



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA MEDIANTE TÉCNICAS DE PERCEPCIÓN REMOTA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

ITZAMNÁ GONZÁLEZ JUÁREZ

DIRECTOR DE TESIS: DRA. ROSA MARÍA PROL LEDESMA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MÉXICO, D. F.

2006





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A papá, mamá, Atz y Cuauh
por su apoyo, cariño y comprensión.*

*A Guillermo por los grandes momentos
que hemos compartido.*

*Un agradecimiento especial a la Dra. Rosa María Prol Ledesma
del Instituto de Geofísica y al Dr. Gerardo Hiriart Le Bert del
Instituto de Ingeniería por permitirme formar parte del proyecto
IMPULSA.*

ÍNDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
CAPÍTULO I. PERCEPCIÓN REMOTA	9
1.1 Definición y objetivos de la Percepción Remota	9
1.2 Breve historia	9
1.3 Sensor y plataforma	10
1.4 Satélites y órbitas	10
1.5 Espectro electromagnético	12
1.6 Dispersión atmosférica	13
1.7 Ventanas atmosféricas	14
1.8 Firma espectral	15
1.9 Adquisición de datos	16
1.10 Despliegue de las imágenes	18
CAPÍTULO II. GEOLOGÍA	22
2.1 Ubicación geográfica	22
2.2 Geología histórica	23
2.3 Geología regional	26
2.4 Geología local	28
2.4.1 Isla Ángel de la Guarda	28
2.4.2 Bahía de los Ángeles	30
2.5 Tectónica	34
CAPÍTULO III. TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO	36
3.1 Composición en Falso Color	36
3.2 Transformaciones espectrales	37
3.2.1. Realce de contraste	37
3.2.2 Cociente de bandas	40
3.2.3 Diferencia de bandas	41
3.2.4 Análisis de Componentes Principales	41

3.3 Transformaciones espaciales	47
3.3.1. Filtro Pasa Bajas	50
3.3.2. Filtro Pasa Altas	51
3.3.3. Filtros Mediana y Moda	52
3.3.4. Filtros Mínimo y Máximo	52
3.3.5. Filtros para el realce de borde	52
3.3.6. Filtros para el realce de borde lineal	54
3.4 Modelo Digital del Terreno	55
3.4.1 Definición de Modelo Digital del Terreno	55
3.4.2 Técnica de sombreado de colinas	56
CAPÍTULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	59
4.1 Resultados	59
4.1.1 Transformaciones espectrales	59
4.1.1.1 Composición en falso Color	59
4.1.1.2 Cociente de bandas	60
4.1.1.3 Diferencia de Bandas	62
4.1.1.4 Análisis de Componentes Principales	64
4.1.2 Tranformaciones espaciales	69
4.1.3 Sombreado de colinas	75
4.2 Discusión	77
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	83
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS	85

RESUMEN

En este trabajo se llevó al cabo un estudio preliminar de exploración geotérmica a escala regional en la costa del Canal Las Ballenas, Baja California, utilizando procesamiento de imágenes de satélite. Se presenta una descripción de la geología del lugar y una breve explicación de las condiciones geológicas necesarias para la existencia de un campo geotérmico. En la sección de metodología, se describen las técnicas de realce espectral y espacial que se le aplican a las imágenes para enfatizar los rasgos que nos permitan determinar la presencia de actividad geotérmica en la zona; las primeras son componentes principales, cocientes y diferencias de bandas, las cuales nos permiten diferenciar las rocas que contienen minerales típicos como producto de la alteración hidrotermal, de las zonas con vegetación; puesto que en algunos casos sus firmas espectrales pueden confundirse. El segundo tipo de técnicas consiste en la aplicación de filtros y su objetivo es hacer más visibles las estructuras geológicas principales. Con este mismo objetivo se hace además un análisis del modelo digital del terreno, el cual permite hacer una comparación de las estructuras identificadas con los filtros en la imagen y en el modelo digital del terreno con iluminación artificial. Finalmente se integran los resultados obtenidos con las diferentes técnicas en un mapa donde se señalan las zonas con potencial geotérmico. Se proponen tres áreas con favorabilidad geotérmica: Calamajué, Remedios y Bahía de los Ángeles.

INTRODUCCIÓN

Como recurso energético, la energía geotérmica se considera una buena alternativa debido a su rentabilidad y a la poca contaminación que genera. El principal uso que se le ha dado es el de generación de electricidad; sin embargo, en los últimos años con el desarrollo de la tecnología se han buscado nuevas formas de utilizar esa energía. Como parte de esta búsqueda y también debido a la actual carencia de agua se están desarrollando máquinas desaladoras de agua que funcionen con energía y agua geotérmica.

Sistemas geotérmicos

La energía geotérmica es la energía calorífica contenida en el interior de la Tierra. Algunas manifestaciones que indican su presencia son los manantiales termales, las fumarolas y los géiseres, entre otras. Tales manifestaciones en superficie están relacionadas con sistemas geotérmicos que se encuentran a profundidad. En general, un sistema geotérmico se refiere a un sistema de transporte de calor desde una fuente a profundidad hasta una zona de descarga que generalmente es la superficie de la Tierra [Prol Ledesma, 1988].

Para que un sistema geotérmico pueda existir se requiere de una fuente de calor, de un reservorio para acumular el calor y un fluido para transferirlo. El tipo de fuente depende del ambiente geológico o tectónico de la zona pudiendo ser una intrusión magmática que ha llegado a estratos someros con lo cual formaría sistemas de alta temperatura llamados volcanogénicos; o un levantamiento tectónico de un basamento de rocas calientes, un pliegue o una falla [Dickson y Fanelli, 1995; Nicholson, 1993].

Al incremento de la temperatura con la profundidad en la corteza terrestre se le llama gradiente geotérmico. Con datos de temperaturas de pozos perforados se ha encontrado que la temperatura de la corteza se incrementa en 30°C por kilómetro. Los sistemas geotérmicos pueden encontrarse en regiones con gradiente geotérmico normal o

ligeramente superior pero especialmente en regiones cercanas a márgenes de placas donde el gradiente geotérmico es significativamente superior al promedio [Dickson y Fanelli, 1995].

El reservorio es un volumen de rocas permeables calientes del cual extraen el calor los fluidos al circular. Las rocas que forman el reservorio interactúan con el fluido geotérmico por lo cual el tipo de roca será un factor importante en la composición geotérmica del gas y del agua [Dickson y Fanelli, 1995; Nicholson, 1993].

El fluido geotérmico es agua meteórica, en la mayoría de los casos, en fase líquida o gaseosa dependiendo de la presión y la temperatura, además contiene una gran cantidad de elementos químicos y gases disueltos o bien como fases separadas [Dickson y Fanelli, 1995].

