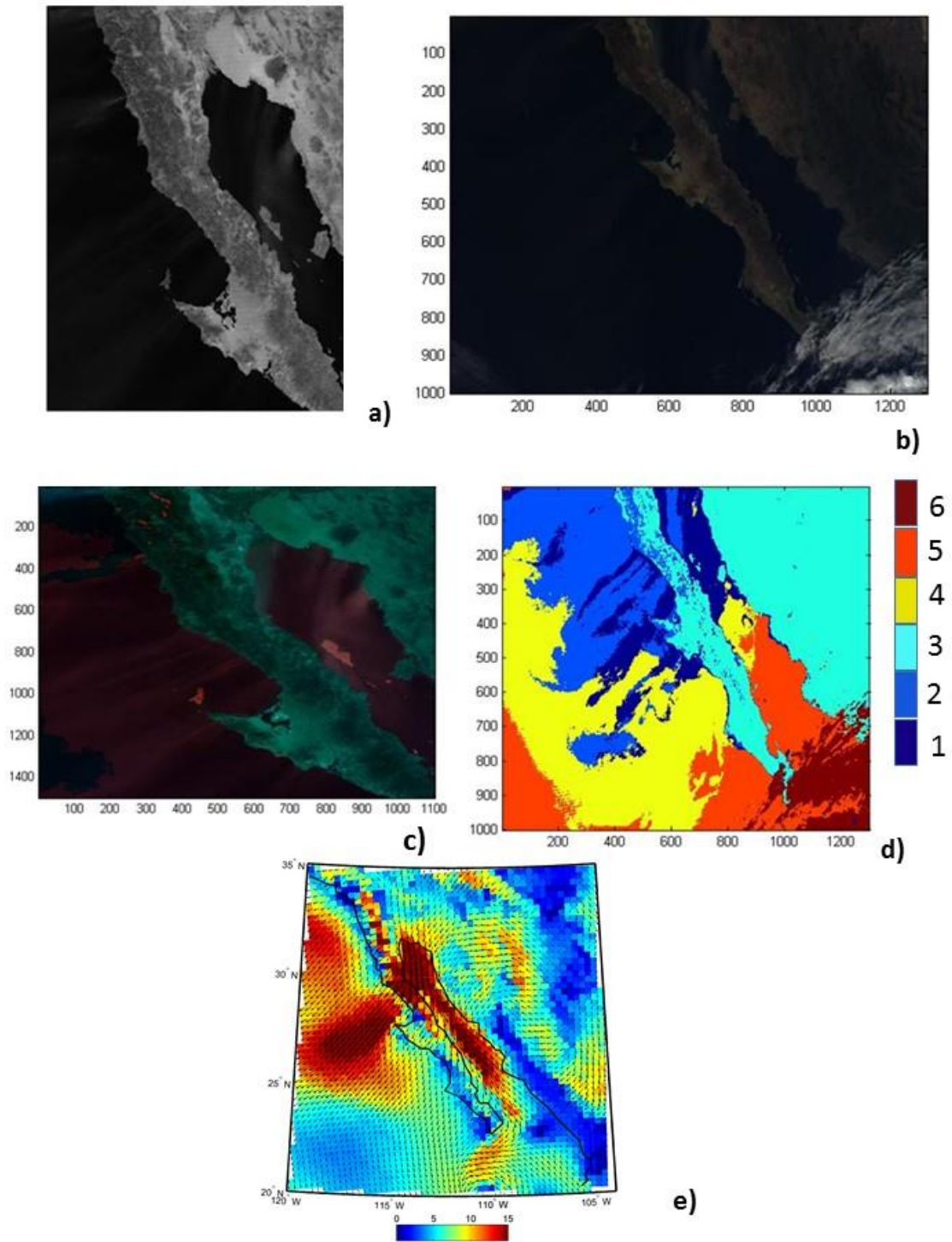


Figura 23. Imágenes del 22 de Octubre de 2007. a) Banda visible modis (0.841 – 0.876nm), b) Composición RGB, c) Algoritmo Miller d) Clasificación supervisada, e) Vientos NARR

En la imagen del 25 de diciembre de 2007 se aprecia en la banda dos del infrarrojo (Anexo 6.9) (Figura 24a) una pluma de polvo que se distribuye sobre un área bastante grande de 42, 974,00 km cuadrados en el GC.

En la imagen de color real (Figura 24b) el fenómeno es apenas visible por el contraste de la imagen y podría confundirse con nubosidades.

En la imagen de Miller (2002) (Figura 24c) se capta la pluma de polvo de manera más clara en el GC y su distribución de acuerdo al patrón de vientos de la estación (Parés-Sierra, 2003) e incluso podemos ver que al norte del Desierto de Vizcaino se internan en el Pacífico varias plumas de polvo, que podrían ser originadas por vientos transversales.

CLASIFICACIÓN SUPERVISADA.

En (Figura 24d) la clase 1 nos muestra un resultado similar al obtenido con Miller (2002), muestra la tormenta de aerosoles en la región norte del GC. Aunque la extensión que ocupa es menor en la clasificación supervisada, tal vez porque las plumas de polvo son apenas visibles hacia el sur y se van atenuando, por lo que ya no son perceptibles al seleccionar los datos de entrenamiento. Se muestra un área de continente con aerosoles (Baja California y Sonora), aunque no podemos afirmar que los datos en tierra correspondan a aerosoles, dado que su temperatura puede ser confundida con la de superficies frías como los desiertos. Una parte de las nubes se clasificó como aerosoles dada su similitud en temperaturas. La clase de Mar (3) y nubes (4) se clasifican correctamente igual que el continente (2).

Imagen NARR

En la imagen de NARR vemos el patrón de vientos que se intensifica al sur del GC con dirección noroeste congruente con el patrón general de la época (Pares-Sierra, 2003). La dirección de los vientos cambia sobre el continente tomando una dirección transversal hacia el oeste y en el Pacífico se intensifica la magnitud de los mismos.

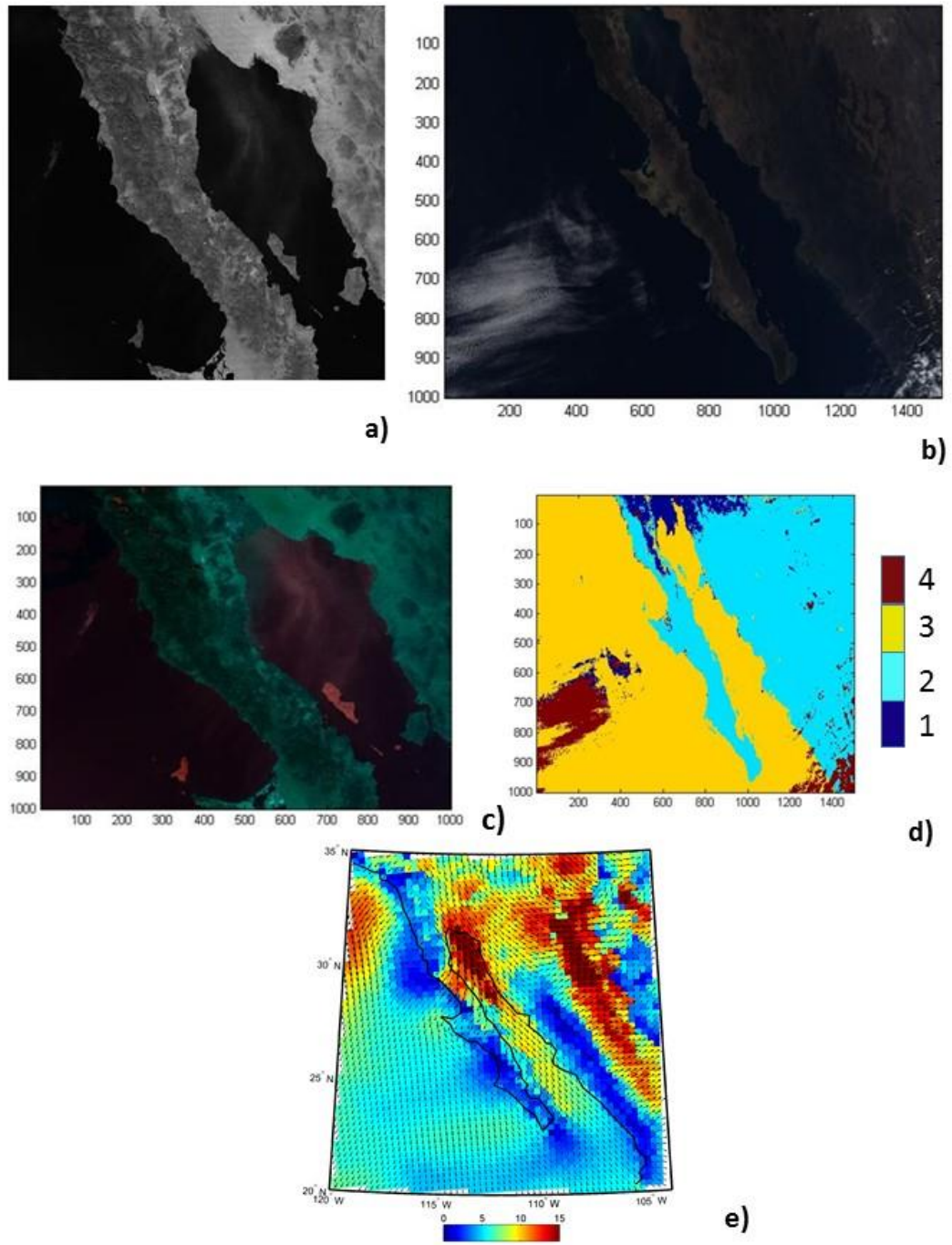


Figura 24. Imágenes del 25 de Diciembre de 2007. a) Banda visible modis (0.841 – 0.876nm), b) Composición RGB, c) Algoritmo Miller d) Clasificación supervisada, e) Vientos NARR

En la imagen del día 30 de Noviembre de 2010 de la banda dos (Anexo 6.9) (Figura 25a) son visibles en Baja California Sur tres plumas de polvo que se distribuyen hacia el Pacífico y abarcan una gran extensión en el océano de 30, 936,000 km cuadrados.

En la imagen de color real (Figura 25b) la tormenta de polvo se capta claramente pero no con tanta nitidez como la obtenida con la banda dos y los resultados del algoritmo de Miller en el que podemos apreciar más detalles del fenómeno. Como la extensión que ocupan los aerosoles. Se aprecia en la imagen que el sensor no recabó datos en una parte del Pacífico.

Con la imagen generada con el algoritmo de Miller (Figura 25c), los aerosoles se captan con mayor nitidez y se ve su distribución más claramente en tonalidades rosadas sobre el Pacífico. La procedencia del material terrígeno de las plumas de polvo puede ser del Desierto de Vizcaino dados los vientos de ese día en la zona.

CLASIFICACIÓN SUPERVISADA.

Se clasificó en (Figura 25d) la región 1, aunque no como tres plumas como la imagen (Figura 25c), sino como una sola área y corrobora que el área ocupada por los aerosoles es mayor que la que se capta visualmente con Miller (2002), dado que al darle los datos de entrenamiento, el clasificador encuentra que los valores de los pixeles que representan temperaturas coinciden en toda la zona. Una pequeña región de las nubes se confunde con aerosoles dada su similitud en temperaturas.

El continente, la región 2, el océano, región 3, 4 y las nubes 5, 6 se clasifican correctamente. Aunque hubo que utilizar dos clases para mar y nubes respectivamente, dada la variación en las temperaturas.

Imagen NARR

El patrón de vientos de (Figura 25e) es congruente con el de la época según la literatura (Parés-Sierra, 2003) en el GC intensificándose en la parte baja del GC. En el áreas del Pacífico los vientos toman una dirección transversal hacia el oeste al atravesar el continente, esta imagen nos muestra que la parte más intensa de vientos concuerda con la distribución de la tormenta de polvo captada con (Figura 25c).

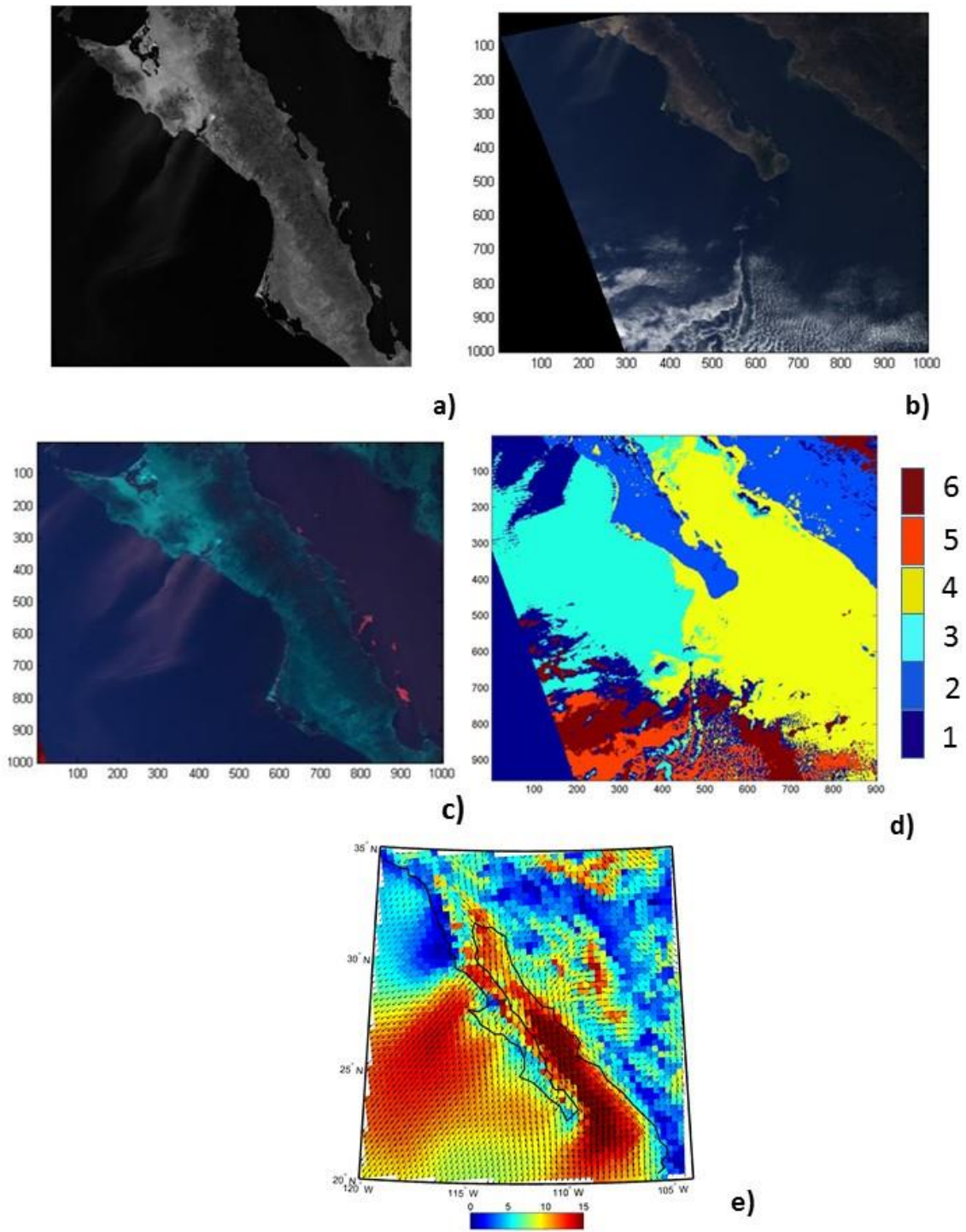


Figura 25. Imágenes del 30 de Noviembre de 2010. a) Banda visible modis (0.841 – 0.876nm), b) Composición RGB, c) Algoritmo Miller d) Clasificación supervisada, e) Vientos NARR

En la imagen del 27 de noviembre de 2011 de la banda dos (Anexo 6.9) (Figura 26a) nos muestra tres plumas de polvo, de gran extensión, 159, 70,000 km. Una pluma superior y una pluma inferior (la última apenas perceptible) en esta imagen, en el Océano Pacífico en la parte superior de Baja California Sur, al oeste del Desierto de Vizcaíno y una pluma de polvo en el GC frente a las islas de Tiburón y San Lorenzo. En la imagen de color real (Figura 26b) se distinguen de igual manera las tres plumas de polvo.

En la imagen del algoritmo de Miller (Figura 26c) el polvo se resalta con más claridad del fondo oscuro del mar y vemos con mayor detalle la distribución de las tormentas de polvo. Existen más probabilidades de que se trate de aerosoles dado que el algoritmo de Miller los resalta en tonos rojizos gracias a sus propiedades. El área de Vizcaíno también aparece más clara que el resto del continente (tonalidades azules, puede deberse a superficies con temperaturas menores). Las plumas de polvo en el Pacífico pueden provenir del desierto de Vizcaíno dada su distribución en el océano, originadas por vientos transversales con dirección al oeste, y vemos con mayor detalle la pluma inferior del Pacífico al oeste del desierto de Vizcaíno. En el GC se aprecia la pluma de polvo con mayor detalle, el área sobre la que se distribuye es más grande que lo que se aprecia en (Figura 26a y Figura 26b).

