

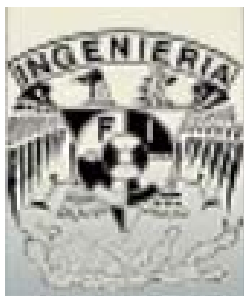


**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS Y COMPARACIÓN DE LAS EMISIONES DE
SO₂ DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL MEDIANTE EL
USO DE IMÁGENES MODIS BAJO CONDICIONES DE
NUBOSIDAD DISTINTAS ENTRE 2007-2008**

JOSÉ JESÚS KARIM PACHECO VIVERO



MÉXICO, D.F.

2008



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS Y COMPARACIÓN DE LAS EMISIONES DE
SO₂ DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL MEDIANTE EL
USO DE IMÁGENES MODIS BAJO CONDICIONES DE
NUBOSIDAD DISTINTAS ENTRE 2007-2008**

TESIS QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

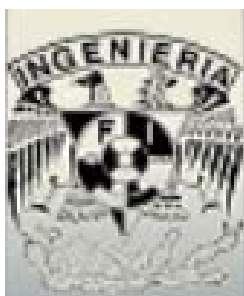
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

JOSÉ JESÚS KARIM PACHECO VIVERO

ASESOR:

DR. HUGO DELGADO GRANADOS



MÉXICO, D.F.

2008

Mi más profundo agradecimiento:

A Dios por permitirme llegar a este momento en la vida

A mis Padres por ser la parte vital para haber cumplido este sueño

A la UNAM por haberme brindado un lugar para desarrollarme

A mi asesor por compartir su tiempo y experiencia profesional

A Sofía por brindarme su apoyo, cariño y compañía

*A mis maestros, a mis hermanos, a mis amigos,
y a todos los que me han ayudado a crecer.*

“Impelido por un vivo afán, ansío ver la gran confusión de las formas diversas y extrañas obradas por la artificiosa naturaleza; tras vagar entre umbrosos peñascos, llegué a la entrada de una gran caverna ante la cual detúveme estupefacto; ignorante de su existencia, doblado mi espinazo en arco y posando la cansada mano en la rodilla, cubriendo con la diestra mis párpados entornados y agachándome ora a un lado ora a otro para ver si allá adentro discernía alguna cosa. E impidiéndomelo la gran oscuridad que allí dentro reinaba, y transcurrido algún tiempo, de súbito se despertaron en mi dos cosas: temor y deseo; temor inspirado por la amenazadora y oscura espelunca; deseo de ver si dentro de ella hubiese algo milagroso ”.

Leonardo da Vinci

CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	1
1.INTRODUCCIÓN	2
1.1.Generalidades	2
1.2.Antecedentes	3
1.3.Trabajos previos	3
1.4.Planteamiento del problema	4
1.5.Objetivos	5
2. ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y SO ₂	6
2.1.Los magmas	6
2.2.Los volátiles	7
2.3.Actividad volcánica	8
2.4.Nubes volcánicas	11
2.4.1.Nubes pasivas y explosivas	11
2.4.2.La atmósfera	12
2.4.3.Comportamiento de las nubes volcánicas en la atmósfera	13
2.5. El SO ₂ como indicador de la actividad volcánica	20
3. FUNDAMENTOS DE PERCEPCIÓN REMOTA	22
3.1.Imágenes de satélite y percepción remota	22
3.2.Principios físicos de la percepción remota	23
3.3.Teledetección con imágenes MODIS	35
3.4. Bases teóricas de la percepción remota aplicada a observación de nubes volcánicas.	42
4. METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO DE DATOS	50
4.1.Adquisición y visualización de imágenes MODIS	50
4.2.Georeferenciación de las imágenes en ENVI 4.2	53
4.3.Preparación de archivos para utilizar el algoritmo MAP_SO2	53
4.4.Obtencion de SO2. ENVI y MAP_SO2	54
4.5. Procesamiento con el algoritmo MAP_SO2	56
4.5.1.Descarga de archivos de imágenes	56
4.5.2.Procesado y visualización de las imágenes de SO ₂	57
4.6.Obtención de datos de SO ₂ del OMI	61
4.7.Obtención de condiciones atmosféricas en las fechas de estudio	62
5. RESULTADOS	63
5.1. Actividad del volcán Popocatépetl	63
5.2. Datos atmosféricos en las fechas de estudio	65
5.3. Presentación de imágenes y resultados obtenidos	68
5.4. Datos OMI de SO ₂	78

6.CONCLUSIONES	82
6.1.Discusión	82
6.1.1.Comparación de resultados obtenidos usando imágenes MODIS	82
6.1.2.Análisis y comparación de resultados obtenidos usando imágenes MODIS con los de OMI	83
6.2.Conclusiones	87
BIBLIOGRAFÍA	90

RESUMEN

Los componentes de las nubes volcánicas las hacen distinguibles de otros fenómenos atmosféricos y por tanto detectables por métodos de percepción remota. Por otra parte, el SO_2 junto con otros gases presentes en estas nubes volcánicas son un importante indicador del comportamiento del magma en el interior del volcán así como de sus fases explosivas. La aplicación del algoritmo de MAP_ SO_2 desarrollado para el análisis y discriminación de gases en nubes volcánicas con la ayuda del software para el manejo de imágenes ENVI permitió a partir de imágenes MODIS del volcán Popocatepetl, separar la región de la nube volcánica donde el SO_2 se hace presente y con esto obtener cantidades aproximadas del mismo para dos fechas de estudio determinadas. Estas fechas corresponden a los meses de julio-agosto y diciembre-enero del 2007-2008, con el fin de analizar dos épocas del año con condiciones atmosféricas diferentes y la influencia de estas en los resultados. En el primer capítulo se da una breve descripción de lo que se pretende hacer en este trabajo, los objetivos que se buscan y algunos otros estudios previos y métodos usados en el estudio de las nubes volcánicas. En el segundo capítulo se introducen algunos conceptos básicos de vulcanología, mencionando la importancia de los volátiles volcánicos en la explosividad de una erupción. En este mismo capítulo se plantean las principales leyes físicas que rigen el comportamiento de las nubes volcánicas, así como algunos modelos que nos permiten obtener los parámetros que las caracterizan haciendo énfasis en ecuaciones que rigen a los fenómenos atmosféricos dada la importancia que estos tienen en el entendimiento del fenómeno. Se muestran al final de este capítulo datos de concentraciones de SO_2 como indicador de la actividad volcánica. En el tercer capítulo se revisan las nociones básicas de la percepción remota así como de la interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera. La importancia de las condiciones atmosféricas es demostrada con una serie de ecuaciones que rigen el fenómeno de la transferencia radiativa, sin dejar de lado su aplicación en la observación de nubes volcánicas. En el capítulo 4 se muestra la metodología usada en el programa de cómputo para el análisis de los datos así como el funcionamiento del algoritmo en el cálculo de las concentraciones de SO_2 . Finalmente, en el capítulo 5 se muestran los valores de parámetros atmosféricos y una breve historia eruptiva del volcán Popocatepetl, así como la presentación y análisis de los resultados obtenidos con el método. En el capítulo 6 se discuten los resultados y se resumen las conclusiones.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

El volcán Popocatépetl (cerro que humea) es capaz de arrojar grandes cantidades de gases y ceniza a diversas alturas en forma de plumas volcánicas (Figura1).

Como parte de su proceso de desgasificación, la gran cantidad de SO_2 que libera en sus fumarolas es detectable por métodos de percepción remota y cuantificable mediante algoritmos como el aquí presentado. Estos algoritmos, basándose en la detección en el infrarrojo de la diferencia en la radiancia de los diferentes gases presentes en la nube volcánica permiten separar y medir las concentraciones de los mismos. Por otra parte, el SO_2 tiene una presencia importante en las nubes volcánicas emitidas por el volcán Popocatépetl y es además un indicador de los episodios volcánicos y el comportamiento del magma en el interior del volcán. Los numerosos algoritmos para discriminación de gases poseen diversas ventajas como lo son la facilidad de obtención y amplia disponibilidad de imágenes satelitales, sin embargo también están sujetos a numerosas fuentes de error, una de las cuales es la nubosidad presente en el área del volcán en la imagen satelital. En este trabajo se analizan las imágenes MODIS en donde la pluma volcánica del Popocatépetl se hace presente haciendo especial énfasis en las condiciones atmosféricas de dos fechas de estudio, observando y comparando la influencia de la nubosidad en la obtención de las concentraciones de SO_2 con imágenes MODIS y el algoritmo MAP_ SO_2 .

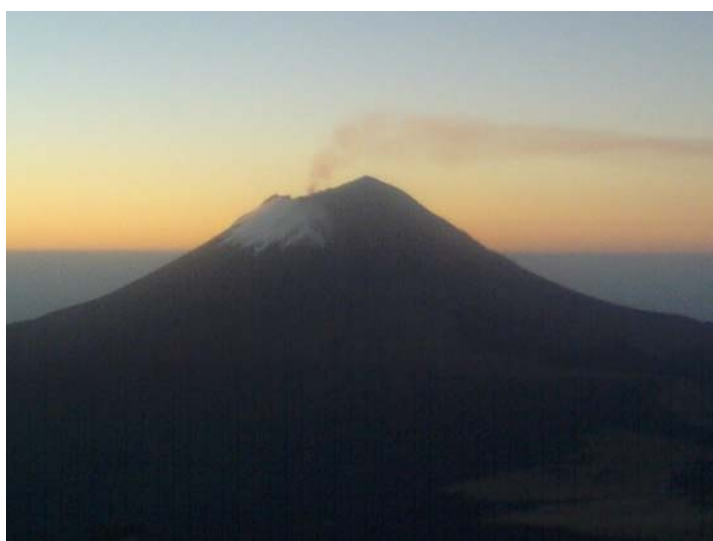


Fig.1.El volcán Popocatépetl forma parte del cinturón volcánico Trans-mexicano y es uno de los más importantes emisores de SO_2 .

1.2 Antecedentes

El volcán Popocatépetl está situado en el eje neovolcánico transversal (19.05° N, -98.6° W) y posee una edad menor a 0.8 Ma con una composición de magmas principalmente andesítico y dacítico (Delgado et al., 2008). El volcán Popocatépetl ha pasado por dos fases eruptivas principales. El primer estratovolcán antiguo conocido como Nexpayantla fue destruido por un colapso gravitacional. La segunda fase es la productora del cono actual consistente de intercalación de lavas y depósitos piroclásticos (Goff et al., 1998). A lo largo de su historia el Popocatépetl ha mostrado erupciones vulcanianas y plinianas, presentando estas últimas una periodicidad de alrededor de 2000 años mientras que las primeras muestran periodos cíclicos de alrededor de 70 años (Delgado et al., 2001). La secuencia eruptiva previa ocurrió en 1920 y la actual empezó el 21 de diciembre de 1994 (Delgado et al., 2001) y es considerada como una desgasificación pasiva con erupciones explosivas menores. Por otra parte, uno de los principales constituyentes de la pluma volcánica es el SO₂ del cual se han medido hasta 170,000 toneladas por día (Delgado et al., 2008).

1.3 Trabajos previos

En 1979 los científicos dedicados al estudio de los gases volcánicos descubrieron que el sensor TOMS (Total Ozone Mapper Spectrometer) podía ser utilizado para identificar la distribución del dióxido de azufre (SO₂) en la estratosfera. Los primeros sensores TOMS a bordo de los satélites Nimbus-7 y Meteor-3 detectaron 55 de 350 erupciones conocidas hasta 1992. Una mejora en los instrumentos TOMS lanzados en 1997 ayudaron en la detección de emisiones de SO₂ con mayor precisión. Posteriormente, con el uso de otros satélites con sensores como el AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) fue posible detectar las condiciones iniciales de las nubes volcánicas en erupciones como la del Mount Spurr, siendo factible además, definir su localización 48 horas después de la explosión (Short, 2007). Muchos estudios incluyen también datos de un espectrómetro de correlación (COSPEC), cuyo sensor detecta la cantidad de radiación transmitida en el rango del espectro del ultravioleta absorbida por el SO₂ en la pluma.

En el caso del volcán Popocatépetl se han hecho numerosos estudios que incluyen mediciones terrestres utilizando instrumentos como el COSPEC y mediciones usando imágenes MODIS. Por ejemplo, durante la fase fumarólica de febrero a diciembre de 1994 el porcentaje promedio de emisión de SO₂ fue de 1330 toneladas por día mientras que los valores durante el evento explosivo inicial de diciembre de 1994 fueron relativamente pequeños comparados con aquellos que le siguieron (Matiella et al., 2007). Las emisiones de SO₂ del volcán Popocatépetl en el periodo de diciembre 2000 a enero 2001 fueron detectadas por sensores satelitales como MODIS, TOMS y AVHRR y aunado a estos instrumentos, se han realizado mediciones aéreas con trayectorias perpendiculares a la pluma volcánica con ayuda del espectrómetro COSPEC y GPS de navegación aérea, por ejemplo durante la erupción de enero de 1998 se realizaron más de 350 mediciones aéreas de concentraciones de SO₂.

La detección y cuantificación de las emisiones de SO₂ del volcán Popocatépetl usando métodos como los mencionados es de gran importancia, ya que los cambios en los valores de emisión en la nube volcánica indican un cambio en la actividad del volcán.

1.4. Planteamiento del problema

Los métodos de medición de SO₂ y cenizas en las nubes volcánicas usando imágenes de satélite MODIS, son utilizados en la actualidad para monitorear volcanes en centros de observación alrededor del mundo.

El volcán Popocatépetl emite grandes cantidades de SO₂ y ceniza durante sus episodios explosivos (Goff et al., 1998) y dado que es uno de los mas importantes emisores de SO₂ atmosférico a nivel mundial (Delgado-Granados et al., 2008), esto lo hace un caso ideal para el estudio de las nubes volcánicas emitidas a través de imágenes de satélite, permitiendo medir a gran escala las concentraciones de gases y cenizas presentes en dicha nube.

Dado que el Popocatépetl emite constantemente grandes cantidades de SO₂ y cenizas, es importante establecer un monitoreo mediante sensores remotos. Sin embargo, debido a que el H₂O y el SO₂ absorben en una región cercana del infrarrojo, es necesario probar la utilidad del método en condiciones de lluvias y de secas.

Para las fechas correspondientes a dos épocas del año con condiciones atmosféricas distintas se analizaron imágenes de satélite del sensor MODIS en las bandas 29 a 32 (8 a 12

μm), mediante el uso del algoritmo MAP_SO2 en el lenguaje IDL obteniendo los valores de concentración del gas SO₂.

Con los valores de concentraciones de SO₂ de la nube volcánica del Popocatépetl correspondiente a las fechas de estudio mencionadas, se compararon los resultados entre estas y los datos publicados por un grupo de estudio de nubes volcánicas conocido como OMI, que obtiene concentraciones diarias de SO₂ a partir de imágenes tomadas con el sensor TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer).

La comparación entre estos datos permitió evaluar la importancia que tienen en los resultados las principales fuentes de error en la detección de SO₂ en nubes volcánicas como son las condiciones atmosféricas presentes en la imagen de satélite, sin olvidar la influencia que tiene el uso de diferentes sensores que trabajan en regiones del espectro distintas y con algoritmos distintos.

1.5. Objetivos

Los principales objetivos de este trabajo son:

- Obtener los valores de las concentraciones de SO₂ presentes en la nube volcánica del Popocatépetl mediante el uso del algoritmo MAP_SO2 en la región del infrarrojo de las imágenes MODIS para los periodos comprendidos del 15 de julio al 5 de agosto de 2007 y del 15 de diciembre al 25 de enero del 2008.
- Comparar estos valores con los valores de concentraciones de SO₂ de los datos publicados por el grupo OMI en las fechas y horas disponibles.
- Analizar las diferentes condiciones atmosféricas para las fechas de estudio arriba mencionadas así como las diferencias entre los valores de concentración de SO₂ para los dos casos, tomando en cuenta que las imágenes analizadas en este trabajo fueron obtenidas del sensor MODIS en horas distintas a las publicadas por el grupo OMI, obtenidas del sensor TOMS.
- Explicar las posibles causas de diferencias entre los valores de concentración de SO₂ de las imágenes del sensor MODIS y las del grupo OMI, así como la influencia de la nubosidad en los resultados obtenidos.

2.ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y EL SO₂

2.1. Los magmas

El volcanismo es la manifestación superficial de un proceso térmico en el interior del planeta a través de la emisión de productos sólidos, líquidos y gaseosos (Francis, 2004). El vulcanismo se encuentra típicamente desarrollado a lo largo de los límites de las placas tectónicas e incluso en regiones intraplaca. Entonces, un volcán es un sitio en el cual los materiales del interior del planeta llegan a la superficie tomando diversas formas y existe un amplio rango de éstas, originadas en las erupciones volcánicas dependiendo de varios factores dentro de los cuales el más importante es la composición del magma (Araña, 1984).

El magma es roca fundida junto con elementos volátiles que adquiere en su fuente; existen tres materiales o fases presentes en el magma (Francis, 2004): Una mezcla viscosa de silicatos, una proporción variable de cristales y una fase gaseosa.

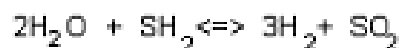
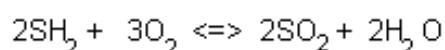
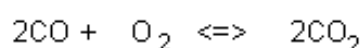
La mayoría de los magmas están compuestos de sólo 10 elementos (Araña, 1984): oxígeno, silicio, aluminio, fierro, magnesio, titanio, calcio, sodio, potasio y fósforo dentro de los cuales los más abundantes son el silicio y el oxígeno. Es por eso que los magmas se clasifican de acuerdo a su contenido de SiO₂ en máficos, (con un bajo contenido de SiO₂ y alto contenido de Fe y Mg) y félsicos con un alto contenido de sílice. Estos magmas se enfrían y cristalizan produciendo los diferentes tipos de rocas volcánicas como se muestra en la Tabla 1.

Contenido de SiO ₂	Tipo de magma	Roca volcánica
45-55%	Máfico	Basalto
55-65%	Intermedio	Andesita
65-75%	Félsico(bajo Si)	Dacita
75-80%	Félsico(alto Si)	Riolita

Tabla 1. Tipos de magma y su correspondiente roca volcánica de acuerdo a su contenido en SiO₂ (Le Bas et al., 1986).

2.2. Los volátiles

La fracción volátil son los gases contenidos en el magma y de acuerdo con Araña et al. (1984), la composición de los gases volcánicos no corresponde exactamente a la del magma original dados los procesos de modificación que sufre durante el ascenso y su interacción con el ambiente. Es por esto que la fase volátil del magma presenta una gran variedad de componentes sin embargo, el 90 o 95% está comprendido en el llamado sistema H-O-C-S en donde ocurren algunas reacciones de oxidación y reducción como las mostradas en las siguientes fórmulas:



Los tres principales componentes de entre la gran variedad de reacciones de oxidación y reducción están el H_2O , CO_2 y SO_2 mientras que otros componentes en menor concentración son Ar, He, Cl_2 , N_2 , O_2 , etc.

Existen otras partículas (aerosoles) de sublimados que se concentran en las grietas de las paredes o rocas cercanas al cráter en donde se han encontrado algunos elementos principales de cloruros, sulfatos y óxidos (Na, K, Ca, Fe, Si).

La fase volátil varía al progresar la cristalización fraccionada en la cámara magmática y además se ha observado en algunos casos una relación importante entre la composición y la temperatura de salida de los gases durante una erupción volcánica

Por ejemplo, las fumarolas asociadas a la erupción del volcán Usu en Japón durante el periodo de 1977 y 1980 iniciaron con una temperatura de 100°C relacionada con un bajo contenido en SO_2 , H_2S y HCl , para después aumentar hacia la fase final con una temperatura

de 700° C (Matsuo et al., 2002). Además cabe mencionar que la diferente proporción entre los principales volátiles parece estar asociada al tipo de magma y su grado de alcalinidad.

Los volátiles juegan un papel importante en la columna magmática (Araña et al., 1984) ya que para un proceso isotérmico, la ecuación de estado de la fase gaseosa está dada por la fórmula: $p_g = kP$, donde “k” es una constante que relaciona la densidad del gas con la presión “P”. Con ayuda de la Ley de Henry $\sigma = HP$ (a temperatura constante, el gas disuelto en un líquido es proporcional a la presión que ejerce el gas sobre el líquido) y sabiendo que la ecuación diferencial que rige el movimiento de una mezcla con velocidad “v”, densidad “ ρ ” y un término de rozamiento en función de la velocidad “a(v)” es:

$$v \frac{dv}{dz} + \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz} = -a(v) - g \quad (2.1)$$

Se puede entonces generar un modelo de columna magmática en un cilindro con un flujo “Q” de magma con densidad “ ρ_m ” y viscosidad “ μ ” dado por $\beta = 4/3$ $a(v) = 8\pi\mu v^2/Q$, con el cuál, haciendo las sustituciones pertinentes obtenemos una ecuación para el movimiento de magma turbulento:

$$\frac{4}{3} v \frac{dv}{dp} = 8\pi \mu \frac{v}{Q} \frac{1}{\rho_m} - \frac{H}{k} - \frac{P_0 - P}{P} \quad (2.2)$$

La importancia de esta última ecuación radica en que el término “H/k” nos muestra la gran influencia que tienen los volátiles (gases como el SO₂) en el ascenso y comportamiento del magma ya que variaciones en este término alteran notablemente el proceso eruptivo relacionado directamente con la presión “P”.

2.3. Actividad volcánica

Como ya se mencionó, el gas contenido en el magma provee la fuerza principal a las erupciones volcánicas explosivas y además las erupciones no explosivas son típicas de magmas basálticos mientras que las erupciones explosivas son típicas de magmas de andesíticos a riolíticos.

Una erupción volcánica se produce cuando el magma alcanza la superficie y existe una separación entre los gases y el techo de la columna magmática. Estos gases, con una densidad menor y movilidad mayor, se acumulan en el techo de la cámara (Figura 2) y en los conductos o chimeneas incrementando la presión y desencadenando así fases explosivas. Un magma viscoso, retiene la fase gaseosa aumentando la presión interna que con una rápida expansión supera a la presión externa provocando la liberación de la columna eruptiva (Araña et al., 1984).



Fig.2. Volcán Popocatépetl, en cuya cima se observan gases liberados desde el cráter.

Existen alrededor de 550 volcanes en la tierra que han hecho erupción en tiempos históricos. Estas erupciones son variables en tiempo, tamaño y explosividad, sin embargo, existe una frecuencia global de pequeñas erupciones que producen de 0.01 a 0.001 kilómetros cúbicos de material volcánico y una frecuencia de grandes erupciones que producen cientos de kilómetros cúbicos de ceniza cada 100,000 años.

La explosividad de una erupción volcánica es medida en términos de los productos volcánicos o tefra (Newhall y Self, 1982), sin embargo, como la mayoría de las erupciones han ocurrido en tiempos pasados se utiliza el índice de explosividad volcánica, (VEI por sus siglas en inglés) que considera criterios como el volumen de material eruptado, la altura de la columna eruptiva y de la pluma, así como descripciones cualitativas. El área de dispersión piroclástica definido por Walker en 1973 es un indicador de la altura de la columna así como el índice de fragmentación es un indicador de la explosividad de la erupción como se muestra en la siguiente Figura 3.

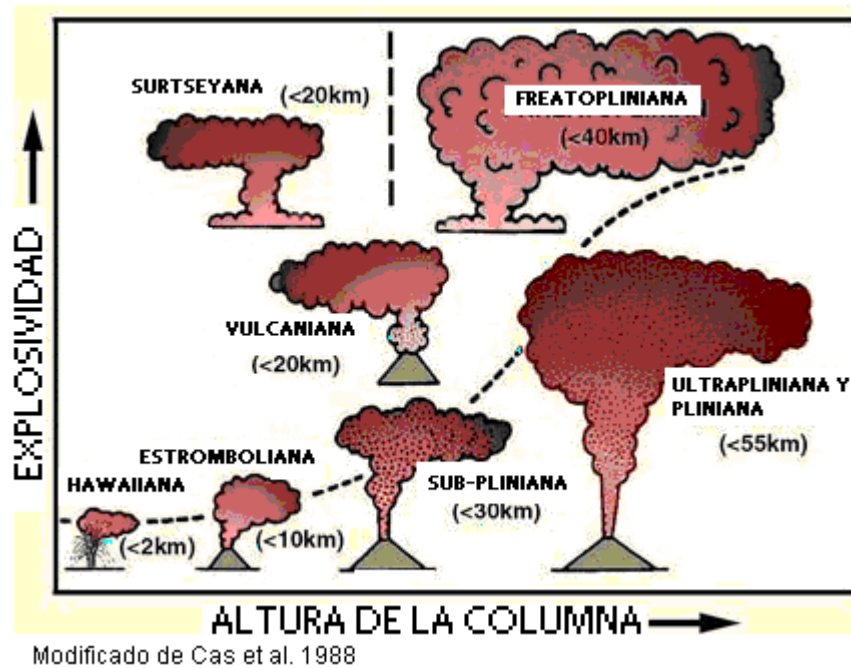


Fig.3. Diagrama que relaciona la explosividad con la altura de la pluma en una erupción volcánica.

Estos fenómenos explosivos se deben a los procesos de separación de la masa de volátiles en el magma. Este último, es una mezcla de gas, sólidos y líquidos donde el principal efecto expansivo lo presenta el gas. Entonces, la densidad de esta mezcla puede representarse como función de la densidad del gas “ ρ_g ”, del sistema sólido-líquido “ ρ_s ” y de la fracción de vapor de agua “ n ”:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{n}{\rho_g} + \frac{1-n}{\rho_s} \quad (2.3)$$

Es importante notar la importante influencia que tienen en el grado de explosividad, no sólo los elementos volátiles como ya se mencionó, sino también el factor del contenido de agua. La transferencia de energía del agua al magma, se realiza por conducción, al calentarse la intrusión magmática, el incremento de presión del agua contenida incrementa la explosividad de la erupción (Araña et al., 1984).

En cuanto a los tipos de erupciones explosivas como las ilustradas en la Figura 3, se tienen las siguientes características: La explosión pliniana (nombrada así por Plinio y su descripción de la erupción del Vesubio) es un evento violento, con gran volumen de productos fragmentados y una columna de gases y piroclastos en forma de hongo. En ésta, un volumen grande de magma se desgasifica y fragmenta progresivamente en un régimen estacionario conforme se acerca el magma a la superficie acarreando también una gran cantidad de líticos

de la chimenea. Una explosión vulcaniana es un fenómeno que presenta periodos de tranquilidad interrumpidos por otros de actividad eruptiva caracterizados por magmas muy viscosos que terminan obstruyendo el conducto volcánico. A este tipo de erupciones se les asocia una energía menor que a las plinianas, así como a una emisión de lavas viscosas y empobrecidas en volátiles. Para las erupciones estrombolianas, contrariamente a las dos anteriores, se tienen magmas con gases disueltos en fases líquidas que restan explosividad y dan lugar a un flujo lávico más tranquilo tipo hawaiano (Walker, 1973). Las escasas explosiones que en este tipo de magmas se presentan, se asocian principalmente a mecanismos de ascenso y explosión de burbujas de gas en un magma casi inmóvil. Ahora, el tipo de explosiones freatomagmáticas tiene lugar cuando el magma asciende hasta un nivel en donde existe una cierta cantidad de agua que vaporiza. El magma puede detener su ascenso y transmitir su calor al acuífero provocando una explosión freática arrojando fragmentos de rocas encajonantes del acuífero, o puede también colapsar la caldera invadiendo sectores más profundos y finalmente generar una explosión debido a la expansión adiabática de la mezcla magma-agua.

2.4. Nubes volcánicas

2.4.1. Nubes pasivas y explosivas

Existen nubes volcánicas pasivas y nubes volcánicas explosivas. Las primeras se forman durante la emisión pasiva de gases volcánicos mientras que las nubes volcánicas explosivas son iniciadas por erupciones explosivas que liberan una gran cantidad de gases volcánicos como el SO_2 y fragmentos llamados piroclastos formando columnas verticales llamadas plumas o columnas volcánicas que alcanzan alturas de hasta 50 km. Los piroclastos son fragmentos silicatados y minerales que representan la fracción cristalina del magma. Las partículas no-silicatadas como el H_2SO_4 están relacionadas con las reacciones entre los constituyentes de los gases volcánicos y algunos de los principales gases encontrados en las plumas volcánicas como son el CO_2 y el SO_2 , éste último comúnmente analizado con técnicas de percepción remota como es el caso que aquí se presenta.