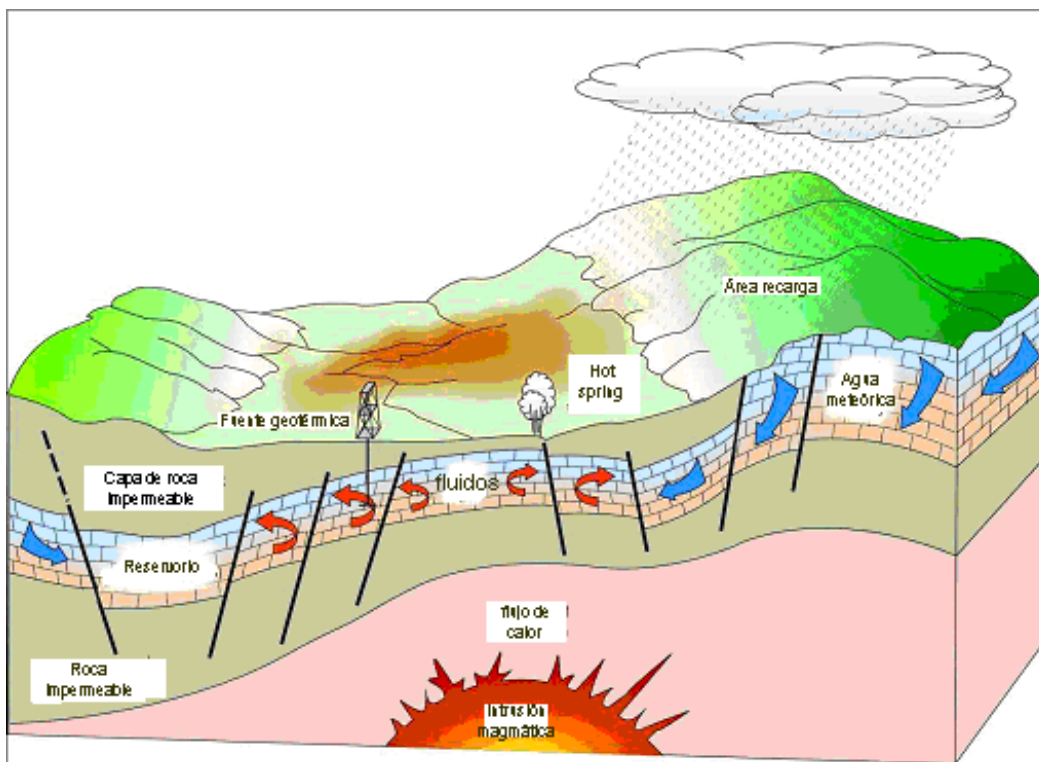


Figura a. Modelo de un sistema geotérmico (Tomado de Dickson y Fanelli, 2004)

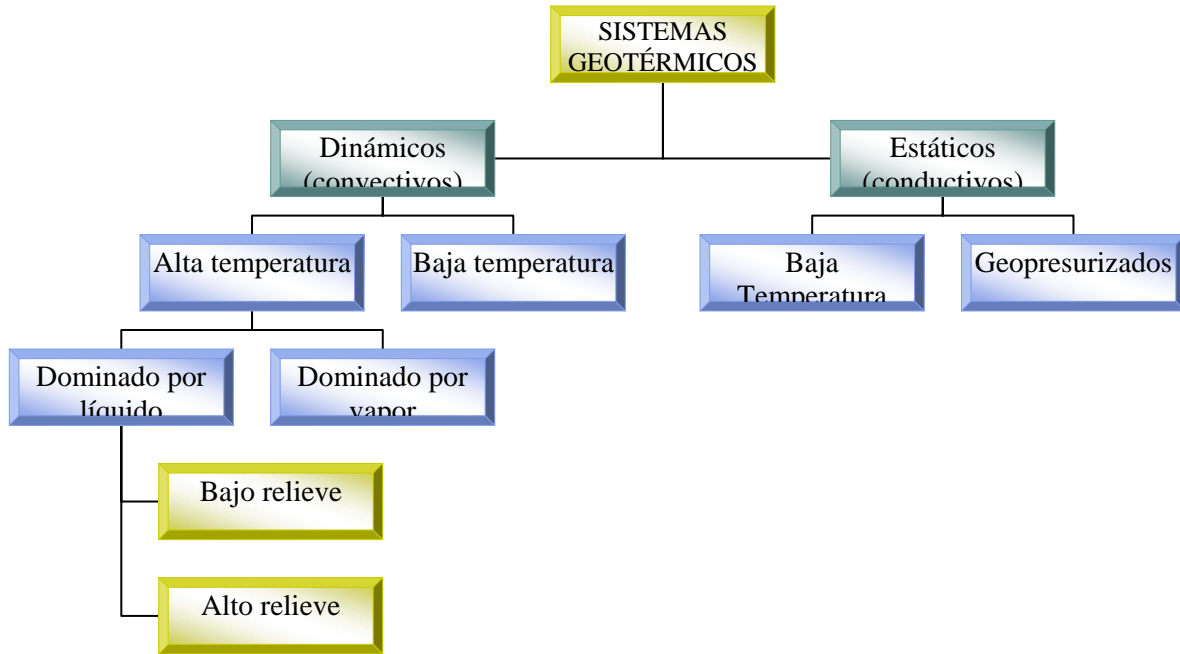
En la figura a) vemos un esquema simple de un sistema geotérmico ideal en el que se observan los elementos que lo forman. La convección de fluidos es un mecanismo importante en los sistemas geotérmicos.

Además de la convección, el transporte de calor en el interior de la Tierra se da por conducción y radiación. La conducción ocurre por el contacto entre un cuerpo más caliente y uno más frío. La convección se da por el calentamiento de la parte inferior de un fluido y su consecuente expansión, el fluido calentado, ya con menos densidad, tiende a subir a y reemplazar el fluido más frío de mayor densidad, de tal forma que la parte fría queda entonces en contacto con la fuente de calor, el proceso se repite creando así las celdas de convección. Finalmente, la radiación transfiere el calor por medio de la transmisión de energía sin producir intercambio de masa.

Es posible hacer una clasificación de los sistemas geotérmicos basándose en ciertas características comunes. Usualmente, primero se dividen en dinámicos (convectivos) y estáticos (conductivos), a su vez estos son subdivididos en base a la temperatura del reservorio la cual influirá en el dominio de líquido o de vapor del sistema y finalmente la topografía también será importante para la estructura del sistema por la dirección del flujo y el área de descarga. En el cuadro a se tiene la clasificación de los sistemas de acuerdo a Nicholson, 1993.

La primera división se refiere al estado de equilibrio del reservorio, se basa en la circulación del fluido y el mecanismo de transferencia de calor. Los sistemas en equilibrio dinámico son recargados continuamente por agua que entra al reservorio, una vez adentro, el agua es calentada y entonces descargada hacia la superficie; el calor es transferido a través del sistema por convección y circulación del fluido. Por otro lado, los sistemas en equilibrio estático tienen poca o nula recarga al reservorio y el calor es transferido por conducción.

La temperatura (y la entalpía) de reservorios geotérmicos es importante en términos de la química del fluido y de su posible empleo como fuente potencial de energía. Los sistemas de baja temperatura se consideran para $T < 150^{\circ}\text{C}$ y los de alta temperatura $T > 150^{\circ}\text{C}$.