CLASIFICACIÓN SUPERVISADA.

Dados los resultados obtenidos con el algoritmo de Miller en el que las tormentas de polvo eran visibles de manera muy clara, cuando realizamos la clasificación supervisada con los datos HDF y proporcionamos los datos de entrenamiento, esta mostró resultados muy similares a los obtenidos con el algoritmo de Miller.

En la (Figura 26d) la clase 1 muestra las dos plumas de polvo con gran extensión. La pluma situada en el Océano Pacífico y la pluma del GC captadas con Miller (Figura 26c), aunque la pluma más débil del Pacífico no fue captada con la clasificación supervisada y se clasificó un área en la parte superior de la península al este del desierto de San Felipe en el GC, que presumiblemente no se trata de aerosoles sino de sedimentos en el agua que pueden captarse falsamente como aerosoles por la similitud de las temperaturas. Las clases de Continente (2) y mar (3) fueron bien delimitadas.

Imagen NARR

En la imagen NARR (Figura 26e) los vientos en el GC presentan el patrón de vientos estacional según la literatura (Parés-Sierra, 2003). Los vientos en el Pacífico tienen una dirección transversal hacia el oeste en el área del desierto de Vizcaíno. La dirección de los vientos captada en este día es congruente con la distribución de las tormentas de polvo captadas con (Figura 26c).

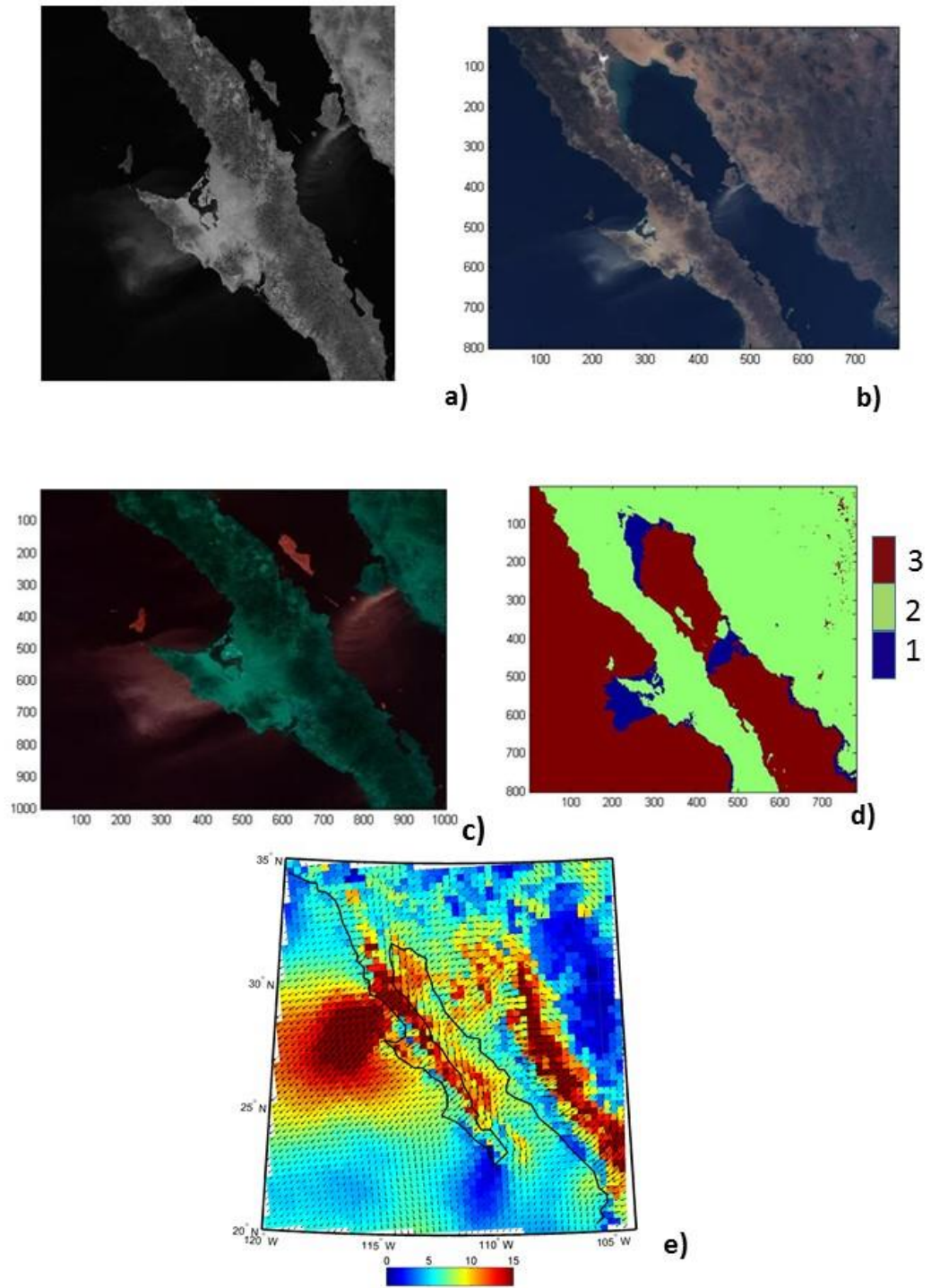


Figura 26. Imágenes del 27 de Noviembre de 2011. a) Banda visible modis (0.841 – 0.876nm)), b) Composición RGB, c) Algoritmo Miller d) Clasificación supervisada, e) Vientos NARR

La imagen del día 8 de Marzo de 2012 correspondiente a la banda dos (Anexo 6.9) (Figura 27a) nos muestra Baja California Sur con dos plumas de polvo de gran extensión en el océano Pacífico al oeste del desierto de Vizcaino.

En la imagen de color real (Figura 27b) no es perceptible con mucha claridad el fenómeno por el contraste de esta.

Con el análisis de la imagen de Miller (Figura 27c), son visibles las dos plumas de polvo en el área de Bahía Tortugas sobre el Océano Pacífico, con material terrígeno probablemente proveniente del desierto de Vizcaíno, dada la dirección y extensión del polvo en el océano con mayor detalle, mostrando su distribución espacial en tonos rojizos acentuándose el polvo con el algoritmo, dadas sus propiedades.

CLASIFICACIÓN SUPERVISADA

En (27d) la clasificación de aerosoles (1) nos da resultados muy similares a los obtenidos con Miller, se aprecia que una parte de las nubes se clasifica erróneamente como aerosoles, dada la similitud de los valores de temperaturas.

La clase de continente (2), mar que corresponde a 3 y 4 y nubes a 5 y 6 se clasifican correctamente. Aunque se tuvieron que introducir dos muestras de datos de entrenamiento para el mar y las nubes para que la clasificación nos diera datos adecuados ya que las temperaturas varían en estas regiones, por ejemplo los valores de temperatura del oceano en el área del GC difieren de los del Océano Pacífico.

Imagen NARR

Los vientos del día 8 de Marzo muestran el patrón estacional en el GC descrito por Parés-Sierra (2003) y en el Oceano pacifico con una magnitud fuerte sobre un área extensa del oceano con dirección transversal al oeste. Mismo lugar donde se aprecian las tormentas de polvo. El material terrígeno de las tormentas de polvo proviene probablemente del desierto de Vizcaino (Figura 27e).

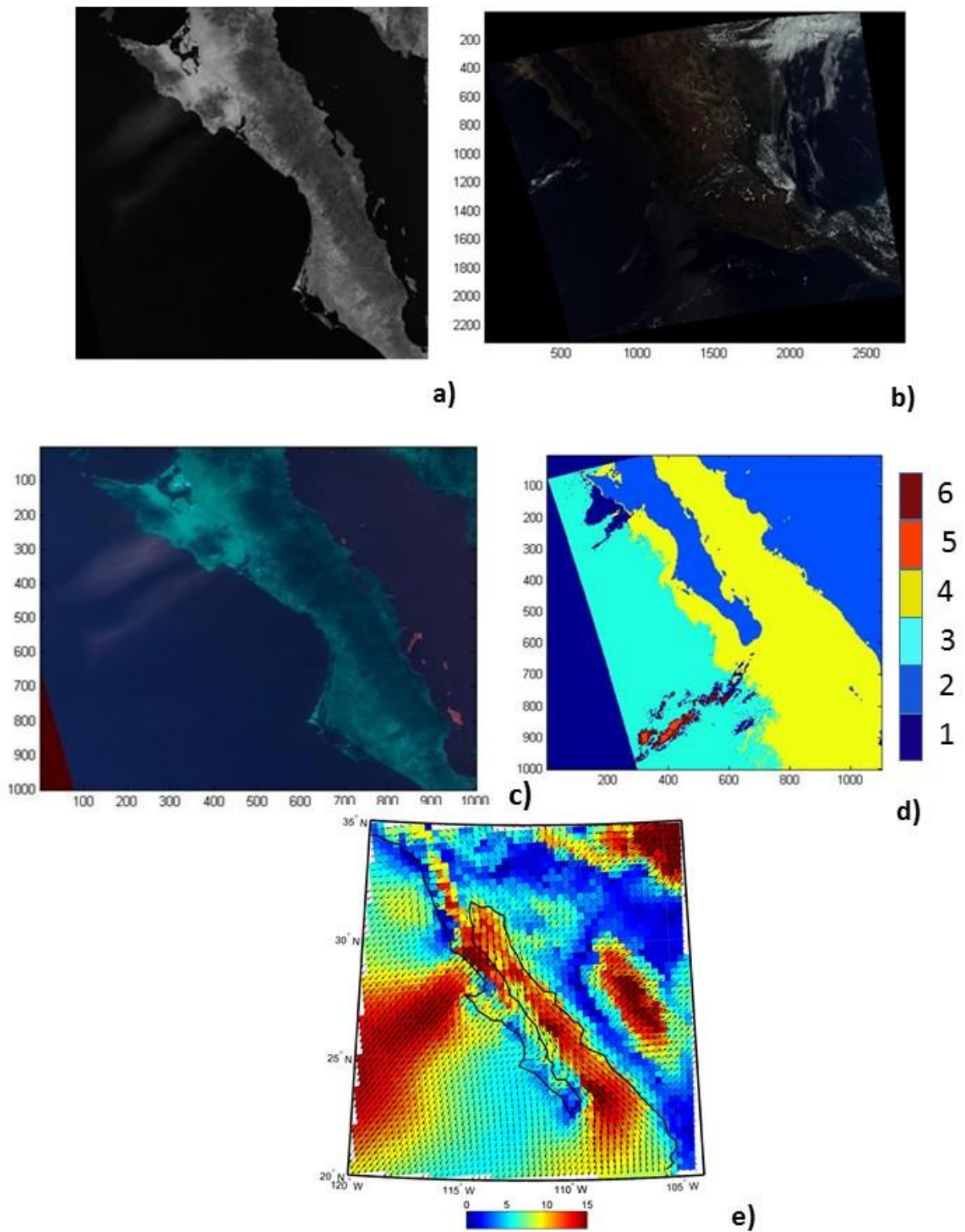


Figura 27. Imágenes del 8 de Marzo de 2012. a) Banda visible modis (0.841 – 0.876nm), b) Composición RGB, c) Algoritmo Miller d) Clasificación supervisada, e) Vientos NARR

3.4.SEGMENTACIÓN Y OBTENCIÓN DE GRAFICAS.

Se obtuvieron las imágenes binarias a partir de la Segmentación de la clasificación supervisada para el día 21 de octubre de 2007. Para aerosoles (Figura 28a), tierra (28b), mar (28c) y nubes (28d). Se generaron las graficas de la media y desviación estándar a partir de las regiones obtenidas con la mascarar binarias.

Analizamos la gráfica de la desviación estándar de las cinco bandas del visible (Figura 28e), elegimos la banda dos dado que los valores de aerosoles están separados de los de tierra y nubes. Únicamente comparten una parte de su rango con los de mar. El rango de valores de la desviación estándar de aerosoles coincide en parte con el rango de la desviación de los valores de mar. Para separarlos se divide la desviación estándar de aerosoles a la mitad. Este valor se suma a la media de los aerosoles para la banda dos y también se resta a la media de los aerosoles para la misma banda. Obtenemos un límite superior e inferior respectivamente. Se toman los valores de la banda dos que estén dentro de estos límites superior e inferior, para obtener una imagen binaria utilizando segmentación por umbrales.

Esta imagen binaria se multiplica por la imagen binaria (con los valores invertidos) de la suma de los valores de las bandas 3 y de la banda ocho de mar dividida su desviación estándar entre 2, la banda 8 de mar (Figura 28f) dividida entre dos y la banda 6 de mar dividida entre dos. Se dividieron las desviaciones estándar para obtener los limites superior e inferior. Al multiplicar ambas imágenes se obtendrá una imagen binaria en la que se excluyen los valores de los pixeles de mar y quedan solamente los valores de los aerosoles.

Tomando los valores de la región obtenida con esta imagen binaria finalmente se genera la imagen georreferenciada (Figura 28g), cuyo resultado es muy similar al obtenido con la clasificación supervisada (Figura 22d) y también concuerda con el resultado visual del algoritmo de Miller (Figura 22c). Nos muestra dos plumas de polvo: En Baja California sobre el Océano Pacífico y en la región superior del GC. Aunque perdemos parte de la extensión superficial del área de aerosoles, dada la situación del traslape de valores de desviación estándar de aerosoles y mar.

Como se menciona en la metodología al segmentar los datos de la clasificación supervisada, con la imagen binarizada correspondiente de aerosoles se hizo el Cálculo del área de estos, que fue de 79, 763,000 kilómetros cuadrados.

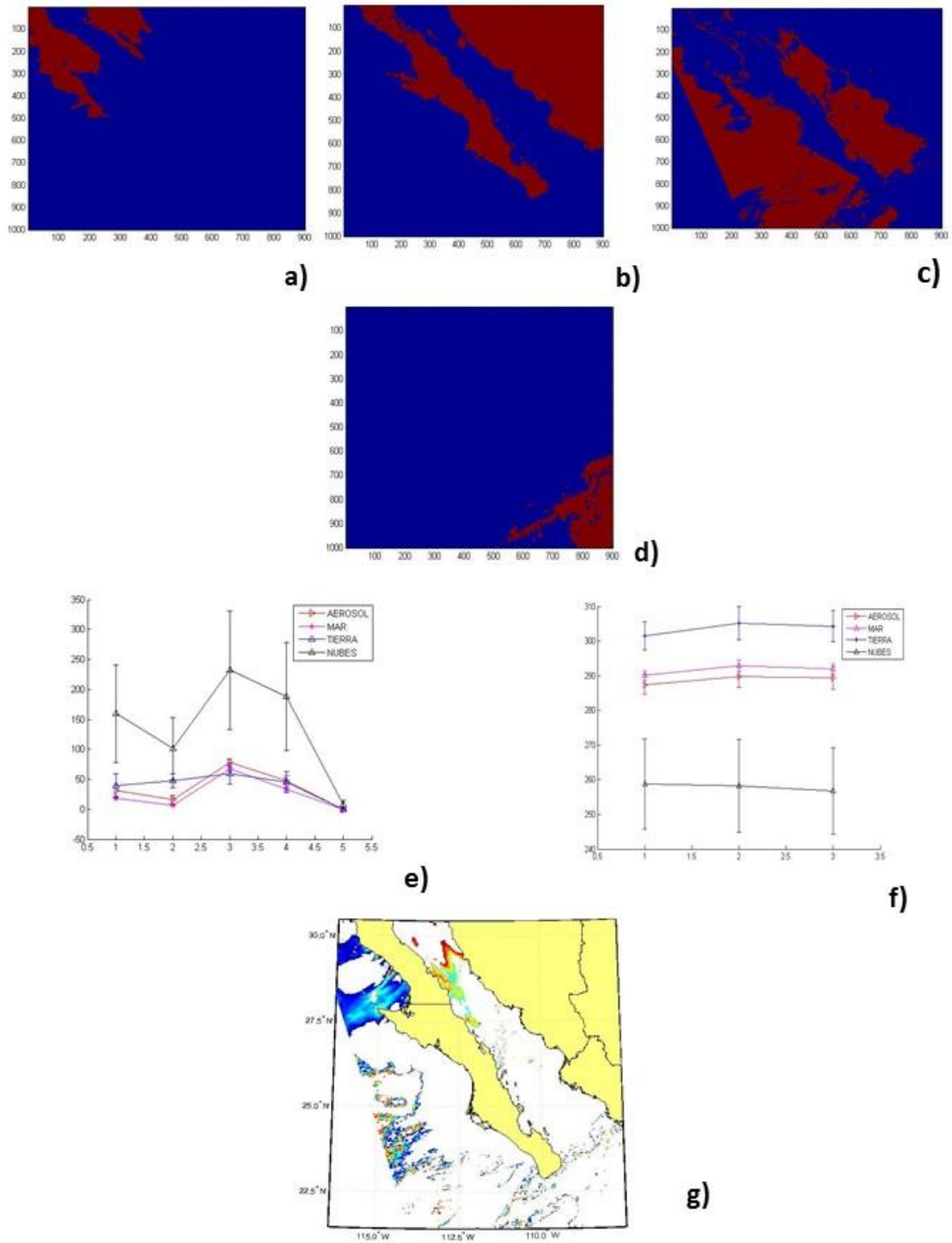


Figura 28. Imágenes del 21 de Octubre de 2007. a) Aerosoles, b) Tierra, c) Mar d) Nubes, e) D.E. Bandas 1 -5 f) D.E. Bandas 6-8, g) Imagen final georeferenciada

Se obtuvieron las imágenes binarias a partir de la Segmentación de la clasificación supervisada para el día 22 de octubre de 2007. Para aerosoles (Figura 29a), tierra (29b), mar (29c) y nubes (29d). Se generaron las graficas de la media y desviación estándar a partir de las regiones obtenidas con la mascararas binarias.