La pluma volcánica al ser liberada entra en contacto con la atmósfera y es aquí donde ocurren una serie de procesos que afectan el desarrollo de la misma así como la concentración de gases y reacciones entre ellos. Por esto es conveniente conocer un poco acerca de la atmósfera y los procesos que en ella tienen lugar.

2.4.2. La atmósfera

La atmósfera es una capa de gases de un espesor pequeño, comparado con la tierra sólida atrapados por el campo gravitatorio terrestre. Esta capa de gases denominada aire está formada por una mezcla que se puede considerar uniforme y que no reacciona entre sí, cuyos principales componentes son el nitrógeno (78.1%), el oxígeno (20.9%), gases raros como el argón (0.9%) y en menor proporción otros gases como el CO₂, metano, hidrógeno, etc. La densidad del aire disminuye con la altura pero sus principales componentes se mantienen constantes hasta los 80 km. La atmósfera terrestre es dividida en capas en función de los cambios de temperatura que se registran con la altura: La troposfera (comienza a nivel del mar o del terreno y se extiende hasta unos 12 km), la temperatura disminuye con la altura a 0.6°C cada 100m y es en ella donde tienen lugar los fenómenos meteorológicos porque contiene gran cantidad de vapor de agua y aerosoles, la estratosfera (se extiende desde una discontinuidad conocida como tropopausa hasta los 50 km, carece de gradiente vertical de temperatura y en ella existe gran cantidad de ozono), la mesosfera (alcanza una altura de 80 km con un marcado descenso de temperatura), la termósfera (caracterizada por cambios extremos de temperatura) y finalmente la exosfera (capa más exterior donde ya no se cumplen las leyes de los gases).

En el desarrollo de este trabajo se encuentran involucradas 3 variables meteorológicas importantes por lo cual es conveniente definir las:

- 1) Temperatura del aire o ambiente: Es la temperatura a la cual se encuentra un punto específico de la atmósfera y depende de varios factores como la presión, el viento, etc.
- 2) Presión atmosférica: Es la fuerza que ejerce el peso de la capa gaseosa que envuelve al planeta sobre cualquier punto.
- 3) Humedad relativa del aire: Esta relacionada con la cantidad de vapor de agua presente en el aire en un punto determinado.

En el caso de la presión atmosférica, esta se puede calcular fácilmente. Sabiendo que a nivel del mar, una columna de mercurio de 760mm la equilibra, entonces:

$$p=760 \text{ mmHg} = \rho_{\text{Hg}} gh \quad (2.4)$$

donde “ ρ_{Hg} ” es la densidad del mercurio, “ g ” el valor de la gravedad y “ h ” la altura. Se debe comentar que los valores obtenidos de esta fórmula no son muy confiables ya que esta relación entre la presión atmosférica y el mercurio sólo se da a 15 °C por lo que más adelante se mencionará otra fórmula más precisa.

2.4.3. Comportamiento de las nubes volcánicas en la atmósfera

En una erupción típica se emite una columna volcánica que al entrar en contacto con la atmósfera presenta un proceso dinámico con diferentes superficies de presión y regiones como se muestra en la Figura 4.

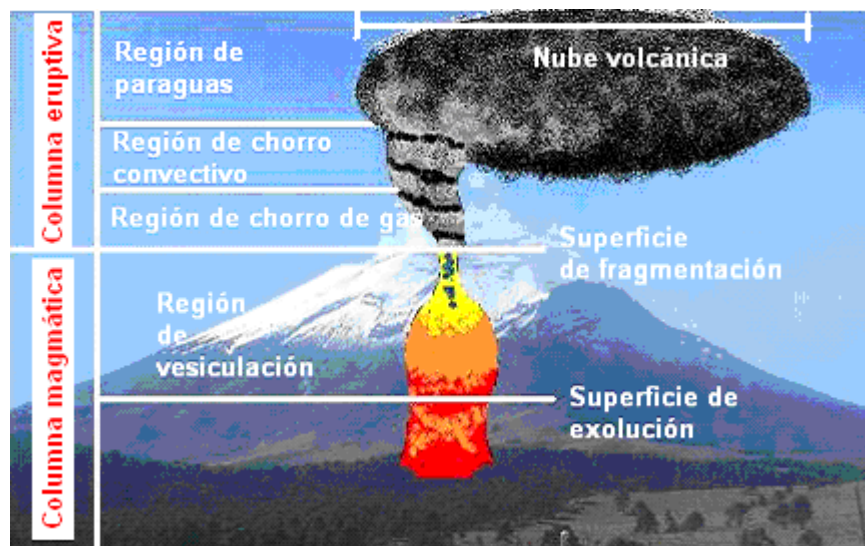


Fig.4. Esquema que muestra las superficies de presión generadas en la columna de una erupción volcánica (modificado del modelo de Camp y Sale, 2006).

En la Figura 4 se observa que la columna de magma alimenta la erupción a lo largo de dos puntos de superficies de presión conocidos como de exsolución y fragmentación dentro de la zona conocida como de vesiculación donde el gas es liberado por la descompresión del magma al ascender. La superficie de fragmentación es el punto fuente de la erupción y es una región de gas caliente y partículas piroclásticas que se extiende hacia la columna de la erupción. Conforme la columna asciende se presentan varias zonas de comportamientos característicos. En las proximidades de la boca o cráter predomina la energía cinética de partículas balísticas y las velocidades de los gases son supersónicas. La región de empuje de

gas es gobernada por la expansión del mismo junto con partículas de magma plástico. La región de empuje convectivo es caracterizada por un despliegue constante de energía térmica y en la parte más alta denominada como región de paraguas, en cuya cima las densidades de la pluma y el aire circundante se pueden considerar iguales.

Ahora, desde el punto de vista termodinámico, la pluma volcánica entra en contacto con la atmósfera que por simplicidad es considerada como un gas ideal y se comporta de acuerdo a la ecuación de estado:

$$pV = n RT \quad (2.5)$$

donde “p”, “V” y “T” indican la presión, el volumen y la temperatura, “n” es el número de moles y “R” la constante universal de los gases ($R=8.314 \text{ J/mol K}$). Como en cualquier otro modelo ideal para el comportamiento de los gases, en la atmósfera los procesos pueden ser isobáricos cuando la presión es constante o isotérmico cuando lo que es constante es la temperatura, simplificando de manera notable los procesos termodinámicos.

Uno de los elementos más importantes en la troposfera es la humedad causada por la presencia del vapor de agua, causante de la mayoría de los fenómenos meteorológicos. Se sabe que este aire húmedo es una mezcla de gases y cumple con la ley de Dalton que dice que la presión de una mezcla de gases ideales es igual a la suma de las presiones parciales de cada uno de los gases componentes. La capacidad que tiene el aire de retener humedad o almacenar vapor de agua, depende de la temperatura y para expresar este contenido de vapor de agua se utilizan varias medidas como la presión de vapor, la humedad absoluta, etc. En este trabajo se utiliza la medida de humedad relativa que es el cociente entre la razón de mezcla y su valor de saturación expresado en porcentaje. Si la razón de mezcla “r” está dada por el cociente entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco:

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad (2.6)$$

entonces la humedad relativa está dada por la ecuación:

$$H = 100 \frac{r}{r_s} \quad (2.7)$$

Se ha llegado a la conclusión de que entonces se puede trabajar con los modelos para el aire libre de vapor de agua, tomando en cuenta las correcciones por aire húmedo en los resultados finales.

Durante el ascenso en la atmósfera, toda columna volcánica experimenta un proceso de expansión inicialmente a altas temperaturas y presiones que termina por equilibrarse con las condiciones atmosféricas en la parte superior de la pluma.

Una masa de aire que asciende convectivamente experimenta un proceso de expansión adiabático (sin intercambio de calor) con un marcado descenso de temperatura acompañado de un cambio de presión. Para entender el comportamiento de los cambios de presión con la altura analicemos la ecuación fundamental de la estática de fluidos (Heinbockel, 1995). Supongamos que se tiene una masa de aire rectangular con altura “dz”, masa “dm” y volumen “dV”, sobre la cual actúan la fuerza de presión (proporcionales a la superficie) y la fuerza de gravedad (proporcional al volumen). Sobre las caras superior e inferior de la masa de aire, estas dan una resultante como se muestra en la siguiente Figura 5.

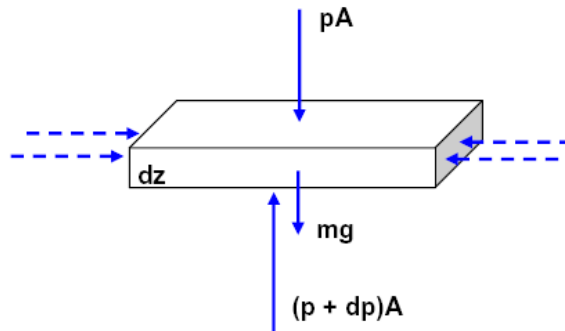


Fig.5. Masa de aire rectangular idealizada mostrando las principales fuerzas a las que está sometida y sus elementos diferenciales.

De la Figura 5 se observa que $(p+dp)A - pA = mg$, pero como $mg = \rho A g dz$, al sustituir en la ecuación se reduce a:

$$dp = - \rho g dz \quad (2.8)$$

que es la ecuación fundamental de la estática de fluidos o ecuación hidrostática (el signo negativo viene dado porque se ha observado que en la atmósfera cuando $dz > 0$, $dp < 0$) y sabiendo que la presión está dada por $p = \rho R T$ (donde “ ρ ” es la densidad del aire, “ R ” la constante de los gases y “ T ” la temperatura), despejando la densidad y sustituyéndola obtenemos:

$$dp = - \frac{\rho g}{R T} dz \quad (2.9)$$

esta ecuación nos relaciona la presión con la temperatura en función de la altura de una masa de aire. Si suponemos que la gravedad “g” permanece constante entre dos alturas “zo-z” y para dos presiones “po-p” entonces integrando y despejando la presión obtenemos:

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = - \frac{g}{RT} \int_{z_0}^z dz$$

$$p = p_0 \exp \left[- \frac{g}{RT} (z - z_0) \right] \quad (2.10)$$

la ecuación 2.10 nos relaciona la presión atmosférica con la altura y nos permite confirmar también que la presión disminuye con la altura afectando de esta forma el ascenso de las masas de aire.

Para el caso de una pluma volcánica, considerando un ascenso adiabático donde la densidad de la columna y la densidad del aire están relacionadas de tal forma que: $p_c = q \rho$. Donde ρ se determina con la expresión de la atmósfera típica:

$$\rho = \rho_0 \exp (-h/H) \quad (2.11)$$

y los valores de las constantes son: H=altura del volcán, ρ_0 =densidad del aire (a 20°C y a nivel del mar es de 0.001293g/cm³). Además, en la atmósfera típica se cumple que:

$$P (1/\rho) = RT \quad \text{con } P \text{ y } V \text{ constantes} \quad (2.12)$$

entonces se tiene la ecuación diferencial:

$$\frac{dT}{T} = (1 - \gamma) \frac{dH}{H} \quad (2.13)$$

que permite calcular la temperatura de la columna eruptiva a una altura “h” con una temperatura inicial dada de la mezcla del magma y una temperatura final correspondiente a la masa de aire.

Otra fórmula de gran utilidad es la que nos sirve para calcular la altura máxima que puede alcanzar una columna convectiva y está dada por:

$$H = 8.2 Q^{1/4} \quad (2.14)$$

donde “Q” es la potencia disipada en kilovatios y está dada por la ecuación:

$$Q = \rho v c \pi r^2 (T - T_o) F \quad (2.15)$$

siendo “ ρ ” la densidad de la mezcla, “ v ” la velocidad media de emisión, “ c ” el calor específico de la mezcla, “ r ” el radio del chorro de salida, “ T ” la temperatura de la mezcla, “ T_o ” la del ambiente y “ F ” un factor de energía térmica en el ascenso dependiente del tamaño de las partículas.

Las masas de aire en la atmósfera, se encuentran en movimiento vertical y horizontal debido a las fuerzas a las que se encuentran sometidas. Las fuerzas de impulso que actúan sobre las masas de aire corresponden a la gravedad y a la presión atmosférica misma (Heinbockel, 1995). Por otra parte, las fuerzas de movimiento son influenciadas por la fuerza de Coriolis y la de fricción.

La fuerza de gravedad como se sabe es causada por la atracción terrestre y está dirigida en dirección vertical hacia el centro de masa de la tierra. En el caso de la fuerza de presión que actúa sobre las masas de aire, ésta se encuentra dada por el gradiente de presiones y la densidad como se indica:

$$f_p = - \frac{1}{\rho} \nabla p \quad (2.16)$$

En el caso de la fuerza de Coriolis, esta se encuentra dada por la relación vectorial entre la velocidad del viento “ V ” y el giro angular terrestre “ Ω ” (cuyo módulo es de 7.29×10^{-5} Rad/seg) como se muestra:

$$f_c = -2 [\Omega \times V] \quad (2.17)$$

Por último, en cuanto a las fuerzas de fricción, estas son causadas por la viscosidad del gas como fluido y la interacción entre las moléculas del mismo (turbulencia). Con estos conceptos, dado un estrato de aire de masa unitaria y densidad “ ρ ” moviéndose a una velocidad “ V ”, la ecuación de movimiento está dada por:

$$\frac{dV}{dt} = g - \frac{1}{\rho} \nabla p + f_f - 2 \Omega \times V \quad (2.18)$$

La ecuación 2.18 presenta los principales efectos a los que está sujeta una masa de aire en la atmósfera sin embargo por simplicidad es común estudiar los efectos verticales y horizontales por separado.

Por ejemplo, un modelo simplificado de la columna de gas que asciende en forma vertical desde la boca del volcán (Araña, 1984) se puede generar considerando un radio de la columna “r”, con velocidad “v”, densidad “ ρ_c ”, y temperatura “ T_c ” en función de la altura “h”. Como se sabe, la ecuación de flujo de masa “M” está dada por la integral sobre un área de control “A”:

$$M = \int \rho V dA \quad (2.19)$$

donde “ ρ ” es la densidad y “ V_n ” la componente normal de la velocidad. Si el modelo es un cilindro con área de sección transversal πr^2 , y tomamos en cuenta sólo la componente normal de la velocidad, entonces el flujo de masa “M” con su respectivo momento “N” serán:

$$M = \pi r^2 v \rho \quad (2.20)$$

$$N = \pi r^2 v^2 \rho \quad (2.21)$$

De la segunda ley de Newton, la variación del momento debe ser igual a la variación de las fuerzas hidrostáticas por lo que:

$$\frac{d}{dh} \pi r^2 v^2 \rho = (\rho - \rho_0) \pi r^2 g \quad (2.22)$$

dado que una columna que asciende se alimenta del aire exterior, el efecto de arrastre es representado por una velocidad radial $v_r = Kv$, y la variación en el flujo radial es igual al flujo vertical entonces:

$$\frac{d}{dh} \pi r^2 v \rho = 2 \pi r K v \rho \quad (2.23)$$

suponiendo que la columna está constituida únicamente por gases y que los calores específicos de estos difieren poco de los del aire, derivamos y sustituimos para obtener la ecuación que representa la velocidad de ascenso de la pluma:

$$\frac{1}{v} \frac{dv}{dh} = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0 v^2} g - \frac{2K \rho}{r \rho_0} \quad (2.24)$$

Finalmente, para terminar este estudio simplificado de la pluma volcánica, se debe tomar en cuenta que la parte superior de la pluma durante su ascenso se encuentra sometida a una interacción con las masas de aire estratificadas horizontales de la atmósfera (Araña, 1984).

De la ecuación de continuidad:

$$\frac{dp}{dt} + \rho \nabla \cdot v = 0 \quad (2.25)$$

donde nuevamente “ ρ ” es la densidad y “ v ” es la velocidad. Si suponemos que la densidad permanece constante, entonces nos queda sólo el término de la divergencia del campo de velocidades, el cual si usamos un sistema de referencia cilíndrico se presenta en sus componentes:

$$\frac{1}{r} \frac{d}{dr} + (r v_r) + \frac{1}{r} \frac{dv_\theta}{d\theta} + \frac{dv_z}{dz} \quad (2.26)$$

por la simetría del problema, podemos eliminar el término de la velocidad angular, quedándonos sólo la velocidad ascensional “ v_z ” y la radial “ v_r ”. Esta relación se traduce en que una disminución de la velocidad ascensional, nos da lugar a un aumento en la velocidad de desarrollo radial. Además, para una atmósfera ideal se ha observado empíricamente que:

$$\frac{dR}{dz} = C \frac{dr}{dz} \quad (2.27)$$

donde “ R ” es el radio de la cabeza de la pluma, “ r ” el de la columna y “ C ” una constante. La ecuación 2.27 nos indica que la relación entre el desarrollo de la cabeza de la pluma y la altura son proporcionales al aumento del radio de la columna.

Esta etapa final en la que la pluma toma forma de hongo y se desarrolla horizontalmente recibe el nombre de nube volcánica (Araña, 1984). Esta nube interacciona y se mezcla con las llamadas nubes meteorológicas que se forman de la condensación del vapor de agua; esto ocurre cuando la masa de aire se enfría al elevarse en la atmósfera y expandirse adiabáticamente. Las nubes meteorológicas al igual que la humedad y demás parámetros atmosféricos tienen un efecto importante en los resultados de la separación del SO_2 volcánico

por métodos de percepción remota por lo que es importante una adecuada interpretación en la elección de la región que se desea estudiar.

2.5. El SO₂ como indicador de la actividad volcánica

Como ya se mencionó, el magma contiene gases disueltos que son liberados a la atmósfera durante las erupciones volcánicas. Conforme el magma asciende a la superficie, la presión disminuye y los gases contenidos en la mezcla comienzan a liberarse escapando de las burbujas presentes que se incrementan en número y tamaño. Una rápida expansión del gas presente en estas burbujas da lugar a erupciones explosivas en las que la mezcla de magma es fragmentada en rocas arrojadas a grandes distancias.

Uno de los gases más comunes que se liberan en la actividad volcánica es el SO₂, un gas no explosivo y relativamente estable que posee una densidad mayor que la del aire atmosférico y es altamente soluble en agua. Esta última característica hace que tenga una gran facilidad de formar ácido sulfúrico (H₂SO₄), el cual es altamente corrosivo e irritante. Según Brimblecombe et al. (1996) el SO₂ atmosférico fluctúa entre las 0.00001-0.07 ppm.

Los numerosos estudios de gases realizados en volcanes activos han permitido observar la importancia de la presencia de SO₂ como se puede observar en los ejemplos mostrados en la Tabla 2.

En cuanto al SO₂ emitido por el volcán Popocatepetl, éste es causado por dos fenómenos principales (Goff et al.,1998): La desgasificación somera de magma en el reservorio subvolcánico alimentado continuamente por una fuente mayor, y la mezcla del magma con las reacciones subsecuentes conforme un magma máfico es inyectado a una cámara de magma silícico. En la ciudad de México, por su cercanía con este volcán, han llegado a medirse concentraciones de SO₂ que exceden las 0.08 ppm cuando los vientos llevan la nube volcánica hasta ella (Raga et al.,1999).

Además de la importancia de este gas en la explosividad de una erupción, cabe mencionar que el gas SO₂ es altamente dañino para el ser humano, ya que puede inflamar las membranas de los ojos, nariz y garganta e incluso la piel. Las vías respiratorias son las más susceptibles a irritación por este gas incluso en concentraciones tan bajas como 8 ppm.

	Etna hawaiite	St. Helens dacite	Merapi andesite	Erta Ale basalt	Surtsey basalt	Kilauea summit basalt	Kilauea rift zone basalt
T (C)	1075	802	915	1032	1125	1170	1010
logfO₂	-9.47	-14.25	-12.49	-10.12	-9.80	-8.38	-10.49
H₂O	27.71	91.58	88.87	69.41	81.13	37.09	79.8
H₂	0.30	0.85	1.54	1.57	2.80	0.49	0.90
CO₂	22.76	6.64	7.07	17.16	9.29	48.90	3.15
CO	0.48	0.06	0.16	0.75	0.69	1.51	0.06
SO₂	47.70	0.2089	1.15	9.46	4.12	11.84	14.9
H₂S	0.22	0.3553	1.12	1.02	0.89	0.04	0.622
S₂	0.76	0.0039	0.08	0.59	0.25	0.02	0.309
HCl	--	--	0.59	--	--	0.08	0.1
HF	--	--	0.04	--	--	--	0.19
COS	--	0.0008	--	0.02	--	--	0.0013
SO	0.06	--	--	--	--	--	--

Tabla 2. Contenido de gases y su temperatura en algunos volcanes activos (tomada de: Volatiles in magmas: Mineralogical Society of America, http://www.minsocam.org/default_8000.html).

Dada la peligrosidad del contacto con el SO₂ y a la eventualidad de los fenómenos explosivos, los métodos de muestreo directo de este gas desde el cráter del volcán no son recomendables por lo que el análisis de concentraciones de gases mediante la percepción remota con imágenes de satélite es un método seguro y confiable.

3. FUNDAMENTOS DE PERCEPCIÓN REMOTA

3.1 Imágenes de satélite y percepción remota

La percepción remota en su sentido más general, se refiere a la técnica empleada en la adquisición y medición de datos o información espacialmente organizados de acuerdo con alguna propiedad (espectral, espacial o física) de un arreglo de puntos (píxeles) percibidos que corresponden a características de objetos y materiales. Esto se logra mediante un instrumento que no se encuentra en contacto físico directo con el objeto en cuestión con base en técnicas que involucran el conocimiento de los campos de interacción de la radiación electromagnética. Desde los tres diferentes puntos de vista: espacial, que indica la organización en el espacio de los elementos detectados, espectral, denotando la naturaleza de las superficies a partir de su interacción con la radiación electromagnética y temporal, en donde se observan los cambios que ocurren en el tiempo de una determinada zona detectada.

Las características fundamentales de los datos adquiridos por teledetección, se definen por los siguientes parámetros:

- Resolución espectral: Ésta se refiere al número de bandas y el ancho espectral en dichas bandas que un sensor puede detectar.
- Resolución espacial: Es una medida del objeto más pequeño que puede ser detectado por el sensor, o el área en la superficie que recoge cada píxel.
- Resolución radiométrica: Ésta se refiere al rango dinámico, o número de posibles valores que puede tomar cada uno de los datos. Por ejemplo con 8 bits, el rango de valores va de 0 a 255.
- Resolución temporal: Se refiere a cada cuanto tiempo recoge el sensor una imagen de un área particular. Por ejemplo, el satélite Landsat puede ver la misma área del globo terrestre cada 16 días.

En el caso de las imágenes satelitales, la percepción remota es una tecnología que sirve para muestrear radiación electromagnética que es adquirida e interpretada en busca de información acerca de características de objetos y clases sobre la superficie terrestre, los océanos y la atmósfera. Es una tecnología que se ha aplicado con gran éxito y es una herramienta muy valiosa en diferentes áreas como la cartografía, la agricultura, la meteorología, la geología, etc.

3.2. Principios físicos de la percepción remota

Huygens y Maxwell entre otros, propusieron que la naturaleza de la luz es ondulatoria y sigue un modelo armónico y continuo, viajando a la velocidad de 3×10^8 m/s y está formada por dos campos de fuerzas ortogonales entre sí: el campo eléctrico y el campo magnético. Posteriormente, Planck y Einstein afirmaron que la luz es una sucesión de unidades discretas de energía (fotones) con masa igual a cero es decir, como paquetes discretos de energía. La detección y medición de esta energía electromagnética en la percepción remota involucra el concepto de fotón así como el de la física de la radiación.

Los fotones con diferentes valores de energía están distribuidos a lo largo de lo que se conoce como el espectro electromagnético. Medir las variaciones de energía de los diferentes objetos a través de la unidad fundamental del campo electromagnético, es decir el fotón, constituye la base de la técnica de percepción remota. Las variaciones en la energía de estos fotones son ligadas a la longitud de onda en una serie de valores discretos cuyas cantidades radiométricas son características del material analizado. La gráfica de variación de unidades de energía del fotón (en Watts por metro cuadrado por unidad de longitud) contra la longitud de onda da lugar una curva característica del material conocida como firma espectral.

El fotón es un cuanto o quantum (partículas estudiadas en la física cuántica), que es descrito como un portador de fuerza electromagnética siendo también el elemento más pequeño del fenómeno luminoso. Esta partícula subatómica carente de masa comprende la radiación emitida por la materia cuando ésta es excitada termalmente, por procesos nucleares o bombardeo por otra fuente de radiación. La interacción de los fotones con la materia se observa en fenómenos como radiación absorbida o reflejada y se mueven a una velocidad de 300,000 km/seg mostrando también un comportamiento ondulatorio en términos de una función cosenoidal como se observa en la Figura 6.

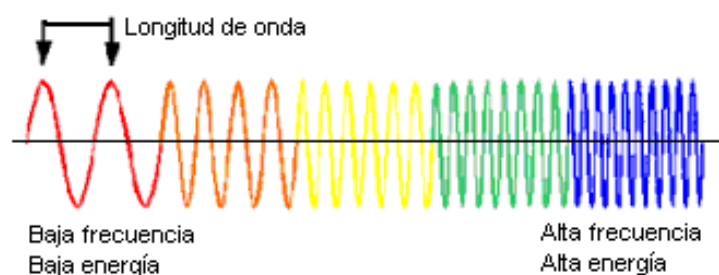


Fig.6. Representación esquemática de una onda mostrando los conceptos de alta y baja frecuencia asociados a la energía electromagnética.

La longitud de onda se define como la distancia entre dos puntos idénticos en fases adyacentes, mientras que el total de número de ciclos que pasa por un punto de referencia en un segundo es la frecuencia de la onda (medida en $1/s^{-1}=1\text{Hertz}$).

Un fotón que viaja como una onda electromagnética tiene dos componentes senoidales oscilando en ángulos rectos consistentes en un campo eléctrico y uno magnético variables (Figura 7).

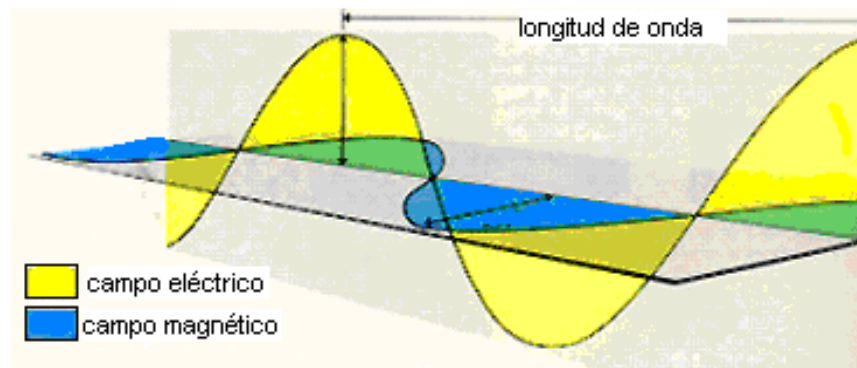


Fig.7. Componentes de una onda electromagnética viajando en el espacio, los campos eléctrico y magnético se muestran perpendiculares entre sí.

Cada fotón está rodeado por un campo magnético y un campo eléctrico expresados como vectores perpendiculares entre sí. El comportamiento de estos campos es descrito por las 4 ecuaciones de Maxwell de la Figura 8.

$$\begin{array}{ll} \vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \rho_q & \vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \\ \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} & \vec{\nabla} \times \vec{B} = \epsilon_0 \mu_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \end{array}$$

Fig.8. Ecuaciones de Maxwell que describen el comportamiento del campo electromagnético en el vacío.

Las primeras correspondientes a la ley de Gauss y las siguientes a las leyes de Faraday y Ampère respectivamente. En estas ecuaciones “E” es el campo eléctrico, “B” es el campo magnético, “ ρ_q ” la densidad de carga eléctrica y además los términos μ_0 (permeabilidad del campo eléctrico en el vacío) y ϵ_0 (permitividad del campo magnético en el vacío) cumplen una importante relación con la velocidad de la luz “c”: $c = 1/(\mu_0 \epsilon_0)^{1/2}$.