Cuadro a. Clasificación de los sistemas geotérmicos según Nicholson, 1993.

Los sistemas dinámicos de alta temperatura se encuentran generalmente en zonas de debilidad de la corteza en las que se encuentran fallas de bloque, grábenes o estructuras de calderas colapsadas. El gradiente geotérmico en la zona que se encuentra es mucho mayor a $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, la temperatura de las rocas es de varios cientos de grados y el reservorio se encuentra a una profundidad de alrededor de 1 a 5 km. Las localidades típicas se encuentran alrededor de márgenes de placas activas como zonas de subducción, cordilleras de extensión, zonas de *rift* y en cinturones orogénicos. Son generalmente volcanogénicos con calor proveniente de cuerpos intrusivos de composición riolítica, andesítica y en algunas ocasiones también basáltica. Descargan típicamente aguas cloruradas [Nicholson, 1993; Armstead, 1983].

En los sistemas dominados por líquido, el agua en fase líquida es el fluido que controla la presión. El vapor puede estar presente dependiendo de la presión y la temperatura. Este tipo de sistemas es muy común [Dickson y Fanelli, 1995].

Los sistemas dominados por vapor no son tan comunes, en ellos también coexisten el vapor y el líquido pero es el primero el que controla la presión. Están situados en regiones de volcanismo reciente, inclusive algunos se encuentran sobre o cerca de volcanes [Dickson y Fanelli, 1995; Gupta, 1980].

Los sistemas dinámicos de baja temperatura se forman en una variedad de localidades geológicas y entre las razones por las que se generan puede ser la circulación de fluidos profundos a través de fallas o estratos permeables foliados, el levantamiento tectónico de rocas calientes o por el calor residual de plutones que intrusieron. Debido a que son posibles varios orígenes, no hay un modelo idealizado de la estructura de este tipo de sistemas. Sin embargo, es posible decir que descargan aguas diluidas con concentraciones variables de sólidos disueltos, la composición del agua dependerá de las contribuciones del agua de formación y el agua meteórica en las manifestaciones de descarga [Nicholson, 1993].

Los sistemas estáticos se caracterizan por encontrarse en estratos depositados en cuencas sedimentarias profundas. La temperatura del reservorio va de 70° a 150°C a una profundidad de entre 2 y 4 km. Los fluidos son típicamente salinos y derivan de aguas de formación atrapadas en secuencias sedimentarias amplias, se liberan tectónicamente o por perforación [Nicholson, 1993].

Los sistemas geopresurizados se encuentran a profundidades que van de 3 a 7 km y consisten en rocas sedimentarias permeables situadas dentro de rocas impermeables que son estratos de baja conductividad. Por su condición los fluidos no pueden ser expulsados como normalmente ocurre, de tal forma que los que se encuentran en los poros soportan la presión de las litologías que le sobreyacen y entonces la presión del fluido se aproxima a la presión litostática excediendo por mucho la columna de agua. Estos sistemas

contienen cantidades importantes de metano y altas concentraciones de elementos disueltos [Nicholson, 1993].

Alteración hidrotermal

Los sistemas geotérmicos se encuentran en una variedad de rocas con características y composición diferentes. Al entrar en contacto el fluido y las rocas comienzan a interactuar, dicha interacción da como resultado una alteración hidrotermal que puede consistir en el reemplazamiento de minerales, la filtración o el depósito de minerales en fracturas abiertas o cavidades para formar vetas o rellenar poros. El grado de alteración depende de la temperatura del fluido y también de la diferencia de temperatura entre las rocas y el fluido que la invade, la permeabilidad, la duración de la interacción fluido-roca, la composición de la roca, la composición del fluido y la presión [Browne, 1986].

La reacción química del fluido con las rocas produce minerales cuya identidad y abundancia dependerá de la temperatura, la composición del fluido y si se encuentra o no en ebullición. Los minerales más comunes que se han reconocido se han organizado por grupos y son los siguientes [Browne, 1986]:

Carbonatos: calcita, aragonita, siderita, dolomita

Sulfatos: anhidrita, alunita, natroalunite, barita

Sulfuros: piritita, pirrotita, marcasita, esfalerita, galena, calcopiritita

Óxidos: hematita, magnetita, leucoxena, diáspora

Fosfatos: apatita

Haluros: fluorita

Silicatos: titanita, granate, epidota, tremolita, actinolita, illita, biotita, pirofilita, clorita, grupo de kaolin, montmorillonita, prenitita, adularia, albita, cuarzo, cristobalita, mordenita, laumontita, wairakita.

La identificación de estos minerales por su reflectancia en las imágenes satelitales así como algunas estructuras geológicas permite evaluar la posibilidad de encontrar potencial

geotérmico en determinadas zonas. Sin embargo, será necesario un reconocimiento de campo que verifique la validez de los resultados.

CAPÍTULO I.

PERCEPCIÓN REMOTA

1.1 Definición y objetivos de la Percepción Remota

La Percepción Remota ha sido definida como la ciencia de la adquisición de información de un objeto, área o fenómeno a través del análisis de datos obtenidos por una herramienta que no está en contacto físico con dicho objeto, área o fenómeno. El análisis de datos implica el procesamiento y la interpretación de imágenes que registran la interacción entre la energía electromagnética y la materia. El propósito de la Percepción Remota es obtener más y mejor información con el objeto de mejorar el manejo de los recursos naturales, el uso del suelo y la protección del ambiente [Asamblea General Naciones Unidas, 1986; Lillesand y Kieffer, 1994; Sabins, 2000; Jensen, 1996, Campbell, 2002].

1.2 Breve historia

La Percepción Remota tiene su origen en la fotografía aérea la cual comenzó en 1850 usando cámaras a bordo de globos. La fotografía está ligada a los experimentos que realizó Isaac Newton en 1665-66 en los que observó la descomposición de la luz blanca en un haz de colores, a partir de dicho descubrimiento se realizaron estudios respecto a la teoría de la luz. Para 1909 la obtención de las fotografías se hacía en aviones. En 1914, en la Primera Guerra Mundial, se entrenó a gente para adquirir, procesar e interpretar fotografías aéreas. La Segunda Guerra Mundial, en la década de 1940, produjo un gran avance en la fotografía aérea debido al desarrollo y utilización de equipo sensible a la radiación infrarroja. En 1960 se lanzó el primer satélite meteorológico TIROS-1 diseñado para observaciones meteorológicas y climatológicas. A partir de 1962 con el lanzamiento de los satélites meteorológicos se tomó la primera fotografía satelital MA-4-Mercury. Durante este periodo, al equipo e información clasificada como secreto de Estado se les comenzó a dar un uso civil. Conociendo estos hechos es evidente que para el desarrollo de la Percepción Remota hubo una aportación importante de otras disciplinas.