Se observa que en las bandas uno y dos en las gráficas de las bandas 1 a 5 (Figura 29e), está separada la desviación estándar de la de tierra y nubes, pero la desviación estándar de los aerosoles está casi en el mismo rango de valores que la del mar. Por lo que se dividió entre dos la desviación estándar de aerosoles para poder separar ambos rangos de valores. La banda 1 dio mejores resultados que la dos. En este caso no se pudieron utilizar los datos de las bandas de temperatura 6 a 8 (Figura 29f) para separar rangos debido a que se traslapan aún más la desviación estándar de aerosoles, mar y tierra. Se segmentó a partir de estos valores para obtener la imagen binaria.

Tomando los valores de la región obtenida con esta imagen binaria finalmente se genera la imagen georreferenciada (Figura 29g), cuyo resultado es muy similar al obtenido con la clasificación supervisada (Figura 23d) y también concuerda con el resultado visual del algoritmo de Miller (Figura23c). Nos muestra las regiones de polvo: En Baja California sobre el Océano Pacífico y en la región superior del GC. Como la desvicion estadar de aerosoles y mar tiene un rango similar, parte del mar aparece como aerosoles, dado que la segmentación no pudo eliminar esa región.

Al segmentar los datos de la clasificación supervisada, con la imagen binarizada correspondiente de aerosoles se hizo el Cálculo del área de estos, que fue de **101, 147,000** kilómetros cuadrados.

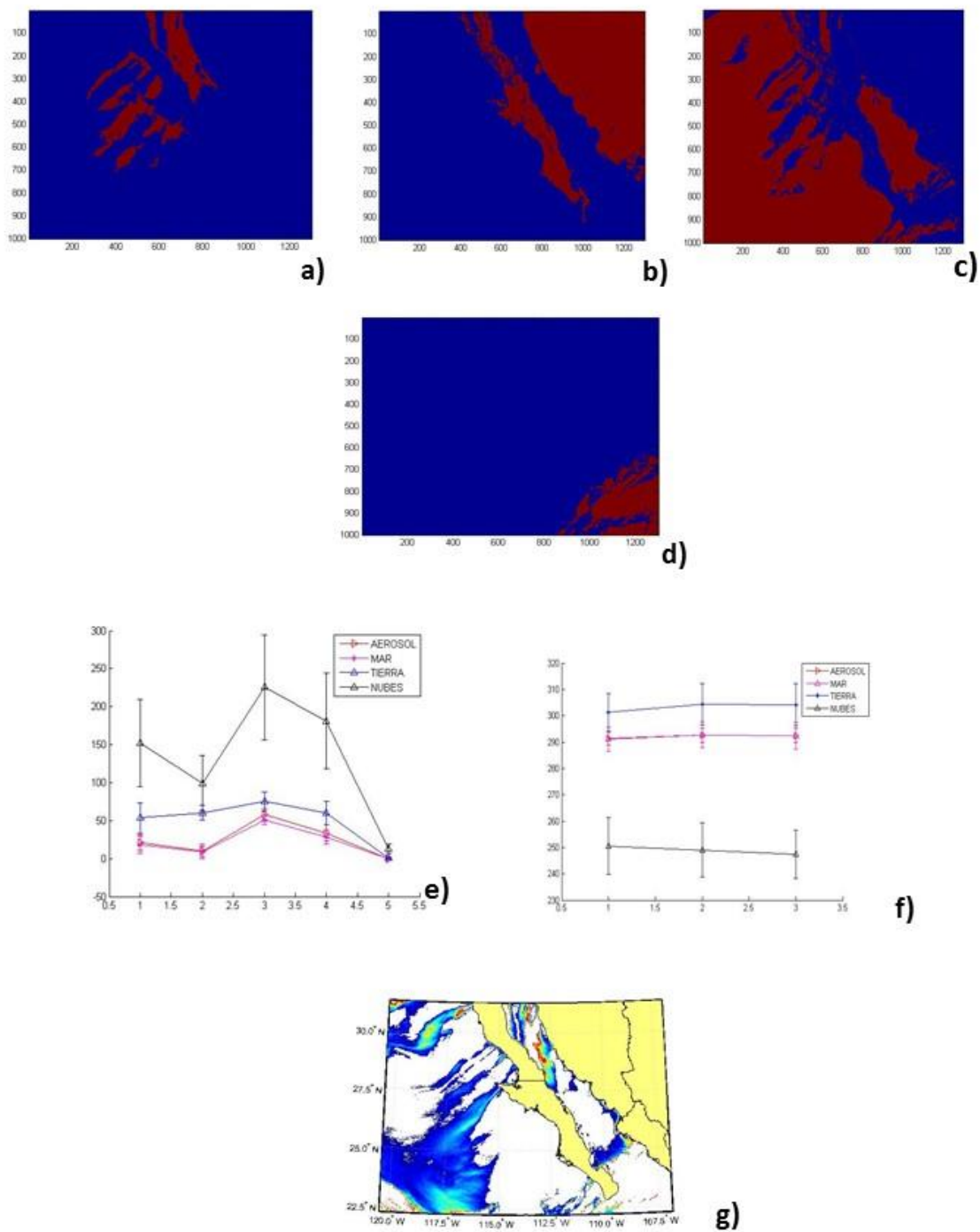


Figura 29. Imágenes del 22 de Octubre de 2007. a) Aerosoles, b) Tierra, c) Mar d) Nubes, e) D.E. Bandas 1 -5 f) D.E. Bandas 6-8, g) Imagen final georeferenciada

Se obtuvieron las imágenes binarias a partir de la Segmentación de la clasificación supervisada para el día 25 de Diciembre de 2007. Para aerosoles (Figura 30a), tierra (30b), mar (30c) y nubes (30d). Se generaron las graficas de la media y desviación estándar a partir de las regiones obtenidas con la mascararas binarias.

Al ver la gráfica de bandas 1-5 en la banda 3 (Figura 30e) vemos que los rangos de valores de aerosol tienen una parte en el mismo rango que los de tierra y de mar, ya que los aerosoles están sobre áreas de tierra según los datos obtenidos con el análisis estadístico. Por lo que dividimos entre dos la desviación estándar de los aerosoles y obtenemos un área con la que generamos la imagen binaria donde nos muestra aerosoles y también una pequeña parte del área de tierra y mar.

Los valores de la grafica de las bandas 6 a 8 (Figura 30f) no son utiles porque los valores de desviación estándar están ocupando rangos muy parecidos para aerosoles, tierra y mar e incluso una parte de la desviación estándar de las nubes.

El resultado del análisis estadístico (Figura 30g) detecta la pluma de polvo en el GC aunque algunos valores de la distribución de aerosoles se pierden dado el traslape de valores entre aerosoles y mar, comparando estos resultados con (Figura 24c).

Al segmentar los datos de la clasificación supervisada, con la imagen binarizada correspondiente de aerosoles se hizo el Cálculo del área de estos, que fue de **42, 974, 000** kilómetros cuadrados.

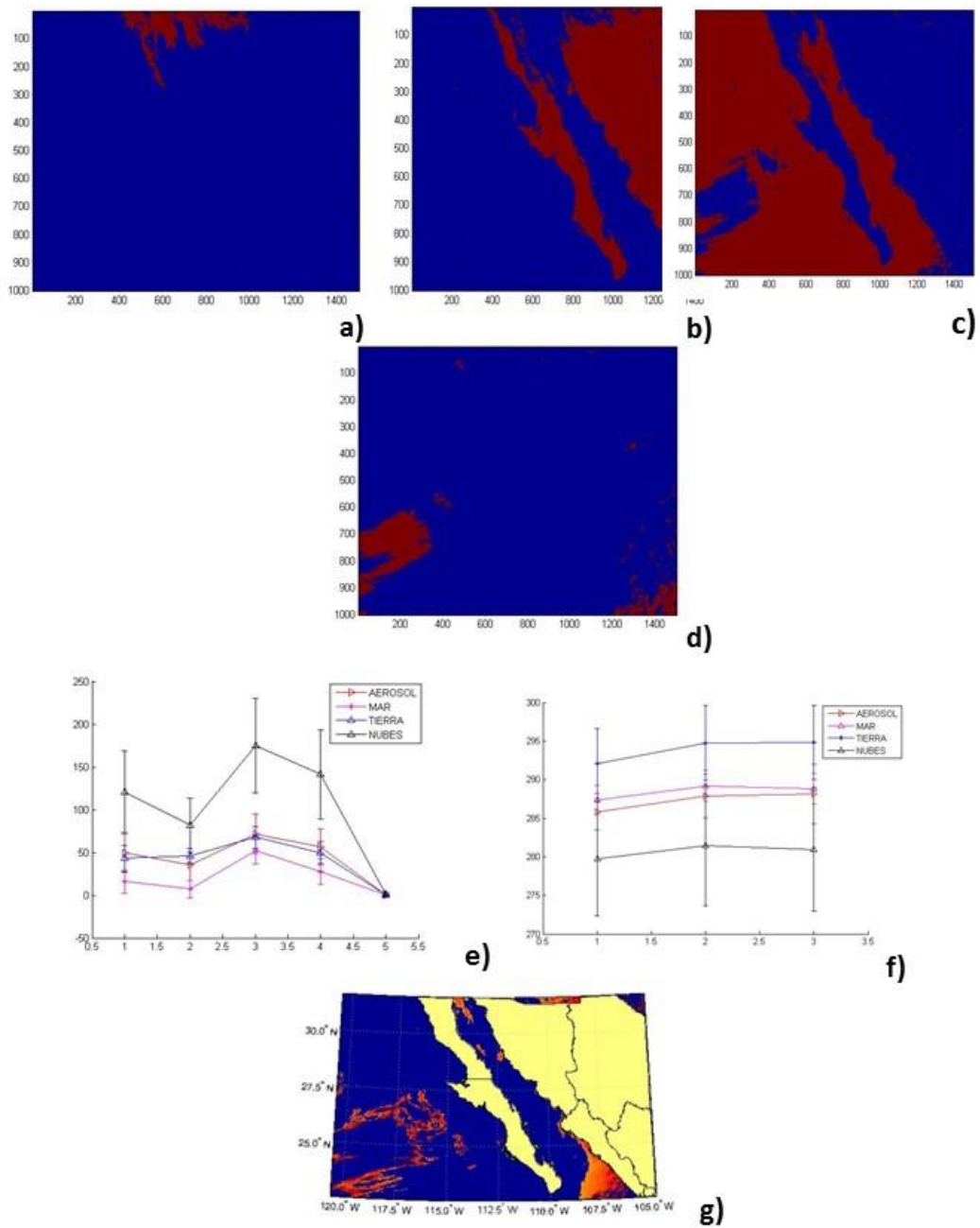


Figura 30. Imágenes del 25 de Diciembre de 2007. a) Aerosoles, b) Tierra, c) Mar d) Nubes, e) D.E. Bandas 1 -5 f) D.E. Bandas 6-8, g) Imagen final georeferenciada

Para la imagen del 30 de Noviembre de 2010 se obtuvieron las imágenes binarias a partir de la segmentación de la clasificación supervisada. Para aerosoles (Figura 31a), tierra (31b), mar (31c) y nubes (31d). Se generaron las graficas de la media y desviación estándar a partir de las regiones obtenidas con la mascarar binarias.

Tomamos los datos de la desviación estándar de banda 2 de (Figura 31e) para segmentar y generar la imagen binaria de aerosoles, ya que la desviación estándar de aerosoles no coincide con la de tierra y nubes como se aprecia en (Figura 31e), aunque coincide en parte con el rango de valores de la desviación estándar del mar. Se multiplica la imagen generada con la banda 2 por las imágenes binarias (con los valores invertidos) generadas con la segmentación de los datos de la desviación estándar de mar de bandas 1, 8, 6, 7 para eliminar áreas de pixeles de mar en la imagen generada con la banda 2.

Dados los resultados obtenidos con la segmentación del análisis estadístico (Figura 31g) una pequeña parte de las nubes en el Oceano Pacifico se clasificó como aerosoles, por lo que se eliminó una parte de estos valores de pixeles mediante la multiplicación del binario de aerosoles por la desviación estándar de las nubes en la banda 4. El área de aerosoles es similar al resultado obtenido con Miller (Figura 25c) y la clasificación supervisada (Figura 25d).

Al segmentar los datos de la clasificación supervisada, con la imagen binarizada correspondiente de aerosoles se hizo el Cálculo del área de estos, que fue de 30, 936, 000 kilómetros cuadrados.