Como se mencionó, otra característica del fotón es que está cuantizado, es decir posee una cierta cantidad de energía discreta. La cantidad de esta energía está dada por la ecuación de Planck:

$$E = h \nu \quad (3.1)$$

donde “h” es la constante de Planck (6.6260×10^{-34} J-seg) y “v” representa la frecuencia.

La interacción de la radiación electromagnética con la materia se puede abordar desde los puntos de vista macroscópico (leyes de la óptica) y microscópico (mecánica cuántica). El análogo de la ecuación fundamental de la mecánica clásica ($F=ma$) en la física cuántica es la ecuación de Schroedinger, la cual establece la existencia de una onda asociada a cualquier partícula.

Con base en esta teoría, cuyo desarrollo no se presenta aquí, se ha llegado a la conclusión de que bajo la influencia de radiación electromagnética, las especies atómicas que conforman la materia presentan estados de transición entre niveles de energía característicos. Un cambio particular de energía es caracterizado por radiación emitida en forma de fotones a una frecuencia específica con su correspondiente longitud de onda en un valor dependiente de la magnitud del cambio.

Dado que la longitud de onda es el inverso de la frecuencia, como se puede ver en la ecuación 3.2:

$$c = \lambda \nu \quad \text{ó} \quad \nu = c / \lambda \quad (3.2)$$

entonces la ecuación 3.1 se puede escribir como:

$$E = h c / \lambda \quad (3.3)$$

dónde “c” es una constante que representa la velocidad de la luz y tenemos entonces relacionada la energía emitida con su longitud de onda correspondiente. Este representa un rayo de luz monocromático, sin embargo un rayo como los emitidos por el sol es policromático porque tiene fotones a diferentes energías y su distribución sobre un rango dado se encuentra en un espectro característico.

Por otra parte, todo rayo de fotones proveniente de una fuente y que pasa a través de un medio 1 hacia un medio 2 con diferentes características experimenta alguno de los fenómenos mostrados en la Figura 9.

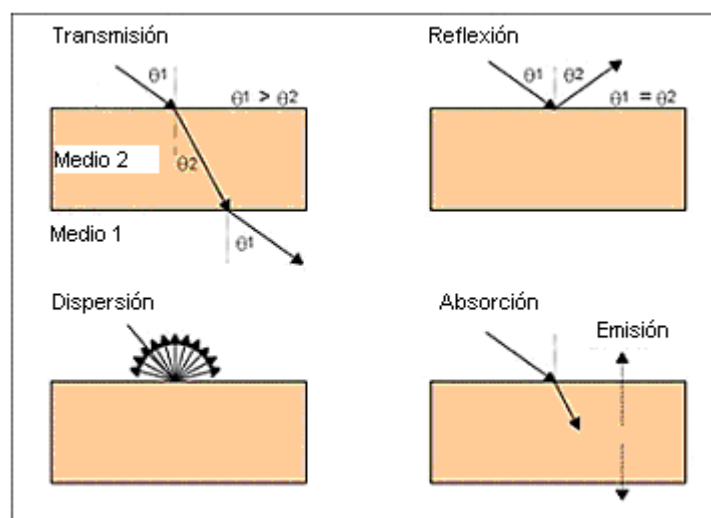


Fig.9. Fenómenos que experimenta un rayo de fotones al pasar de un medio a otro de características diferentes.

La luz puede ser transmitida por algunos objetos con un cierto ángulo de transmisión, reflejada totalmente por otros materiales y dispersada en sus superficies así también como absorbida para después ser re-emitida en otro tipo de radiación.

Las cantidades radiométricas básicas involucradas en la percepción remota son las mostradas en la Tabla 3.

Cantidad	Símbolo	Unidades	Definición
Energía radiante	Q	Joule (J)	Energía total liberada en un campo de radiación
Flujo radiante	P	Watt (W)	Tasa de transferencia de energía radiante por unidad de tiempo
Exposición radiante	H	J/m ²	Energía por unidad de área recibida por un elemento de superficie
Densidad de energía radiante	w	J/m ³	Energía radiante por unidad de volumen en un campo de radiación
Irradiancia esférica	ϕ	W/m ²	Radiancia incidente en una esfera de referencia en un punto dado
Exitancia radiante	M	W/m ²	Flujo por unidad de área que deja la superficie que envuelve la fuente
Irradiancia	E	W/m ²	Flujo por unidad de área recibido por un elemento de superficie
Intensidad radiante	I	W/esrad	Flujo por unidad de ángulo sólido emitido por una fuente
Radiancia	L	W/m ² *esrad	Flujo por unidad de ángulo sólido por unidad de área emitido por una fuente

Tabla 3. Cantidades radiométricas fundamentales con sus unidades básicas y una breve descripción.

Una entidad fundamental de radiación en la percepción remota es la conocida como radiancia (denotada por L). Esta es definida como el flujo radiante por unidad de ángulo sólido dejando una fuente de área “A” en una dirección dada por unidad de superficie proyectada, es decir como se muestra en la Figura 10.

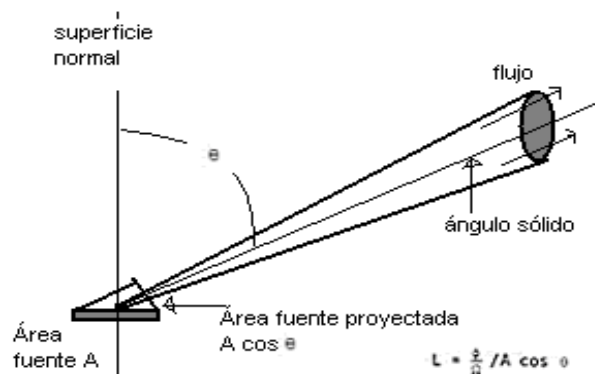


Fig.10. Elementos de un flujo radiante dejando una superficie “A”.

Las unidades de la radiancia son entonces $L = \text{Watt} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$, donde los Watts representan el flujo radiante (energía que fluye a través del área de una superficie de referencia por unidad de tiempo) y “sr” representa el ángulo sólido en esteroradianes.

Se puede obtener de la Figura 10, la relación 3.4:

$$L = \Phi / \Omega (1 / A \cos \theta) \quad (3.4)$$

Donde “ θ ” es el ángulo formado por una línea normal a la superficie “A” y la dirección del flujo radiante con “ Ω ” el ángulo sólido correspondiente.

En percepción remota la radiancia es detectada en diferentes longitudes de onda; para una longitud de onda específica o un continuo de las mismas la radiancia es denotada por L_λ mientras que la radiancia total medida por un sensor sobre la superficie se puede obtener con la siguiente fórmula:

$$L_{\text{total}} = \rho E T / \pi + L_p \quad (3.5)$$

En donde “ ρ ” es la reflectancia percibida por el sensor, “E” es la irradiancia (energía radiante percibida que actúa y “hace brillar” una superficie), “T” es una función de transmisión atmosférica y “ L_p ” es la radiancia a través del camino atmosférico.

Los trenes de onda electromagnética son policromáticos, es decir, consisten en numerosos componentes de onda sinusoidales a diferentes frecuencias. Estas pueden ser separadas en sus componentes principales mediante el análisis de Fourier en ondas armónicas simples con una frecuencia, amplitud y fase características. La luz policromática como la emitida por el sol se dice que es incoherente ya que las amplitudes de onda de las ondas involucradas son irregulares y están aleatoriamente relacionadas.

De forma simplificada, existen dos tipos de superficies que interactúan con la radiación electromagnética, las superficies especulares (o suaves) y las difusas (o rugosas). Estos modelos son más bien geométricos ya que en el sentido físico una superficie que parece suave en cierta escala podría presentar características difusas en otra.

En el caso más sencillo, una superficie refleja la radiación de acuerdo a la Ley de Snell que indica que el ángulo de incidencia es igual al de reflexión y en la naturaleza, las superficies presentan características tanto especulares como difusas.

Para una superficie perfectamente difusa (también conocida como Lambertiana), un conjunto de rayos incidentes a una distancia y ángulo determinado de la fuente en contacto con

diversas irregularidades serán re-direccionados y divergirán en todas las posibles direcciones a través del hemisferio de referencia como lo muestra la Figura 11.

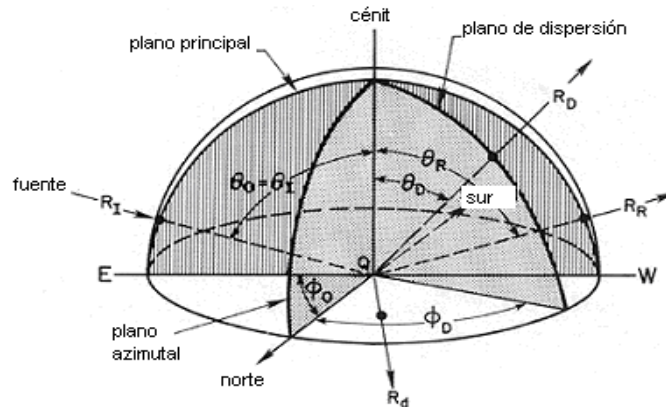


Fig. 11. Representa la radiancia incidente (R_i) sobre una superficie orientada en un hemisferio y la respuesta en forma de radiancia reflejada (R_r) y dispersada (R_d).

Entonces, la radiancia es constante desde cualquier punto de vista en el hemisferio e independiente del ángulo azimutal θ_0 . La intensidad de radiación (ángulo de radiación incidente I_θ) varía entonces de acuerdo a la relación $I_\theta = I_0 \cos \theta$ por lo que desde el cenit se tiene que $I_\theta = I_0$.

Con esto llegamos a la importante conclusión de que una superficie uniformemente iluminada con una radiancia constante, se verá menos brillante conforme la fuente lumínica es movida de una posición vertical hacia un plano horizontal.

Por otra parte, como ya se dijo, el espectro electromagnético se extiende a lo largo de un continuo en función de la longitud de onda o de la frecuencia (Figura 12). Es importante notar que la región que se extiende entre 0.4 y $0.7 \mu\text{m}$ se conoce como la región visible o luz blanca y contiene una mezcla de lo que puede ser representado como los diferentes colores que el ojo humano es capaz de ver.

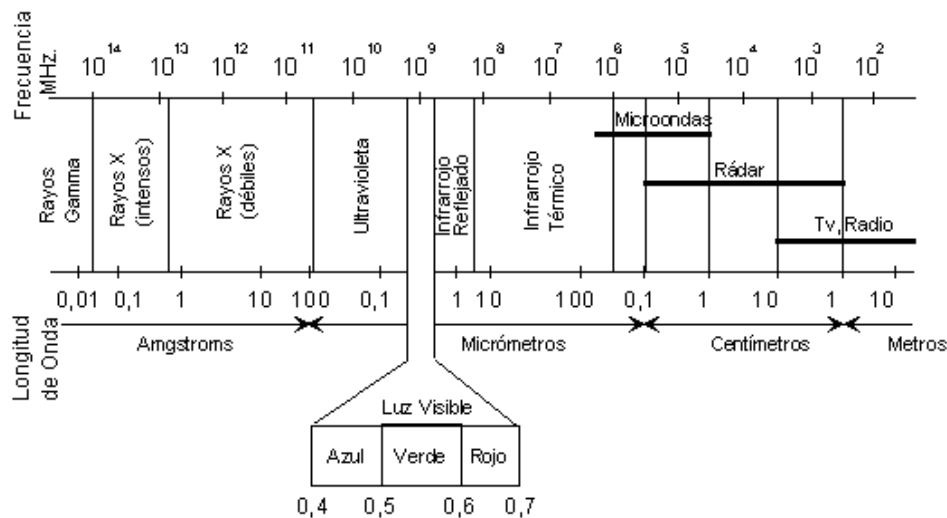


Fig.12. Esquema que muestra el espectro electromagnético con sus diferentes regiones (Iturrate, 1998).

Para el caso del análisis de imágenes obtenidas con percepción remota como en este trabajo, es conveniente definir algunas de las bandas del espectro electromagnético:

- Espectro visible (0.4-0.7 μ m): Esta es la única radiación electromagnética perceptible por el ojo humano y coincide con la longitud de onda donde es máxima la radiación solar teniéndose los diferentes colores que puede captar el ojo humano.
- Infrarrojo cercano (0.7-1.3 μ m): Esta banda es la región que le sigue al visible y en ella es posible diferenciar la cubierta vegetal y cuerpos con concentraciones de humedad, se le conoce también como reflejado.
- Infrarrojo medio (1.3-8 μ m): Esta región del infrarrojo corresponde a la radiación cuya longitud de onda es mayor que el infrarrojo cercano y menor al infrarrojo térmico.
- Infrarrojo lejano o térmico (8-14 μ m): Esta es la región del infrarrojo que corresponde a radiación con longitudes de onda mayores que el infrarrojo medio y se manifiesta en forma de calor emitido.

Como se puede observar en la Figura 13 las regiones espectrales corresponden a ciertos fenómenos físicos detectados y los diferentes tipos de instrumentos utilizados en su detección.

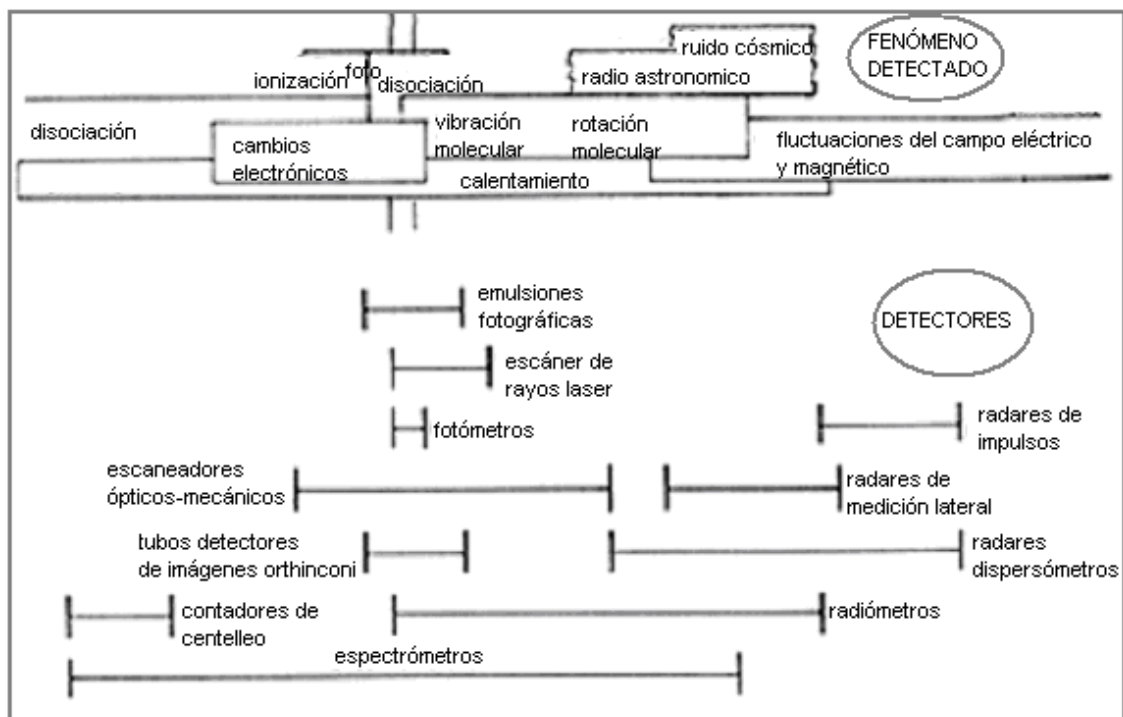


Fig.13. Esquema que muestra los diferentes fenómenos físicos y sus correspondientes sistemas detectores (Lintz et al., 1976).

El ojo humano es capaz de distinguir la energía electromagnética en la región de la luz visible que va del color violeta al rojo como se ilustra en la Figura 14.

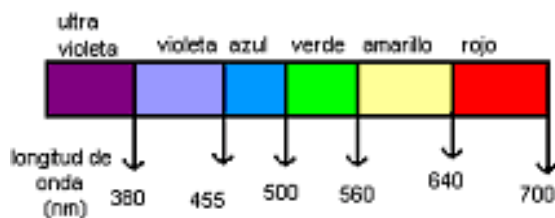


Fig.14. Esquema que representa las regiones del espectro en la zona de la luz visible con la respectiva longitud de onda para cada color (Iturrate, 1998).

En la región más energética se encuentran los rayos gamma y los rayos x seguidos por la región ultravioleta que corresponden a la región de la izquierda del espectro electromagnético en la Figura 14. Posteriormente y con una longitud de onda mayor aparecen las bandas de el infrarrojo, las microondas y las ondas de radio.

La radiación electromagnética es producida en distintas formas, algunas involucran la interacción en las estructuras electrónicas de los átomos o movimientos de éstos en la

estructura molecular. Otros son la excitación de los átomos con agentes térmicos o bombardeos con otras partículas e incluso la disociación del mismo átomo en altas energías.

Ahora bien, la fuente principal de iluminación natural en nuestro planeta es el sol. La luz de este astro que llega a la Tierra en longitudes de onda determinadas por la temperatura solar (en superficie cercana a los 5600°C) y se ha observado un intervalo que oscila entre los 200 y 3400 nm (nanómetros) con su nivel máximo en los 480nm que corresponde a la región visible como se muestra en la Figura 15.

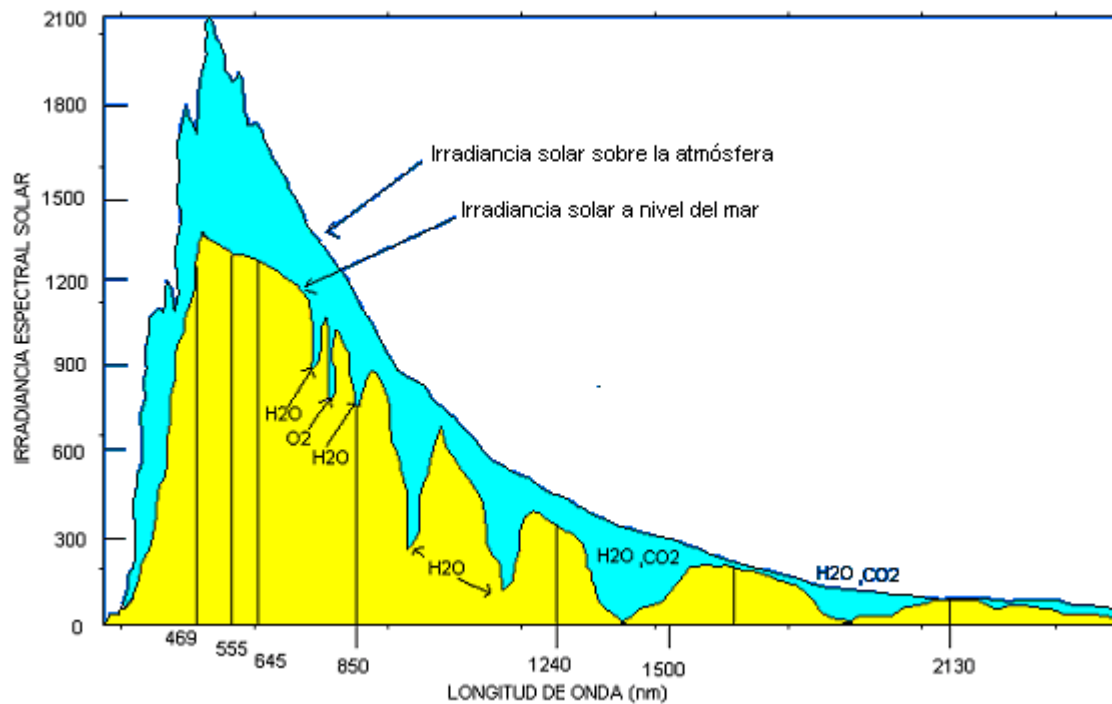


Fig.15. Espectro de radiación solar con las ventanas atmosféricas características (Iturrate, 1998).

Esta radiación interactúa con los cuerpos en alguna de las formas ya mostradas que corresponden a las propiedades de transmitancia (radiación que penetra en la superficie de materiales como el agua), absorbancia (radiación absorbida por reacciones electrónicas o moleculares para después ser re-emitida como calor por algunas superficies como ciertas rocas) y reflectancia (en donde la radiación es reflejada en ángulos específicos por ciertos tipos de superficie y en ciertas cantidades). Estas propiedades son cocientes con respecto a la irradiancia y están relacionados por la ley de conservación de la energía de la forma: $\text{Transmitancia} + \text{Absorbancia} + \text{Reflectancia} = 1$.

Los materiales en la tierra y los gases en la atmósfera interactúan con la radiación solar y con la radiación emitida por la misma superficie de la tierra. En la Figura 16 se presenta un diagrama que muestra la absorción de la radiación en sus diferentes longitudes de onda, causada por los gases presentes en la atmósfera.

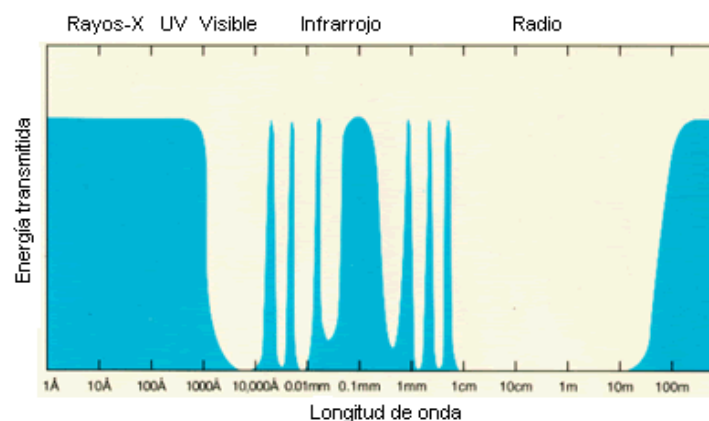


Fig. 16. Bandas de absorción y transmisión de los principales elementos atmosféricos (Lillesand and Kiefer, 1994)

Los tres principales gases que intervienen en la absorción de la radiación son el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono. Por otra parte, un fenómeno de gran importancia en la atmósfera es el fenómeno de dispersión. Se han estudiado diferentes tipos de dispersión: la dispersión de Mie, que se refiere a la refracción y reflexión de la radiación por constituyentes atmosféricos cuyas dimensiones son del orden de las longitudes de onda de la misma radiación (por ejemplo, aerosoles atmosféricos o partículas de ceniza). La dispersión de Rayleigh es aquella causada por constituyentes más pequeños que las longitudes de onda de la radiación, normalmente se utiliza para entender la dispersión en presencia de componentes gaseosos (por ejemplo vapor de agua, CO_2 , N_2 , etc.). Finalmente, la dispersión no-selectiva se refiere a aquella originada por partículas mucho más grandes que las longitudes de onda de la radiación.

Las divergencias espectrales entre superficies, permiten distinguirlas y especialmente las que se refieren a la reflectividad, que son la principal fuente de información en el análisis de imágenes de percepción remota. Teniendo en cuenta la radiancia, que es la registrada por el sensor, se puede conocer la firma espectral correspondiente a cada tipo de material o superficie. Por ejemplo, el comportamiento de superficies comunes encontradas en imágenes de satélite como son el suelo, la vegetación y el agua, es como se muestra en la Figura 17.

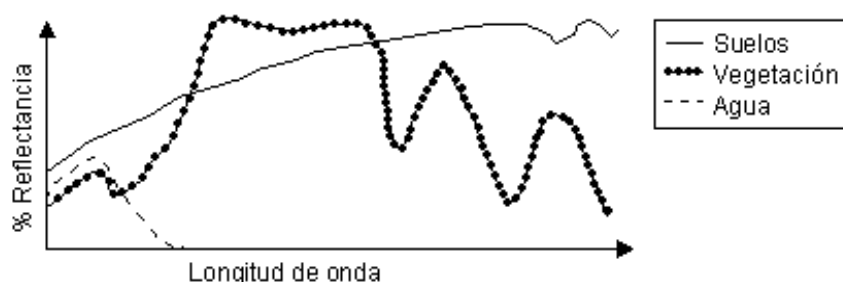


Fig. 17. Respuesta en reflectancia de las superficies más comunes (Lillesand and Kiefer, 1994)

Finalmente, se debe mencionar que los datos tomados por métodos de percepción remota se verán desplegados en imágenes. Una imagen es un elemento discretizado compuesto por una matriz de elementos llamados píxeles como se muestra en la Figura 18.

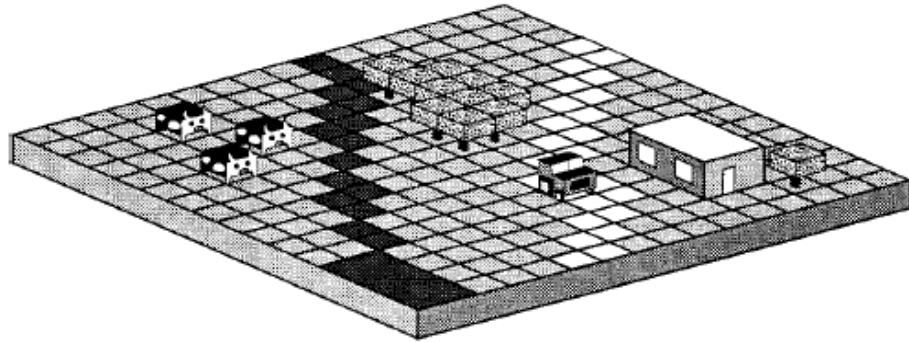


Fig.18. Imagen en píxeles de la superficie terrestre (Tomada de Fisher, 1997).

La matriz de píxeles representa coordenadas espaciales en sus filas y columnas asociando a cada píxel un valor de brillantez en tonos de gris o colores según sea el caso. En el sistema aditivo del color se ha observado que las longitudes de onda correspondientes a los colores rojo, verde y azul (colores primarios) pueden combinarse para generar los subsecuentes colores secundarios magenta (azul+rojo), cian (verde+azul) y amarillo (rojo+verde) pudiendo combinarse en ciertas proporciones para producir la variedad de colores que vemos como se muestra en la Figura 19.

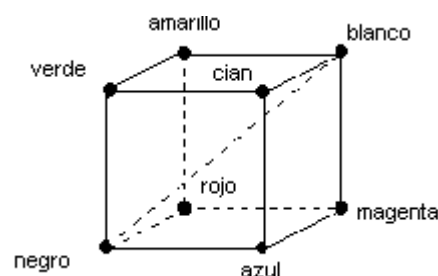


Fig.19. Modelo cúbico para el sistema de colores RGB.

La manipulación de los elementos como el color o los mismos píxeles en una imagen permiten destacar o facilitar la interpretación de los rasgos o características que buscamos en el análisis de datos obtenidos por percepción remota.

3.3. Teledetección con imágenes MODIS

Los instrumentos montados en los satélites usados para medir en percepción remota son los sensores. Estos están diseñados para medir fotones en un aparato detector que usa el principio del efecto fotoeléctrico descubierto por Albert Einstein. Una emisión de electrones es generada cuando una placa negativamente cargada de material fotosensible es sometida a un rayo de fotones. Estos electrones son recolectados por elementos sensores y analizados en forma de señal siendo la magnitud de la corriente eléctrica producida proporcional a la intensidad luminosa.

Los sensores pueden ser pasivos o activos y estos a su vez se subdividen como se muestra en la Figura 20.