1.3 Sensor y plataforma

Un sistema de adquisición de datos de Percepción Remota está formado por una plataforma y un sensor, la primera es aquella que transporta al sensor, como ejemplo tenemos los globos, los aviones o los satélites; el segundo es el aparato que adquiere la información, las cámaras y los detectores de radiación electromagnética son ejemplos de ellos.

1.4 Satélites y órbitas

En la actualidad existe una variedad de sensores colocados en diferentes satélites. La NASA cuenta con el MSS, TM, ETM y ETM+, entre otros. Su función es adquirir información de los recursos del planeta, operan en un conjunto de satélites llamados LANDSAT. La NOAA opera dos series de satélites, los Satélites Ambientales Operacionales Geoestacionarios (GOES) y los Satélites Ambientales de Orbita Polar, ellos llevan los sensores llamados VISSR y AVHRR, respectivamente; están enfocados a observar la dinámica de la atmósfera y predicción del tiempo meteorológico. Francia cuenta con su serie de satélites SPOT y sus sensores HRV, mientras que India cuenta con dos satélites, el IRS-1A y el IRS-1B, los cuales adquieren los datos con los sensores de escaneo lineal LISS-I y LISS-II, respectivamente.

Los satélites realizan órbitas específicas alrededor de la Tierra. Estas órbitas pueden ser geoestacionarias, polares o inclinadas. Una órbita geoestacionaria es aquella en la que el satélite siempre está en la misma posición con respecto a la Tierra. El periodo orbital del satélite es el mismo que el de la rotación de la Tierra. Al orbitar al mismo ritmo y en la misma dirección que el planeta, el satélite se mantiene estacionario (sincronizado con respecto a la rotación de la Tierra) (web 1).

En el caso de las órbitas polares los satélites giran con una inclinación (ángulo entre el plano ecuatorial y el plano de la órbita del satélite) cerca de la polar (una verdadera órbita polar tendría una inclinación de 90 grados). Estos satélites operan en una órbita

sincronizada con el sol lo cual quiere decir que el satélite pasa por un lugar a la misma hora solar a lo largo de todas las estaciones del año (web 1).

Las órbitas inclinadas tienen una inclinación entre 0 grados (órbita ecuatorial) y 90 grados (órbita polar). Estas órbitas pueden estar determinadas por la región de la Tierra que es de mayor interés (es decir, un instrumento que quiera estudiar los trópicos debería situarse en un satélite de baja inclinación), o por la latitud del lugar de lanzamiento. La altura de la órbita de estos satélites generalmente es del orden de unos cientos de kilómetros por lo que el periodo orbital es del orden de unas cuantas horas. Sin embargo, estos satélites no están sincronizados con el sol y, por tanto, ven cada lugar de la Tierra a diferentes horas (web 1).

Las imágenes utilizadas en esta tesis fueron obtenidas del sensor ETM+ el cual va a bordo de un satélite de la NASA llamado LANDSAT 7, las características de dicho satélite se muestran en la Tabla 1.1.

Características del Satélite LANDSAT 7	
Ancho de barrido:	185 kilómetros
Intervalo de cobertura repetida:	16 días (233 órbitas)
Altitud:	705 kilómetros
Cuantización:	8 de 9 bits
Inclinación:	Sincronizado con el sol, 98.2 grados
Fecha de lanzamiento:	Abril de 1999

Tabla 1.1. Características del Landsat 7 (web 2).

1.5 Espectro electromagnético

Los sensores registran la ocurrencia natural de la radiación electromagnética que es reflejada o emitida por el terreno de interés [Jensen, 1996]. La radiación electromagnética

consiste de un campo eléctrico E y de un campo magnético H orientado en ángulo recto al campo eléctrico propagándose en fase. Las ondas electromagnéticas tienen una clasificación basada en la localización de su longitud de onda dentro de un espectro electromagnético (Figura 1.1).

En la Percepción Remota nos interesan principalmente las regiones ultravioleta, visible e infrarroja del espectro electromagnético. El espectro ultravioleta consiste en una zona de longitud de ondas corta que se encuentra entre la región de rayos X y el límite de la visión humana. Está subdividida en ultravioleta cercano ($0.32 \mu\text{m}$ - $0.40 \mu\text{m}$), ultravioleta lejano ($0.32 \mu\text{m}$ - $0.28 \text{m}\mu$) y ultravioleta extremo ($0.28 \text{m}\mu$ en adelante) [Lillesand, 1994].

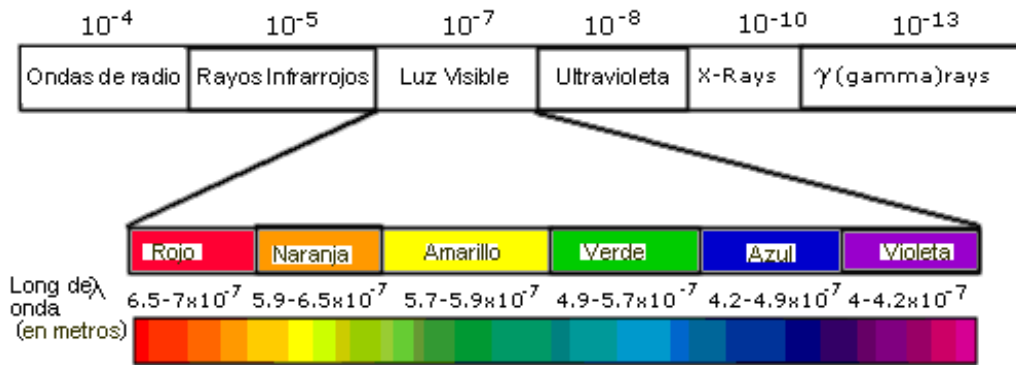


Figura 1.1. Espectro electromagnético (web 3)

El espectro visible constituye una porción pequeña del espectro electromagnético. Los límites de la región visible son definidos por la sensibilidad del sistema visual humano. La luz visible puede ser dividida en 3 segmentos. Estos segmentos son los aditivos primarios azul (0.4 - $0.5 \mu\text{m}$), verde (0.5 - $0.6 \mu\text{m}$) y rojo (0.6 - $0.7 \mu\text{m}$). Los colores primarios son definidos tal que no se pueden formar de la mezcla de dos [Campbell, 2002; Lillesand, 1994].

El espectro infrarrojo lo forman las longitudes de onda más grandes que la porción roja, se extiende de $0.72 \mu\text{m}$ a $15 \mu\text{m}$. El infrarrojo cercano y el infrarrojo medio son regiones cercanas al visible. El infrarrojo lejano se extiende a regiones que limitan con la región de microondas. Consiste en calor o energía térmica [Campbell, 2002; Lillesand, 1994].

1.6 Dispersión atmosférica

Toda la radiación detectada por los sensores remotos pasa a través de la atmósfera. A su paso puede afectarse su intensidad y su composición espectral. Los mecanismos atmosféricos por los cuales se producen ciertos efectos son la dispersión (*scattering*) y la absorción.