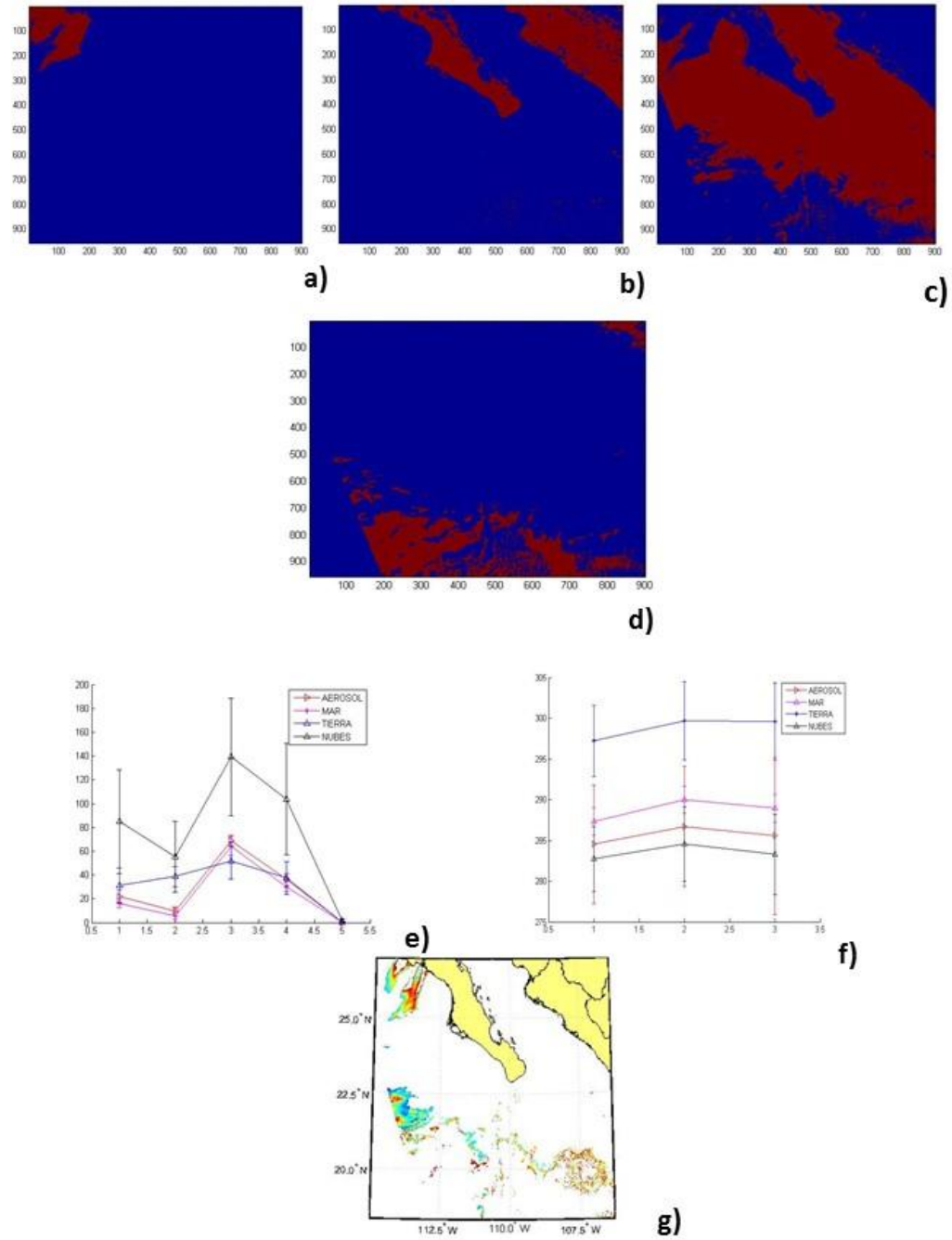


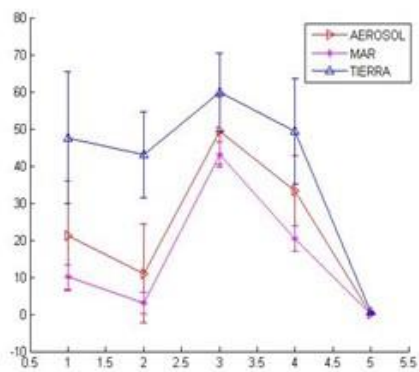
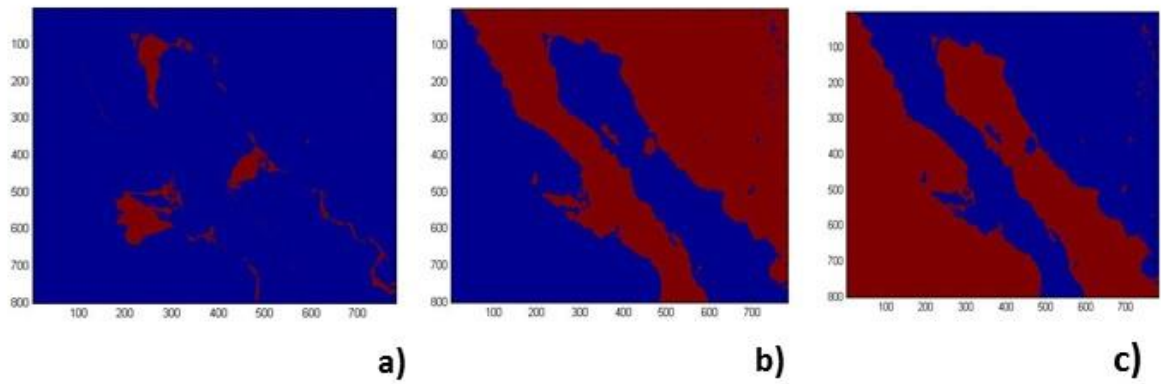
Figura 31. Imágenes del 30 de Noviembre de 2010. a) Aerosoles, b) Tierra, c) Mar d) Nubes, e) D.E. Bandas 1 -5 f) D.E. Bandas 6-8, g) Imagen final georreferenciada

Para la imagen del 27 de Noviembre de 2011 se obtuvieron las imágenes binarias a partir de la segmentación de la clasificación supervisada. Para aerosoles (Figura 32a), tierra (32b), mar (32c). Se generaron las graficas de la media y desviación estándar a partir de las regiones obtenidas con la mascarar binarias.

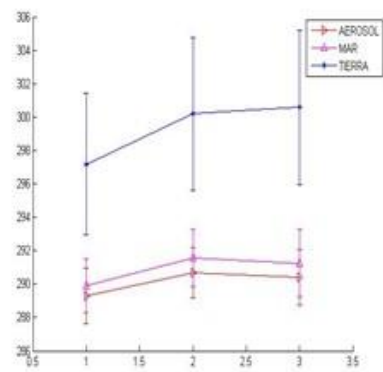
En la gráfica de las bandas 1 a 5 (Figura 32d), para la banda 2 los valores obtenidos de la desviación estándar de los aerosoles están claramente diferenciados de los valores de tierra. Aunque coinciden en parte del rango con los valores de desviación estándar del mar. Se obtiene la imagen binaria de los rangos de la desviación estándar de la banda 2, se multiplica por la imagen binaria (con los valores invertidos) de la suma de los rangos de la desviación estándar de mar de las bandas 6 a 8 (Figura 32e). Para eliminar la región con pixeles de mar en la imagen binaria final de los aerosoles.

Los resultados de la segmentación del análisis estadístico (Figura 32f) son muy similares a los obtenidos con Miller (Figura 26c) y la clasificación supervisada (Figura 26d). Se captan los dos pulsos de polvo en el área del Pacífico y el GC.

Al segmentar los datos de la clasificación supervisada, con la imagen binarizada correspondiente de aerosoles se hizo el Cálculo del área de estos, que fue de 159, 70,000 kilómetros cuadrados.



d)



e)

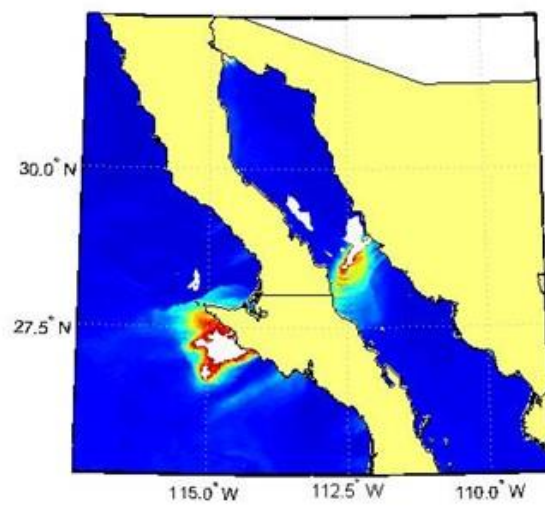


Figura 32. Imágenes del 27 de Noviembre de 2011. a) Aerosoles, b) Tierra, c) Mar d) Nubes, e) D.E. Bandas 1 -5 f) D.E. Bandas 6-8, g) Imagen final georeferenciada

Para la imagen del 8 de Marzo de 2012 se obtuvieron las imágenes binarias a partir de la segmentación de la clasificación supervisada. Para aerosoles (Figura 33a), tierra (33b), mar (33c) y nubes (33d). Se generaron las graficas de la media y desviación estándar a partir de las regiones obtenidas con la mascararas binarias.

Mediante las gráficas de las bandas 1 a 5 (Figura 33e) apreciamos que la desviación estándar de la banda 2 es la más adecuada para usarse ya que los valores de aerosoles están separados de los valores de tierra y nubes, aunque se ve que concuerdan en una parte con los valores de mar. Seleccionamos la banda 2 en el rango de los aerosoles, y generamos una imagen binaria, esta imagen se multiplica por una imagen binaria (con los valores invertidos) generada con la suma de las imágenes binarias de los rangos de las desviaciones estándar de las bandas 4, 8 y 7 de mar para eliminar los pixeles correspondientes al área de mar en la imagen binaria de la banda 2.

Con la imagen binaria resultante se genera utilizando la región de aerosoles una imagen (Figura 33g). La imagen final muestra una pequeña parte de nubes como aerosoles, para eliminar algunos de estos pixeles, multiplicamos la imagen binaria por la de la banda 8 de nubes. Comparación con miller Figura 27c y Figura 27d.

Al segmentar los datos de la clasificación supervisada, con la imagen binarizada correspondiente de aerosoles se hizo el Cálculo del área de estos, que fue de 11, 735,000 kilómetros cuadrados.

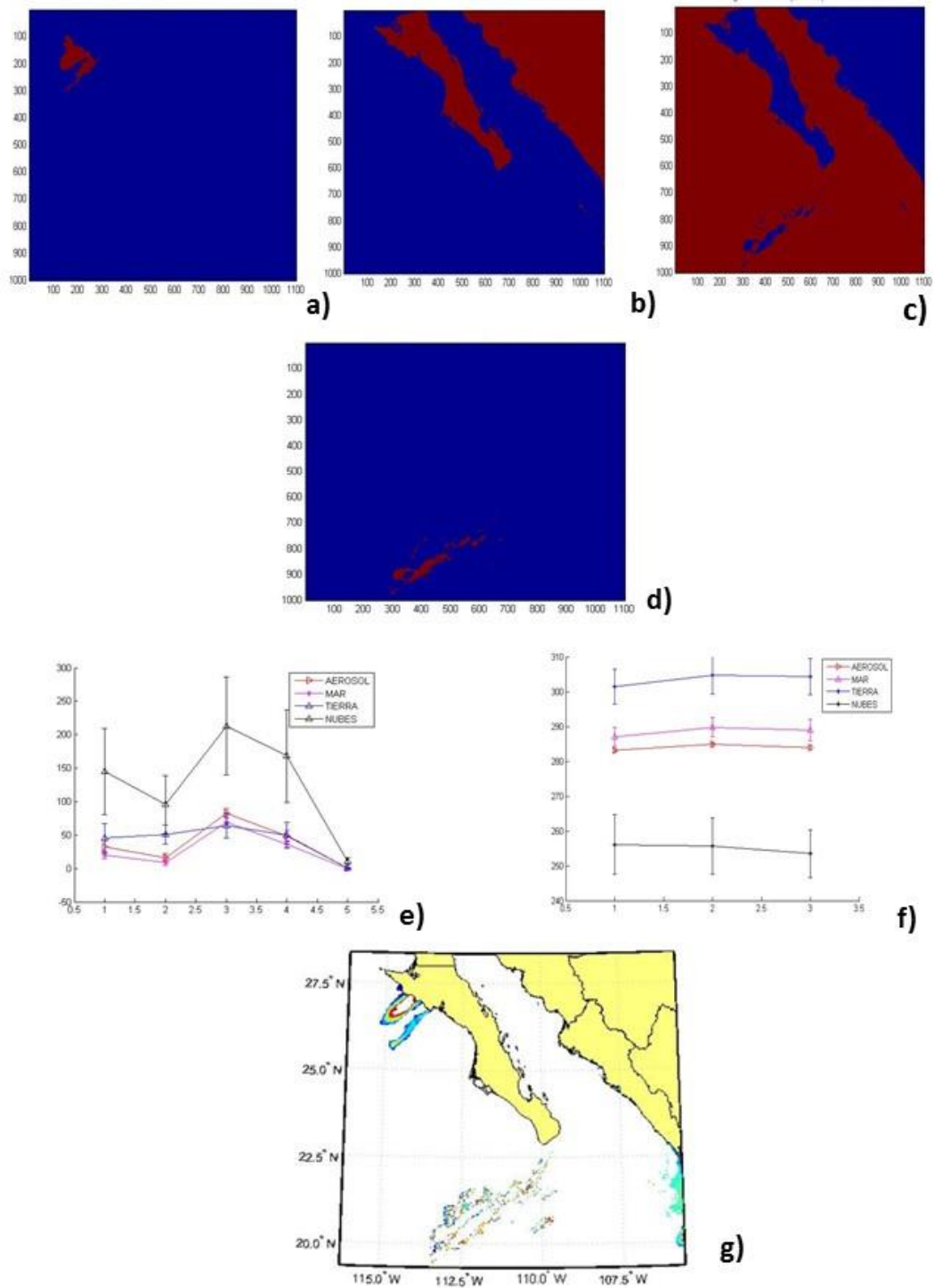


Figura 33. Imágenes del 8 de Marzo de 2012. a) Aerosoles, b) Tierra, c) Mar, d) Nubes, e) D.E. Bandas 1 - 5 f) D.E. Bandas 6-8, g) Imagen final georeferenciada

4.CONCLUSIONES.

Obtuvimos la caracterización de los suelos en el noroeste de México, utilizando la clasificación supervisada, para obtener las áreas desérticas. Esta información es de gran importancia dado que es importante para determinar la relación de los vientos y de donde proviene el material terrígeno de las tormentas de aerosoles.

Conforme a los resultados obtenidos al procesar los datos MODIS con el algoritmo de Miller obtuvimos imágenes con las que pudimos analizar las tormentas de aerosoles con ventajas frente a estudios anteriores (Wen y Rose, 1994), (Ackerman,1997), (Lee,1989).

- Podemos captar visualmente las tormentas de manera más clara y en tonos rojizos (resultados con algoritmos anteriores son monocromáticos).
- Hay menos probabilidades de tener datos erróneos ya que debido a sus propiedades espectrales en el visible (color) y del IR (temperatura) los aerosoles aparecen resaltados en tonos rojizos.

El algoritmo de Miller tiene las desventajas de que solo nos permite obtener datos de día. Si existen nubes, no puede captarse el polvo debajo de ellas, el que en algunos casos los aerosoles se confunden con nubes por las características climáticas del momento del paso del sensor por la escena o afectaciones en la capacidad de recuperación de datos del sensor. Así como también las regiones como desiertos o tierras a gran altitud son captadas erróneamente como aerosoles.

Otra desventaja del algoritmo de Miller es que no nos permite hacer una cuantificación numérica de la extensión que ocupan los aerosoles en una escena. Por lo que buscamos otras opciones en su lugar para realizarla. Utilizamos el algoritmo de clasificación supervisada.

Los resultados de la clasificación supervisada nos dieron imágenes clasificadas (por regiones de color) con la distribución de los aerosoles, el continente, el mar y las nubes. La clasificación de regiones de aerosoles resultó muy similar a los resultados visuales obtenidos con el algoritmo de Miller. Permittiendo a través de la región clasificada como aerosoles la cuantificación del área ocupada por los mismos.

La aplicación de este algoritmo permitió una innovación en la obtención de datos de este tipo en el noroeste de la República Mexicana, ya que no existen muchas investigaciones sobre el tema que hagan un cálculo de áreas de los aerosoles en México. Es una ventaja también frente a la técnica de Miller porque esta no permite hacer el cálculo el área de la superficie ocupada por las tormentas de aerosol.

La desventaja de este algoritmo fue la dificultad en algunos de los eventos de la obtención de los datos de entrenamiento, en la que estos grupos de píxeles de muestra tomados de la escena de una de las ocho bandas disponibles para cada día, en algunos casos mostraron similitud con otros datos (valores de temperatura o reflectancia de los aerosoles muy similares a nubes o mar). Afectando la clasificación del conjunto de los datos en una de las clases definidas previamente. Esto ocurrió de manera más frecuente entre nubes y aerosol dado que en ocasiones tienen temperaturas similares.

Debido a la naturaleza de los aerosoles, para eventos con plumas de polvo débiles, estos no fueron captados por los datos de entrenamiento. También debido a la naturaleza temporal de los eventos de las tormentas de polvo o a errores de la captación de energía por el sensor, frecuentemente existe pérdida de los datos que se recaban en la escena o las mediciones del sensor pueden aparecer muy similares para nubes y aerosoles, también el océano muestra diferencias entre temperaturas en el GC y el Océano Pacífico, dificultando la creación de grupos de datos para los datos de entrenamiento o la clasificación correcta en un área, del valor de un píxel con ciertas características.

Los resultados obtenidos con la segmentación proporcionaron imágenes similares a las obtenidas con la clasificación supervisada. Ya que los datos (medias y desviación estándar) con los que se generaron las imágenes binarias provenían de las áreas seleccionadas obtenidas mediante la clasificación supervisada de los aerosoles, continente, mar y nubes en todas las bandas respectivamente.

La segmentación nos permitió agrupar los datos de los píxeles de las bandas según las características que comparten mediante el análisis estadístico (desviación estándar y la media). Y nos permitió validar los datos obtenidos con la clasificación supervisada.

La desventaja de la segmentación es por ejemplo que al existir en algunas de las bandas de un día dado, desviaciones estándar similares, entre aerosoles y nubes o entre aerosoles y mar, el traslape de rangos de valores hizo que se perdiera algo de la información de la distribución de aerosoles en la escena. Debido a que en los datos obtenidos a través de la clasificación supervisada, los valores de temperatura o reflectancia de los aerosoles, en algunos casos fueron muy similares a los de otros elementos como nubes o mar.

La visualización de la distribución de las tormentas de polvo puede ser usada en conjunto con datos de vectores de viento de las bases de datos (North American Regional Reanalysis, NARR) por sus siglas en inglés para hacer un estudio de la correlación de los vientos y la procedencia del material terrígeno de los aerosoles en las imágenes, en investigaciones futuras.

Los datos de viento provenientes de las bases NARR se pueden integrar sobre el continente a diferencia de los datos de QuikScat y NSCAT que solo están disponibles sobre el mar. Esto ya

será una ventaja porque permiten hacer un análisis más detallado de las zonas del continente que son las fuentes del polvo o material terrígeno de las tormentas de aerosoles.

Observaciones finales.

La importancia de este trabajo consiste en la generación de los algoritmos para la automatización de la descarga de archivos necesarios, la obtención de datos relevantes en el noroeste de la república mexicana, para el análisis con la técnica de Miller y la clasificación para el cálculo del área de las tormentas de polvo. Con esto pudimos generar los algoritmos para la implementación de un sistema de monitoreo de datos diarios de las tormentas de polvo en el noroeste de la República Mexicana, ya que actualmente no se cuenta con ningún sistema de este tipo que nos proporcione datos diarios de los aerosoles sobre esta zona de México, ni contamos con alguna base de datos que nos de datos diarios de la cuantificación ni distribución de los aerosoles en el noroeste de la republica sino solamente datos de eventos aislados.