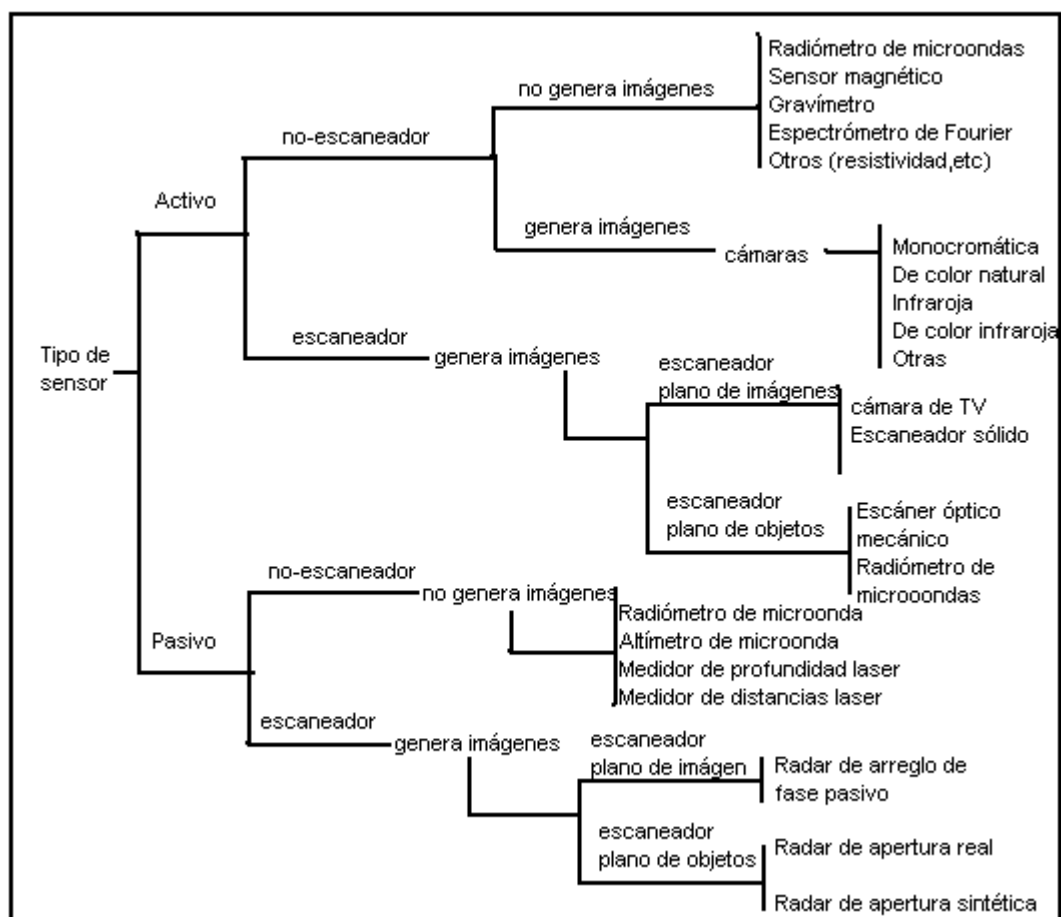


Fig.20. Cuadro de clasificación de sensores de acuerdo a las propiedades generadoras de imágenes.

Cabe destacar que los sensores pasivos son aquellos que aprovechan la energía radiada por una fuente externa como el sol mientras que los sensores activos utilizan la energía generada por el mismo sistema, como por ejemplo el radar. Así mismo los sensores “no-generadores de imagen” son los que dan como resultado de la radiación medida un atributo como una señal eléctrica mientras que los “generadores de imagen” con base en los electrones liberados en alguna sustancia ionizante como la plata producen una imagen.

Los principales componentes de un sistema sensor son: sistema óptico (lentes, espejos, moduladores, etc.), detector (sistema que provee una señal eléctrica proporcional a la irradiancia de la superficie) y procesador de señales.

Los instrumentos detectores pueden ser clasificados como radiómetros, en su sentido más general cuando detectan cuantitativamente algún tipo de radiación, fotómetros si estos detectan específicamente la radiación en la banda del visible o espectrómetros cuando pueden separar la radiación detectada en espectros de longitud de onda discretos. Por otra parte, el arreglo de los sistemas ópticos de estos puede ser de plano de imagen o de plano de objeto dependiendo de si los sensores reciben los rayos de luz paralelos o son enfocados en un punto

focal para ser interceptados por el elemento escaneador. Este último elemento puede poseer dos características, modo “no-escaneador” y modo “escaneador”. Estos realizan un movimiento a lo largo de la escena percibida en un intervalo de tiempo determinado para el caso “escaneador” y para un sensor fijo estático en la escena de interés para el caso “no-escaneador”. Los sensores remotos para adquirir la información, deben seguir un cierto tipo de trayectoria. El ancho de esta trayectoria de barrido está determinado por el campo de visión del gran angular del telescopio percibido por un arreglo de detectores a través de los cuales la luz es admitida. Para esta tarea se tienen dos formas principales de adquisición de datos. El modo “cross track” usa un espejo rotatorio para barrer la escena a lo largo de una línea que atraviesa la superficie a lo largo de trayectorias adyacentes (Figura 21).

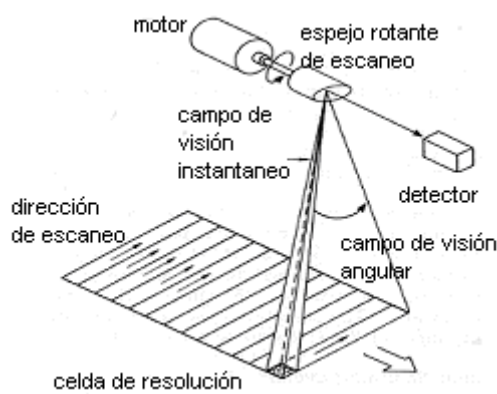


Fig.21. Modo de escaneo tipo “cross-track” (Short, 2007).

Para el modo “along-track”, el escaneador tiene un arreglo lineal de detectores orientados de forma normal a la trayectoria de vuelo. El campo de visión instantáneo de cada detector barre una trayectoria paralela a la dirección de vuelo y en el sistema escaneador existe una serie de detectores en línea de modo que los píxeles que conforman la imagen corresponden a cada uno de estos (Figura 22).

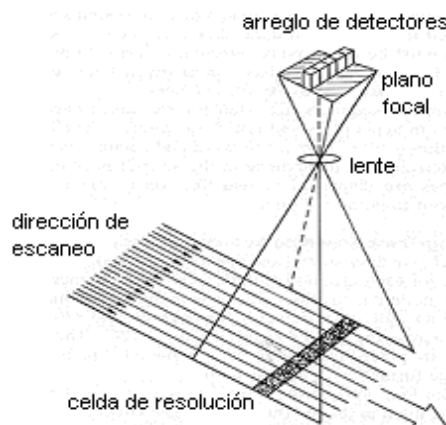


Fig.22. Modo de escaneo tipo “along-track” (Short, 2007).

Así, conforme la plataforma se desplaza por la trayectoria de barrido la radiación de la superficie en cada celda es recibida simultáneamente en el sensor y la colección de fotones de cada una de las celdas es conformada en la forma geométrica correcta con la posición en la superficie. La señal es recogida de cada detector sucesivamente para ser regresados a un estado de adquisición nula y posteriormente ser expuestos a una nueva trayectoria de radiación conforme al movimiento de la plataforma. Con esto se genera un arreglo de datos bidimensional conforme la señal de muestreo se recolecta.

El tipo de detectores que acepta un amplio rango de longitudes de onda son esencialmente pancromáticos, sin embargo la mayoría de los sensores modernos multispectrales como el Landsat o el MODIS poseen una serie de filtros cada uno de los cuales deja pasar un rango limitado de longitudes de onda, generando así bandas espectrales discretas (Figura 23).

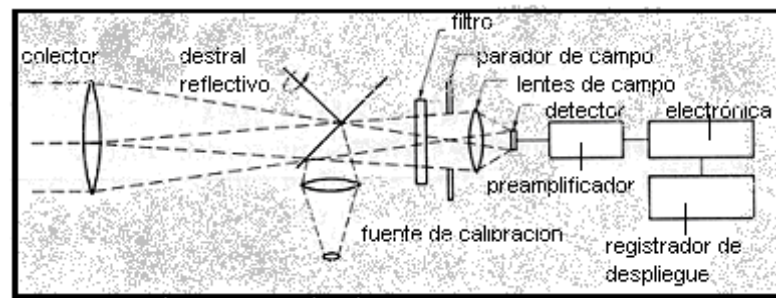


Fig.23. Sistema de filtros en sensores multispectrales como el MODIS (NASAa).

El frente del sensor consta de un sistema telescópico que redirige la radiación hacia unos espejos que oscilan a lo largo de un rango angular limitado. La señal es interrumpida y modulada por un sistema mecánico y la radiación es descompuesta en intervalos espectrales cuyo ancho es definido por la resolución espectral del instrumento.

Este espectro es descompuesto mediante prismas y filtros que seleccionan las bandas de radiación a ser detectadas para cada banda dependiente de la longitud de onda muestreada.

Los filtros espectrales pueden ser absorción o de interferencia siendo su principal diferencia que el filtro de interferencia refleja la radiación en longitudes de ondas mayores y menores al intervalo de transmisión, lo cual puede verse como un filtro pasa-bandas común.

Los filtros de absorción están hechos de vidrio o gel para transmitir selectivamente ciertos intervalos de longitudes de onda mientras que los de interferencia usan delgadas capas

que reflejan las longitudes de onda no deseadas. Uno de los filtros más comunes es el llamado dieléctrico, el cual usa un vidrio óptico al vacío sobre el cual se depositan finas capas de un material dieléctrico de índice refractivo que transmite selectivamente un rango específico de bandas.

Finalmente, el elemento detector más usado actualmente es el “foto-multiplicador” hecho regularmente de metales semiconductores en estado sólido como por ejemplo el detector hecho de PbO y silicato para el rango de la luz visible.

Todos estos dispositivos y sensores se encuentran girando alrededor de la tierra en satélites con diferentes órbitas. Las imágenes aquí usadas se obtuvieron del originalmente llamado programa EOS de la NASA. El EOS (Earth Observing Satellite) fue posteriormente renombrado como “Terra” y fue lanzado con el objetivo principal de mejorar nuestro entendimiento de los procesos atmosféricos, integrando estos con los océanos, la biosfera y la superficie terrestre. Uno de los principales instrumentos con el que fue equipado este satélite es el MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), el cual utiliza un radiómetro de imágenes convencional que consiste de un espejo de escaneo tipo “cross-track” y una serie de detectores lineales con filtros de interferencia espectral localizados en cuatro planos focales. El sensor MODIS es un instrumento montado en los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM) de la NASA. La órbita del satélite Terra está programada de tal forma que pasa de norte a sur por el ecuador en la mañana mientras que el Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador por las tardes. Estos satélites tienen una visión de la Tierra entera cada 2 días en 36 bandas espectrales de 0.4 a 14.4 μm con una alta sensibilidad radiométrica (12 bits) y resolución nominal de 1km. El satélite Terra fue lanzado el 18 de diciembre de 1999 y el AQUA el 4 de mayo del 2002 (Figura 24).

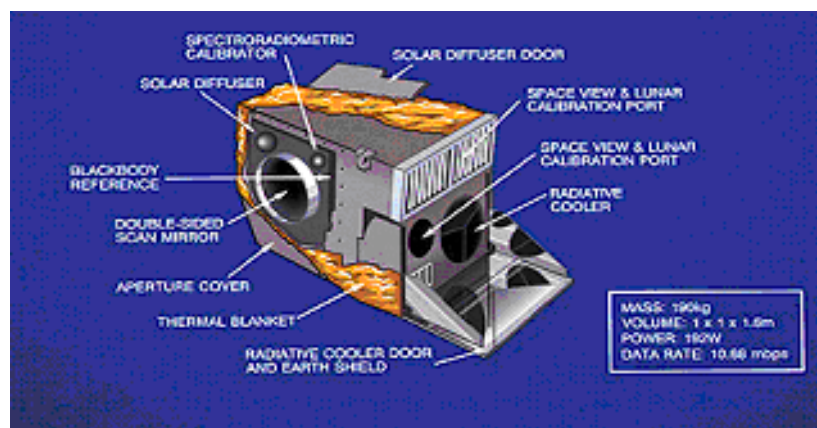


Fig.24. Corte esquemático del sensor MODIS (NASA).

Algunas especificaciones técnicas del sensor MODIS se muestran en la Tabla 4.

Orbita:	705 km, 10:30 a.m. nodo descendiente (Terra) o 1:30 p.m. nodo ascendente (Aqua), sol-sincrónica, casi-polar, circular
Tasa de escaneo:	20.3 rpm, cross track
Dimensiones del Trazado:	2330 km (cross track) por 10 km (along track at nadir)
Telescopio:	17.78 cm diam. off-axis, afocal (collimated), intermediate field stop
Tamaño:	1.0 x 1.6 x 1.0 m
Peso:	228.7 kg
Poder:	162.5 W (single orbit average)
Tasa de datos:	10.6 Mbps (peak daytime); 6.1 Mbps (orbital average)
cuantización:	12 bits
Resolución espacial:	250 m (bands 1-2) 500 m (bands 3-7) 1000 m (bands 8-36)
Diseño de vida:	6 años

Tabla.4. Muestra algunas especificaciones del sensor MODIS (NASAa).

El arreglo óptico del MODIS provee imágenes en 36 bandas discretas con resoluciones espaciales de 250m, 500m y 1km en el Nadir (el punto justo por debajo del instrumento); sus datos varían de 6.2Mbps en promedio, 10.6 Mbps en el día y 3.2 Mbps en la noche. Es de temperatura controlada por enfriamiento radiativo y posee una masa de 225kg. Este sensor fue diseñado en cada una de sus bandas para algunas aplicaciones como se muestra en la Tabla 5.

Uso primario	Banda	Ancho de banda	Radiancia espectral	SNR Requerido
Tierra/Nubes/Aerosoles	1	620 - 670	21.8	128
Fronteras	2	841 - 876	24.7	201
Tierra/Nubes/Aerosoles	3	459 - 479	35.3	243
Propiedades	4	545 - 565	29.0	228
	5	1230 - 1250	5.4	74
	6	1628 - 1652	7.3	275
	7	2105 - 2155	1.0	110
Oceano Colores/ fitoplankton/ Biogeoquímica	8	405 - 420	44.9	880
	9	438 - 448	41.9	838
	10	483 - 493	32.1	802
	11	526 - 536	27.9	754
	12	546 - 556	21.0	750
	13	662 - 672	9.5	910
	14	673 - 683	8.7	1087
	15	743 - 753	10.2	586
	16	862 - 877	6.2	516
Vapor de agua atmosférico	17	890 - 920	10.0	167
	18	931 - 941	3.6	57
	19	915 - 965	15.0	250
Uso primario	Banda	Ancho de banda	Radiancia espectral	NE[delta]T(K) requerido
Superficie/Nubes Temperatura	20	3.660 - 3.840	0.45(300K)	0.05
	21	3.929 - 3.989	2.38(335K)	2.00
	22	3.929 - 3.989	0.67(300K)	0.07
	23	4.020 - 4.080	0.79(300K)	0.07
Temperatura atmosférica	24	4.433 - 4.498	0.17(250K)	0.25
	25	4.482 - 4.549	0.59(275K)	0.25
Cirrus Nubes Vapor de agua	26	1.360 - 1.390	6.00	150(SNR)
	27	6.535 - 6.895	1.16(240K)	0.25
	28	7.175 - 7.475	2.18(250K)	0.25
Propiedades de nubes	29	8.400 - 8.700	9.58(300K)	0.05
Ozono	30	9.580 - 9.880	3.69(250K)	0.25
Superficie/Nubes Temperatura	31	10.780 - 11.280	9.55(300K)	0.05
	32	11.770 - 12.270	8.94(300K)	0.05
Altitud de las nubes	33	13.185 - 13.485	4.52(260K)	0.25
	34	13.485 - 13.785	3.76(250K)	0.25
	35	13.785 - 14.085	3.11(240K)	0.25
	36	14.085 - 14.385	2.08(220K)	0.35

Tabla.5. Muestra algunos de los usos de las bandas del sensor MODIS. (NASAa).

3.4. Bases teóricas de la percepción remota aplicada a observación de nubes volcánicas

Durante una erupción volcánica se liberan grandes cantidades de gases como los ya mencionados (H_2O , SO_2 , CO_2) y aerosoles (partículas en fase acuosa de sulfatos, hielo y silicatos componentes de la ceniza) capaces de ser detectados por sensores con rangos espectrales en el infrarrojo térmico y en el infrarrojo cercano. La extracción de las cantidades de SO_2 mediante la observación de nubes volcánicas puede hacerse con varios sensores de distintos satélites como los son el AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiospectrometer) y el MODIS aquí utilizado.

En el caso del MODIS, las imágenes en la región del infrarrojo térmico (entre 7 y $13\mu\text{m}$) han sido usadas en conjunto con algoritmos para detectar los diferentes componentes de las nubes volcánicas como se muestra en la Tabla 6.

Número de canal	Longitud de onda (micras)	Aplicación	Resolución (km)
28	7.175-7.475	$\text{H}_2\text{O}, \text{SO}_2$	1
29	8.400-8.700	SO_2, SO_4	1
30	9.580-9.880	SO_4, O_3	1
31	10.780-11.280	Hielo, ceniza, SO_4	1
32	11.770-12.270	Hielo, ceniza, SO_4	1

Tabla.6. Aplicaciones de los canales en el infrarrojo térmico del sensor MODIS (NASAa).

Prata et al. (1989) fueron los primeros en proponer el uso de las propiedades de transmisión en el infrarrojo de las nubes volcánicas de ceniza para su análisis y discriminación mediante imágenes de satélite.

La temperatura no es una propiedad intrínseca de las superficies de los cuerpos, depende de la irradiancia recibida por ellos. En cambio, la emisividad sí es una propiedad intrínseca y es independiente de la irradiancia. Entonces, la radiancia de un cuerpo emisor perfecto (conocido como cuerpo negro) esta exponencialmente relacionada con la temperatura por la ley de Planck mostrada en la Figura 25 (Gillespie et al., 1999).

$$B_{\lambda} = \frac{c_1}{\pi \lambda^5} \left[\frac{1}{\exp(c_2 / (\lambda T)) - 1} \right]$$

B = radiación de cuerpo negro
 c1 = constante radiativa
 h = constante de Planck
 c2 = constante radiativa
 λ = longitud de onda
 T = temperatura (K)

Fig.25. Ley de Planck del cuerpo negro con sus respectivos parámetros y constantes.

La radiancia de un cuerpo es atenuada por los elementos de la atmósfera que atraviesa. Sin embargo, se ha demostrado que la radiancia percibida en el sensor se puede aproximar por la ecuación:

$$L_s = e^{-\tau_c} B(T_g) + (1 - e^{-\tau_c}) B(T_c) \quad (3.6)$$

donde “B” corresponde a la función de Planck para la temperatura en la superficie “Tg” y la temperatura de la nube “Tc” mientras que “ τ_c ” corresponde a la profundidad óptica de la nube.

En el caso de la discriminación de las partículas de SO₂, existe un modelo de transferencia radiativo que relaciona la temperatura de brillo con la transmitancia de la banda de 7.3 μ m en una nube con SO₂ en un sencillo modelo descrito por la ecuación:

$$I - I_a = (1 - T_s) (B_s - I_a) \quad (3.7)$$

Donde “I” es la radiancia medida en la banda de 7.3 μ m para una atmósfera libre de SO₂, “Ts” es la transmitancia y “Bs” es la radiancia de Planck para la nube de SO₂ a una temperatura “Ts” (Prata et.al., 1989).

El sensor MODIS es capaz de detectar la región del infrarrojo térmico (8-12 μ m) y, por tanto, las firmas espectrales de materiales como la ceniza, el SO₂, sulfatos, hielo, etc. Las funciones de respuesta espectral del sensor MODIS para los canales 28 a 32 son como se muestra en la Figura 26:

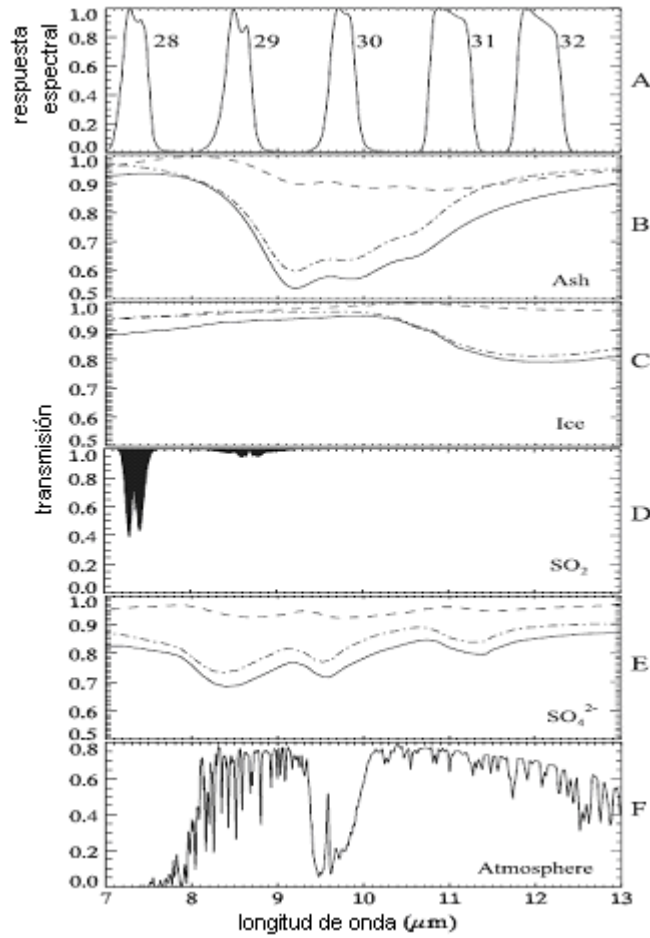


Fig.26. Ventanas de respuesta espectral del sensor MODIS.
(Modificada de Watson et al., 2004)

En la Figura 26, ventana (D) se observa el espectro de transmisión del SO_2 mostrando los característicos picos de absorción entre 7.3 y 8.6 μm . La detección del SO_2 está basada en la dependencia en la longitud de onda de dichos parámetros de absorción. De la expresión general para la radiancia en el sensor ligeramente modificada (Watson et al., 2004):

$$L_s = [\epsilon g B(T_g) + (1 - \epsilon g) L_d] \tau_a + L_u \quad (3.8)$$

Con los términos atmosféricos “ L_u ” y “ L_d ” adicionales que describen la radiancia atmosférica en el sensor y en la superficie terrestre respectivamente y la transmisividad del suelo definida como 0 de forma que “ $\tau_g = 1 - \epsilon g$ ” añadido al término que representa la emisividad nos da la radiancia que es liberada del suelo, definida entre los corchetes. La emisividad espectral del suelo es calculada (Realmuto et al. 1998) siendo la emisividad máxima del mismo definida por el usuario. La ecuación anterior es resuelta para “ T_g ” en los canales exteriores al patrón de absorción del SO_2 para obtener la temperatura “verdadera” del suelo. Después de definir la radiancia y transmisión de una atmósfera definida por el usuario mediante el código

de transferencia radiativa MODTRAN (Berk et. al, 1989) se resuelve nuevamente la ecuación anterior ahora para los canales dentro del patrón de absorción del SO₂ obteniéndose la temperatura “aparente” del suelo. La diferencia entre la radiancia del suelo percibida y la verdadera está entonces en función de la distribución de SO₂ en ausencia de otros factores de atenuación como son la dispersión atmosférica u otros gases antropogénicos.

El código de transferencia MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmisión) fue diseñado para modelar la propagación de la energía electromagnética en la atmósfera como función de la longitud de onda. Este código calcula la transmisión y emisión de la atmósfera usando modelos atmosféricos estándar de las diferentes localizaciones geográficas. Los principales parámetros involucrados en el código de transferencia son las variaciones de presión, temperatura y humedad relativa con la altura.

De forma muy simplificada, el sistema atmosférico se puede ver como un mecanismo termodinámico con el sol como su principal fuente de energía. La energía total recibida por la atmósfera debe ser igual a la energía perdida por radiación de onda larga de la superficie y la atmósfera de la tierra como lo muestra esquemáticamente la Figura 27.

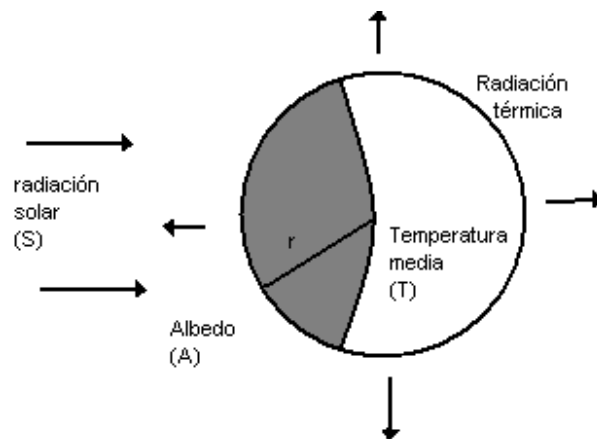


Fig.27. Sistema termodinámico en la atmósfera terrestre.

Si decimos que el radio de la atmósfera planetaria es “r” y tiene un albedo (capacidad de un cuerpo para reflejar cierta cantidad de energía incidente) “A”, entonces en la forma de ecuación tenemos:

$$S \pi r^2 (1-A) = 4 \pi r^2 \sigma T^4 \quad (3.9)$$

donde “S” representa la radiación solar, “T” la temperatura promedio de la atmósfera y “σ” la constante de Stefan. Esta ecuación se verifica si tomamos como 0.35 el valor del albedo

terrestre en la región del polo para obtener el valor promedio de la temperatura atmosférica, nos da 250 K (-23 °C), valor que ha sido observado para la atmósfera superior.

Ahora bien, en esta atmósfera ideal tenemos viajando un rayo de energía electromagnética perdiendo su misma energía debido a los procesos de absorción, o aumentándola por emisión atmosférica o simplemente cambiándola por dispersión (Hidas et al., 2000). Su comportamiento se puede describir por la siguiente ecuación:

$$\frac{dI_v}{ds} = j_v - \alpha_v I_v + \iint \sigma_v(\Omega, v') I_v' dv' d\Omega \quad (3.10)$$

El término “ I_v ” representa la energía electromagnética fluyendo por un elemento diferencial de superficie “ ds ”; “ j_v ” es el coeficiente de emisión espectral, “ α_v ” el coeficiente de absorción espectral y “ σ_v ” el coeficiente de dispersión para una frecuencia determinada “ v ”, y a través de elementos diferenciales de frecuencia “ dv ” y de ángulo sólido “ $d\Omega$ ”. La solución de esta ecuación es sumamente compleja y no se deducirá aquí pero, para observar la influencia de los parámetros como la temperatura y los aerosoles se pueden hacer algunas simplificaciones. Si ignoramos el proceso de dispersión, usamos condiciones de equilibrio termodinámico local y asumimos un comportamiento ideal de “cuerpo negro”, obtenemos una solución a la ecuación 3.10 dada por:

$$I_v(s) = I_v(s_0) e^{-\tau(s, s_0)} + \int_{s_0}^s B_v(T(s')) \alpha_v(s') e^{-\tau(s', s)} ds' \quad (3.11)$$

En la ecuación 3.11, “ $B(T(s'))$ ” representa la intensidad de cuerpo negro en función de la temperatura “ T ” y “ τ ” es la profundidad óptica fuertemente afectado por las partículas de aerosol presentes en la atmósfera. Estos tienen una repercusión directa en el comportamiento del código MODTRAN y por tanto en el algoritmo MAP_SO2.

Como ya se mencionó, los principales parámetros que utiliza el código de transferencia son el tipo de aerosol con su respectiva visibilidad y las variaciones de presión, temperatura y humedad relativa con la altura para cada una de las regiones geográficas. De aquí la importancia de conocer estos parámetros atmosféricos y su efecto en los resultados del cálculo de SO₂ en las nubes volcánicas.

Para el caso particular de la temperatura, ésta afecta el flujo de energía electromagnética en las regiones del infrarrojo térmico, cercano y medio de forma distinta

(Hidas et al., 2000). En la Tabla 7 se muestra la influencia de la temperatura para 4 longitudes de onda diferentes con su respectivo valor de la función de Planck y temperatura característica.

Temperatura	2.4 μm	3.8 μm	11 μm	350 μm
10 °C	4.3×10^{-2}	2.6×10^1	7.0×10^3	1.4×10^2
0 °C	2.0×10^{-2}	1.6×10^1	5.9×10^3	1.3×10^2
-40 °C	4.6×10^{-4}	1.5×10^0	2.6×10^3	1.1×10^2
-70 °C	1.0×10^{-5}	1.4×10^{-1}	1.1×10^3	1.0×10^2
Flujo típico medido en el polo sur	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-1}	2.0×10^1	6.0×10^1
Emisividad inferida	20%	7%	1%	50%

Tabla 7. Efecto del cambio de temperatura en las bandas del Infrarrojo (Hidas et al., 2000).