La dispersión atmosférica es la redirección de la energía electromagnética por partículas suspendidas en la atmósfera o por gases atmosféricos. La dispersión que ocurre depende de los tamaños de dichas partículas, su abundancia, la longitud de onda de la radiación y la longitud del tramo de atmósfera que atraviesa [Campbell, 2002; Lillesand, 1994].

La dispersión Rayleigh es una forma común de este efecto, ocurre cuando las partículas atmosféricas tienen diámetros que son muy pequeños comparados con la longitud de onda de la radiación. La dispersión incrementa cuando la longitud de onda se vuelve más pequeña. Este tipo de dispersión puede ocurrir en la ausencia de impurezas atmosféricas por lo que algunas veces es referida como dispersión de atmósfera limpia [Campbell, 2002; Lillesand, 1994].

Otro tipo de dispersión es la llamada Mie, ésta se produce cuando los diámetros de las partículas atmosféricas son aproximadamente equivalentes a la longitud de onda de la radiación. Esta dispersión tiene influencia en longitudes de onda más grandes que las afectadas por la dispersión Rayleigh. Tiende a ser mayor la dispersión Mie en la atmósfera baja donde las partículas grandes son más abundantes [Campbell, 2002; Lillesand, 1994].

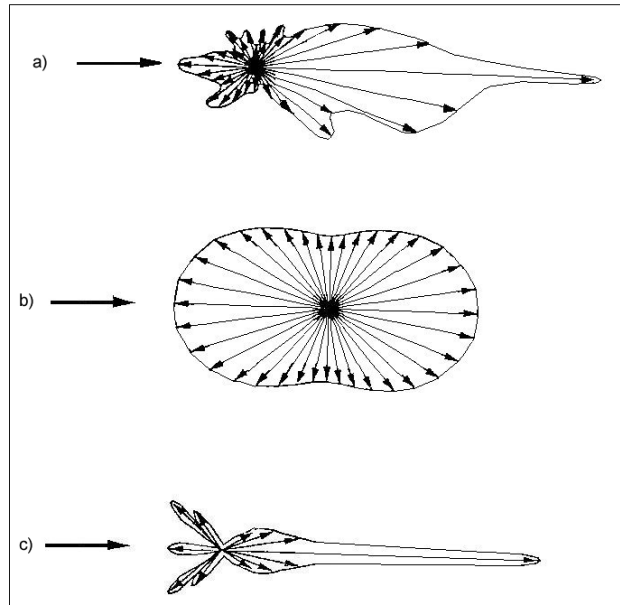


Figura 1.2. Tipos de dispersión de moléculas atmosféricas: a) provocada por polvo y contaminación, b) por moléculas con forma simétrica y c) por gotas grandes de agua [Campbell, 2002].

La dispersión no selectiva es un tipo más de este efecto, es causada por partículas con diámetros mucho más grandes que las longitudes de onda de la radiación. No selectiva se refiere a que la dispersión no depende de longitud de la longitud de onda [Campbell, 2002; Lillesand, 1994]. En la figura 1.2 vemos los tipos de dispersión anteriormente descritos.

1.7 Ventanas atmosféricas

Por otro lado la absorción ocurre cuando las moléculas de la atmósfera absorben energía en varias longitudes de onda evitando así la transmisión de la radiación a través de la atmósfera. Los gases que más absorben son el vapor de agua H_2O , el dióxido de carbono CO_2 y el ozono O_3 .

Con estas barreras, la atmósfera transmite selectivamente energía de ciertas longitudes de onda; a las longitudes de onda que se transmiten relativamente fácil a través de la atmósfera

se les llama ventanas atmosféricas. En la figura 1.3 vemos las zonas grises que representan las regiones en las que la energía es absorbida.

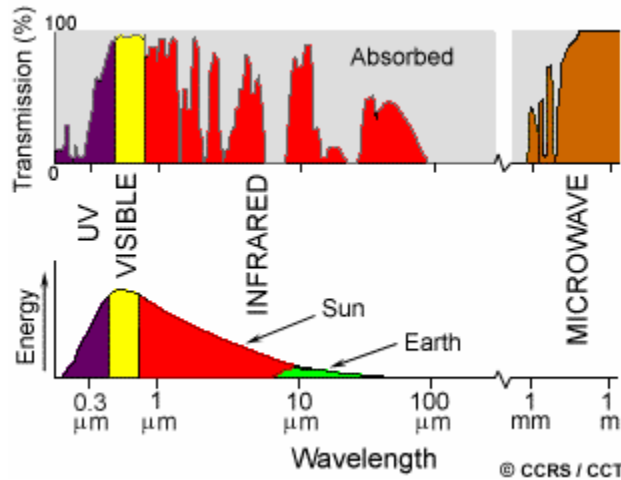


Figura 1.3. Comparación de la curva de la distribución espectral con la curva de los efectos de absorción atmosférica.

Cuando la energía electromagnética llega a la superficie interactúa con los rasgos de tres formas posibles fundamentalmente, se puede reflejar, absorber o transmitir. Las proporciones de energía reflejada, absorbida o transmitida variarán en cada rasgo dependiendo de su material y su condición, y de la longitud de onda. La reflexión ocurre cuando un rayo de luz es redirigido al chocar con una superficie. La reflexión depende de la rugosidad o suavidad de la superficie. Los reflectores especulares se manifiestan como superficies planas que reflejan la energía como si fueran un espejo donde el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia. Los reflectores difusos o de Lambert son superficies rugosas que reflejan la energía uniformemente en todas direcciones. La absorción ocurre cuando la energía es absorbida por el material y la transmisión es cuando la energía pasa a través de una sustancia [Lillesand, 1994].

1.8 Firma espectral

Obtenemos información de los objetos y rasgos terrestres estudiando la radiación reflejada por ellos. En dicha información se observa la brillantez de los objetos sobre un rango de

longitudes de onda, así se puede comparar la brillantez de objetos separados. Un conjunto de tales observaciones o mediciones constituye un patrón de respuesta espectral o también llamado firma espectral de un objeto. La firma espectral de un material puede ser definida por su reflectancia como función de la longitud de onda, medida en una resolución espectral apropiada [Schowengerdt, 1997].

1.9 Adquisición de datos

Los sensores adquieren imágenes digitales escaneando perpendicularmente y en la misma dirección de la trayectoria de la plataforma. A la extensión angular de la trayectoria perpendicular se le llama FOV o campo de vista. El GFOV o ancho de barrido es la distancia correspondiente en el suelo de esta trayectoria (figura 1.4).