Los resultados del cálculo de áreas y la distribución de aerosoles con datos georreferenciados, serán de gran ayuda para investigaciones futuras sobre la naturaleza de los aerosoles en el noroeste de México, así como conjuntar estos resultados con datos de viento (NARR), para poder ubicar con estos últimos de donde proviene el material terrígeno que los compone.

La estadística es una herramienta muy utilizada y de gran aplicación para el análisis de datos numéricos, en este caso para las imágenes obtenidas a través de la teledetección, estas están compuestas por datos numéricos, y podemos agrupar los valores de una imagen por sus características estadísticas, siendo esta una importante herramienta para la comprobación de la coherencia de nuestros resultados obtenidos mediante la clasificación supervisada.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Ackerman, S., 1989. Using the radiative temperature difference at 3.7 and 11 μ m to track dust outbreaks. *Remote Sens. Environ.* 27 (2), 129–133.
- Ackerman, S., 1997. Remote sensing aerosols using satellite infrared observations. *J. Geophys. Res.* 102 (D14), 17069–17079.
- Alpert, P., P. Kishcha, A. Shtivelman, S. O. Krichak & J. H. Joseph. 2004. Vertical distribution of Saharan dust based on 2.5-year model predictions. *Atmospheric Research*, 70, 109–130.
- Alvarez-Borrego, S., 1983. The Gulf of California, in *Estuaries and Enclosed Seas*, editado por B. H. Ketchum, 427–449 p., Elsevier Sci., New York.
- Arellano, H.J., 2011: Evaluación de aerosoles troposféricos del AMCM por medio de imágenes de satélite GOES.
- Badan-Dangon, A., C. E. Dorman, M. A. Merrifield & C. D. Winant, 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 96, 16,877– 16,896.
- Badarinath, K. V. S., S. Kumar Kharol, D. G. Kaskaoutis & H. D. Kambezidis. 2007. Dust storm over Indian region and its impact on the ground reaching solar radiation — a case study using multi-satellite data and ground measurements. *Science of the Total Environment*, 384, 316–33.
- Badarinath, K.V.S., P.S. Dewivedi & R.S. Vijayan. 2010. Remote sensing applications 251- 272.p. India: National remote Sensing Centre by NRSC/ISRO.
- Bryson R.A. & D.A. Barreis. 1967. Possibilities of major climatic modifications and their implications: northwest India, a case for study. *Bull Am Meteorol Soc* 48:136–142.
- Carlson, T.N., 1979. Atmospheric turbidities in Saharan dust outbreaks as determined by analysis of satellite brightness data. *Mon.Weather Rev.* 107 (3), 322–335.
- Bullard, J. E., M. C. Baddock, G. H. McTainsh & J. F. Leys. 2008. Sub-basin scale dust source geomorphology detected using MODIS. *Geophysical Research Letters*, 35(15), L15404. doi: 10.1029/2008GL033928.
- Chen, L. W. A., B. G. Doddridge, R. R. Dickerson, J. C. Chow & R. C. Henry. 2002: Origins of fine aerosol mass in the Baltimore–Washington corridor: Implications from observation, factor analysis, and ensemble air parcel back trajectories. *Atmos. Environ.*, 36, 4541–4554.
- Davis, D.D., G. Smith & G. Klauber. 1974. Trace gas analysis of power plant plumes via aircraft measurement: O₃, NO_x, and SO₂ chemistry. *Science*, 186, 733-736.
- De Graaf M, P. Stammes, O. Torres, & RBA Koelemeijer. 2005. Absorbing aerosol index: sensitivity analysis, application to GOME and comparison with TOMS. *J Geophys Res* 110, doi: 10.1029/2004JD005178.
- Delgado-Gonzalez, O. E., F. Ocampo-Torres & S. Larios-Castillo. 1994. Breezes during some months of spring and summer in the northwest of the Gulf of California, *Cienc. Mar.*, 20, 421– 440.
- Dickerson, R. R., S. Kondragunta, G. Stenchikov, K. L. Civerolo, B. G. Doddridge & B. N.
- Holben. 1997: The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science*, 278, 827–830.

- Díaz, R.A. 2005. Caracterización de los aerosoles atmosféricos y su influencia en los niveles de radiación UV en la región de Canarias. I.S.B.N.: 84-7756-701-8.
- Dragutin, T., A. Mihailovic & Kiran. 2009. Chemical transport models. *Environmental Science and Pollution Research*, 16, 144–151.
- Eckardt, F. D. & N. Kuring. 2005. SeaWIFS identified dust sources in the Namib Desert. *International Journal of Remote Sensing*, 26(19), 4159–4167.
- Economopoulos, A. 2002. *Evaluación de fuentes de contaminación del aire*. (Informe técnico no.1). Ginebra: Serie de tecnología ambiental de la OMS.
- ESA (European Space Agency). 2010. *All about ESA*. . European Space Agency: An ESA Communications Production. Recuperado de <http://www.esa.int/esaCP/index.html>.
- Evan, A. T., A. K. Heidinger & M. J. Pavolonis. 2006. Development of a new over-water Advanced Very High Resolution Radiometer dust detection algorithm. *International Journal of Remote Sensing*, 27(18), 3903–3924. doi:10.1080/01431160600646359.
- Franzen, L.G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom-Lunden, S. Juntto & A. L. Savolainen. 1994. The 'yellow snow' episode of northern Fennoscandia, March 1991 – a case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmos Environ* 28:3587–3604.
- Gassó, S. & A. F. Stein. 2007. Does dust from Patagonia reach the sub-Antarctic Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 34. doi:10.1029/2006GL027693.
- Guerrero, J.L. 2008. Técnica Lidar para la caracterización atmosférica mediante la dispersión Elástica y Raman. Universidad de Granada. ISBN: 978-84-691-8587-2.
- González, R. & R. Woods. 2002. *Digital Image Processing*, 2nd. Edition. Prentice-Hall.
- Goudie, A.S. & N. J. Middleton. 2006. Desert Dust in the Global System. 1:1-11.
- Gruber N, Sarmiento JL. 1997. Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification. *Global Biogeochem Cycles* 11:235–266.
- Hales, E. H., 1972. Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California, *Mon. Weather Rev.*, 100, 298–306.
- Haywood J., F.P. Osborne, M. Glew, N. Loeb, E. Highwood, D. Tanre, G. Myrhe, P. Formenti & E. Hirst. 2003. Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum. *J Geophys Res* 108, doi: 10.1029/2002JD002687.
- Heintzenberg, J. 2009. The SAMUM-1 experiment over Southern Morocco: overview and introduction, *Tellus series B*, 61, 2–11. doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00403.x
- Herman, B.M. & R.S. Browing. 1975. Determination of the effective Imaginary term of the complex refractive index of atmospheric dust by remote sensing: the diffuse-direct radiation method. *Journal of Atmospheric Sciences*. 918-919.

Holben, B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y.J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, A. Smirnov. 1998. AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization.

Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguera, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, & C. A. Johnson, Eds., 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, 944 p.

Iino N., K. Kinoshita, A.C. Tupper & T. Yano. 2004. Detection of Asian dust aerosols using meteorological satellite data and suspended particulate matter concentrations. *Atmos Environ* 38:6999–7008.

Jeong M-J, Z. Li, D.A. Chu & S-C Tsay. 2005. Quality and compatibility analyses of global aerosol products derived from the advanced very high resolution radiometer and moderate resolution imaging spectroradiometer. *J Geophys Res* 110, doi:10.1029/2004JD004648.

Jickells, T.D., Z. S. An, K. K. Andersen, A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J. J. Cao, P. W. Boyd, R. A. Duce, K. A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. LaRoche, P. S. Liss, N. Mahowald, J. M. Prospero, A. J. Ridgwell, I. Tegen & R. Torres. 2005. Global iron connections between dust, ocean biogeochemistry and climate, *Science*, 308, 67–71.

Joos, E. & B. Millanourt. 1990. Physico-chemical study by two aircraft of a plume from a coal-fired power plant, *Atmospheric Environment*, 24 A, 3, 703-710.

Kaskaoutis, D. G., H. D. Kambezidis, P. T. Nastos & P. G. Kosmopoulos. 2008. Study on an intense dust storm over Greece. *Atmospheric Environment*, 42(9), 6884–6896.

Kaskaoutis, D.G., N. Sifakis, A. Retalis & H.D. Kambezidis. 2010. Aerosol Monitoring over Athens Using Satellite and Ground-Based Measurements. *Advances in Meteorology*, volumen: 2010, Article ID 147910, 12. doi:10.1155/2010/147910.

Kaufman, Y. J., A. Karnieli & D. Tanré. 2000. Detection of dust over deserts using satellite data in the solar wavelengths. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(1), 525–531.

Kaufman, Y.J., D. Tanré & O. Boucher. 2002. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419 (12), 215 – 223.

Kaufman Y.J., I. Koren, L.A. Remer, D. Tanre, P. Ginoux & S. Fan .2005. Dust transport and deposition observed from the terra-moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. *J Geophys Res* 110, doi:10.1029/2003JD004436.

Kawata, Y., A. Yamazaki, & M. Imanaka. 1998. *A new algorithm for estimating aerosol optical thickness from satellite image data and its accuracy*. Proceedings of the international symposium on the atmospheric correction of satellite data and its application to global environment, Japan.

King, M. D., Y. J. Kaufman, W. P. Menzel, & D. Tanré. 1992: Remote-sensing of cloud, aerosol, and water-vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 2–27.

King M.D., Y.J. Kaufman, D. Tanré & T. Nakajima. 1999. Remote Sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Present, and Future. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), 2229 – 2259.

Koepke, P., I. Schult, M. Hess, & D. E. Shettle. 1996. Global set of aerosol microphysical data and optical properties off or modeling of direct aerosol radiative forcing in climate studies. Goddard Space Flight Center Aerosol Remote Sensing Workshop, Washington, D.C.

Kubilay N., T. Cokacar & T. Oguz. 2003. Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean. *J Geophys Res* 108:D21, doi: 10.1029/2003JD003798.

Lee, T.F. 1989. Dust tracking using composite visible /IR images: A case study. Weather and forecasting. Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey California. Volume 4. 258-263.

Lee, J. A., T. E. Gill, K. R. Mulligan, M. D. Acosta & A. E. Perez. 2008. Land use/land cover and point sources of the 15 December 2003 dust storm in southwestern North America. *Geomorphology*, 105(1–2), 18–27. doi:10.1016/j.geomorph.2007.12.016.

MacKinnon, D. J., P. S. Chavez, R. S. Fraser, T. C. Niemeier & D. A. Gillette. 1996. Calibration of GOES–VISSR, visible-band satellite data and its application to the analysis of a dust storm at Owens Lake, California. *Geomorphology*, 17, 229–250.

McGowan, H. A. & A. Clark, 2008. A vertical profile of PM10 dust concentrations measured during a regional dust event identified by MODIS Terra, western Queensland, Australia. *Journal of Geophysical Research*, 113, F02S03. doi: 10.1029/2007JF000765.

Mahowald, N. J., A. Ballentine, J. Feddema & N. Ramankutty. 2007. Global trends in visibility: Implications for dust sources. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 3309–3339.

Maley J .1982. Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical north Atlantic. *Quat Res* 18:1-16.

Malm, W. C. 1992: Characteristics and origins of haze in the continental United-States. *Earth-Sci. Rev.*, 33, 1–36.

Masmoudi M., M. Chaabane, K. Medhioub & F. Elleuch. 2003. Variability of aerosol optical thickness and atmospheric turbidity in Tunisia. *Atmos Res* 66:175–188.

Members of the MODIS Characterization Support Team. 2005. MODIS Level 1B Product User’s Guide, NASA/Goddard Space Flight Center.

Miller, S. D. 2002. SeaWiFS True Color, Vegetation, and Dust Enhancement Processing at NRL Monterey, NRL Formal Report, NRL/FR/7540-02-2. Naval Research Laboratory, Washington DC. 22 p.

Miller, S.D. 2003. A consolidated technique for enhancing desert dust storms with MODIS. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 30, NO. 20, 2071, doi: 10.1029/2003GL018279.

Moorthy, K. K., S. S. Babu, S. K. Satheesh, J. Srinivasan & C. B. S. Dutt. 2007. Dust absorption over the “Great Indian Desert” inferred using ground-based and satellite remote sensing. *Journal of Geophysical Research — Atmospheres*, 112(D9), D09206.

NASA (National Aeronautics and Space Administration) EARTH OBSERVATORY 2010. Measuring Aerosol Recuperado de: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Aerosols/page5.php>.

NASA (National Aeronautics and Space Administration) EARTH DATA 2011. Aerosol Optical Thickness. Recuperado de: http://daac.gsfc.nasa.gov/data-holdings/PIP/aerosol_optical_thickness_or_depth.shtml.

Nickerson, C.E., G. Sosa, H. Hochstein, P. McCaslin, W. Luke & A. Schanot. 1992. Project Aguila: In situ measurements of Mexico City air pollution by a research aircraft, *Atmospheric Environment*, 26B, 4, 445-451.

Olaya, V. 2012. Sistemas de Información Geográfica. Tomo II.489-520.

Parés-Sierra.A.,A. Mascarenhas, S. G. Marinone & R. Castro. 2003. Temporal and spatial variation of the surface winds in the Gulf of California. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 30, NO. 6, 1312, doi: 10.1029/2002GL016716, 2003.

Patterson, E. M. & D. A. Gillette. 1977. Commonalities in measured size distributions for aerosols having a soil-derived component, *J. Geophys. Res.*, 82 2074-2082.

Pinker R.T., G. Pandithurai, B.N. Holben, O. Dubovik & T.O. Aro .2001. A dust outbreak episode in sub-Sahel West Africa. *J Geophys Res* 106(D19):22923–22930.

Pisano G., N. Spinelli, L. D'Avano, A. Boselli, X. Wang & A. Papayannis .2005. Atmospheric African mineral dust monitoring with Raman Lidar over Napoli. *Geophys Res Abstr* 7:09752.

Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson & T. E. Gill, 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, 40, 1 (art.no.1002).

Pujadas, M.2002.Formación y transporte de dióxido de nitrógeno en la cuenca aérea de Madrid en situaciones episódicas de invierno. Universidad Complutense de Madrid. ISBN: 84-669-1755-1.

Rabolli M. & Gulich A. 2005. Conocimientos básicos sobre teleobservación. Satélites NOAA. Segunda Edición.

Reid, J.S., J.E. Kinney,D.L. Westphal,B.N. Holben, E.J. Welton,S. Tsay, D.P. Eleuterio, J.R. Campbell, S.A. Christopher, P.R. Colarco, H. Jonsson, J.M. Livingston, H.B. Maring, M.L. Meier, P. Pilewskie, J.M. Prospero, E.A. Reid, L.A. Remer, P.B. Russell, D.L. Savoie, A. Smirnov & D. Tanré .2003. Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and ground-based remote sensing methods during the Puerto Rico dust experiment (PRIDE). *J Geophys Res* 108 (D19), doi: 10.1029/2002JD0022493.

Reyes, A. C. & M. Lavín.1997. Effects of the autumn-winter meteorology upon the surface heat loss in the northern Gulf of California, *Atmosfera*, 10, 101– 123.

Samet, J. M., F. Dominici, F. C. Curriero, I. Coursac, & S. L. Zeger, 2000. Fine particulate air pollution and mortality in 20 US Cities, 1987–1994. *New Engl. J. Med.*, 343, 1742–1749.

Ripa, P., 1997. Towards a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 597– 614.

Roden, G. I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California, *Pac. Sci.*, 12, 21– 45.

Sarthou, G., A.R. Baker, S. Blain, E.P. Achterberg, M. Boye, A.R. Bowie, P. Croot P. Laan, H.J.W. de Baar, T.D. Jickells & P.J. Worsfold. 2003. Atmospheric iron deposition and sea-surface dissolved iron concentrations in the eastern Atlantic Ocean. *Deep Sea Res I* 50: 1339–1352.

Sears, F. W. & M. W. Zemansky.1978. *Física General*. Madrid: Aguilar.

Shackelford, J. F. 2005. *Introducción a la ciencia de materiales para ingenieros*. Madrid: Pearson.

Schepanski, K., I. Tegen, B. Laurent, B. Heinold & A. Macke. 2007. A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG–SEVIRI IR-channels. *Geophysical Research Letters*, 34, L18803. doi:10.1029/2007GL030168.