En las longitudes de onda menores a los 2.3 μm el flujo de aire domina sobre la emisión térmica en la atmósfera. En longitudes de onda cercanas a los 3.8 μm la influencia de la temperatura en la zona del infrarrojo cercano es mayor. La sensibilidad a la temperatura en la región del infrarrojo cercano implica que pequeñas variaciones en la temperatura de la atmósfera causa grandes cambios en el flujo de energía electromagnética mientras que en el infrarrojo medio, las variaciones en la temperatura local carecen de importancia.

En el caso del contenido de vapor de agua, el código MODTRAN calcula la columna de vapor mediante la ecuación:

$$h = \frac{1}{\rho_0 R m_a} \int_0^P U r_w(P, T) \frac{P}{T} dz \quad (3.12)$$

En esta última “U” es la humedad relativa, “P” la presión y “T” la temperatura correspondientes a la altura “z”, “r_w” es la razón de saturación de mezcla con aire húmedo, “p_o” la densidad de aire seco, “m_a” la masa molecular del gas y “R” su constante.

Como se observa en la Figura 28, entre los 4 y 15 μm existe una ligera variación en la transmisión y flujo de energía electromagnética con el contenido de vapor de agua (Hidas et al., 2000).

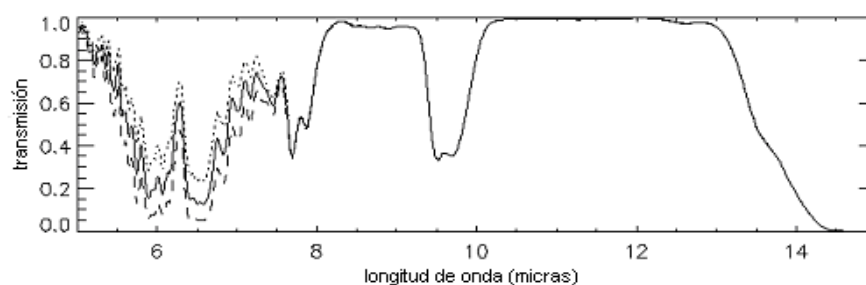


Fig.28. Efecto del contenido de vapor de agua en la transmisión del flujo de energía electromagnética. La línea punteada corresponde al modelo de la línea continua, pero con el doble de contenido de agua (Hidas et al., 2000).

En el caso de las longitudes de onda mayores a los 20 μm y especialmente la región del infrarrojo medio la transmisión es fuertemente dependiente del contenido de vapor de agua.

En el código MODTRAN, el tamaño de los aerosoles afecta de diferente forma la transmisión y emisión por su papel en la visibilidad. El principal aerosol presente en la atmósfera es el correspondiente a las partículas de agua o niebla. Tomando este como base y la visibilidad de la atmósfera a diferentes alturas (1,5,10,50 y 100 en km), la influencia en las diferentes regiones del espectro entre los 4 μm y 15 μm se muestra en la Figura 29.

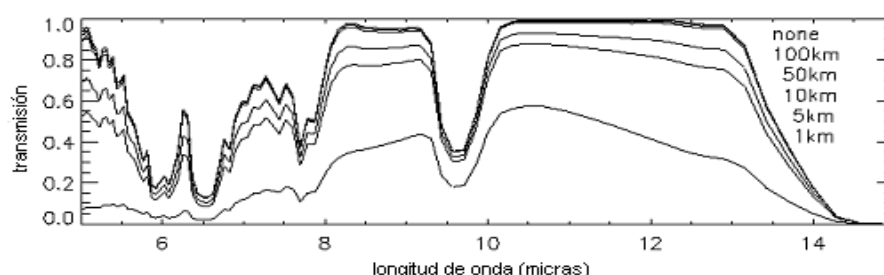


Fig.29. Efecto del contenido de partículas de agua en la transmisión de la energía electromagnética. las distintas curvas representan las diferentes alturas (Hidas et al., 2000).

Para longitudes de onda mayores a los 50 μm , las partículas de aerosol tienen un efecto despreciable en la transmisión y emisión de energía electromagnética. Por debajo de los 50 μm , el efecto es mayor y en la región del infrarrojo cercano visibilidades mayores a 10 km son necesarias para observaciones adecuadas. Además, en las ventanas correspondientes a los 8-9 μm y 10-12 μm los datos recibidos de radiación electromagnética son aceptables desde los 10km.

Los métodos de análisis y modelado de nubes volcánicas se han desarrollado con base en la teoría de que la radiación en el infrarrojo térmico que emite un cuerpo, depende de la temperatura (energía cinética de las moléculas) de su superficie y emisividad del mismo. Involucrados en esto existen numerosos programas de transferencia de radiación en la

atmósfera, modelado de sensores, y plumas volcánicas con su respectiva teoría en que se fundamentan; códigos de programación enormes, ecuaciones matemáticas y modelos físicos complejos. Es conveniente mencionar también que con base en datos de modelos directos obtenidos por métodos de percepción remota se han desarrollado numerosos métodos de inversión de datos en el infrarrojo térmico para modelado de plumas volcánicas, sin embargo los datos de estas propiedades obtenidos por imágenes de satélite son indeterminados (existen más incógnitas que parámetros definidos) y su tratamiento matemático es complejo y el procesamiento de la información es largo.

4. METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.1. Adquisición y visualización de imágenes MODIS

Las imágenes MODIS se obtuvieron directamente de la NASA y una vez recibidos los archivos de imagen, estos fueron visualizados en el programa ENVI (Environment for Visualizing Images), que es un sistema de procesamiento de imágenes, capaz de realizar el análisis multispectral de los datos obtenidos por percepción remota. ENVI usa un formato de datos raster generalizado, que consiste de un archivo binario plano y otro archivo ASCII de cabecera asociado. Los datos raster generalizados se almacenan como una serie binaria de bytes en los formatos Band Sequential (BSQ), Band Interleaved by Pixel (BIP), o Band Interleaved by Line (BIL). Cabe señalar que BSQ es el formato más simple ya que se forma con cada línea de datos seguida inmediatamente por otra línea de la misma banda espectral y es el formato óptimo para el acceso espacial (X,Y).

El programa maneja un grupo de ventanas que se denominan como “Grupo de Visualización” y consiste de:

- Ventana Principal: Aquí es donde toda o parte de la imagen se visualiza a la máxima resolución.

- Ventana de Scroll: Si la imagen completa no cabe en la Ventana Principal, aparece la ventana de Scroll, donde se visualiza una copia reducida de la imagen completa, permitiendo seleccionar el área a visualizar en la Ventana Principal.

- Ventana de Zoom: Visualiza una versión aumentada del área seleccionada en la ventana Principal.

Estas ventanas se muestran en la Figura 30 con una imagen de la zona de estudio correspondiente al volcán Popocatepetl.

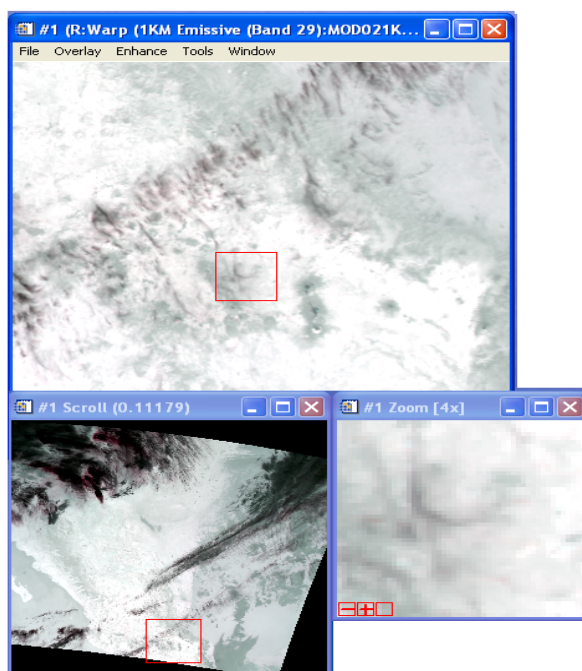


Fig.30. Imagen que muestra las 3 ventanas principales que maneja el programa ENVI 4.2.

Además, ENVI proporciona acceso tanto a los datos de las imágenes, como a bandas espectrales individuales sobre estas mismas. La “lista de bandas disponibles” (“available bands list”) es un cuadro de diálogo que contiene la lista de todas las bandas disponibles de la imagen a desplegar como se muestra en la Figura 31.

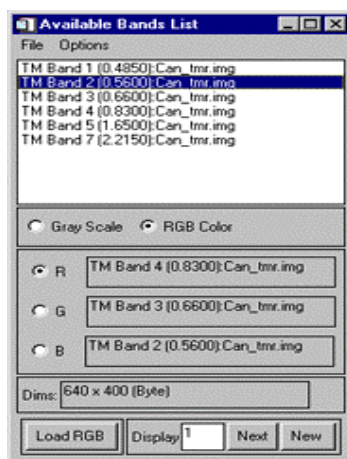


Fig.31. Ventana de bandas disponibles

La lista como la mostrada en la Figura 31 permite escoger bandas espectrales para visualizarlas o procesarlas y se tiene la opción de visualizarlas tanto en escala de grises como en color RGB. Cuando la imagen se carga, aparece una ventana de imagen ENVI en la

pantalla. Esta se divide en: ventana principal, ventana de scroll y ventana de Zoom, estando estas tres ventanas ligadas ya que los cambios en una actualizan el estado de las otras.

Algunas otras herramientas básicas de ENVI que fueron útiles en este trabajo son:

1) Moverse por la imagen. Como ya se mencionó, la ventana principal, ventana de scroll y la ventana de Zoom están íntimamente ligadas, los cambios en una actualizan el estado de las otras. El pequeño recuadro rojo en el centro de la ventana principal indica el área de la imagen visualizada en la Ventana de Zoom. Se puede arrastrar este recuadro, de un lugar a otro de la Ventana Principal, pulsando con el botón izquierdo del ratón dentro del recuadro, arrastrándolo a la posición de interés y soltándolo.

2) Acercarse y alejarse. Se posiciona el cursor del ratón en la ventana de zoom y se oprime el botón derecho para que la imagen se acerque. Se pulsa el botón izquierdo para alejarse y una pequeña cifra en la esquina inferior izquierda de la ventana de zoom indica el factor de zoom.

3) Ver la localización del cursor. Se selecciona la opción “Cursor Location/Value” del menú principal de herramientas básicas “Basic Tools”, para que aparezca una ventana en la que se muestran los valores de la posición del cursor, tanto en la ventana principal como en la de scroll o en la de zoom.

Para visualizar las imágenes, en el programa ENVI 4.2 se selecciona la opción File en la lista de comandos. En la nueva lista de comandos seleccioné “Open Image File” con el archivo de formato “.hdf”, con lo que se abrió una nueva ventana de ENVI llamada “Available Bands List”. Para visualizar alguna de las bandas de la imagen bastó con elegirla en el programa para abrir tres ventanas con la imagen.

Una imagen en ENVI puede visualizarse utilizando 3 bandas en combinación de colores R (Red), G (Green) y B (Blue). Esto se utiliza para resaltar cosas que se quieran ver con mayor claridad por ejemplo en las nubes de SO₂ se utilizaron las bandas 29 (R), 32 (G) y 31 (B).

Con este programa y las herramientas mencionadas fue posible cargar la imagen que se procesó para la obtención de los volúmenes de SO₂ como se describirá posteriormente.

4.2 Georeferenciación de las imágenes en ENVI 4.2

El proceso de georeferenciar las imágenes permite tener un archivo con los datos de la imagen espacialmente referenciados, en este caso se utilizó el sistema geográfico de Latitud-Longitud. La importancia de georeferenciar la imagen radica en que el archivo correspondiente a esta no se encuentra referenciado a ningún sistema geográfico por lo que ubicar un punto en ella sería sumamente complicado. El archivo original contiene las bandas de emisión (Banda 20 a la banda 36) pero como en el análisis de plumas y nubes volcánicas solo nos interesan las bandas 27, 28 29 30 31 y 32, solo se procesan estas bandas y se graban en un nuevo archivo.

Al mostrar la imagen en una nueva ventana de display, esta aparece corregida con los datos georeferenciados y es entonces posible localizar un punto con gran exactitud conociendo sus coordenadas geográficas de localización.

4.3. Preparación de archivos para utilizar el algoritmo MAP_SO2

Para la utilización del programa MAP_SO2 se deben preparar varios archivos que sirven para alimentar el programa y poder hacer el cálculo del SO₂. A continuación se enumeran los archivos y una breve descripción de cada uno de estos.

1) Archivo “.hdf” (ejemplo: MOD021KM.A2008001.0450.005.2007003020224.hdf)

Este es el archivo con los datos crudos, y no se utiliza de forma directa en el programa MAP_SO2, pero sirve para obtener varios archivos como se mostrara más adelante.

2) Archivo “_irad” (ejemplo: MOD01012008_0450_irad)

Este archivo se crea con el programa ENVI 4.2, y es un archivo que contiene las bandas 29, 30, 31 y 32 que son las que utiliza el programa para realizar el cálculo.

3) Archivo “_rgb_index” (ejemplo: MOD01012008_0450_rgb_index).

Este archivo contiene una imagen extraída de la combinación de las bandas 29, 32 y 31 que hace resaltar la pluma de SO₂.

4) Archivo “_latitude” y “_longitude” (ejemplo: MOD01012008_0450_latitude)

Estos archivos contienen la información geográfica extraída del archivo *.hdf. Los archivos que se preparan para ser utilizados en el programa MAP_SO2 no deben estar georeferenciados por ENVI 4.2, ya que la información que será leída por MAP_SO2 nos dará los datos de georeferencia de los píxeles dentro de la imagen que se despliega en el programa.

5) Archivo “MODIS_29-32”

Este archivo contiene la información de las constantes numéricas que utilizó el programa en cada una de las bandas de la 29 a la 32. Este archivo es el mismo para todas las imágenes analizadas y es característico de cada sensor.

6) Archivo “_atm” (ejemplo MOD01012008_atm)

Este es un archivo muy importante ya que contiene los datos de un radiosondeo que proporciona la información de las variables atmosféricas presentes en el lugar. Este archivo contiene 4 columnas que son: altitud (km), presión atmosférica (mb), temperatura ambiente (en grados Celsius o en unidades Kelvin) y humedad relativa (en %). El radiosondeo se puede obtener de algún centro meteorológico cercano al lugar o de reportes en Internet. En este caso se obtuvieron los datos haciendo uso de las páginas del ARL (Air Research Laboratory) de la NOAA. Estos datos atmosféricos son producto de tres modelos sucesivos de interpolación óptima para un periodo de 12 horas en una malla de 48 km y poseen un error intrínseco el cual no se tomará en cuenta para este trabajo.

4.4. Obtención de SO₂. ENVI y MAP_SO2

Para llevar a cabo la estimación del SO₂ se utilizó el programa MAP_SO2 desarrollado por Realmuto (1995). Este programa fue elaborado en el lenguaje IDL por lo que para correr éste se tuvo que usar una versión del mismo.

Cabe mencionar que hay datos que se deben tomar en consideración para el análisis y de cuya precisión, además de la calidad de las imágenes (presencia de nubosidad, deformación por la curvatura de la tierra, etc.) depende la validez de los resultados. El algoritmo del MAP_SO2 está escrito en IDL (Interactive Data Language), Lenguaje de Datos Interactivo. IDL es un lenguaje de programación estructurado, basado en matrices, que proporciona un

procesamiento de imágenes integrado, con grandes capacidades de visualización y herramientas fáciles de usar (Ramirez, 2001).

Como ya se ha mencionado, el procedimiento para el análisis de SO₂ en la región del infrarrojo térmico está basado en el código MODTRAN usado para modelar la radiancia detectada por un sensor observando la superficie terrestre sobre una pluma volcánica (Realmuto, 1995). En el modelo, esta radiancia está dada por la ecuación:

$$L_s(\lambda, T_o) = \{\varepsilon(\lambda) B(\lambda, T_o) + [1 - \varepsilon(\lambda)] L_d(\lambda)\} \tau(\lambda) + L_u(\lambda) \quad (4.1)$$

donde “T_o” es la temperatura de la superficie, los términos “L_u(λ)” y “L_d(λ)” representan la radiancia atmosférica y de superficie percibida por el sensor, y “τ(λ)” el espectro de transmisión de la atmósfera. “B(λ, T_o)” es la función de Planck vista ya anteriormente y “ε(λ)” la emisividad del suelo, todo esto para el caso de incidencia vertical.

Al código MODTRAN se le ingresa la emisividad del suelo calculada con los datos de la imagen en radiancia multiespectral, altitud del suelo y del instrumento así como el ángulo de zenith que define la línea de visión entre el sensor y el objeto (Realmuto, 1995). Aquí cabe mencionar que el programa acepta modelos de elevación de la zona en cuestión, sin embargo para simplificar el procesado se usó una elevación constante en los alrededores del volcán Popocatepetl de 2000 m.s.n.m.

Una vez ingresados estos, es necesario incluir en él los perfiles de condiciones atmosféricas de la región con los parámetros: presión barométrica, temperatura y humedad relativa en función de la altitud. Como ya se mencionó anteriormente, estos se obtuvieron de radiosondeos publicados por la NASA.

Con estos datos, el código MODTRAN calcula los valores de “L_u(λ)”, “L_d(λ)” y “τ(λ)” para después, ya en presencia de una nube de SO₂, modificar el término de transmisión en la ecuación. La absorción del SO₂ entra en las bandas 28 y 29 del sensor MODIS mientras que las bandas 30, 31 y 32 se encuentran sin respuesta ante la presencia de la molécula del SO₂. La banda 28 limita la contribución de la absorción de vapor de agua a la radiancia de la superficie en la medición de las cantidades de SO₂ principalmente en altitudes bajas (Realmuto, 1995).

La absorción de SO₂ es una función no-lineal de su concentración en la pluma, el espesor de la misma, el contraste de temperaturas pluma-superficie y la presión atmosférica. La estimación de las concentraciones de SO₂ es entonces un problema de inversión sub-determinado y para simplificar el problema se usan los mismos perfiles de presión, temperatura

y humedad obtenidos del radiosondeo, asumiendo que la pluma está en equilibrio termodinámico con la atmósfera que la rodea (Realmuto, 1995). Con estas consideraciones, el problema de obtención de SO₂ se reduce a un problema de inversión sobre-determinado resuelto con el método de mínimos cuadrados.

El tiempo de cálculo es optimizado por el MODTRAN ya que supone sólo 6 iteraciones por cada píxel, la primera para una concentración de cero (temperatura de la superficie), y las siguientes a modo de recopilar la concentración de SO₂ a través de la radiancia percibida en el sensor sobre la columna atmosférica (Realmuto, 1995). Adicionalmente el código está provisto de un algoritmo que permite discriminar si un píxel posee atributos suficientemente diferentes para ser incluido en el cálculo, de lo contrario su valor se iguala al píxel contiguo más similar.

4.5. Procesamiento con el algoritmo MAP_SO2

4.5.1. Descarga de archivos de imágenes

Para descargar los archivos de las imágenes, se usó el programa IDL en el área de comandos con el algoritmo MAP_SO2 y se despliegan una serie de ventanas en donde los archivos de datos son descargados.

En la primera ventana del MAP_SO2 se cargan los archivos de datos de la siguiente forma:

- 1) “IRAD Image”: Aquí se carga el archivo “_irad”.
- 2) “Total FOV (deg)”: Esta opción adquiere su valor automáticamente en el programa.
- 3) “No. of Channels”: Este también adquiere su valor automáticamente del número de bandas contenidas en el archivo “_irad”. Para el caso de las imágenes MODIS tiene que ser “4”.
- 4) “Spec. Resp. File”: Aquí se carga el archivo MODIS_29-32.rsp. Este archivo contiene información para la calibración de las 4 bandas que contiene la imagen “_irad”.
- 5) “DEM”: Este se encuentra en la sección de archivos opcionales, normalmente no es posible contar con un DEM (Digital Elevation Model), pero en el caso que se tenga un modelo digital de elevaciones en esta opción se carga este archivo.
- 6) “Latitude”: En esta opción se carga el archivo “_latitude” generado anteriormente.
- 7) “Longitude”: En esta opción se carga el archivo “_longitude” generado anteriormente.

Una vez seleccionados los archivos necesarios se inicia el programa con la ventana que se muestra en la Figura 32.

The screenshot shows the 'MAP_SO2 (V.11.5)' window. It has a blue title bar with standard Windows window controls. The main area is divided into several sections:

- Radiance at the Instrument:** Contains a text box labeled 'IRAD Image' with the value 'MOD24012007_0440_irad'.
- Current Sensor: MODIS:** Contains three text boxes: 'Total FOV (deg)' with '110.0', 'No. of Channels:' with '4', and 'Spec. Resp. File' with 'MODIS_29-32.rsp'.
- Optional Input Files:** Contains a 'DEM' text box, two radio buttons for 'Registered DEM' (selected) and 'Georeferenced DEM', and two text boxes for 'Latitude' and 'Longitude' with values 'MOD24012007_0440_latitude' and 'MOD24012007_0440_longitude' respectively.
- Action Menu:** Contains three buttons: 'Begin', 'Help', and 'Exit'.

Fig.32. Ventana de ingreso de los archivos para el cálculo del SO₂.

4.5.2. Procesado y visualización de las imágenes de SO₂

En la ventana de comandos correspondiente al procesado se seleccionaron los comandos necesarios para llevar a cabo el cálculo de las concentraciones de SO₂. En la Figura 33 se muestra la ventana de comandos cuando se encuentra lista para iniciar el cálculo de las cantidades de SO₂.

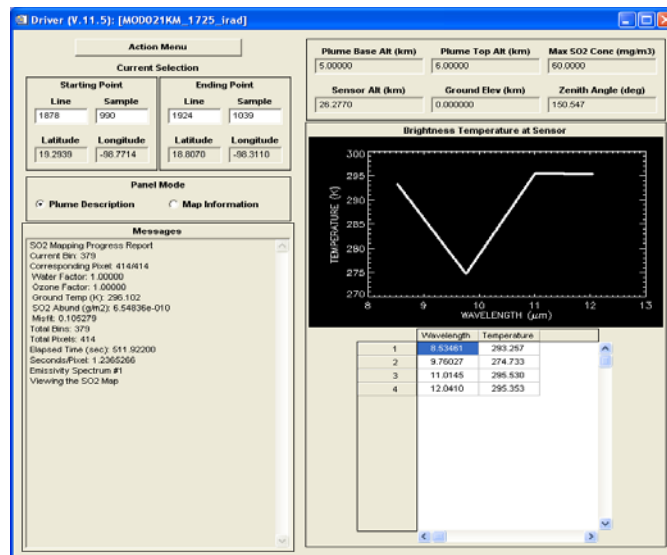


Fig.33. Ventana de comandos del MAP_SO2 lista para iniciar el cálculo con las imágenes preparadas.

A continuación se preparó el programa para usar los datos en el cálculo de valores de SO_2 abriendo el archivo “_rgb_index” generado anteriormente, para desplegar una ventana donde se muestra la imagen MODIS en formato RGB como se puede observar en la Figura 34. Cabe mencionar que en este momento es posible desplegar también la imagen georeferenciada para una mejor ubicación de la zona del volcán.



Fig.34. Imagen desplegada para iniciar el proceso de selección de la zona con el algoritmo de MAP_SO2.

En esta imagen se busca el área específica a analizar. Una vez encontrada la zona del volcán Popocatepetl, se seleccionó con ayuda del archivo de imagen georeferenciada y se

procedió a delimitarla, cuidando que toda el área donde se encuentra la pluma volcánica esté dentro de este cuadro. Con esto se despliega una ventana de acercamiento conteniendo la sección de la imagen que se analizará como se muestra en la Figura 35.

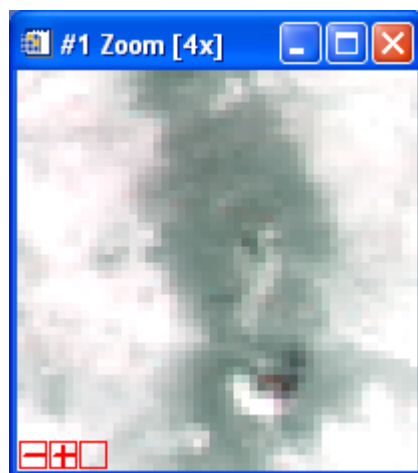


Fig.35. Imagen en “zoom” que muestra la localización del volcán Popocatépetl en las bandas 29 a 32 del archivo de imagen MODIS.

A continuación, se ingresó el modelo atmosférico donde se indican los tipos de datos que se encuentran en el archivo de radiosondeo.

Se seleccionó la temperatura en grados Celsius, la presión atmosférica en milibares y el vapor de agua en porcentaje de humedad relativa. En las opciones de “Climatology Profile” se recomienda tener en cuenta la ubicación geográfica y por consiguiente el tipo de clima. Para este caso se utilizó la opción “Tropical”. Las opciones “Plum Water Vapor Conc” y “Plum Temperature (K)” se seleccionaron como “Ambient”. Los cálculos de H_2O y O_3 se realizan únicamente en el caso de ser necesarios, cuando se desea conocer la concentración humedad y de ozono obtenidas del algoritmo, debido a que aumentan considerablemente el tiempo requerido para los cálculos. En este trabajo se realiza el análisis únicamente basandose en las concentraciones de SO_2 .

El siguiente paso fue crear una base de referencia donde se considere una atmósfera sin contaminación de SO_2 , (esta es sólo una suposición pues no se consideran otros factores externos como el SO_2 antropogénico) para lo cual se tuvo que seleccionar una pequeña sección cerca del volcán pero que se encuentre fuera de la nube volcánica. Esta zona varía para cada caso pero en general se tomó la sección aledaña al volcán que se muestra en el recuadro rojo de la figura 36.

Después de que se proporcionaron los datos y se ingresó la zona de interés, se prepara el programa para calcular los datos comenzando el cálculo de la emisividad de la sección de la imagen seleccionada como referencia.

El último paso es seleccionar la zona donde se encuentra la pluma como se muestra en la Figura 36.

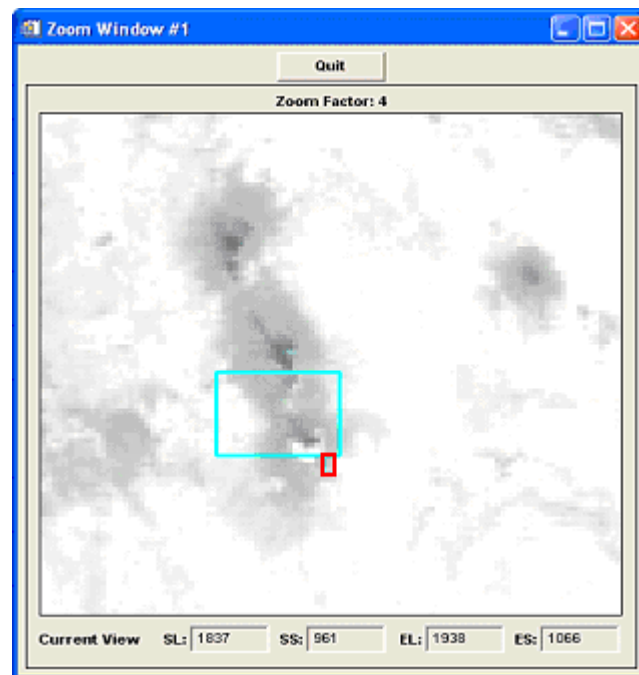


Fig.36. Área de la pluma del volcán seleccionada en la ventana de zoom (cuadro verde) y la zona donde se supone la no existencia del gas SO_2 (cuadro rojo).

Finalmente se calcula la cantidad de SO_2 usando el programa y se obtiene una imagen de la pluma en concentraciones de SO_2 como la mostrada en la Figura 37.