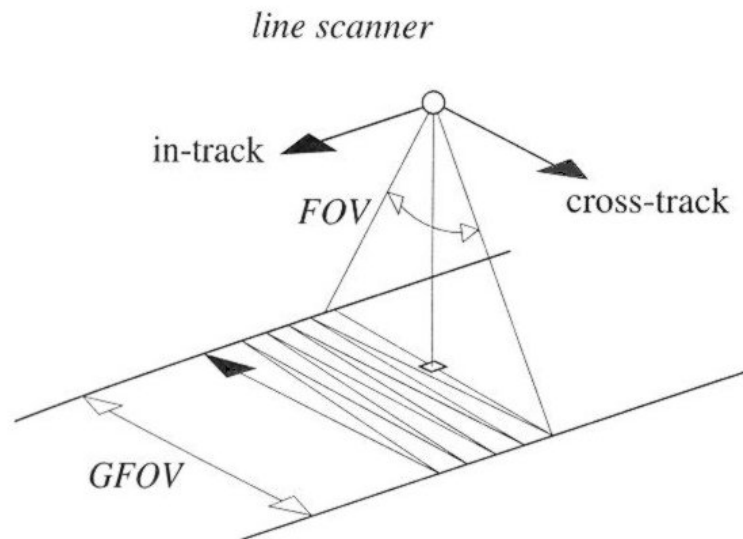


Figura 1.4. Método de escaneo y sus parámetros básicos (Schowengerdt, 1997).

El Campo de Vista Instantáneo o IFOV es el ángulo subtendido por un elemento detector en el eje del sistema óptico y a la proyección geométrica del ancho de un detector se le llama Campo de Vista Instantáneo Proyectado en el Suelo (GIFOV) (figura 1.5).

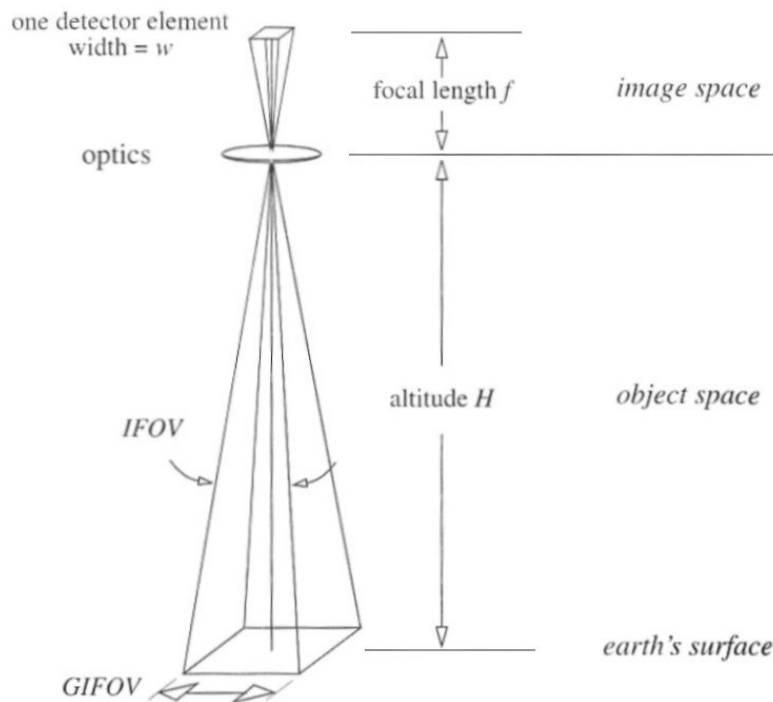


Figura 1.5. Descripción gráfica de un elemento detector en un sensor óptico (Schowengerdt, 1997).

Los sensores adquieren información en el dominio del espacio, del “espectro electromagnético” y del tiempo. Para cada dominio el sensor tiene una resolución. La resolución es una medida de la habilidad de un sistema óptico para distinguir entre señales que son espacialmente cercanas o espectralmente similares. La resolución espectral se refiere al número y dimensión de intervalos de longitud de onda específica en el espectro electromagnético al cual un sensor es sensible. La resolución espacial es una medida de la separación lineal o angular más pequeña entre dos objetos que pueden ser detectados por el sensor. La resolución temporal se refiere a la frecuencia del registro de imágenes de un área en particular. [Jensen, 1996].

Las imágenes usadas para este trabajo son del ETM+ Enhanced Thematic Mapper Plus, cuyas características se muestran en la tabla 1.2.

Características de las bandas del ETM+			
Bandas		Longitud de onda (μm)	Resolución Espacial (m)
1	Azul	0.45-0.52	30
2	Verde	0.53-0.61	30
3	Rojo	0.63-0.69	30
4	Infrarrojo cercano	0.78-0.90	30
5	Infrarrojo medio	1.55-1.75	30
6	Térmico	10.40-12.50	60
7	Infrarrojo medio	2.09-2.35	30
8	Pancromático	0.52-0.90	15

Tabla 1.2. Bandas del ETM+ (web 2).

1.10 Despliegue de las imágenes

La imagen digital está constituida por una malla de píxeles, cada píxel representa el promedio en cada una de las dimensiones espacio, longitud de onda y tiempo. El píxel se crea cuando el sensor muestrea electrónicamente el conjunto de datos continuos obtenidos durante el escaneo [Schowengerdt, 1997]. El píxel es el elemento bidimensional, indivisible, más pequeño de una imagen digital [Campbell, 2002].

La radiancia vista por el detector en cada píxel es convertida en una señal eléctrica y entonces digitizada en un valor entero discreto, el número digital (DN). Con todos los datos digitales, se usa un número finito de bits Q , para codificar los datos continuos como números binarios. Mientras más grande sea el valor de Q , los datos discretizados se aproximarán más a los datos continuos originales [Schowengerdt, 1997].

El despliegue de una imagen se realiza en la computadora a través de un procesador de imágenes que consiste en un arreglo de memoria de despliegue compuesta por un número i de líneas, j columnas y q bits, a los cuales se puede tener acceso secuencialmente línea por

línea, un esquema del procesador se muestra en la figura 1.6. Cada línea de valores digitales almacenados en el procesador es escaneado y los valores de brillo encontrados durante este proceso pasan a través de un convertidor digital-analógico haciendo que la imagen de datos digitales se despliegue como una imagen de datos continuos [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997].

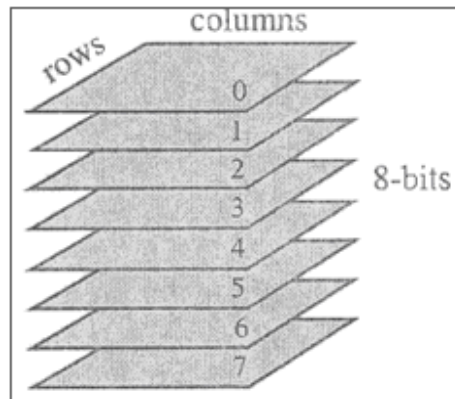


Figura 1.6. Esquema del procesador de imágenes, cada bit está formado por líneas y columnas (Adaptado de Jensen, 1996).

Para desplegar apropiadamente los valores de brillo de los datos digitales es importante tomar en cuenta el número de bits por píxel, el sistema coordinado de color utilizado y las tablas de búsqueda asociadas al procesador de imágenes. Usualmente las computadoras están programadas para desplegar imágenes de 8 bits por píxel con valores de 0 a 255 que es el caso de las imágenes presentadas en este trabajo. En el caso de imágenes de mayor resolución el despliegue no se hace correctamente [Jensen, 1996].