- Shenk, W. E. & R. J. Curran. 1974. The detection of dust storms over land and water with satellite visible and infrared measurements. *Monthly Weather Review*, 102, 830–837.
- Shinn, E.A., G.W. Smith, J.M. Prospero, P. Betzer, M.L. Hayes, V. Garrison & R.T. Barber (2000). African dust and the demise of Caribbean coral reefs. *Geophys Res Lett* 27:3029.
- Schollaert, S.E. & J.T. Merrill. 1998. Cooler sea surface west of the Sahara Desert correlated to dust events. *Geophys Res Lett* 25:3529–3532.
- Shi, G.Y. & S.X. Zhao. 2003. Several scientific issues of studies on the dust storms. *Chin. J. Atmos. Sci.* 27 (4), 591–606.
- Shimizu, E. 2004. *Satellite Remote Sensing. Civil Engineering (Vol. I)*. Tokyo: Encyclopedia of Life Support Systems.
- Swap R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot & P. Kallberg. 1992. Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus* 44B:133–149.
- Swap R., S. Ulanski, M. Cobbett & M. Garstang. 1996. Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks. *J Geophys Res* 101(D2):4205–4220.
- USEPA (Environmental Protection Agency). 2004. *Air quality criteria for particulate matter (Vol.1)*. United States Washington DC: U.S. Office of research and development.
- Talbot, R.W., R.C. Harriss, E.V. Browell, G.L. Gregory, D.I. Sebacher & S.M. Beck. 1986. Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposphere: relationship to Saharan dust. *J Geophys Res* 91(D4):5173–5182.
- Tanré, D. & M. Legrand. 1991. On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land: Two different approaches. *Journal of Geophysical Research*, 96, 5221–5227.
- Tanré, D., Y.J. Kaufman, M. Herman & S. Mattoo. 1997. Remote sensing of aerosol over oceans from EOS–MODIS. *J. Geophys. Res.* 102 (D14), 16971–16988.
- Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad & J. Gleason. 1998. Derivation of aerosol properties from a satellite measurement of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis. *Journal of Geophysical Research*, 103, 17,099–17,110.
- Torres, O., A. Tanskanen, B. Veihelmann, C. Ahn, R. Braak & P. K. Bhartia. 2007. Aerosols and surface UV products from Ozone Monitoring Instrument observations: An overview. *Journal of Geophysical Research*, 112. doi:10.1029/2007JD008809.
- Valavanidis, A., K. Fiotakis & T. Vlachogiann. 2008. Airborne Particulate Matter and Human Health: Toxicological Assessment and Importance of Size and Composition of Particles for Oxidative Damage and Carcinogenic Mechanisms. *Journal of Environmental Science and Health*, 26(4), 339-362.
- Wald, A. E., Y. J. Kaufman, D. Tanré & B.-C. Gao. 1998. Daytime and nighttime detection of mineral dust over desert using infrared spectral contrast. *J. Geophys. Res.*, 103, 32,307–32,313.
- Washington, R., M. Todd, N. J. Middleton & A. S. Goudie. 2003. Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations. *Annals of the Association of American Geographers*, 93(2), 297–313.

Wen, S. & W.I. Rose. 1994. Retrieval of sizes and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5. *J. Geophys. Res.* 99 (D3), 5421–5431.

Yu, H., Y.J. Kaufman, , M. Chin, , G. Feingold, L. A. Remer, , T. L. Anderson, Y. Balkanski, N. Bellouin, O. Boucher, S. Christopher, P. DeCola, R. Kahn, D. Koch, N. Loeb, M. S. Reddy, M. Schulz, T. Takemura & M. Zhou. 2006. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 613–666.

Zha, Y. & L. Li. 2007. Influence of the 17 April 2006 dust storm on Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data for land cover identification. *Journal of Geophysical Research*, 112, D14205. doi:10.1029/2006JD007869.

Zhang, B., A. Tsunekawa & M. Tsubo. 2008. Contributions of sandy lands and stony deserts to long-distance dust emission in China and Mongolia during 2000–2006. *Global and Planetary Change*, 60(3–4), 487–504.

Zhu, X.R., J.M. Prospero & F.J. Miller. 1997. Daily variability of soluble Fe (II) and soluble total Fe in North African dust in the trade winds at Barbados. *J Geophys Res* 102 (D17):21297–21305.

Zhu, A., V. Ramanathan, F. Li & D. Kim. 2007. Dust plumes over the Pacific, Indian and Atlantic Oceans: Climatology and radiative impact. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(D16), D16208.

6. ANEXOS.

6.1. TELEDETECCIÓN.

La teledetección puede definirse como “la técnica de obtener información acerca de las características de un cuerpo sin entrar en contacto con éste. Esto se realiza detectando y grabando la energía emitida o reflejada y procesando, analizando y aplicando esa información”. El proceso de teledetección involucra una interacción entre la radiación incidente y los objetos de interés. Un ejemplo de este proceso con el uso de sistemas de captura de imágenes puede verse en la Figura 2.

La teledetección también involucra la percepción de energía emitida y el uso de sensores que no producen imágenes.

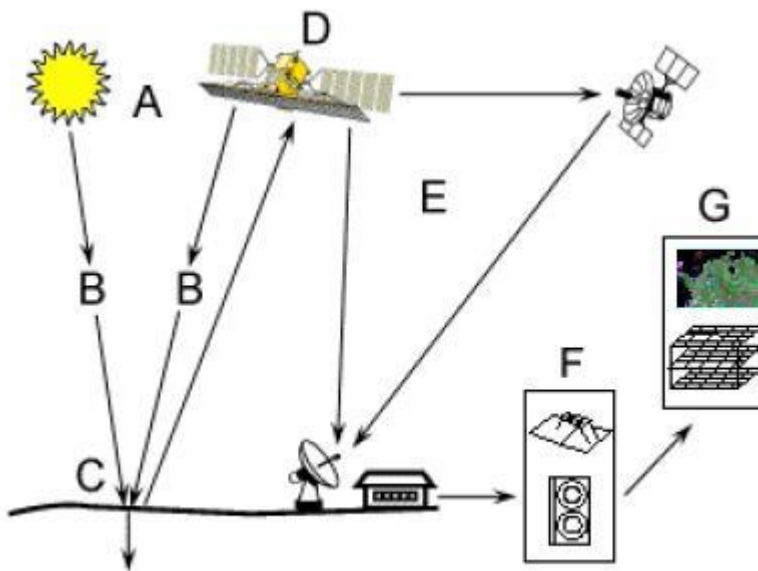


Figura 34. Esquema del proceso de teledetección espacial
Imagen tomada de <http://marbelo.webs.uil.es/rs1.pdf>

Los diferentes elementos que aparecen en la figura 2 son:

- A.** Fuente de energía o iluminación: el primer requerimiento en teledetección es disponer de una fuente de energía que ilumine o provea energía electromagnética al objeto de interés.
- B.** Radiación y la atmósfera: interacción con la atmósfera de la energía que se transmite del sensor a la fuente.
- C.** Interacción con el objeto: la energía interactúa con el objeto dependiendo de las propiedades de éste y de la radiación incidente.
- D.** Detección de energía por el sensor: necesitamos un sensor remoto que recoja y grabe la radiación electromagnética reflejada o emitida por el objeto y la atmósfera.

E. Transmisión, recepción y procesamiento: la energía grabada por el sensor debe ser transmitida a una estación de recepción y procesamiento donde los datos son convertidos en valores digitales.

F. Interpretación y análisis: la imagen procesada se interpreta visual y o digitalmente para extraer información acerca del objeto que fue iluminado (o que emite radiación).

G. Aplicación: el paso final en el proceso de teledetección se alcanza en el momento en que aplicamos la información extraída de las imágenes del objeto para un mejor conocimiento del mismo revelando nuevas informaciones o aplicándolas a la resolución de un problema particular.

La teledetección se basa en la captación mediante un sensor de la radiación electromagnética que procede de la superficie terrestre. La radiación electromagnética puede describirse como un haz ondulatorio armónico y continuo. El tipo de radiación puede caracterizarse a partir de dos elementos: la frecuencia (f = número de veces que un ciclo pasa por un punto determinado) y la longitud de onda y que indica la distancia entre dos picos sucesivos de una onda. Ambos parámetros están inversamente relacionados.

Todo objeto con temperatura superior al cero absoluto, radia energía, tanto mayor cuanto mayor sea su temperatura. Al aumentar la temperatura, esa radiación será más intensa en longitudes de onda más corta.

Cualquier tipo de energía radiante puede caracterizarse por su longitud de onda o frecuencia. Las distintas longitudes de onda se agrupan normalmente para su estudio en bandas contiguas, en las que la radiación posee un comportamiento similar. Recibe el nombre de espectro electromagnético el conjunto de estas bandas o tipos de radiación, según su longitud de onda.

El espectro incluye desde las longitudes de onda ínfimas (rayos X y Gamma), hasta aquellas

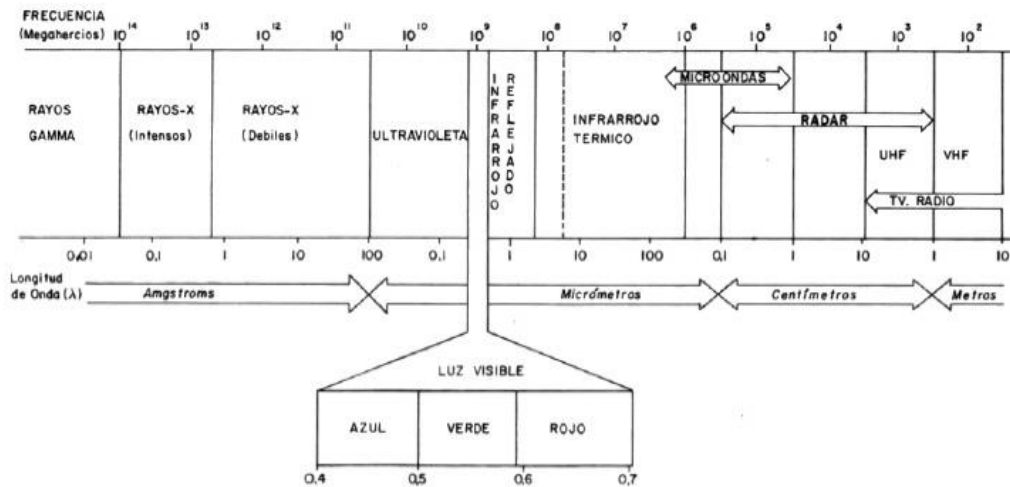


Figura 35. Espectro electromagnético. Fuente: solo autor y año

usadas en telecomunicaciones, con longitudes de onda mucho mayores. Las unidades en que aparecen expresadas las distintas longitudes de onda, son variables de acuerdo a su tamaño: micras o micrómetros, o metros o centímetros para la más largas; todas ellas pueden expresarse en valores de frecuencia (Hertzios o Giga hertzios GHz).

Entre las distintas bandas del espectro electromagnético, solo un restringido rango puede usarse en teledetección. Esto se debe principalmente al efecto absorbente de la atmósfera, que filtra cierto tipo de radiaciones. En consecuencia, únicamente en aquellas regiones del espectro donde la transmisividad de la atmósfera es alta, pueden abordarse procesos de teledetección (salvo que lo que se pretenda sea precisamente observar las condiciones de la atmósfera).

Las regiones del espectro con alta transmisividad atmosférica, reciben el nombre de “ventanas atmosféricas”. Éstas pueden resumirse en las siguientes:

- Espectro visible: ocupa la banda entre 0.4 y 0.7 micrones y su denominación se debe a que es la única radiación que puede captar el ojo humano. Dentro del visible podemos distinguir tres bandas espectrales correspondientes a los tres colores básicos: azul, verde y rojo.
- Infrarrojo próximo: se extiende desde 0.7 a 1.3 micrones. En teledetección se utiliza para la observación del estado de la vegetación y de concentraciones de humedad.
- Infrarrojo lejano o térmico: entre 10 y 12.5 micrones. Puede detectar procesos de transferencia de calor, ya que en esta banda se sitúa la máxima emitancia para las temperaturas habituales de la superficie terrestre. En consecuencia en esta banda se observa la energía que emiten los objetos, y no la que reflejan de la luz solar, por lo que es posible utilizar esta banda en observaciones nocturnas.
- Microondas: comprende las longitudes de onda mayores de 1 mm. El interés de esta banda es que resulta prácticamente transparente a la cubierta nubosa, lo que la hace idónea para el estudio donde las nubes se dan de manera casi permanente (por ejemplo, las zonas tropicales). Esta región del espectro puede utilizarse también sin luz solar.

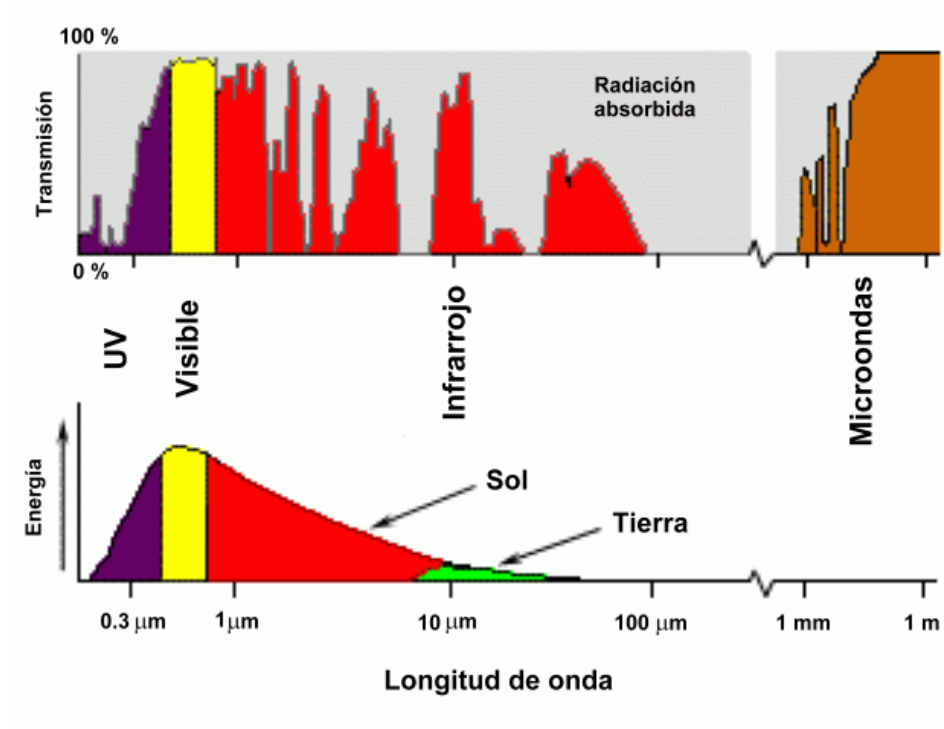


Figura 36 .Ventana Atmosférica (tomado de <http://www.um.es/LEQ/Atmosferas/Ch-IV-1/F41s10p1.htm>).

Dada la gran variabilidad espacial y temporal de los aerosoles atmosféricos las medidas desde tierra no son suficientes para describir las inhomogeneidades de sus características. Por tanto, es necesario combinar las medidas realizadas en superficie con las proporcionadas por las distintas plataformas espaciales (Díaz, 2005).

Los satélites artificiales que orbitan en el espacio contienen a bordo sensores que permiten llevar a cabo la teledetección.

Sensores activos

Los que son capaces de emitir su propio haz de energía y posteriormente procesar la energía reflejada por la superficie de la tierra (retroreflexión/retrodispersión). Los radares (Radio Detection and Ranging) son equipos que utilizan este tipo de sensores activos.

Sensores pasivos.

Son los que se limitan a recibir la energía proveniente de una fuente de energía exterior a ellos.

Los satélites artificiales poseen una gran capacidad para observar fenómenos en amplias zonas de la superficie terrestre. Teniendo en cuenta además la precisión que han conseguido estos instrumentos es fácil entender el enorme desarrollo que la teledetección ha experimentado en los últimos años. Así, se ha constituido en uno de los instrumentos fundamentales en campos tan diferentes como las Ciencias de la Tierra, la Oceanografía y especialmente, la Física de la Atmósfera.

El desarrollo de satélites nos ha permitido observar y seguir diferentes fenómenos que ocurren en el planeta, podemos observar los fenómenos como huracanes, terremotos, teniendo una cobertura global y precisa, pero además nos permite escalar las dimensiones de los fenómenos ocurridos, como es el caso de inundaciones, la cobertura de la expansión de la población en nivel terrestre o la formación de nubes, dimensiones de una fumarola de volcán a nivel de estratósfera. Una sencilla imagen de satélite nos puede mostrar cómo se distribuye la contaminación del aire por un continente, tener cobertura de los efectos de un terremoto o un incendio forestal. Todo esto con una cobertura en el espacio-tiempo para poder observar los fenómenos que ocurren de manera global y a los que no tenemos acceso en tierra (ESA, 2010).

6.2. TIPOS DE SATÉLITES ARTIFICIALES.

Los satélites artificiales se dividen en categorías, dependiendo del propósito que tiene la información que estos obtienen.

- Satélites de observación terrestre o de recursos naturales con una alta resolución espacial diseñados para la cartografía y la exploración de los recursos terrestres.