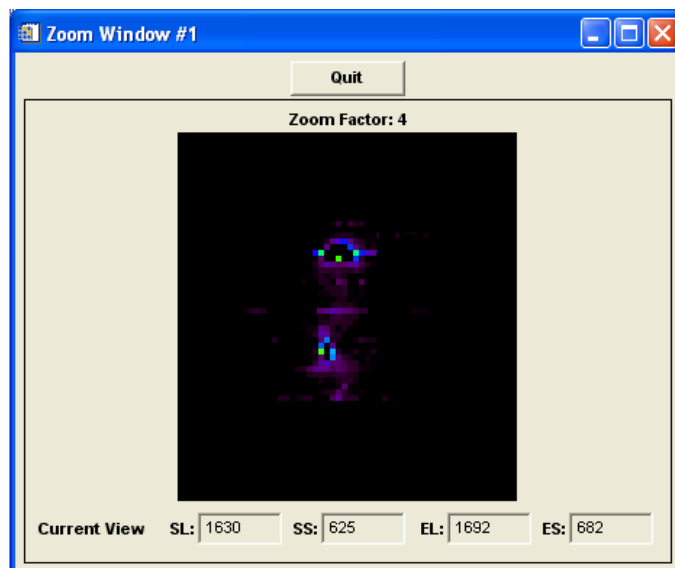


Fig.37. Ventana de acercamiento de la pluma de concentraciones de SO₂ del volcán Popocatépetl.

4.6. Obtención de SO₂ del OMI

Para las fechas de estudio, se recopilaron los datos de las cantidades de SO₂ presentes en la atmósfera sobre las latitudes correspondientes al volcán Popocatépetl publicadas por el OMI sulfur dioxide group. Este grupo de trabajo se dedica a detectar y medir erupciones volcánicas y emisiones antropogénicas de gases desde el espacio, mediante el uso de datos satelitales en la banda UV captados por el sensor OMI (Ozone Monitoring Instrument) del satélite EOS-Aura de la NASA y el TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) para obtener datos de cantidades de SO₂ presentes en la atmósfera de diferentes partes del mundo.

El OMI fue lanzado en el satélite EOS-Aura en julio del 2004 y es un espectrómetro en la región UV-Visible con mayor sensibilidad al SO₂ que el TOMS. Este instrumento mide la radiación reflejada de regreso desde la superficie terrestre y algunos de los parámetros principales del OMI se muestran en la Tabla 8.

Característica	Parámetro
Visible:	350 - 500 nm
UV:	UV-1, 270 a 314 nm, UV-2 306 a 380 nm
Resolution espectral:	1.0 - 0.45 nm
Muestreo espectral:	2-3
FOV del telescopio:	114 _i (2600 km en tierra)
IFOV:	3 km, a 13 x 24 km
Detector:	CCD: 780 x 576 (espectral x espacial) pixeles
Masa:	65 kg
Ciclo:	60 minutos del lado iluminado
Fuente de poder:	66 watts
Tasa de datos:	0.8 Mbps (promedio)

Tabla 8. Principales parámetros que caracterizan al sensor OMI (NASAb)

El satélite EOS-Aura es sincrónico solar con órbita polar ascendente y tiempo local de cruce en el ecuador de 1:45 pm. Las mediciones comenzaron el 17 de agosto del 2004. Para cada píxel en la imagen el sensor OMI provee cuatro estimaciones de la columna de SO₂ en unidades Dobson obtenidas de suponer una distribución vertical del SO₂. Estas cuatro estimaciones son las alturas correspondientes a la troposfera inferior, media y superior, así como el límite planetario. La precisión de los datos varía significativamente con la altura de las estimaciones siendo más sensible sobre las nubes o partículas de hielo y menos sensible al SO₂ por debajo de las nubes (NASAb).

4.7. Obtención de condiciones atmosféricas en las fechas de estudio

Para hacer énfasis en las diferencias de las condiciones atmosféricas existentes en las dos fechas de estudio, se recopilaron los valores de los principales parámetros (presión, temperatura y humedad) entre los 5000 y 6000 m.s.n.m. que utiliza el algoritmo para el cálculo del SO₂. Los datos fueron obtenidos de la base de datos de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), en los ARL (Air Resources Laboratory) disponibles como productos en el READY (Real Time Environmental Application and Display System). Esta base de datos fue diseñada para poder acceder a datos meteorológicos y modelos de dispersión desarrollados por la NOAA.

5. RESULTADOS

5.1. Actividad del volcán Popocatépetl.

En las erupciones más actuales se tienen importantes emisiones de SO₂ (Delgado Granados et al., 2001) registradas de forma más concreta desde 1994. El 21 de diciembre de 1994 entró en actividad con una erupción cuyos eventos iniciales consistieron en explosiones de tipo vulcaniano con columnas de ceniza que alcanzaron regiones a 50 km de distancia y explosiones individuales de 3 a 10 minutos de duración durante una semana. Entre el 24 y el 25 de diciembre la actividad comenzó a declinar, abriendo así el Popocatépetl su conducto volcánico que había estado en reposo desde 70 años antes (Delgado Granados et al., 2001). Posteriormente, entre enero de 1995 y hasta 1996 hubo periodos explosivos intermitentes con un decremento en las cantidades de ceniza y un incremento en la concentración de gases de la pluma volcánica. Se pudieron apreciar cuatros nuevas bocas alrededor del conducto central hasta que en agosto de 1995 la actividad volcánica parecía desaparecer.

En marzo de 1996 se pudo observar un domo de lava acompañado de señales sísmicas hasta que el 30 de Abril ocurrió otra explosión importante compuesta de tefra y clastos de pómez. Para septiembre de ese mismo año el domo de lava cesó su estado de crecimiento y en los meses de octubre a diciembre ocurrieron violentas explosiones, la última de las cuales destruyó el domo de lava y generó flujos piroclásticos en dirección este-sureste. En Junio de 1997 un domo de lava comenzó a crecer nuevamente para después ser destruido por otra explosión violenta ocurrida en mayo del año siguiente (Delgado Granados et al., 2001).

Es importante mencionar que la explosión más violenta registrada ocurrió el 30 de Junio con una nube de ceniza que alcanzó los 15000 metros sobre el nivel del mar y presencia de pómez. La nube de ceniza alcanzó la ciudad de México y los flujos piroclásticos así como los productos balísticos llegaron hasta los 4000m sobre las laderas del volcán como se observa en la Figura 38.

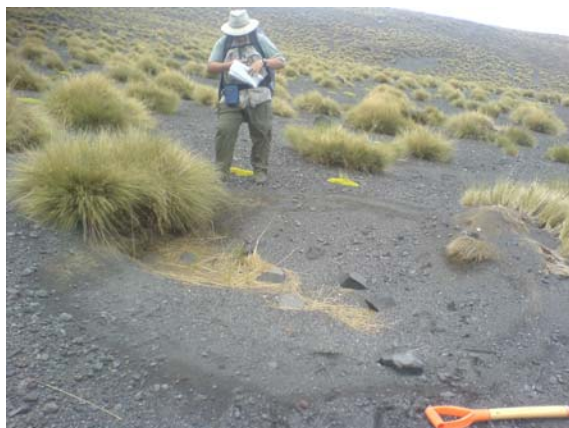


Fig.38. Cráter formado por un proyectil balístico sobre las laderas del volcán Popocatepetl.

En enero de 1998 se produjo otra explosión que destruyó el domo de lava que se había formado hasta entonces.

Las mediciones aéreas y de COSPEC realizadas en el periodo 1994-1998 dieron como resultado la siguiente Tabla de emisiones fumarólicas de SO_2 en toneladas por día.

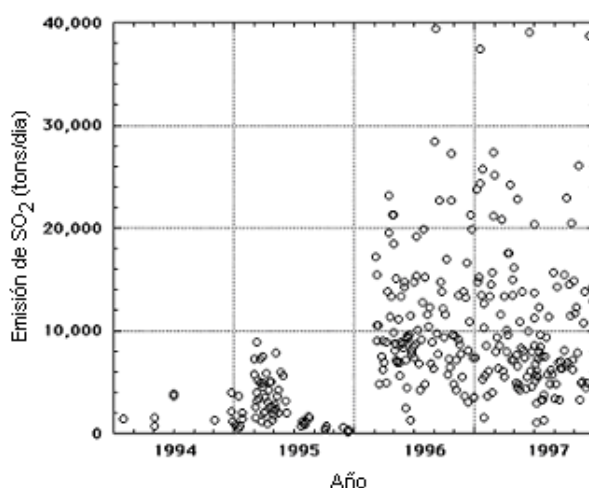


Tabla 9. Tazas de emisión individuales de SO_2 durante el periodo de 1994-1997 (Modificada de Delgado et al. 2001).

Las cantidades de emisión de SO_2 asociadas con los fenómenos fumarólicos, explosivos o eruptivos durante el mismo periodo de 1994 a 1997 se muestran en la Tabla 10:

Periodo	Tipo	Fecha inicial	Fecha final	SO ₂ (ton/día)	SO ₂ (tonsmetricas)
1	Fumarólica	01/03/94	20/01/94	2080	669,760
2	Explosiva	21/12/94	30/06/95	3470	662,770
3	Fumarólica	01/07/95	04/03/96	780	192,660
4	Explosiva	05/03/96	24/03/96	11,270	214,130
5	Efusiva	25/03/96	29/12/96	11,160	3,113,640
6	Explosiva	30/12/96	16/01/97	12,930	219,810
7	Efusiva	17/01/97	15/05/97	12,930	1,525,340
8	Explosiva	16/05/97	30/06/97	9910	445,950
9	Efusiva	01/07/97	01/01/98	9250	1,702,000

Tabla 10. Emisiones de SO₂ asociadas con el tipo de evento volcánico para las fechas de 1994-1997
(Modificado de Delgado et al. 2001)

Las tasas de emisión de SO₂ del volcán Popocatepetl indican que éste se encuentra en un estado de degasificación pasiva.

Algunas de las posibles causas de liberación de SO₂ en el Popocatepetl son: una fase de vapor separada presente como burbujas en el magma antes de la erupción, degasificación continua de magma sin expeler en el reservorio sub-volcánico y una serie de reacciones redox acompañando la mezcla del magma (Delgado-Granados et al. 2001). Una fase de vapor libre presente como burbujas en el magma del volcán Popocatepetl podría explicar el alto contenido de SO₂ en sus emisiones. Los vapores liberados por los volcanes se originan a grandes profundidades en el proceso de exsolución de volátiles de la mezcladle magma durante la migración del magma.

La explosión de 1994 puede explicarse por una continua exsolución de volátiles de un magma sin liberar, cuyos vapores pudieron haberse acumulado en el techo de la cámara magmática. La inyección de un magma máfico rico en volátiles en un reservorio silícico podría entonces ser el fenómeno responsable de la continua fase de vapor y exceso de SO₂ que muestra el volcán Popocatepetl (Delgado-Granados et al. 2001). Por otra parte, las fluctuaciones de SO₂ pueden ser explicadas según Harris y Rose (1996) por la sucesiva cristalización del cuerpo magmático y un ascenso de nuevo magma que rellena el cuerpo magmático existente.

5.2. Datos atmosféricos en las fechas de estudio

Para el caso del periodo correspondiente a julio-agosto del 2007 se tienen los siguientes valores de condiciones atmosféricas en la Tabla 11.

Fecha	Número	Temp (°C)	Humedad (%)
15-jul-07	1	-4	72.2
16-jul-07	2	-3.8	87.9
17-jul-07	3	-3.7	95.2
18-jul-07	4	-3.9	88.9
19-jul-07	5	-3.6	81.3
20-jul-07	6	-3.	91.2
21-jul-07	7	-4.2	74.9
22-jul-07	8	-4.3	68.9
23-jul-07	9	-5.1	95.2
24-jul-07	10	-4.3	79.7
25-jul-07	11	-4.5	63.3
26-jul-07	12	-3.7	86.8
27-jul-07	13	-3.4	78.3
28-jul-07	14	-3	75.8
29-jul-07	15	-3.1	82.6
30-jul-07	16	-3	49.6
31-jul-07	17	-3.1	54.6
01-ago-07	18	-3.4	78.9
02-ago-07	19	-3.3	40.3
03-ago-07	20	-4.1	80.2
04-ago-07	21	-4	69.7
05-ago-07	22	-4.1	58.8

Tabla 11. Muestra los valores de los principales parámetros atmosféricos para las fechas de estudio julio-agosto obtenidas del radiosondeo.

Para el periodo de diciembre 2007-enero 2008 se obtuvieron los siguientes valores mostrados en la Tabla 12.

Como se observa en las Tablas, los valores que se obtuvieron en la zona de muestreo a la altitud de 5000 a 6000 m.s.n.m. fueron para el periodo de julio-agosto, una temperatura promedio de -3.76 °C y la humedad relativa de 75.21%, mientras que para el periodo de diciembre-enero, la temperatura promedio fue de -5.88 °C (correspondiente a una época de mayor frío) y la humedad relativa fue menor, 37.85% (correspondiente a la época seca con menor nubosidad que en el periodo julio-agosto).

Fecha	Número	Temp (°C)	Humedad (%)
15-dic-07	1	-4.8	45.7
16-dic-07	2	-4.7	42
17-dic-07	3	-3.8	26.5
18-dic-07	4	-4	26.9
19-dic-07	5	-3.8	23.7
20-dic-07	6	-4.6	24
21-dic-07	7	-4.8	30.7
22-dic-07	8	-5.1	20.5
23-dic-07	9	-6.5	40.8
24-dic-07	10	-7.2	29.4
25-dic-07	11	-7.9	80.6
26-dic-07	12	-6.6	60.9
27-dic-07	13	-6.6	75
28-dic-07	14	-5.7	39.6
29-dic-07	15	-6.7	34.6
30-dic-07	16	-5.4	42.2
31-dic-07	17	-5.2	41.5
01-ene-08	18	-5.7	44.6
02-ene-08	19	-5.9	50
03-ene-08	20	-6.6	60
04-ene-08	21	-6.1	37.5
05-ene-08	22	-5.9	19.6
06-ene-08	23	-6.8	27.9
07-ene-08	24	-6.9	17.5
08-ene-08	25	-6.3	27.7
09-ene-08	26	-6.6	41.6
10-ene-08	27	-5.6	23.4
11-ene-08	28	-5.8	35.1
12-ene-08	29	-5.8	18.1
13-ene-08	30	-6.4	27.5
14-ene-08	31	-6.9	24
15-ene-08	32	-8.2	53.9
16-ene-08	33	-6.5	19.5
17-ene-08	34	-5.3	32.6
18-ene-08	35	-5.5	29.8
19-ene-08	36	-5.9	43.8
20-ene-08	37	-6.1	39.9
21-ene-08	38	-5.1	32.7
22-ene-08	39	-5.5	57.5
23-ene-08	40	-6.2	54.1
24-ene-08	41	-6.1	51.2
25-ene-08	42	-6.3	47.9
26-ene-08	43	-5.2	44.9
27-ene-08	44	-4.7	16.2

Tabla 12. Muestra los valores de los principales parámetros atmosféricos para las fechas de estudio diciembre-enero obtenidas del radiosondeo.

5.3. Presentación de imágenes y resultados obtenidos

A continuación se presentan los resultados de las imágenes obtenidas del algoritmo MAP_SO2 después de haber calculado los valores del SO₂. En las siguientes figuras se muestran algunas de las imágenes de satélite original en las bandas 29, 32 y 31 donde se sobrepone la pluma volcánica obtenida del algoritmo cuyos píxeles representan los diferentes valores de concentración de SO₂ correspondiente sobre el área del volcán Popocatepetl. Las figuras que se muestran a continuación corresponden a las fechas de estudio de julio y principios de agosto del año 2007.

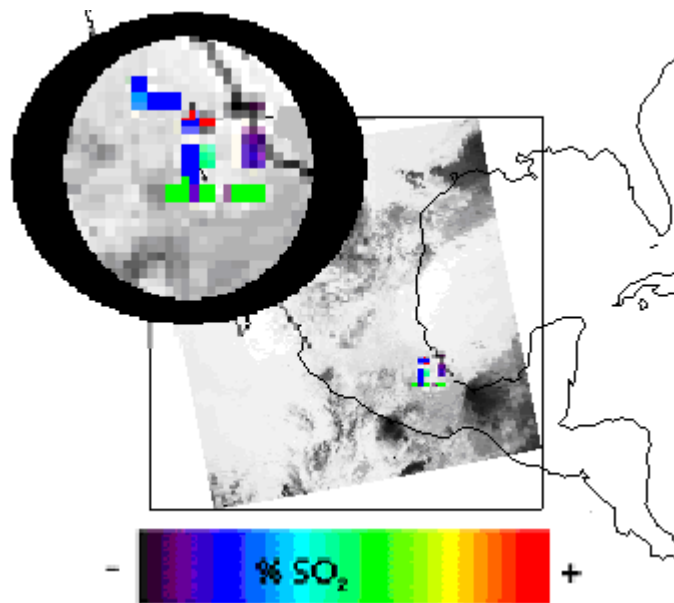


Fig.39. En la figura se muestra la imagen correspondiente al día 15 de julio del 2007, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO₂.

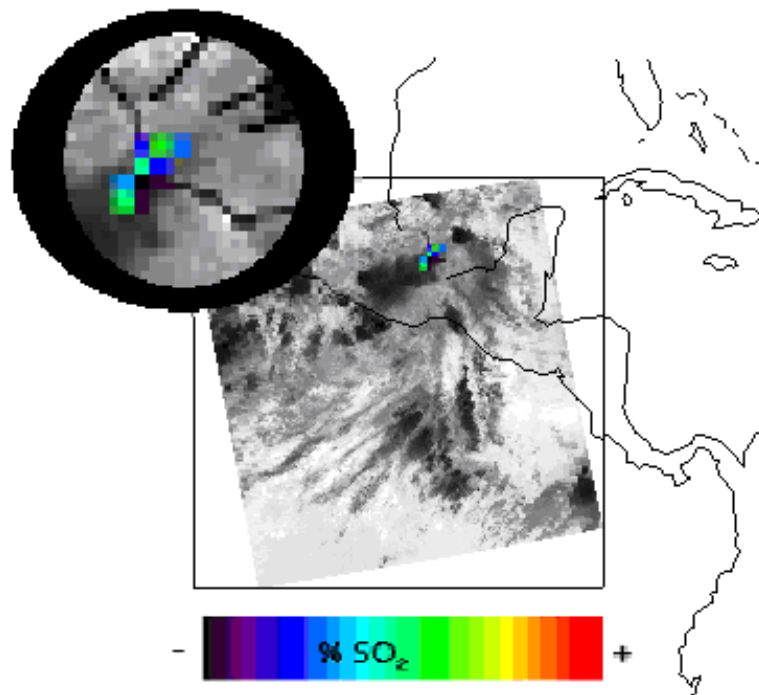


Fig.40. En la figura se muestra la imagen correspondientes al día 17 de julio del 2007, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO_2 .

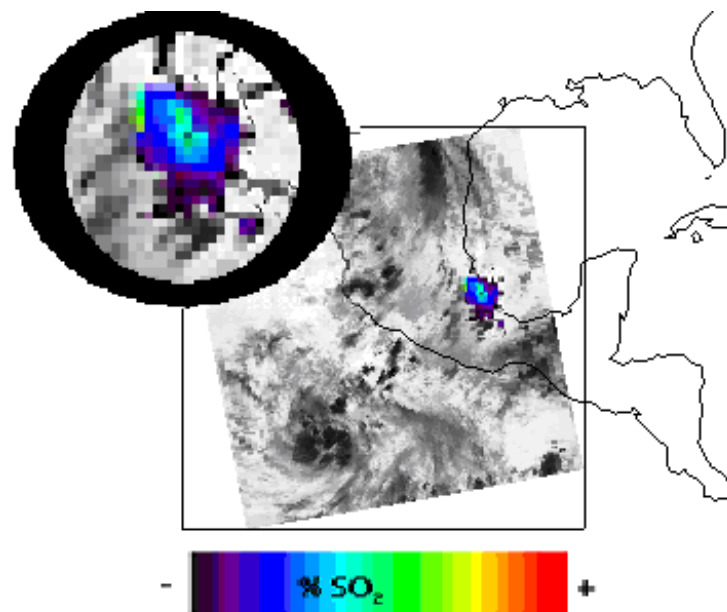


Fig.41. En la figura se muestra la imagen correspondientes al día 22 de julio del 2007, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO_2 .

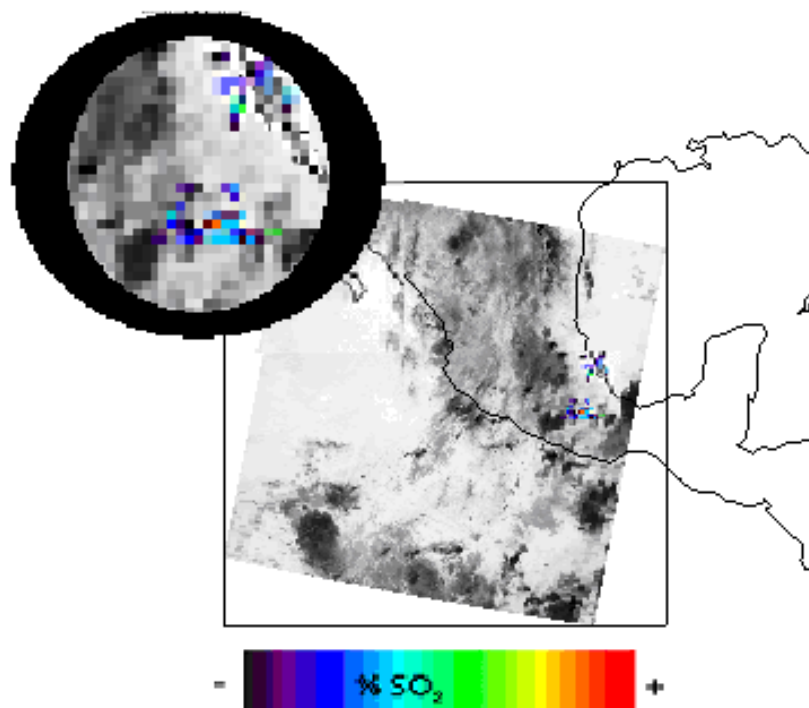


Fig.42. En la figura se muestra las imagen correspondiente al día 30 de julio del 2007, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO_2 .

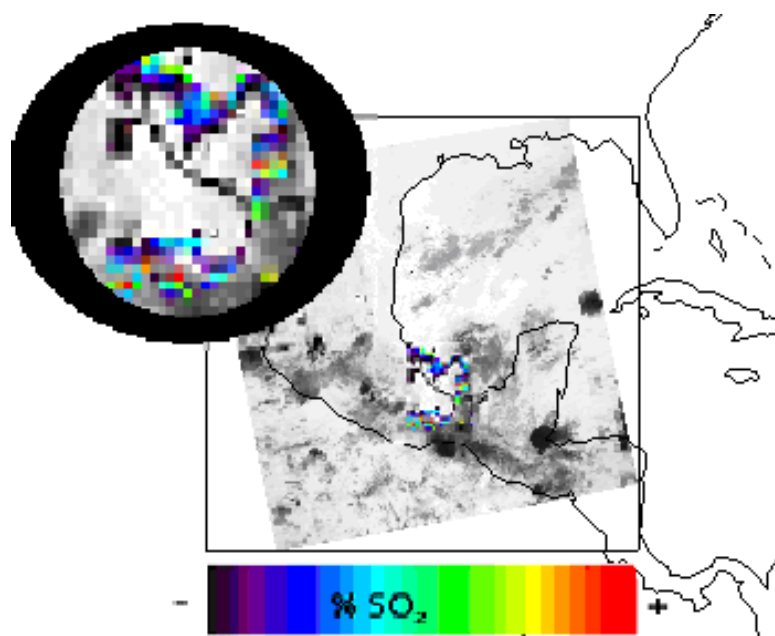


Fig.43. En la figura se muestra la imagen correspondiente al día 4 de agosto del 2007, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO_2 .

Correspondientes a estas fechas de estudio (julio-agosto) se obtuvieron los valores numéricos de concentraciones de SO₂ que se muestran en la Tabla 13 los cuales para una mejor visualización se graficaron como se muestra en las Figuras 44 y 45.

Número	Fecha	Hora de la imagen	Cantidad de SO₂ (Tons Metr.)	Área de la pluma (Km²)	Tasa de emisión de SO₂ (Tons/día)
1	15/07/2007	05:05	158	15.4	2104
2	16/07/2007	04:10	644	27.5	3091
3	17/07/2007	04:50	95	7.7	1426
4	18/07/2007	17:45	53	7.7	703
5	19/07/2007	ND	ND	ND	ND
6	20/07/2007	17:35	249	19.8	1496
7	21/07/2007	08:50	715	33.0	2958
8	22/07/2007	05:10	291	38.5	5814
9	23/07/2007	04:15	140	8.8	1119
10	24/07/2007	05:00	761	48.4	4153
11	25/07/2007	08:25	393	14.3	2945
12	26/07/2007	ND	ND	ND	ND
13	27/07/2007	08:15	220	6.6	5269
14	28/07/2007	ND	ND	ND	ND
15	29/07/2007	05:15	721	46.2	3463
16	30/07/2007	19:40	650	26.4	6002
17	31/07/2007	17:15	857	82.5	6855
18	01/08/2007	08:30	457	23.1	7836
19	02/08/2007	04:50	430	36.3	2149
20	03/08/2007	08:20	179	15.4	3573
21	04/08/2007	16:50	281	14.3	4823
22	05/08/2007	17:35	53	42.9	789

Tabla 13. Valores numéricos de concentraciones de SO₂ obtenidos como resultado de la aplicación del algoritmo para las imágenes correspondientes a las fechas de estudio 15 de julio-5 de agosto 2007 (ND= No hay Datos, por causas de nubosidad excesiva o por que el volcán está fuera de la imagen disponible).

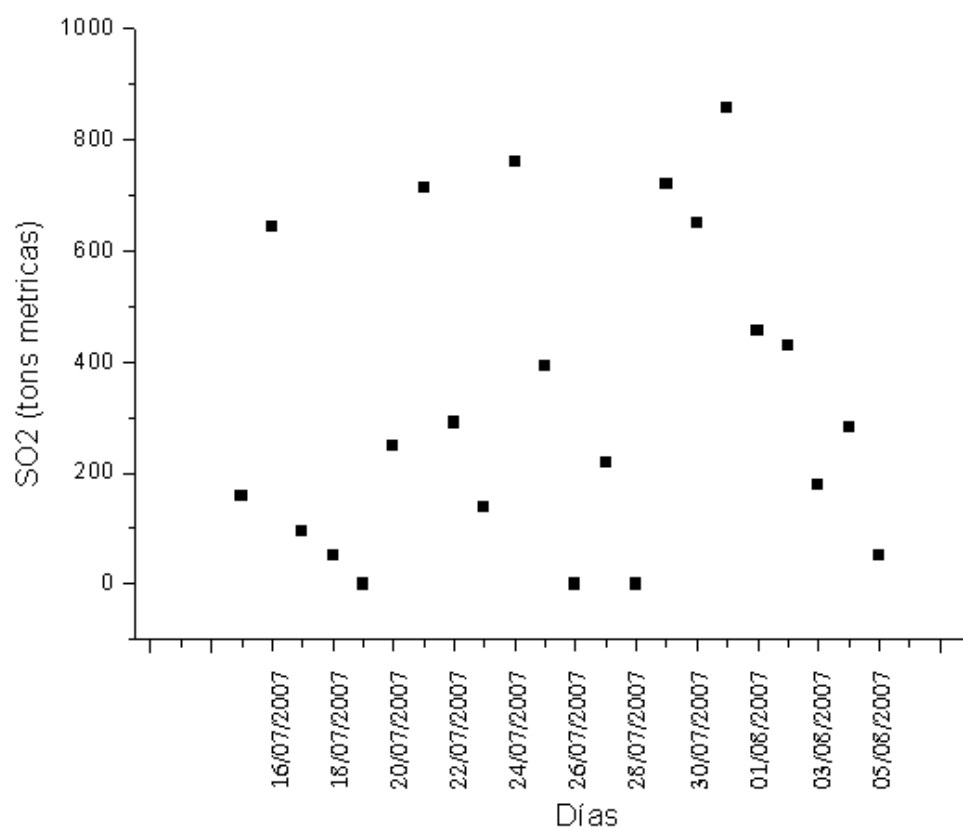


Fig.44. Gráfica de valores de SO₂ en toneladas métricas con los respectivos días de las fechas de estudio.