Para desplegar los datos se usa el sistema coordinado RGB (figura 1.7) el cual se basa en la teoría del color aditivo y los tres colores primarios: rojo, verde y azul.

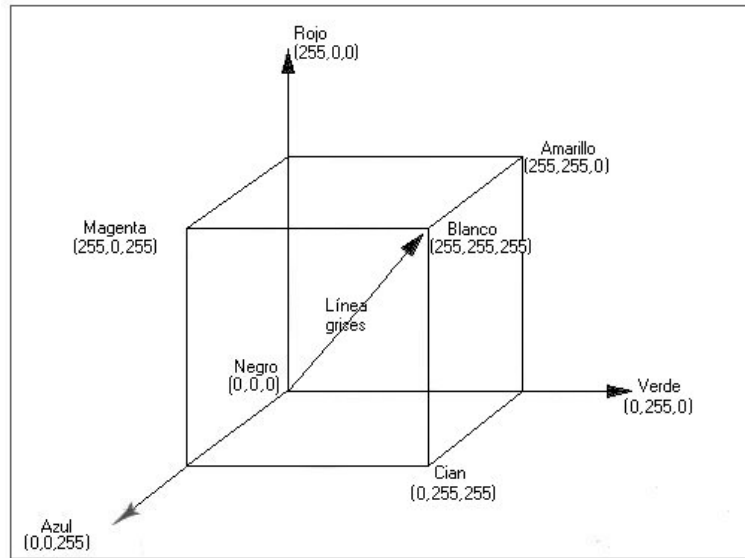


Figura 1.7. Sistema coordenado RGB (Adaptado de Jensen, 1996)

La teoría del color aditivo (figura 1.8) está basada en la mezcla de la luz más que en la mezcla de los pigmentos, así un píxel con valores iguales de rojo, verde y azul aparece como gris en el monitor, cuando los valores son 255, 255, 255 respectivamente aparece como blanco, mientras que con valores 0,0,0 aparece como negro [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997].

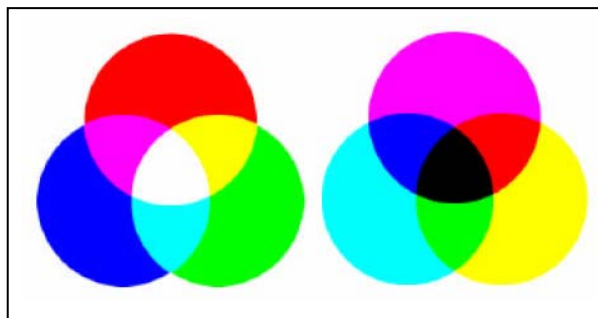


Figura 1.8. En la teoría del color aditivo la mezcla de los colores primarios rojo, verde y azul nos da el blanco, mientras que la teoría del color sustractivo la mezcla de los pigmentos magenta, amarillo y cian nos da negro.

La exactitud del despliegue es controlada por el tamaño y las características de un bloque separado de la memoria de la computadora llamado tabla de búsqueda de color la cual

contiene la disposición exacta de cada combinación de valores de rojo, verde y azul asociados con cada píxel de 8 bits. Por ejemplo, para las tablas de búsqueda que convierten los DN de la imagen digital en números enteros de niveles de gris (GL), los 256 elementos coinciden con valores progresivamente más grandes de rojo, verde y azul (figura 1.9) [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997].

	R	G	B	
0	0	0	0	Negro
1	1	1	1	
2	2	2	2	
3	3	3	3	
4	4	4	4	
5	5	5	5	
●				
●				
127	127	127	127	Gris medio
●				
●				
255	255	255	255	Blanco

Figura 1.9. Tabla de búsqueda para desplegar niveles de gris (Adaptado de Jensen, 1996).

Se pueden almacenar y evaluar tres imágenes de 8 bits al mismo tiempo, con un sistema de procesamiento de una imagen de 24 bits, con tres bancos de memoria y tres tablas de búsqueda de color de 8 bits, una para cada imagen. Las tres imágenes se almacenan separadas en los bancos de memoria de despliegue, quedando una en el rojo, otra en el verde y otra en el azul [Jensen, 1996].

CAPÍTULO II.

GEOLOGÍA

2.1 Ubicación geográfica

La zona en la que se hace la evaluación geotérmica es el Canal Las Ballenas, el cual se ubica en el Golfo de California, en la costa sureste del estado de Baja California. El canal separa la Isla Ángel de la Guarda de la península. La imagen de satélite abarca la isla, el canal, se extiende sobre la península y llega al Océano Pacífico como se puede ver en el recuadro marcado en la figura 2.1.

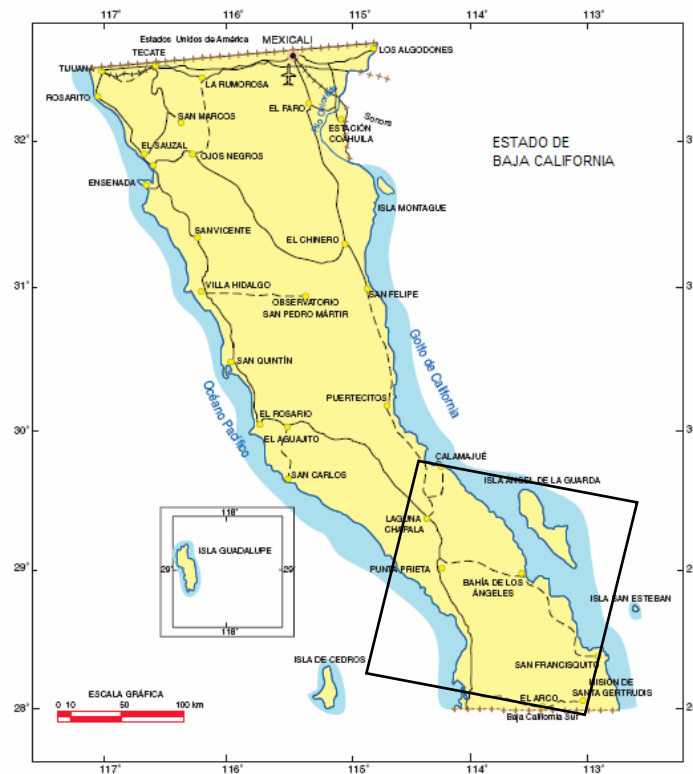


Figura 2.1 Estado de Baja California, la zona de estudio es la que se encuentra en el cuadro marcado [Monografía Geológico-minera de Baja California. Consejo de Recursos Minerales].

2.2 Geología Histórica

Hace 85 millones de años, durante el Cretácico tardío, la placa del Pacífico era una más de las que se encontraban extendiéndose en la cuenca del Océano Pacífico, junto con las placas Aluk, Farallón y Kula. Con el tiempo la placa del Pacífico se fue extendiendo y deslizando al norte hasta cubrir la mayor parte del norte del océano. Conforme continuaba la divergencia entre las placas del Pacífico y Farallón, el borde Este de la primera tuvo un movimiento constante hacia el noreste [Atwater, 1970].