- Satélites meteorológicos (observación de la atmósfera).
- Satélites militares (para observación y espionaje).

Los satélites de observación terrestre son satélites que están enfocados en la observación de la Tierra con diferentes instrumentos y por lo regular son satélites con órbita polar, rodean la tierra a una altura típica de 850 km en dirección norte sur pasando sobre los polos en su continuo vuelo. Se ubican en orbitas sincrónicas al sol, lo que significa que el satélite puede ser dirigido hacia aquella zona en donde se necesite una imagen, pueden como consecuencia observar cualquier lugar de la Tierra y observar cada localización en un tiempo determinado. Entre los satélites de observación podemos encontrar una gama para uso militar, científico y particular para empresas. También es importante mencionar que existen más de 50 satélites de observación, entre ellos se encuentran: Aqua, Terra, IKONOS, Spot, Landsat, CALIPSO, EXPLORER, Cosmos, CERES, etc. (Arellano, 2011).

El segundo grupo se refiere a satélites cuya finalidad es la de monitorear el clima en diferentes partes del mundo, los instrumentos a bordo de las plataformas de satélite están enfocados a la obtención de información como: humedad, temperatura y cantidad de lluvia, los principales objetos de donde se obtiene la información son de episodios de tormentas tropicales, huracanes, tornados y lluvia. Orbitan la tierra arriba del ecuador a una altitud de 35,889 km, porque su órbita geoestacionaria permanece fija con respecto a la rotación de la tierra, fueron diseñados con la finalidad de dar seguimiento continuo a una zona en particular para registrar y transmitir continuamente imágenes del hemisferio entero con sus sensores en la región visible e infrarroja. Algunos de estos son los satélites de Estados Unidos de la serie Sistema Estadounidense de Satélites Meteorológicos. (Geostationary Operational Environmental Satellite, GOES) por sus siglas en inglés, el GOES-12 (situado en la longitud 60 ° oeste, cubriendo Sudamérica) sobre el río Amazonas, GOES-13 (GOES-Este, 75 ° oeste) y GOES-15 (GOES-Oeste, 135 ° oeste), además del GOES-14 que está de reserva en la longitud 105 ° oeste. Europa cuenta con dos satélites en activo de la serie Meteosat, el Meteosat-7 (MTP1, 57.5 ° este, sobre el océano Índico) y el Meteosat-9 (MSG2, 0 ° oeste, sobre Europa), con el Meteosat-8 (MSG1, 9.5 ° este) como reserva del Meteosat-9.

El satélite ruso Elektro-L situado sobre el océano Índico en la longitud 76 ° este. El satélite japonés MTSAT-1R (Himawari-6) en la longitud 140 ° este, ubicado sobre la mitad del Pacífico) y el MTSAT-2 (145 ° este). Y China con el Fen-Yu FY-2C y FY-2C. 105 °E y el FY-2D a 86.5 ° E. (equivalentes a los GOES norteamericanos o Meteosat europeos). Tenemos finalmente los satélites Insat 3A de la India y el COMS-2 (128.2 ° este) de Corea del Sur, que funcionan tanto como satélites de comunicaciones como meteorológicos.

Este grupo de satélites meteorológicos geoestacionarios, pioneros en la observación espacial, se consideran ampliamente consolidados y sus datos son, en la actualidad imprescindibles en los modelos meteorológicos (Arellano, 2011).

Satélites geoestacionarios.

Los satélites en órbita geosincrónica vuelan sobre el ecuador a una altitud aproximada de 36,000 km (es decir, 22,300 millas) sobre la superficie terrestre. Como su velocidad orbital coincide con la velocidad de rotación de la Tierra, parecen estacionarios.

Esta propiedad de los satélites geoestacionarios permite observar frecuente y coherentemente las estructuras y los fenómenos de interés, lo cual explica la enorme utilidad de estos satélites para observar toda clase de amenazas, como tormentas convectivas, huracanes, incendios, erupciones volcánicas y tormentas de polvo y arena.

Entre los sensores para medir aerosoles a bordo de estos satélites están:

El espectrómetro cartográfico del ozono total (Total Ozone Mapping Spectrometer, TOMS) por sus siglas en inglés a bordo del Earth-Probe, proporciona información de la distribución de absorción de los aerosoles predominando el polvo mineral y humo (Herman et al., 1997). Los productos TOMS son especialmente útiles debido a que (en contraste a los AVHRR y muchos otros satélites) es posible detectar con estos aerosoles sobre tierra y sobre superficies con agua.

El instrumento satelital para la medición de ozono (Ozone Monitoring Instrument, OMI) por sus siglas en inglés. Está a bordo del satélite Aura (lanzado en Julio de 2004) que vuela como parte de la constelación de NASA A Train, unos minutos detrás de la órbita del satélite Aqua. El OMI fue diseñado para continuar el registro del TOMS del ozono y otros parámetros atmosféricos relacionados a la química del ozono y el clima. Las mediciones del OMI son sensibles a la absorción del aerosol en las longitudes de onda UV, así proporciona una fuente independiente de información relacionada a la detección de aerosoles minerales de la escena en observación. A diferencia de MODIS, El Índice de Absorción de Aerosol (Absorbing Aerosol Index, OMI AI) por sus siglas en inglés es sensible a la absorción de aerosoles aun cuando las partículas están sobre las nubes y el AAI se deriva exitosamente en condiciones con y sin nubosidad. El OMI tiene una resolución en tierra de 13x24km (nadir) y usa un algoritmo de recuperación similar al de TOMS (Torres et al., 1998).

El (Geostationary Operational Environmental Satellite, Visible Infra-Red Spin-Scan Radiometer, GOES-VISSR) por sus siglas en inglés a bordo de la serie GOES. La NOAA opera dos satélites GOES activos, GOES ESTE y GOES OESTE, cuyas observaciones abarcan la mayor parte del hemisferio occidental. Se utilizan las bandas del visible de esta serie de satélites para analizar la concentración de aerosoles.

Aplicaciones ambientales de los GOES: calidad del aire y visibilidad; clima; incendios; huracanes; cubierta del suelo; rayos; niebla y nubes bajas; ambiente marino y costero;

precipitación e inundaciones; tormentas severas y tornados; meteorología espacial; y volcanes.

El (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager, SEVIRI) por sus siglas en inglés a bordo del satélite METEOSAT. Satélite que es el equivalente europeo de la serie GOES.

El (Meteosat Second Generation–Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager, MSG–SEVIRI). Por sus siglas en inglés. Sensor a bordo de la segunda generación de satélites METEOSAT que empezaron a operar en 2004.

El (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) por sus siglas en inglés, lanzado por NASA a bordo de los satélites Terra y Aqua. El satélite Terra fue el primero que incorporó la detección de incendios a través del sensor MODIS midiendo en las bandas del infrarrojo la emisión de radiación para detectar los incendios. Se utiliza para estudiar los aerosoles, vapor de agua y nubes.

El (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor, SeaWiFS) por sus siglas en inglés. Fue diseñado para mediciones de color globales del océano y la generación de datos con propiedades bio-ópticas del océano, pero también puede producir datos con propiedades ópticas de los aerosoles, en especial el AOT y el exponente Ångström.

El tercer grupo de satélites pertenece a la gama militar, cuyo uso tiene una finalidad totalmente diferente, ya que estos son utilizados con fines de seguridad nacional por los países propietarios de los mismos.

Las observaciones satelitales de la superficie terrestre cubren diferentes regiones del espectro electromagnético, con diferentes (resoluciones espaciales, temporales y espectrales). En la Tabla 1 se presenta información relacionada con los sensores a bordo de satélites que actualmente tienen la capacidad de detectar o medir alguna propiedad de los aerosoles troposféricos y estratosféricos. Algunos de estos están integrados a programas que envían datos para el monitoreo de aerosoles de forma continua.

Todos los satélites mencionados abarcan la región del espectro electromagnético correspondiente al rango visible, exceptuando aquellos montados en los satélites AURA y METOP. Los aerosoles tienen una importante interacción con la luz visible, por esta razón la AOD se calcula con información que proviene de los canales visibles de los satélites. Como se denota en la tabla 1, la mayoría de los sensores son capaces de proporcionar información de AOD de los aerosoles, esta situación proporciona una ventaja importante a cada satélite.

Tabla 1. Sensores y satélites que envían datos continuos de aerosoles (Badarinath, 2010).

Sensor	A bordo del Satélite	País opera	Resolución espectral Región del espectro	Información Proporciona	Resolución temporal
CALIOP	CALIPSO	USA (NASA), Francia	2 bandas espectrales en las regiones visible e infrarrojo	Concentración de aerosoles, vapor de nubes	Cobertura global en 16 días
MODIS	AQUA, TERRA	USA (NASA)	36 bandas espectrales en las Regiones visible e infrarrojo	Temperatura del océano y el suelo, concentración de aerosoles y cobertura vegetal	Cobertura global en 2 días
MERIS	ENVISAT	Europa (ESA)	15 bandas espectrales en las regiones visible e infrarrojo cercano	Concentración de clorofila y sedimentos, coloración del océano y aerosoles marinos	Cobertura global en 3 días
MISR	EOS-AM1	USA (NASA)	4 bandas espectrales en las regiones visible e infrarrojo cercano	Aerosoles, nubes y distribución de la vegetación en la superficie	Cobertura global en 9 días
POLDER-P	PARASOL	Francia	8 bandas espectrales en las regiones visible e infrarrojo cercano	Aerosoles, superficie de la tierra, el océano y nubes	Cobertura global en 16 días
ACE	SCISAT-1	Canadá	3 bandas espectrales en las regiones UV cercano hasta infrarrojo cercano	Procesos químicos en la atmósfera, ozono	Cobertura global en 97 minutos
HIRDLS	AURA	USA (NASA), UK	21 bandas espectrales en las regiones del infrarrojo lejano	Distribución de la temperatura y concentraciones de O3, H2O, CH4, N2O, NO2, HNO3, N2O5.	Cobertura global en 12 horas
SCIAMACHY	ENVISAT	Europa (ESA)	3 bandas espectrales en las regiones UV e infrarrojo	Mediciones de gases traza, temperatura de las nubes, aerosoles y la radiación solar	Cobertura global en 6 días
GOMOS	ENVISAT	Europa (ESA)	3 bandas espectrales en las regiones UV, visible e infrarrojo	Mediciones de ozono, temperatura de las nubes, aerosoles y la radiación solar	Cobertura global en 6 días
AVHRR/3	NOAA-15	USA (NOAA)	6 bandas espectrales en las regiones visible, infrarrojo cercano y medio	Cobertura vegetal, nubes, hielo y temperatura de superficie y océano	Cobertura global en 102 minutos
MHS	METOP	Europa (ESA)	5 bandas espectrales en la región microondas	Detecciones de humedad en la atmósfera, cobertura de hielo, nieve y lluvia	Cobertura global en 90 días
VIIRS	NPOESS	USA (NOAA)	22 bandas espectrales en las regiones visible e infrarrojo	Nubes, radiación solar, superficie del océano, temperatura y color	Cobertura global en 102 minutos

6.3. CLASIFICACIÓN SUPERVISADA

La clasificación supervisada es un método estadístico para agrupar elementos de un conjunto de datos que comparten ciertas propiedades o características en clases o grupos homogéneos.

Estas clases o grupos se crean en base a reglas de decisión que se aplica a cada uno de los elementos a clasificar.

Existen tres fases en la clasificación supervisada:

1. Definición de las clases o categorías (fase de entrenamiento). Se elige una muestra de elementos del conjunto y se agrupan.
2. Agrupación de los datos en una categoría antes creada.
3. Comprobación y verificación de los resultados.

En el caso de imágenes, la clasificación es, además de una técnica estadística, un proceso con una base física, pues pueden estudiarse directamente los valores de radiación reflejada a distintas longitudes de onda y adjudicarles un significado en función de lo que dichas longitudes de onda representen (cita).

Clasificación supervisada en la teledetección.

Las imágenes generadas a través de datos obtenidos mediante sensores satelitales están compuestas también por píxeles que son valores numéricos y pueden ser analizadas mediante la clasificación supervisada. Aunque la clasificación supervisada se adapta a su uso en la teledetección (Olaya, 2012) existiendo diversos métodos para su utilización.

La clasificación supervisada requiere como ya se mencionó, la definición explícita de las clases a definir. En la terminología empleada para las imágenes, podemos decir que el operador debe introducir la firma espectral característica de las clases, expresada esta como los valores más habituales que aparecen para dicha clase. El proceso de clasificación asigna a un punto aquella clase cuyo conjunto de valores (típicos) de las variables estudiadas (los que vienen definidos por esa firma espectral característica) son más similares a los presentes en dicho punto (Olaya, 2012).

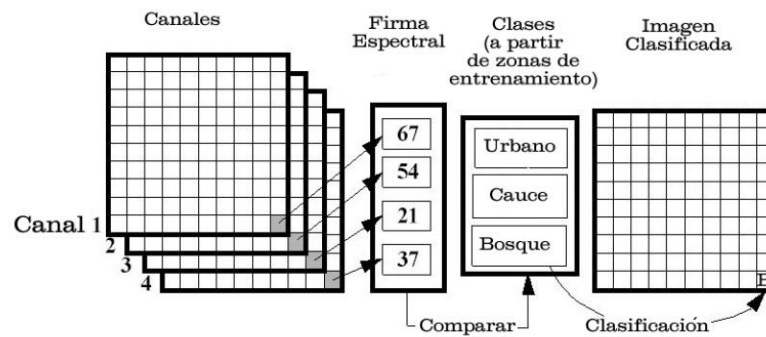


Figura 37. Clasificación supervisada. Tomado de Olaya (2012).

En la clasificación supervisada la forma de obtener los datos de entrenamiento puede realizarse de dos formas:

- Datos o áreas de entrenamiento.

Se conoce "a priori" la identidad y localización de algunos tipos de elementos a ser clasificados. Por ejemplo, cobertura de bosques, aspectos urbanos, etc. Esto significa, trabajo de campo, o análisis a través de cartas, fotografías aéreas, experiencias personales, etc. Los sitios específicos elegidos y conocidos, que representan ejemplos homogéneos, son conocidos como "áreas de entrenamiento" puesto que las características espectrales del mismo, servirán para "entrenar" el algoritmo de clasificación.

Para cada área de entrenamiento, se calculan los parámetros estadísticos (media, desviación estándar, covarianza, etc.), para luego evaluar cada pixel de la imagen, separarlo y asignarlo a una respectiva clase.

- Asignación de valores directos.

Los métodos existentes para llevar a cabo la clasificación son muy diversos, y la literatura estadística recoge decenas de ellos (Olaya, 2012). Dentro del ámbito de la teledetección los más utilizados son:

- Clasificación por paralelepípedos
- Mínima distancia
- Máxima verosimilitud

Paralelepípedos. A partir de la información contenida en una serie de archivos de firmas espectrales. Se basa en una serie de umbrales bajos y altos de reflectividad para cada categoría en cada banda, determinadas por la firma espectral. Para asignar un píxel a una clase determinada, éste debe poseer valores de reflectividad dentro del rango de la categoría en cuestión en cada banda considerada. El proceso de paralelepípedos es el más rápido de los clasificadores supervisados. También, potencialmente, el menos preciso.

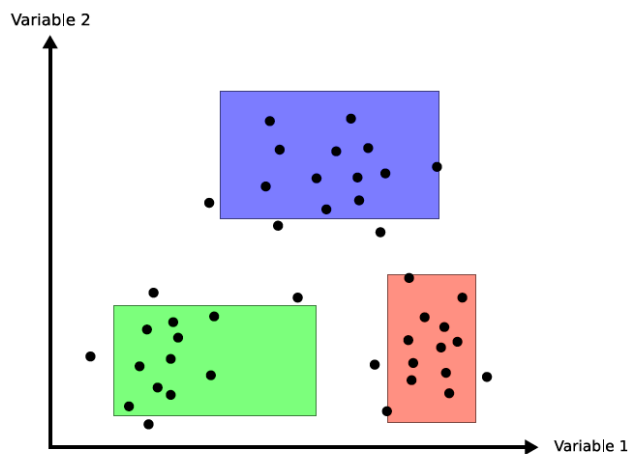


Figura 38. Paralelepípedos. Tomado de Olaya (2012)

Mínima Distancia. La clasificación de Mínima Distancia a las Medias se basa en la reflectividad media en cada banda para una firma espectral. Los píxeles se asignan a la clase con la media más próxima a su valor. Es más lento que el clasificador de paralelepípedos, y más rápido que el clasificador de máxima probabilidad. Se utiliza, generalmente, cuando el número de píxeles que define las firmas espectrales es muy pequeño o cuando los campos de entrenamiento no están bien definidos.