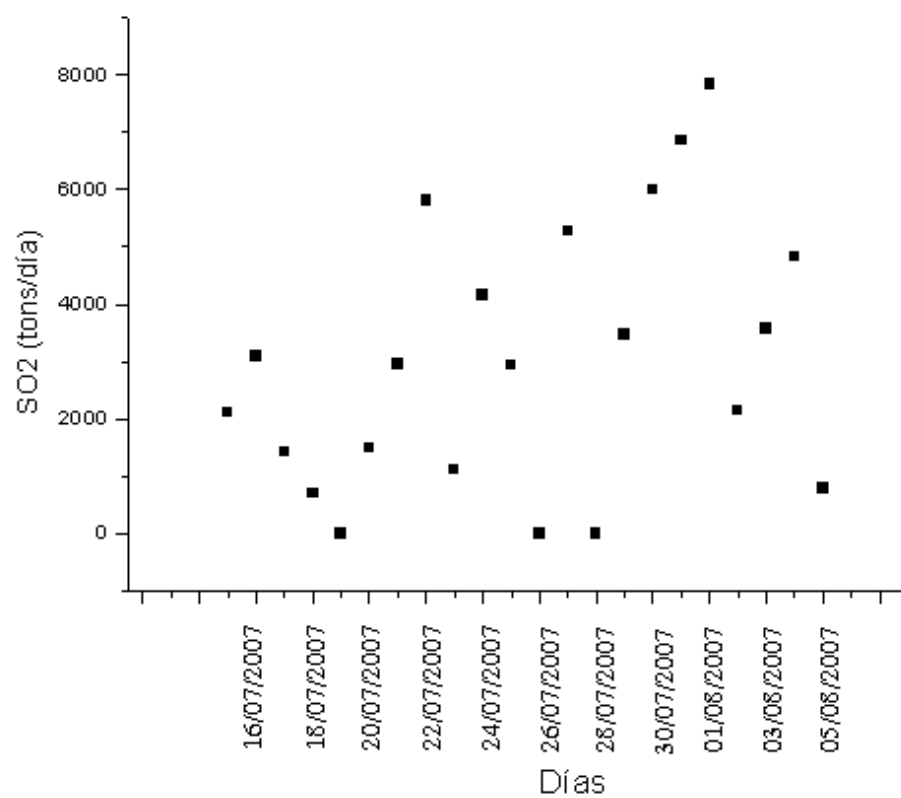


Fig.45. Gráfica de valores de SO₂ en toneladas por día con los respectivos días de las fechas de estudio.

Para el caso de las fechas de estudio del 15 diciembre de 2007 al 27 de enero de 2008 se muestran las siguientes Figuras correspondientes a las imágenes de las concentraciones de SO_2 en las nubes volcánicas para ciertos días seleccionados dentro de la fecha indicada.

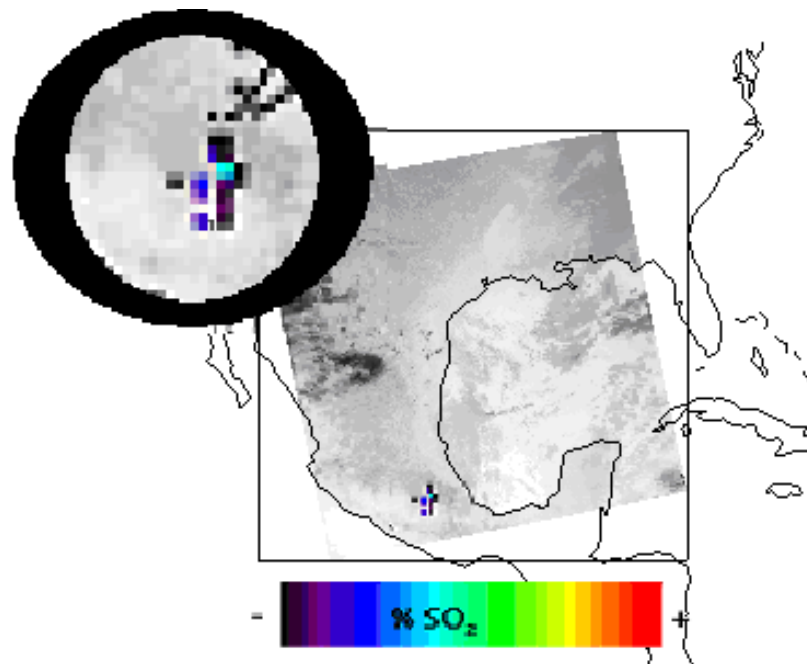


Fig.46.En la figura se muestra la imagen correspondiente al día 19 de diciembre del 2007, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO_2 .

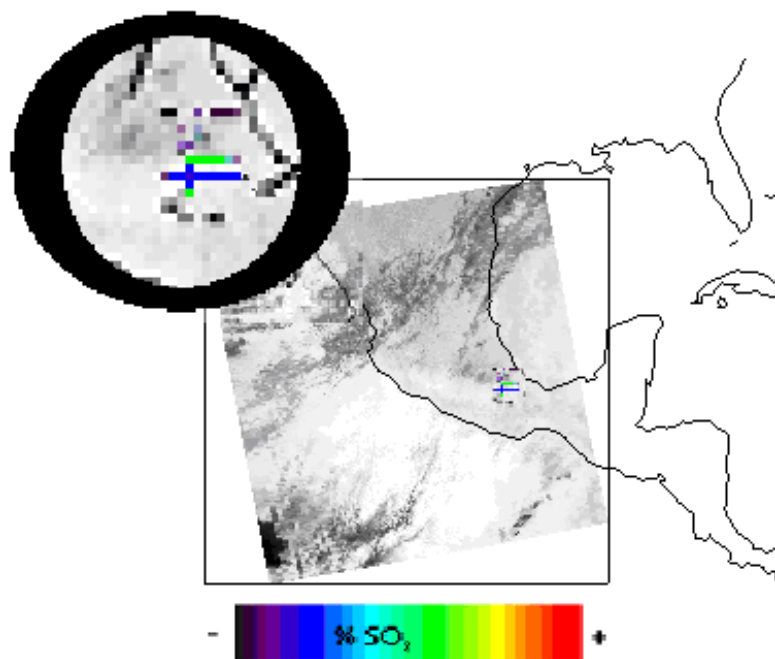


Fig.47. En la figura se muestra las imagen correspondientes al día 29 de diciembre del 2007, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO₂.

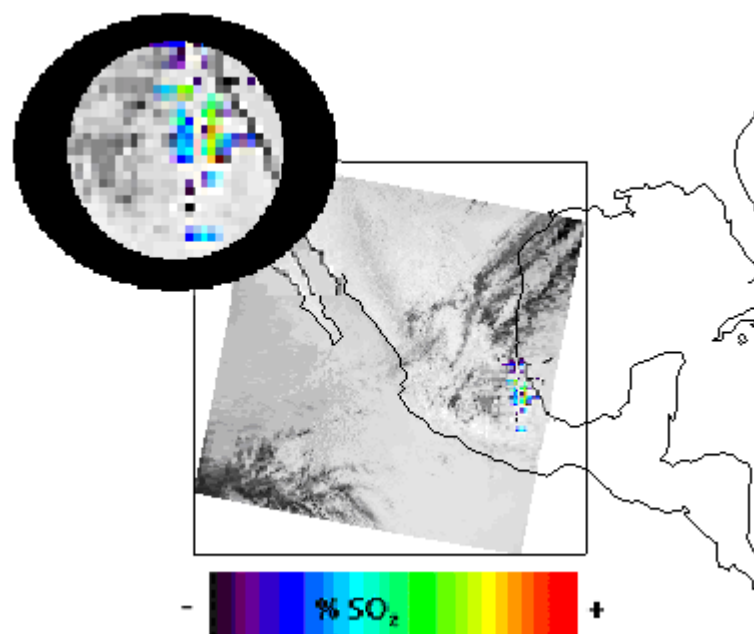


Fig.48. En la figura se muestra las imagen correspondiente al día 10 de enero del 2008, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO₂.

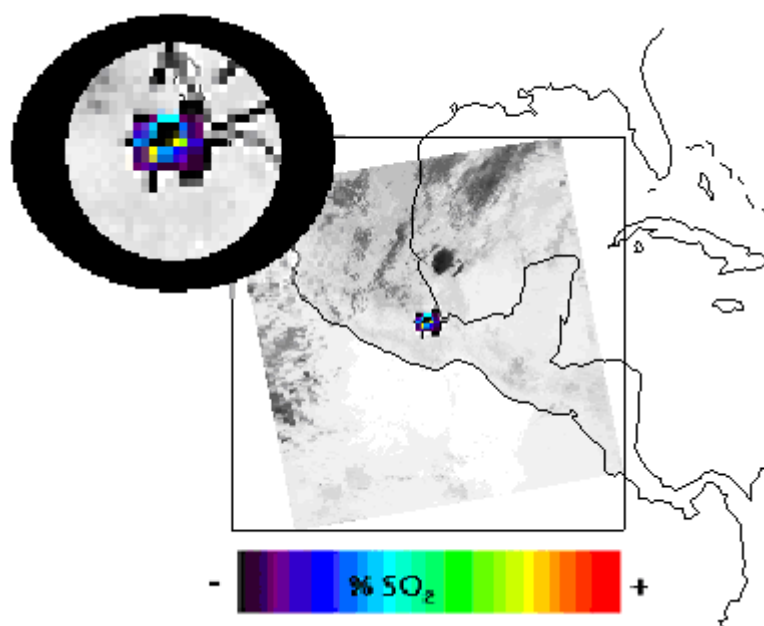


Fig.49. En la figura se muestra la imagen correspondiente al día 18 de enero del 2008, con la pluma sobre la imagen satelital de la zona y en la parte superior izquierda los píxeles de concentraciones de SO₂.

Correspondientes a estas fechas de estudio (diciembre-enero) se obtuvieron los valores numéricos de concentraciones de SO₂ que se muestran en la Tabla 14 los cuales para una mejor visualización se graficaron como se muestra en las Figuras 50 y 51.

Número	Fecha	Hora de la imagen	SO ₂ (Tons Metr.)	Área de la pluma (Km ²)	Emisión de SO ₂ (Tons/día)
1	15/12/2007	5:00	713	14.3	5704
2	16/12/2007	17:50	21	7.7	318
3	17/12/2007	4:45	644	24.4	3361
4	18/12/2007	17:44	46	15.4	245
5	19/12/2007	4:35	272	7.7	1921
6	20/12/2007	5:15	263	6.6	3507
7	21/12/2007	4:20	102	4.4	2458
8	22/12/2007	5:05	214	6.6	1838
9	23/12/2007	4:10	143	5.5	902
10	24/12/2007	17:00	15	7.7	114
11	25/12/2007	ND	ND	ND	ND
12	26/12/2007	16:50	8	5.5	202
13	27/12/2007	ND	ND	ND	ND
14	28/12/2007	17:10	56	4.3	271
15	29/12/2007	16:50	66	16.5	563
16	30/12/2007	5:10	19	6.5	157
17	31/12/2007	4:20	14	24.4	125
18	01/01/2008	17:50	5	5.5	37
19	02/01/2008	ND	ND	ND	ND
20	03/01/2008	17:40	15	27.5	126
21	04/01/2008	4:35	60	8.8	359
22	05/01/2008	17:25	40	13.2	280
23	06/01/2008	4:20	186	9.9	2787
24	07/01/2008	17:15	29	24.5	149
25	08/01/2008	4:10	113	4.4	541
26	09/01/2008	17:00	22	17.6	186
27	10/01/2008	17:45	36	34.1	172
28	11/01/2008	4:40	208	4.4	3124
29	12/01/2008	5:25	4	6.6	60
30	13/01/2008	ND	ND	ND	ND
31	14/01/2008	17:20	68	24.2	586
32	15/01/2008	4:15	161	7.7	1613
33	16/01/2008	17:10	94	38.5	939
34	17/01/2008	17:50	42	7.7	277
35	18/01/2008	4:45	468	14.3	7013
36	19/01/2008	5:30	40	16.5	344
37	20/01/2008	4:35	623	14.3	2672
38	21/01/2008	5:15	177	7.7	1521
39	22/01/2008	4:20	23	16.5	171
40	23/01/2008	5:05	533	33	1880
41	24/01/2008	17:55	15	6.6	124
42	25/01/2008	4:50	209	17.6	896
43	26/01/2008	17:45	4	5.5	48
44	27/01/2008	4:40	265	20.9	739

Tabla 14. Valores numéricos de concentraciones de SO₂ obtenidos como resultado de la aplicación del algoritmo para las imágenes correspondientes a las fechas de estudio 15 de Dic-27 de Enero 2008 (ND= No hay Datos, por causas de nubosidad excesiva o por que el volcán está fuera de la imagen disponible).

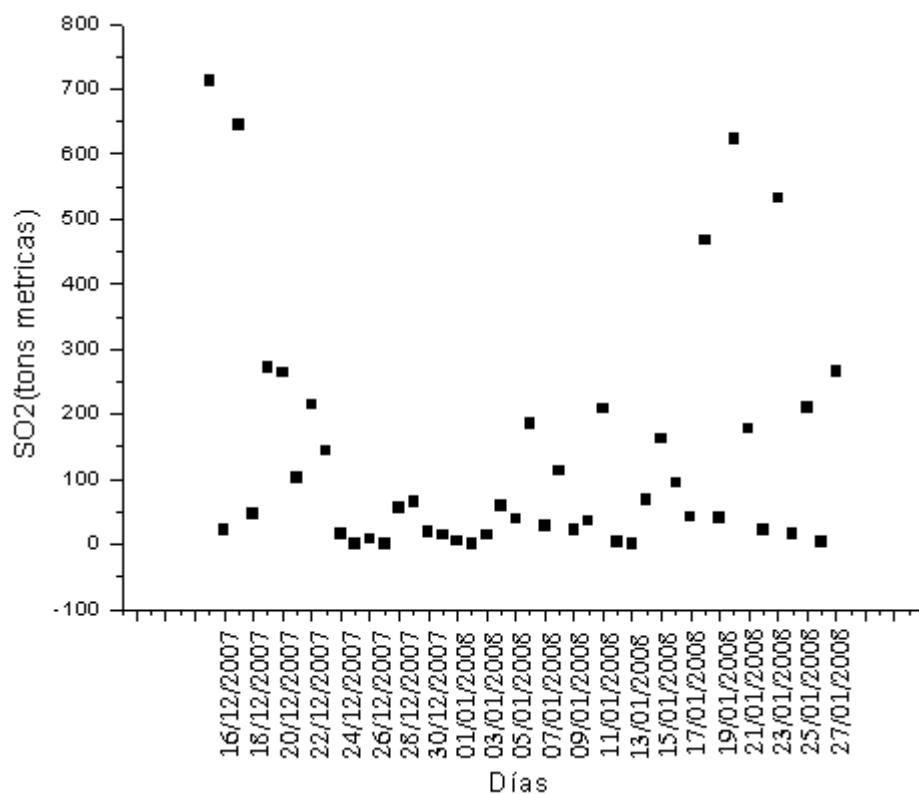


Fig.50. Gráfica de valores de SO₂ en toneladas métricas con los respectivos días de las fechas de estudio.

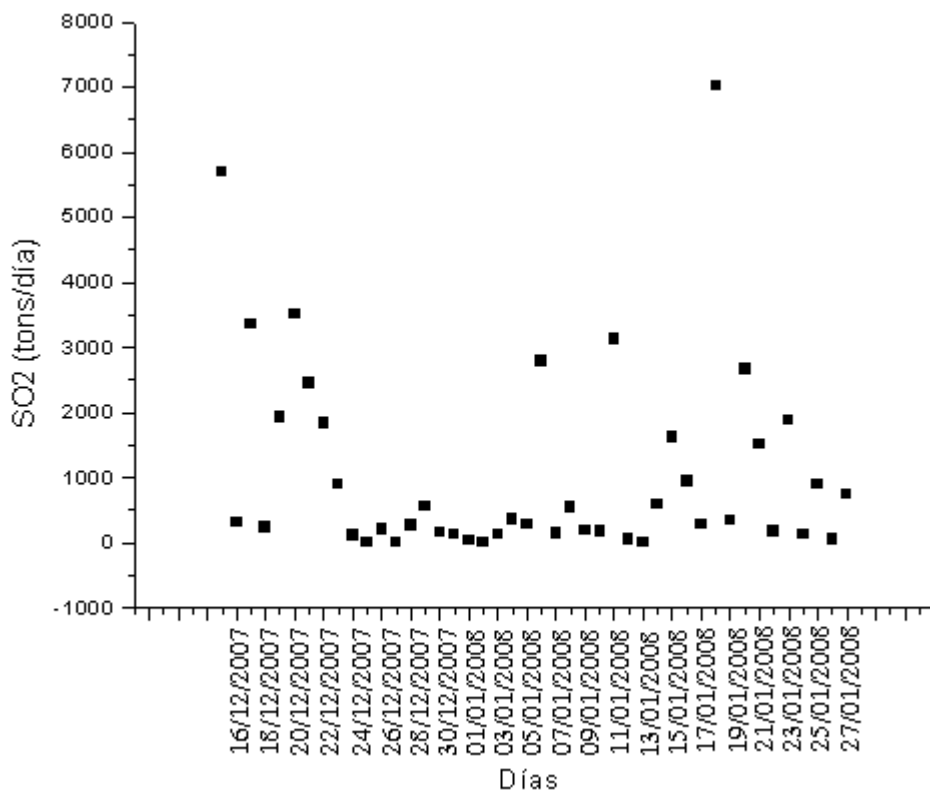


Fig.51. Gráfica de valores de SO₂ en toneladas por día con los respectivos días de las fechas de estudio.

5.4. Datos OMI de SO₂

Se hizo una recopilación de los datos existentes publicados por este grupo OMI obteniéndose lo siguiente para las fechas de estudio (Tabla 15) con sus respectivas gráficas (Figura 52).

Número	Fecha	Hora de la imagen OMI	Cantidad De SO ₂ (Tons metricas)	Área de la Pluma (Km ²)	Longitud-latitud de la pluma
1	15/07/2007	19:01-20:42	107	3.4	101.68/17.86
2	16/07/2007	19:43-21:23	362	10.3	98.80/18.84
3	17/07/2007	18:50-20:29	855	22.9	98.48/19.20
4	18/07/2007	19:31-21:13	596	13.7	98.90/20.00
5	19/07/2007	20:14-20:17	571	11.9	99.34/19.65
6	20/07/2007	19:19-21:00	74	2.3	99.82/15.05
7	21/07/2007	20:02-20:05	537	13.1	101.74/15.38
8	22/07/2007	19:07-20:48	65	1.9	104.61/15.26
9	23/07/2007	19:50-19:53	437	9.8	98.85/19.03
10	24/07/2007	ND	ND	ND	ND
11	25/07/2007	ND	ND	ND	ND
12	26/07/2007	ND	ND	ND	ND
13	27/07/2007	19:25-21:06	101	3.3	99.49/24.21
14	28/07/2007	20:08-20:11	103	3	99.38/19.41
15	29/07/2007	ND	ND	ND	ND
16	30/07/2007	ND	ND	ND	ND
17	31/07/2007	19:01-20:42	167	3.4	95.02/18.82
18	01/08/2007	19:44-21:22	62	1.9	98.92/19.11
19	02/08/2007	18:50-20:29	491	11.3	100.48/18.88
20	03/08/2007	19:31-21:13	54	14	97.82/22.68
21	04/08/2007	20:14-20:17	262	6.4	99.94/19.02
22	05/08/2007	19:19-21:00	34	11.1	93.50/18.29

Tabla 15. Datos de plumas volcánicas de SO₂ para las fechas de estudio julio-agosto del 2007 tomadas del OMI (ND= No hay Datos disponibles).

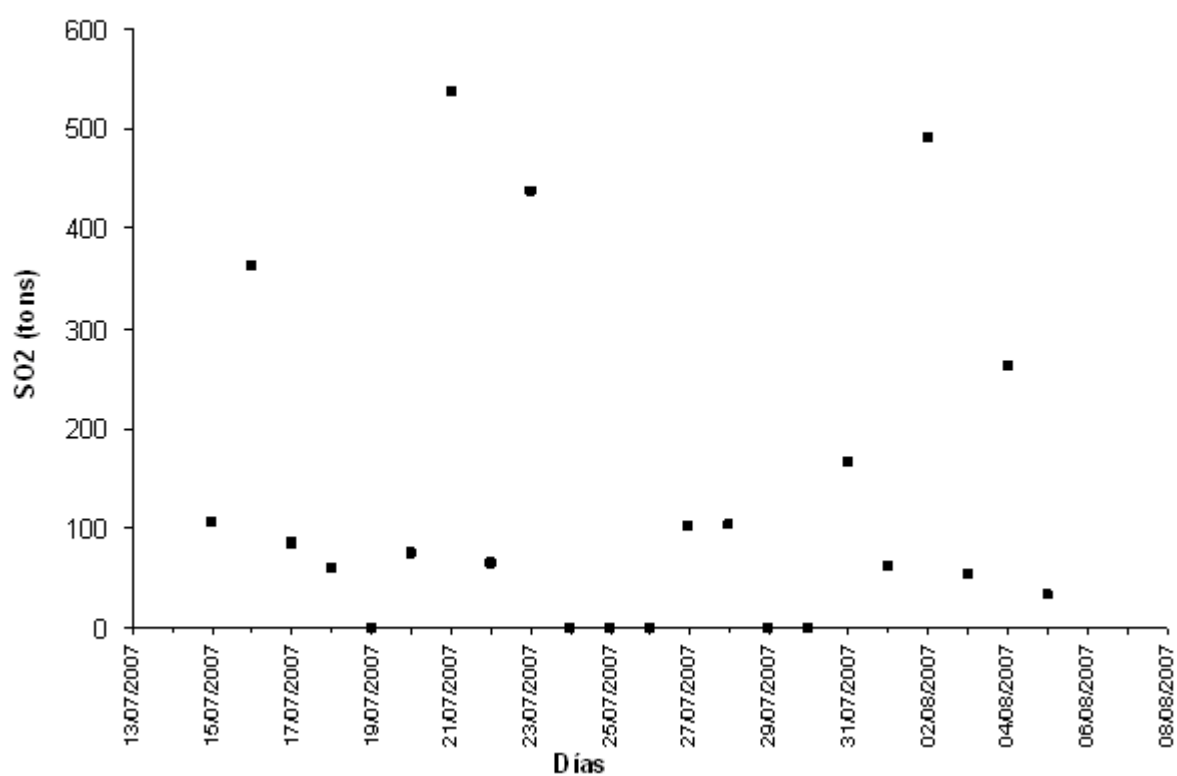


Fig.52. Gráfica que muestra los valores de concentración de SO₂ según los datos de la tabla 15.

Para el caso del periodo diciembre 2007-enero 2008 se tienen los siguientes datos en las Tabla 16 y Figura 53:

Número	Fecha	Hora de imagen OMI	Cantidad De SO ₂ (Tons metricas)	Área de la pluma (Km ₂)	Longitud-latitud de la pluma
1	15/12/2007	18:53-20:34	283	7.7	97.76-17.98
2	16/12/2007	19:36-21:17	188	5.8	96.82-20.99
3	17/12/2007	18:44-20:22	202	3.9	98.44-19.02
4	18/12/2007	19:24-21:05	30	973	100.19-16.31
5	19/12/2007	ND	ND	ND	ND
6	20/12/2007	19:11-20:52	0	0	97.65-18.16
7	21/12/2007	19:54-19:57	0.365	7.6	98.46-19.41
8	22/12/2007	18:59-20:40	0	0	98.99-19.68
9	23/12/2007	19:42-21:21	0	0	93.09-20.05
10	24/12/2007	18:48-20:28	108	3	98.59-18.99
11	25/12/2007	19:30-21:11	68	2.	92.68-20.06
12	26/12/2007	21:12-20:15	16	475	97.80-19.57
13	27/12/2007	19:17-20:58	0	0	104.91-20.79
14	28/12/2007	20:00-20:03	64	1.9	98.64-19.19
15	29/12/2007	19:05-20:46	0	0	104.51-23.74
16	30/12/2007	19:48-19:51	0	0	94.00-21.54
17	31/12/2007	18:53-20:34	10	318	98.93-19.45
18	01/01/2008	19:35-21:17	47	1.4	99.31-19.57
19	02/01/2008	18:43-20:21	121	2.9	99.17-19.03
20	03/01/2008	19:23-21:04	00	0	101.28-24.25
21	04/01/2008	20:06-20:09	145	3.7	100.03-18.78
22	05/01/2008	19:11-20:52	15	478	98.64-19.24
23	06/01/2008	19:54-19:57	512	12.4	98.96-21.93
24	07/01/2008	18:59-20:40	0	0	98.10-19.10
25	08/01/2008	19:41-21:21	36	1.1	98.12-19.25
26	09/01/2008	18:48-20:27	0	0	97.75-19.42
27	10/01/2008	19:29-21:10	0	0	95.02-19.27
28	11/01/2008	20:12-20:15	0	0	97.43-19.78
29	12/01/2008	19:17-20:58	0	0	102.00-24.51
30	13/01/2008	ND	ND	ND	ND
31	14/01/2008	19:05-20:45	49	1	102.54-22.79
32	15/01/2008	19:47-19:51	137	5	95.41-22.18
33	16/01/2008	18:53-20:33	0	0	97.15-19.24
34	17/01/2008	19:35-21:16	56	1.7	92.12-19.48
35	18/01/2008	20:18-20:21	463	3.3	99.40-19.51
36	19/01/2008	19:23-21:04	0	0	101.84-20.70
37	20/01/2008	20:05-20:09	200	1.6	97.28-19.45
38	21/01/2008	19:10-20:51	0	0	99.06-23.19
39	22/01/2008	19:53-19:56	499	8.9	97.62-20.23
40	23/01/2008	18:58-20:39	33	1.1	97.28-19.44
41	24/01/2008	19:41-21:21	63	1.9	98.81-19.00
42	25/01/2008	18:48-20:27	67	1.5	99.01-18.98
43	26/01/2008	19:29-21:10	00	0	92.24-19.38
44	27/01/2008	20:11-20:14	337	8.2	99.08-19.86
45	28/01/2008	19:16-20:57	51	1.6	92.27-22.63

Tabla 16. Datos de plumas volcánicas de SO₂ para las fechas de estudio diciembre 2007 enero del 2008 tomadas del OMI (ND= No hay Datos disponibles).

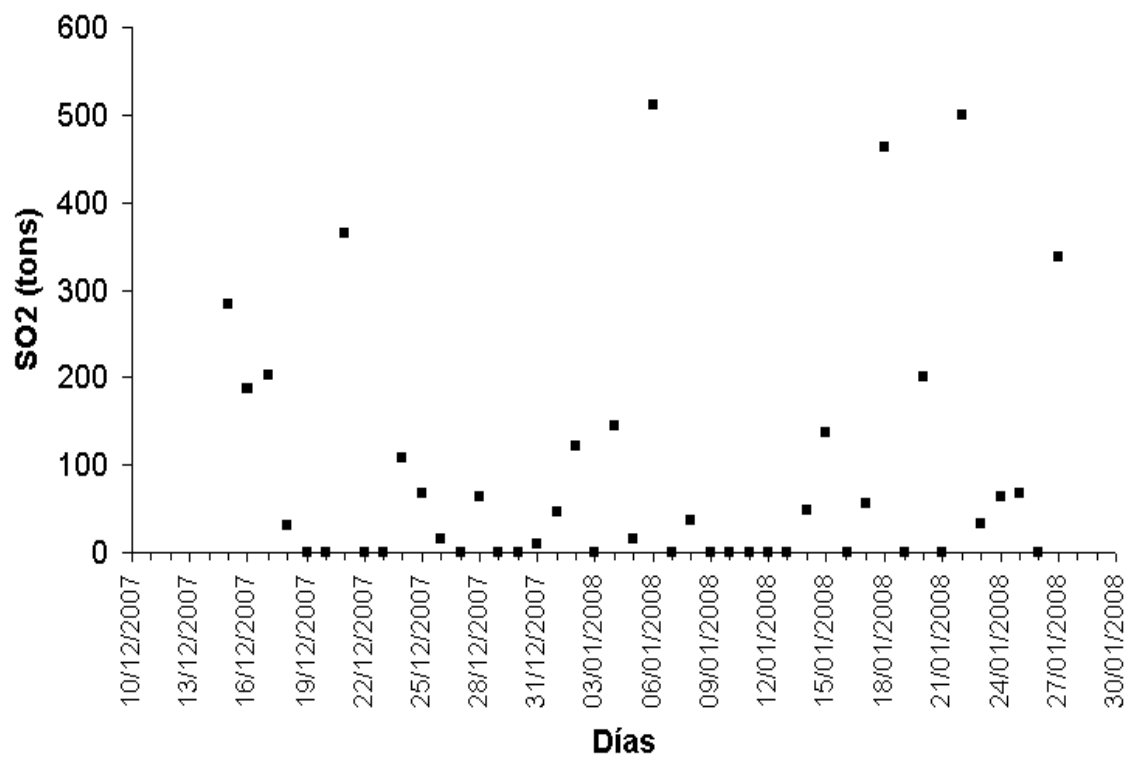


Fig.53. Gráfica que muestra los valores de concentración de SO₂ según los datos de la tabla 16.

6. CONCLUSIONES

6.1. Discusión

6.1.1. Comparación de resultados obtenidos usando las imágenes MODIS

Entre las dos diferentes fechas de estudio se obtuvieron los siguientes resultados del algoritmo usando las imágenes MODIS, como se muestra en la siguiente Figura.

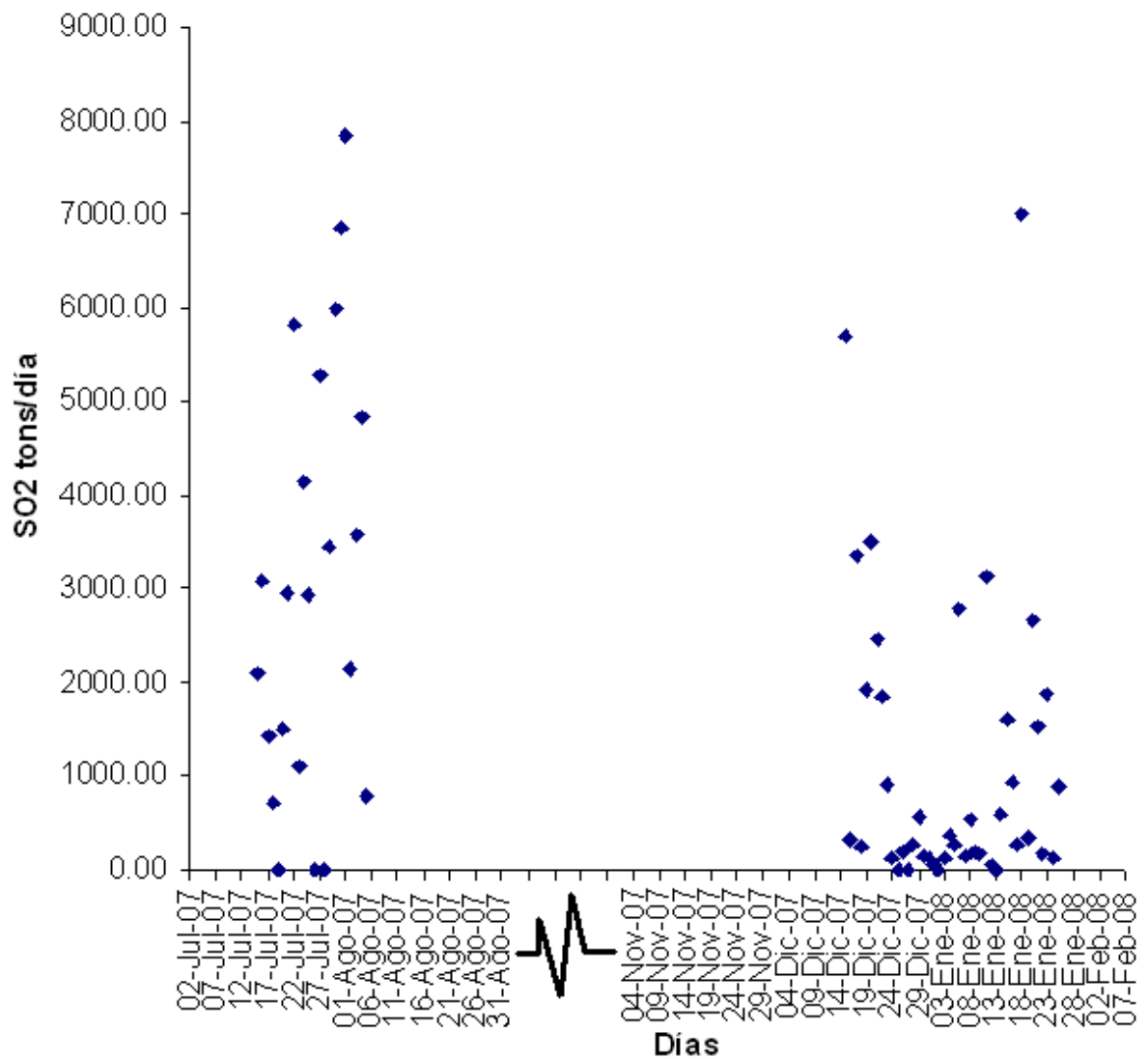


Fig.54. Gráfica que muestra los valores de SO₂ para ambas fechas de estudio.

Se puede observar que el valor máximo de concentración de SO_2 corresponde a las fechas de julio-agosto, mostrando una tendencia de valores más altos en general en comparación con las fechas de diciembre-enero; en estas últimas se puede observar que los valores de concentración de SO_2 son, en su mayoría bajos.

Además el grado de dispersión de los valores de concentraciones de SO_2 en el caso de la época de secas es menor con respecto a la época de mayor nubosidad correspondiente al caso julio-agosto.

Por lo tanto, la presencia de nubes parece tener una influencia mayor en la capacidad de detección mediante este método que utiliza el algoritmo MAP_ SO_2 .

6.1.2. Análisis y comparación de resultados obtenidos usando imágenes MODIS con los de OMI

Para el análisis y la comparación entre las diferentes características atmosféricas de las dos fechas de estudio y su influencia en los resultados, en primer lugar se muestran en las Figuras 55 y 56 una gráfica de los datos publicados por el grupo OMI contra los obtenidos por el algoritmo utilizado en este trabajo con su línea de tendencia para las fechas de julio-agosto y diciembre-enero respectivamente.

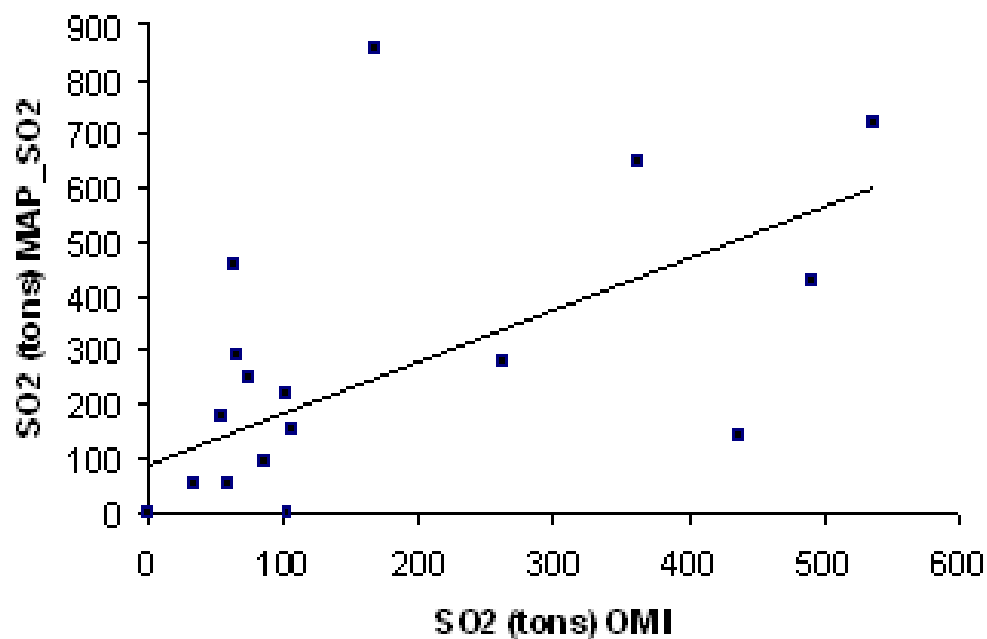


Fig.55. Gráfica que muestra los datos de concentraciones de SO₂ del grupo OMI contra los datos obtenidos con el algoritmo usado en este trabajo para las fechas de estudio correspondientes a los meses julio-agosto con su línea de regresión lineal. El error cuadrático medio es de 43664 unidades y el coeficiente de correlación entre los datos OMI y MAP_SO2 es de 0.6405.

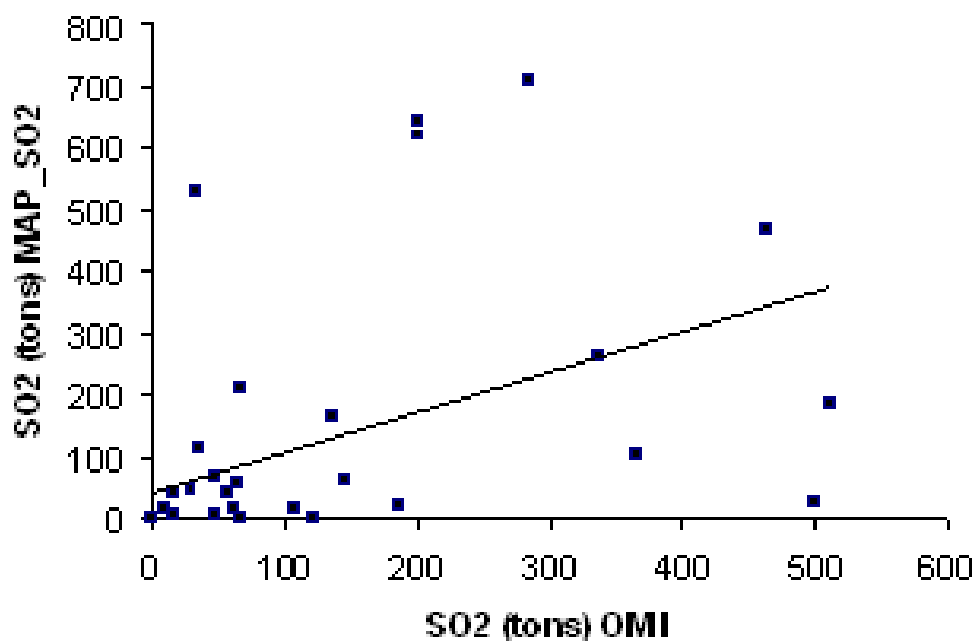


Fig.56. Gráfica que muestra los datos de concentraciones de SO₂ del grupo OMI contra los datos obtenidos con el algoritmo usado en este trabajo para las fechas de estudio correspondientes a los meses diciembre-enero con su líneas de regresión lineal. El error cuadrático medio es de 11708 unidades y el coeficiente de correlación entre los datos OMI y MAP_SO2 es de 0.4812.

Tomando en cuenta que los datos de imágenes utilizados en este trabajo se obtuvieron de un sensor diferente al de los datos OMI (el sensor de MODIS utiliza la región del infrarrojo térmico mientras que OMI el UltraVioleta) y además, no olvidando que las imágenes utilizadas también corresponden a horas diferentes del mismo día que las imágenes de las que obtuvieron los datos OMI, se puede observar de las figuras 55 y 56 que el error cuadrático medio para el caso diciembre-enero es menor que en el caso julio-agosto. Por otra parte, el coeficiente de correlación de los datos para las fechas de estudio diciembre-enero cuyo valor es de 0.4812, es menor al del caso julio-agosto de 0.6405 teniendo entonces un mejor ajuste en este último caso julio-agosto.

Una posible causa de esto es la influencia de la nubosidad en el algoritmo que utiliza OMI, que es mayor en la época de humedad (julio-agosto) y puede ser mayormente afectado por la dispersión de la radiación UV.

Ahora, tomando como base las concentraciones de SO_2 y el área de la pluma para cada uno de los casos, se muestran las siguientes Figuras en donde se pueden comparar los valores para los datos OMI y los obtenidos del algoritmo MAP_SO2.

Estas gráficas sugieren que las nubes volcánicas en la época de lluvias son morfológicamente muy parecidas tal como se detectan en MODIS y por OMI. Sin embargo, las nubes en la época de secas (diciembre-enero) son morfológicamente distintas posiblemente por influencia de la velocidad del viento. Se debe también considerar la influencia que tienen los factores que no se tomaron en cuenta en el presente trabajo como son, la posible presencia de SO_2 antropogénico, el efecto de considerar la elevación constante de 2000m en los alrededores del volcán y los errores propios de los respectivos instrumentos de medición.

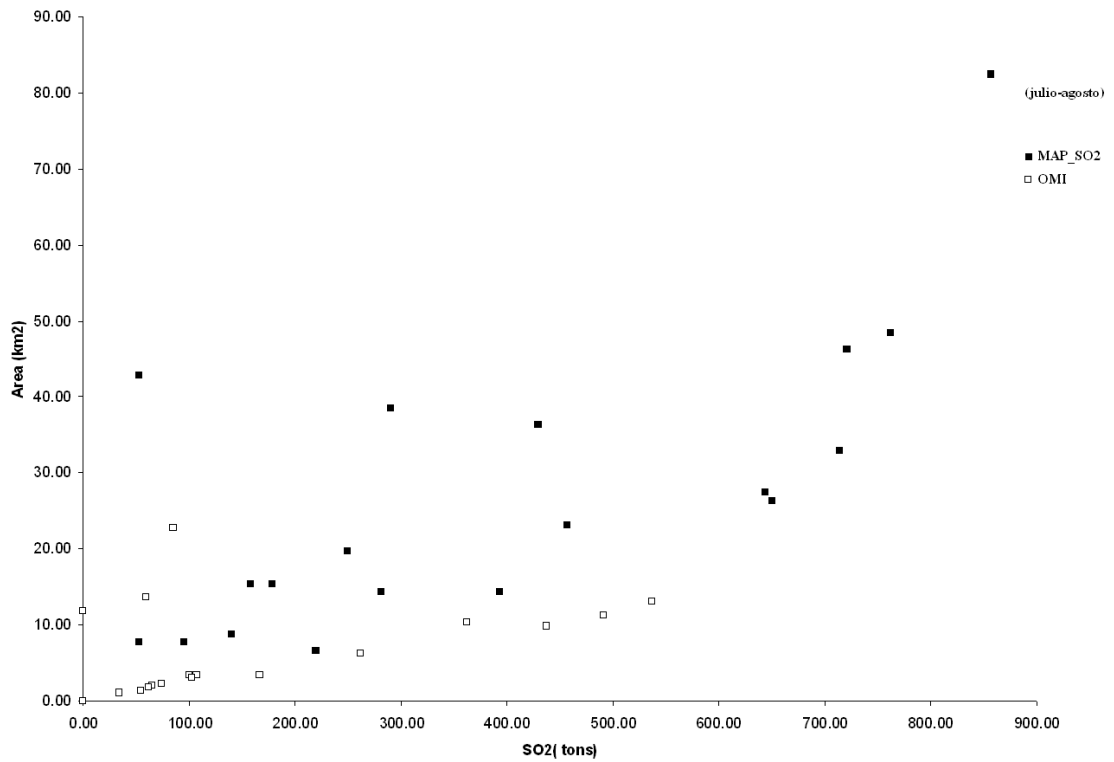


Fig.57. Gráfica de valores de concentración contra el área de la pluma para los datos de OMI y MAP_SO2 en el caso julio-agosto.

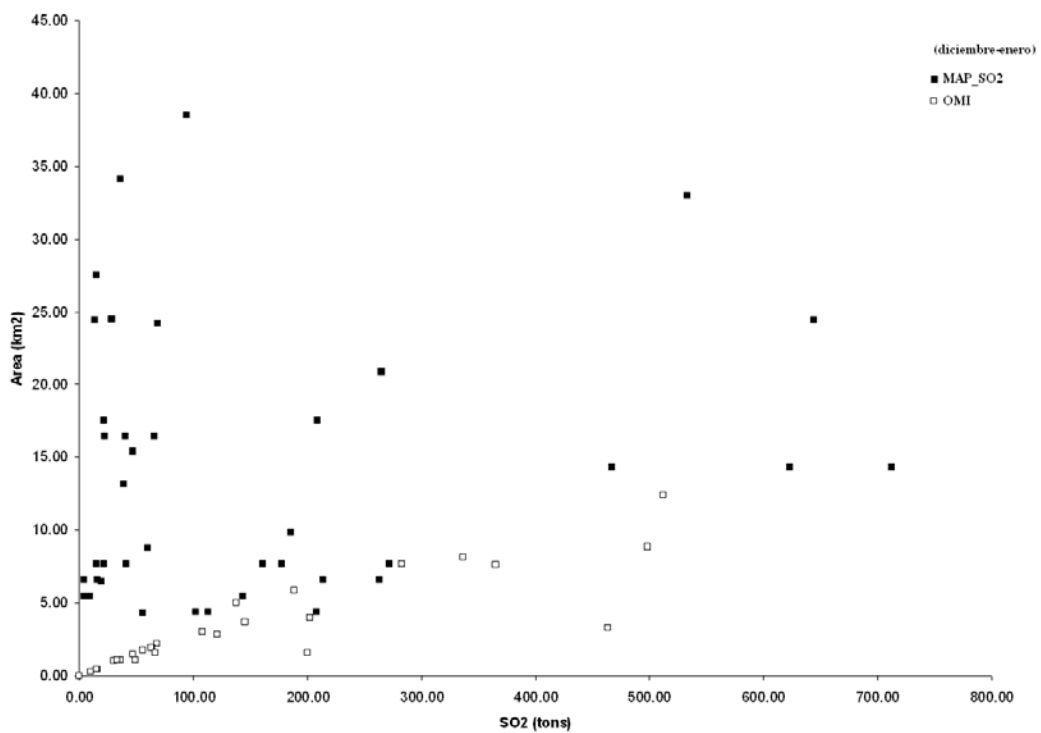


Fig.58. Gráfica de valores de concentración contra el área de la pluma para los datos de OMI y MAP_SO2 en el caso diciembre-enero.

Se puede observar de las Figuras 57 y 58 que los valores en el caso MAP_SO2 de diciembre-enero se encuentran más dispersos entre sí que en el caso julio-agosto, pudiendo ser esto debido a la mayor influencia del viento que tiende a difundir más a los gases presentes en la pluma volcánica.

En el caso julio-agosto, se observa una menor difusión en los puntos mostrados en la Figura 57, ya que para los valores correspondientes a ambos métodos se tiene una tendencia a agruparse entre sí en una zona definida.

6.2. Conclusiones

Del presente trabajo, se puede concluir lo siguiente:

- En el presente trabajo se pudo comprobar que la aplicación de los métodos de percepción remota usando las imágenes MODIS para el análisis de nubes volcánicas es factible, tomando en cuenta las fuentes de error a las que está sujeto el método.
- En los resultados obtenidos en este trabajo se observa que para las dos fechas de estudio, correspondientes a condiciones de nubosidad distintas, los resultados obtenidos en los valores de concentración de SO₂ fueron más bajos para el caso de secas (diciembre-enero), mientras que el grado de dispersión del SO₂ en la nube volcánica fue mayor. Lo primero se puede deber a los valores propios de concentraciones de SO₂ arrojados por el volcán mientras que lo último es explicable dadas las características meteorológicas que en el caso de la época de mayor humedad (julio-agosto) son distintas, y la velocidad del viento es menor con respecto a la época de secas.
- Se pudo observar que la diferencia entre la época de secas y la de lluvias no parece impedir la correcta detección de SO₂. Sin embargo, estas condiciones sí podrían tener un efecto sobre la magnitud de los valores de las concentraciones de SO₂.
- El uso de imágenes MODIS presenta varias ventajas como son: una resolución temporal 2 imágenes por día), y espacial adecuadas (1km) para un monitoreo diario de las emisiones de gas volcánico, así como la presencia de las bandas 29 a 32 (8 a 12 μ m), en las cuales se presentan las firmas espectrales de algunos de los principales gases volcánicos.

- Los valores de concentración de SO_2 obtenidos mediante el algoritmo MAP_SO2 que usa la región del infrarrojo térmico en la detección del gas SO_2 parece verse menos influenciado por las condiciones de nubosidad que los obtenidos del grupo OMI, que usa la región UV del espectro electromagnético.

A manera de recomendaciones, se debe tomar en cuenta lo siguiente:

- En el análisis de nubes volcánicas con métodos de percepción remota se debe tomar en cuenta la influencia de las condiciones atmosféricas y nubosidad a las que están sujetos los algoritmos para discriminación de SO_2 en la región del infrarrojo con datos de imágenes satelitales, escogiendo las mejores imágenes disponibles para las fechas de estudio deseadas y seleccionando de forma adecuada la zona a analizar.
- El principal obstáculo encontrado en el presente trabajo para el análisis de nubes volcánicas con imágenes MODIS y el algoritmo MAP_SO2 en cuanto a la visualización del volcán y de la nube de gases es el exceso de nubosidad existente en las imágenes de satélite en épocas de mayor humedad. Esta desventaja debe ser tomada en cuenta y es necesario comparar los resultados de concentraciones de SO_2 obtenidos por éste método con otros métodos o instrumentos disponibles.
- Existen otras fuentes de error a las que están sujetos los métodos de percepción remota como son las fallas de origen en las imágenes, la inexactitud de los cálculos debida al mismo código del algoritmo, la falta de resolución, la curvatura de la tierra, etc. Para mitigar estos errores es necesario mejorar los algoritmos y adecuarlos a las observaciones meteorológicas disponibles, lo cual aunado a un desarrollo cada vez más preciso de los sensores e instrumentos de medición, proveerán de una excelente herramienta para un mejor estudio de los gases volcánicos con sensores remotos.
- Dada la proximidad del volcán Popocatepetl, próximo a zonas densamente pobladas en el estado de México y D.F. así como a otras ciudades en los estados de Puebla y Morelos, el estudio y monitoreo de su actividad volcánica es de vital importancia debido a que, la presencia de gases volcánicos como el SO_2 en el magma es el principal factor que controla las erupciones de tipo explosivo (Araña et al., 1984), el estudio y monitoreo adecuado de los gases presentes en las nubes volcánicas usando métodos de percepción remota como el mostrado en este trabajo, debe hacerse tomando en cuenta las principales fuentes de error inherentes a los métodos de percepción remota. Con el fin de mitigar estos errores, se deben comparar los

resultados obtenidos con datos adquiridos mediante otros algoritmos y sensores como el OMI (disponible al público en general mediante el internet) o con otras técnicas disponibles en la actualidad como son el COSPEC o el muestreo directo de gases. La aplicación adecuada de estas técnicas se traducirá en una interpretación más apegada a la realidad del fenómeno volcánico que finalmente se reflejara en un mejor conocimiento a favor de la ciencia y la sociedad en general.

BIBLIOGRAFÍA

- Araña V. y Ortiz R. 1984. *Volcanología*. Editorial Rueda, pags.24-70.
- Berk A. , Lawrence S., Robertson D. 1989. MODTRAN: A Moderate Resolution Model for Lowtran 7. *Final report GL-TR 0122, AFGL, Maryland, USA*.p.10-18.
- Brimblecombe P., 1996. Air composition and chemistry. *Cambridge University Press, Cambridge*, pags.2-24.
- Delgado-Granados H., Cardenas Gonzalez L., Piedad Sanchez N., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano: case Study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano, *Journal of volcanology and geothermal research* 108, 107-120.
- Delgado Granados H., De la Cruz Reyna S., Tilling I.R., 2008. The 1994-present eruption of Popocatepetl volcano: background, current activity and impacts. *Journal of volcanology and geothermal research*. 03765.p.1-4.
- Francis P. and Oppenheimer C., 2004. *Volcanoes*. Oxford university press, 2nd edition.
- Gillespie A.R., Rokugawa S., 1999. *Temperature/Emissivity separation Algorithm*, theoretical basis document, version 2.4.pags.1-15.
- Goff F., Janik C.J., Delgado H., Werner C., Counce D., Stimac J.A., Siebe C., Love S.P., Williams S.N., Fisser T., y Johnson L., 1998, Geochemical surveillance of magmatic volatiles at Popocatepetl volcano, Mexico. *Geological Society of America, Bulletin* v.110 no.6 p.695-710.
- Heiken G., 1993 Volcanic ash: what it is and how it forms. US Geological Survey Bulletin 2047 pp, 39-45.
- Heinbockel J.H., 1995. *Introduction to tensor calculus and continuum mechanics*. Department of mathematics and statistics O.D.Univ.Part 11, Fluid mechanics.p142-150
- Hidas M., Burton M., Chamberlain M., y Storey J., 2000. Infrared and sub-millimetre observing conditions on the antarctic plateau. *Publications of the astronomical society of Australia*.NSW 2052.P.1-18.
- Iturrate E. , Estudio Atlas S.L.1998. *Basic course of remote sensing*. pags.25-52
- Jiménez Escalona J., Manual para el análisis de nubes volcánicas utilizando imágenes MODIS y/o AVHRR.. Instituto de Geofísica, UNAM. Pags.1-45.

- Kalluri S., Jaja J., Bader D., Zhang Z., Townshend J., Fallah H., 2000. High performance computing algorithms for land cover dynamics using remote sensing data *Int.J.J.Remote sensing*, 2000 vol.21 no. 6, 1513-1536.
- Le Bas M. J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27. pp 745-750.
- Lillesand T.M. and Kiefer R.W. 1994. Remote sensing and image interpretation. *Jhon Wiley and sons inc. 3rd edition*.p.13-24.
- Lintz J., Simonett D. 1976. Remote sensing of environment. Addison wesley
- Mason. B.J. *Physics of clouds*.Online book. P.27-36.
- Matiella M.A., Watson I.M., Delgado Granados H., Rose W.I., Cárdenas González L., Realmuto V.J. 2007. Volcanic emissions from Popocatepetl volcano, Mexico, quantified using MODIS infrared data: A case study of the December 2000-January 2001 emissions. *Journal of volcanology and geothermal research*. 170. 76-85.
- Matsuo, H., and Kenji N., 2002. Nature and origin of volcánic ash in the 2000 eruption of Usu volcano, southwestern Hokkaido, Japan. *Earth planet Spaces*,54,993-998,2002.
- Menke W., College of Oceanography Oregon state university.2001. *Geophysical data analysis:discrete inverse theory*. Academic press inc.p.13-34.
- NASA.a, MODIS website (www.modis.gsfc.nasa.gov/about/).
- NASA.b, OMI website (<http://aura.gsfc.nasa.gov/instruments/omi/index.html>)
- Newhall C.G. and Self S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI). An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* vol.87, pp 1231-1238.
- Osawa N. and Ogawa S.2000. *Monitoring a volcanic plum at Miyake Island with satelite data*.Faculty of geo-enviromental science, Rissho University.p.15-18.
- Prata A.J. 1989. Observation of volcanic ash clouds in the 10-12micrometers window using AVHRR data. 1989 a, *International Journal of remote sensing*, vol 10.p.2-17.
- Raga G., Baumgardner D., Kok G., Baez A. and Rosas I., 1999. Evidence for volcanic influence on Mexico City aerosols. *Geophysical research letters*, 26, 1149-1152.
- Ramirez S., 2001. IDL Tutorial.p.1-13.
- Realmuto V., Abrams M., Buongiorno M., Pieri D., 1998. The use of multispectral termal infrared image data to estimate the sulfur dioxide flux from volcanoes. *Journal of geophysical research*, vol.99, No.B1,481-488.

- Realmuto V., 1995. *Volcanic SO₂, high and moderate spatial resolution*. EOS IDS Volcanology team. Data product document, version 3 nov.6,1995.p.1-14
- Santiago A.and Minard H., 2006. Spectroscopic remote sensig of volcanic gases. *Optica pura y aplicada vol39, no.1.2006.pags.1-12.*
- Short N., 2007. Tutorial en línea de la NASA, <http://rst.gsfc.nasa.gov/>. Infrared remote sensing.
- Yoram J., Didier T., 1998. *Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS* http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd_mod02.pdf.
- Walker G.P.L.1973. Explosive volcanic eruptions, a new classification scheme. *Geol. Rundschau 62, pp 431-466.*
- Watson I.M., and Realmuto V.J., 2004. Thermal infrared remote sensing of volcanic emissions using the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS), *Journal of volcanology and geothermal research 135*), 75-89.