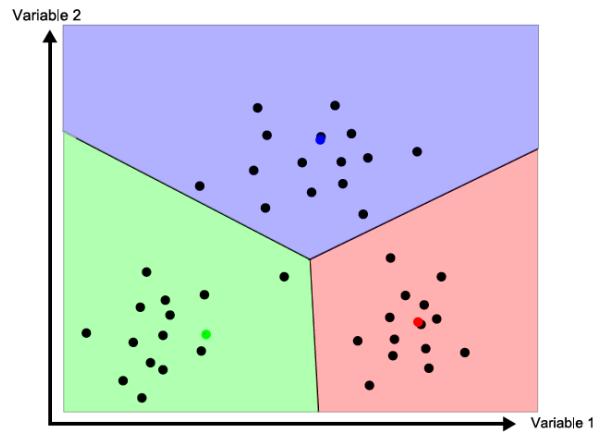


Figura 39. Mínima Distancia. Tomado de Olaya (2012)

Máxima verosimilitud. Realiza la clasificación por Máxima Probabilidad, a partir de la información contenida en una serie de archivos de firmas espectrales. Se basa en la función de densidad de probabilidad asociada a la firma de un determinado campo de entrenamiento. Los píxeles se asignan a la clase más probable, tras comparar la probabilidad de que cada píxel pertenezca a cada una de las signaturas consideradas.

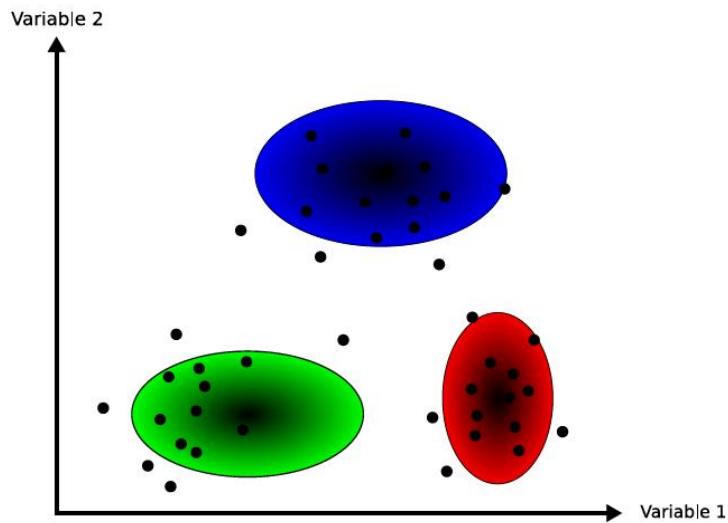


Figura 40. Máxima Verosimilitud. Tomado de Olaya (2012).

6.4. GEORREFERENCIACIÓN.

Técnica geográfica, que consiste en asignar mediante cualquier medio técnico apropiado, una serie de coordenadas geográficas procedentes de una imagen de referencia conocida, a una imagen digital de destino. Estas coordenadas geográficas reemplazarán a las coordenadas graficas propias de una imagen digital en cada píxel, sin alterar ningún otro atributo de la imagen original, cada serie de píxeles serán fácilmente reconocibles, en ambas imágenes y pueden tener un origen antrópico (Cruces de carreteras, caminos, edificaciones y estructuras, construcciones, vértices geodésicos, etc.) o naturales normalmente de carácter fisiográficos y topográficos, y que no sean demasiado dinámicos en el espacio ni en el tiempo (Desembocaduras de ríos, línea de costa, toponimia, etc.). Los puntos adicionados de esta forma deben estar bien distribuidos en la escena, tratando al máximo de evitar la linealidad en su colocación, a este proceso se le denomina Corrección geométrica de una imagen.

El nivel de precisión alcanzado en la georreferencia depende en gran medida de la fuente de información geográfica utilizada (mapas temáticos, cartografía oficial, puntos de GPS, etc.) y de la escala a la cual se vaya a realizar el trabajo.

6.5. COORDENADAS GEOGRÁFICAS.

La elaboración de mapas a partir de imágenes involucra conocer la localización geográfica de los elementos y características de la Tierra, transformar estas localizaciones sobre la Tierra a

una posición sobre un mapa plano requiere el uso de una proyección de mapa a una simbolización gráfica de estos elementos.

Un sistema de coordenadas geográficas es un sistema de referencia usado para localizar elementos geográficos de la tierra sobre una superficie plana.

La Tierra se puede considerar un volumen esférico no uniforme, aunque se puede aproximar a una figura geométrica, a la que se denomina Geoide, para su mejor concepción se le intenta adaptar a una figura más uniforme como es la de un elipsoide. Dependiendo del elipsoide de referencia escogido, el sistema de coordenadas geográficas varía para un mismo punto terrestre, ya que el tamaño y el centro de origen de cada uno de ellos no son coincidentes.

El elipsoide WGS84, es uno de los más utilizados en la actualidad ya que se conformó a partir de datos procedentes de los satélites que constituyen el Sistema de Posicionamiento Global. (GPS). Con WGS84, se logra obtener un único sistema de referencia en coordenadas geográficas para todo el mundo. Es considerado más preciso que los elipsoides de Clarke (1866), Clarke (1880) y Krasovsky (1942). Para la elaboración de mapas es necesario conocer la latitud y longitud y a menudo la altitud de los elementos a cartografiar.

6.6. *FORMATO HDF.*

El formato de almacenamiento de datos jerárquico (Hierarchical Data Format, HDF) por sus siglas en inglés, es utilizado por la NASA para distribuir los archivos MODIS de los satélites Aqua y Terra. Los HDF fueron diseñados para permitir la distribución de archivos auto descriptivos a través de plataformas heterogéneas. “Auto descriptivos” significa que el conjunto de datos, como un arreglo multidimensional de números, puede tener metadatos adicionales asociados lógicamente a estos, que describen los datos como el rango del arreglo, número de elementos de cada dimensión. etc. La posibilidad de acceder a los archivos a través de plataformas heterogéneas es una capacidad poderosa que nos permite leer archivos originados en distintas arquitecturas de máquina. Por ejemplo un usuario con una maquina DEC ALPHA puede leer un archivo HDF generado en una maquina Silicon Graphics. Donde comúnmente el ordenamiento de los archivos binarios debería ser considerado. Las bibliotecas HDF administran esos detalles.

Para obtener estas características, los HDF siguen el principio de los arreglos multidimensionales de la programación orientada a objetos, las tablas e imágenes pueden ser almacenadas en el mismo archivo y vistas como objetos discretos, en lugar de un flujo continuo de bits. No es necesario un conocimiento de la programación orientada a objetos ni de diseño físico de los archivos, porque los usuarios interactúan con los objetos a través de llamadas a una biblioteca HDF. En su lugar el usuario necesita entender el contenido del archivo al que se accede en términos de tipos de objetos de datos HDF.

(Members of the MODIS Characterization Support Team, 2005).

Los archivos HDF nivel 1B que proporciona NASA contienen el siguiente tipo de datos:

6.7. *CONJUNTOS DE DATOS CIENTÍFICOS SDS. (SCIENTIFIC DATA SETS, SDS) POR SUS SIGLAS EN INGLÉS.*

Estos objetos contienen arreglos multidimensionales, usados para almacenar datos científicos. El nivel 1B emplea datos SDS para almacenar datos científicos calibrados, sus inexactitudes, y una parte del aseguramiento de la calidad de los datos.

Los SDS están hechos para auto describirse a través de un conjunto de atributos. Se puede considerar a los datos como relacionados al SDS.

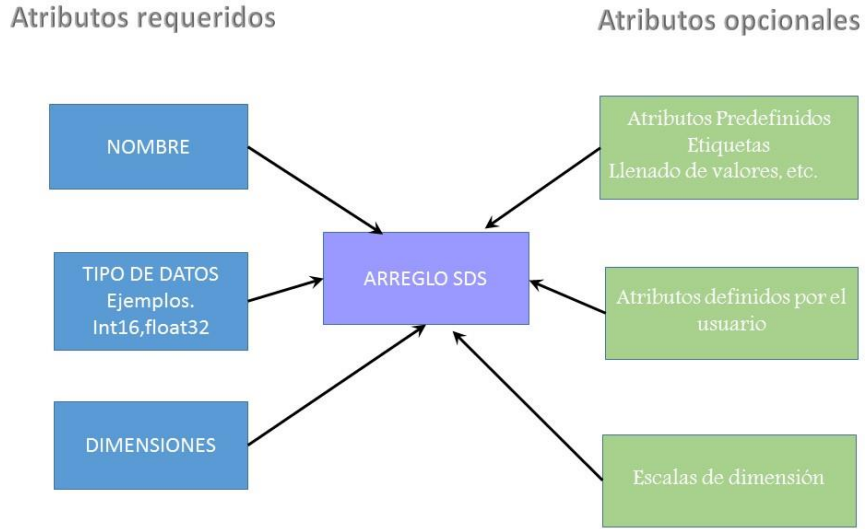


Figura 41. Esquema de los componentes requeridos (izquierda) y opcionales (derecha) de un conjunto de datos SDS.

Los atributos listados abajo proporcionan la información mínima para permitir a una biblioteca HDF identificar los SDS y organizar los datos dentro de un arreglo para tener las dimensiones correctas y el tipo de datos.

Nombre. Una cadena que define el nombre del SDS y que lo identifica únicamente.

Tipo de datos. Tipo de datos. (Ejemplo: float32) que define como se almacenan los datos en el arreglo.

Dimensiones. El número de dimensiones, o rangos del arreglo.

Los otros atributos son opcionales:

Atributos predefinidos:

Etiquetas. Para todas las dimensiones y los datos.

Unidades. Para todas las dimensiones y los datos.

Un rango específico. Especificando los valores máximo y mínimo para un conjunto de datos

Un llenado de datos. Que representa la ausencia de datos recuperados dentro de un conjunto de datos.

Un sistema de coordenadas. Para usar cuando se interpretan o despliegan los datos.

(Members of the MODIS Characterization Support Team, 2005).

6.8. FORMATO BSQ.

Archivo de banda secuencial (BSQ) por sus siglas en ingles. Es un método comun de organización de datos de imagen por imágenes multibanda. BSQ no es un formatos de imagen, es un esquema para almacenar los valores de píxel reales de una imagen en un archivo. Estos archivos admiten la visualización de imágenes simples y multibanda, y manejan datos de imagen blanco y negro, escala de grises, pseudocolor, color verdadero y multiespectral.

Los archivos BSQ son archivos binarios y deben tener un archivo de encabezado ASCII asociado para que programas como Matlab, envi o ArcGIS los interpreten correctamente. Este archivo de encabezado contiene datos secundarios sobre la imagen como el número de filas y columnas en la imagen, si hay un mapa de color, y la latitud y longitud.

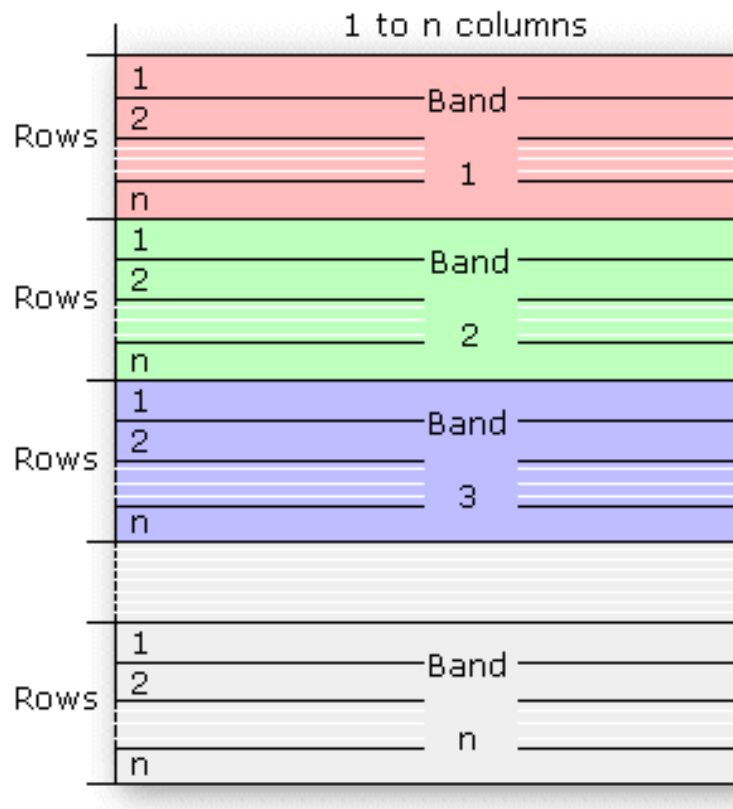


Figura 42. Representación del formato BSQ.

Los archivos de CONABIO están compuestos por un archivo txt y un archivo con extension bin.

El archivo txt contiene informacion que describe el contenido de los datos del archivo con extension bin. Como el nombre del satélite, el tipo de datos, la estructura del archivo y datos de la georreferenciación de los mismos.

Ejemplo:

Satelite: TERRA-1 o AQUA-1
Tipo de Dato: 32 bit float
Numero de columnas: 13360
Numero de renglones: 11132
Tamano de pixel: 250m
Proyeccion: Conica Conforme de Lambert
Datum Horizontal: Norteamericano de 1927
Esferoid: Clarke 1866
1er. Paralelo base: 17 30
2do. Paralelo base: 29 30
Meridiano central: -102 0
Latitud de origen de la proyeccion: 0 0
Falso Este (Metros): 2000000
Falso Norte (Metros): 0
Coordenadas extremas:
Esquina superior izquierda
X = 433,005.0 m (118 37 51.6 W)
Y = 3,774,843.0 m (32 46 04.8 N)
Esquina Inferior derecha
X = 3,772,005.0 m (86 24 30.2 W)
Y = 991,843.0 m (7 41 02.2 N)
Numero de Bandas: 2
Formato de la grabacion: BSQ
Tamano de archivo
Sin comprimir: 1.1 GB

El archivo .bin esta compuesto por el formato **BSQ** antes mencionado.

6.9. TABLA DE BANDAS UTILIZADAS.

TABLA 5. Bandas utilizadas.

Banda	Región del espectro	Longitud de onda ($\mu\mu$)	Resolución espacial (metros)
1	Visible	0.620 – 0.670	250
2	Infrarrojo cercano	0.841 – 0.876	250
3	Visible	0.459 – 0.479	500
4	Visible	0.545 – 0.565	500
26	Infrarrojo cercano	1.360 – 1.390	1000
29	Infrarrojo térmico	8.400 – 8.700	1000
31	Infrarrojo térmico	10.780 – 11.280	1000
32	Infrarrojo térmico	11.770 – 12.270	1000

6.10. TABLA CON VALORES DE RADIANCIA.

CONABIO proporciona la siguiente tabla, esta nos muestra los valores de desplazamiento y factor de escala, para cada una de las bandas disponibles en cada archivo binario HDF .Para obtener el valor de la radiancia de los pixeles de cada una de las bandas se utiliza la formula detallada abajo.

Valores de offset y factor de escala. Para obtener los valores de radiancia utilizar la expresi3n:

$$\text{radiancia} = (\text{valor original} - \text{OFFSET}) * \text{SCALE FACTOR}$$

TABLA 6. Valores de radiancia de cada banda.

Variable	Scale	Offset
modis_ch01b	0.029286	0
modis_ch02b	0.0097441	0
modis_ch03b	0.021947	0
modis_ch04b	0.01895	0
modis_ch05b	0.0047891	0
modis_ch06b	0.0027009	0
modis_ch07b	0.00083146	0
modis_ch08b	0.0066725	-2.115
modis_ch09b	0.0049408	-1.5661
modis_ch10b	0.003712	-1.1766
modis_ch11b	0.002957	-0.93728
modis_ch12b	0.0023129	-0.73313
modis_ch13Hb	0.00057772	-0.18312
modis_ch13Lb	0.0011923	-0.37793
modis_ch14Hb	0.00042122	-0.13352
modis_ch14Lb	0.0011618	-0.36827
modis_ch15b	0.00096625	-0.30628
modis_ch16b	0.00062749	-0.1989
modis_ch17b	0.0063829	-2.0232
modis_ch18b	0.0095057	-3.0131
modis_ch19b	0.0069671	-2.2084
modis_ch20b	6.9308e-05	-0.171
modis_ch21b	0.0034669	-8.6
modis_ch22b	7.6266e-05	-0.189
modis_ch23b	8.9908e-05	-0.216
modis_ch24b	3.1556e-05	-0.034
modis_ch25b	5.6398e-05	-0.088
modis_ch26b	0.0027732	-0.87901
modis_ch27b	0.00011783	-0.321
modis_ch28b	0.00019245	-0.446
modis_ch29b	0.00055708	-1.454
modis_ch30b	0.00040632	-0.634
modis_ch31b	0.00065081	-1.325
modis_ch32b	0.000571	-1.21
modis_ch33b	0.00026234	-0.656
modis_ch34b	0.00020087	-0.502
modis_ch35b	0.00017676	-0.442
modis_ch36b	0.00011859	-0.296

La tabla contiene adicionalmente los valores ValorIncorrecto(-32768), ValorMinimo(0) y ValorMaximo para cada banda(32767).