Durante el Oligoceno, la placa Farallón comenzó a subducir bajo la placa de Norteamérica, al ir disminuyendo el área de su superficie, se fue dividiendo en otras placas más pequeñas, algunas de las cuales fueron completamente subducidas. La zona de subducción formada fue continua desde Canadá hasta el sur de México [Atwater, 1989].

La placa del Pacífico continuó extendiéndose hacia el noroeste, pero al empezar el Mioceno, su borde Este, es decir, la zona de divergencia Farallón-Pacífico hizo contacto con la margen oeste de la Placa de Norteamérica [Atwater, 1970]. Dicha intersección produjo los empalmes triples Rivera y Mendocino. Dichos empalmes se alejaron uno de otro, migrando el primero al sur y el segundo al norte.

Los empalmes triples divergieron debido al movimiento relativo hacia el noroeste de la placa del Pacífico, y debido también, a la fragmentación progresiva y a la captura de las piezas de la placa Farallón [Atwater, 1989]. La junta triple Rivera dio un salto hacia su posición actual hace 12 Ma aproximadamente [Spencer y Normark, 1989].

En cuanto se dio el contacto entre las placas del Pacífico y Norteamérica, la primera comenzó a fragmentar a la segunda. Los trozos de placa fragmentados se fueron transfiriendo a la placa del Pacífico estableciendo el límite de placas San Andrés dentro del continente. Al mismo tiempo, se expandió el oeste de Norteamérica formando la Provincia Basin and Range [Atwater, 1989].

Las placas y los empalmes formados nombrados anteriormente se observan en la figura 2.2.

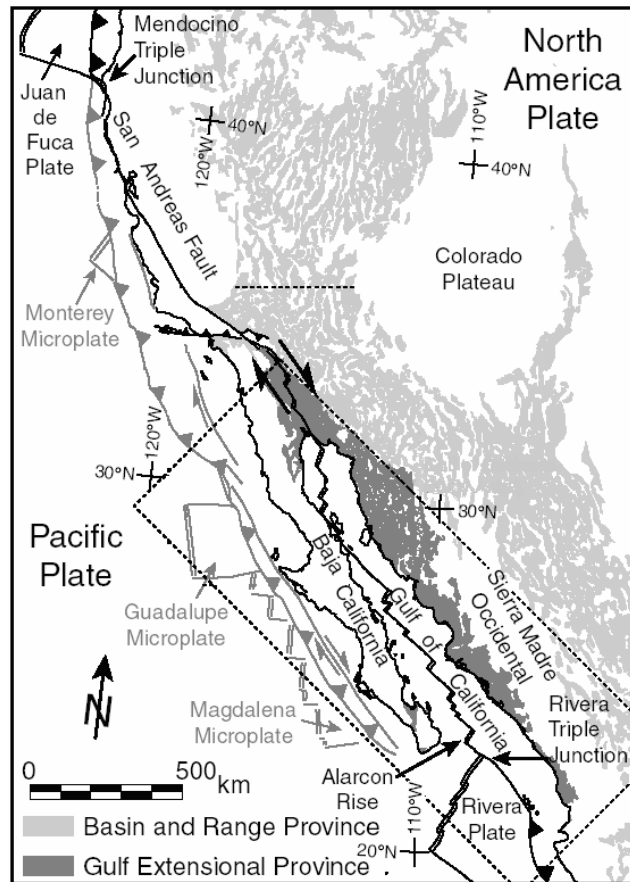


Figura 2.2. Mapa tectónico de Baja California (Modificado de Oskin, 2002)

El cese de la subducción fue un proceso gradual de norte a sur y fueron las fallas transcurrentes San Benito y Tosco-Abreojos, paralelas o casi paralelas a la trinchera, las que acomodaron a las placas del Pacífico y Norteamérica [Stock y Hodges, 1989; Lee et al., 1996].

La transferencia continental ocurrió en dos etapas, en la primera durante el Mioceno, los fragmentos de la costa de California fueron transferidos gradualmente; más tarde, aproximadamente hace 5 millones de años, Baja California fue transferido como una sola pieza [Atwater, 1989].

Durante el Mioceno Temprano a Medio la subducción de las microplacas Guadalupe y Magdalena, remanentes de la placa Farallón, mantuvieron un arco volcánico al oeste del sur

y centro de Baja California, con el centro en lo que hoy es la costa Este del Golfo [Hausback, 1984].

El cese de la extensión hace 12.5 Ma en el límite de placas Guadalupe-Pacífico marca el surgimiento del límite transformante a lo largo de todo Baja California [Mammerickx y Klitgord, 1982].

El Golfo de California se formó primero como un rift continental con dirección noroeste-sureste cuando el sistema transforme Tosco-Abrejos cesó su actividad en la costa oeste de Baja California [Spencer y Normack, 1979]. Evolucionó a rift oceánico desde hace 3.5 millones de años después del salto que dio el rift del Pacífico Este a la boca del Golfo de California. La corteza oceánica se fue creando en pequeñas cuencas pull-apart [Einsele et al., 1980; Saunders et al., 1987].

El cambio principal de deformación lateral a transtensional, posiblemente se dio entre hace 15 y 9 millones de años o tal vez desde hace 17 millones de años en el norte de Baja California [Lee et al., 1996], mientras que la ruptura estructural a lo largo de fallas normales de rumbo NNW ocurrió durante el Mioceno Medio o Tardío y el Plioceno temprano a lo largo de la margen oriental de la península de Baja California en el escarpe del Golfo [Stock y Hodges, 1989].

El proceso de extensión no fue sincrónico a lo largo de la península [Dokka y Merriam, 1982]. El fallamiento normal formó sierras y cuencas y marcó el inicio de la formación del protogolfo [Karig y Jensky, 1972]. La extensión que tuvo una orientación de E-W a ENE-WSW explica el rumbo de las fallas [Angelier et al., 1981; Stock y Hodges, 1989], aunque existe la posibilidad de que la extensión haya sido oblicua a la dirección del echado de las fallas y a la estratificación [Stock and Hodges, 1989]. Durante la extensión del protogolfo probablemente hubo fallamiento lateral derecho dentro del golfo a lo largo de fallas de rumbo más o menos paralelas a la península [Karig y Jensky, 1972].

El desarrollo del sistema de fallas San Andrés- Golfo de California, entre hace 6 y 4 Ma, marca la etapa de extensión más reciente [Angelier et al., 1981; Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989 y Lee et al., 1996], que consiste en un fallamiento lateral en el que la península es desplazada aproximadamente 300 km al NW [Dokka y Merriam, 1982].

Actualmente existe deformación en las fallas transformes Ballenas y Partida.

2.3 Geología regional

En Baja California existen cuatro franjas de rocas prebatolíticas, de las cuales, a la zona de estudio que abarca la imagen de satélite le corresponden tres: la Franja metamórfica del Paleozoico Nororiental, la Franja metamórfica Norcentral (¿Triásico-Jurásico?) y la Franja volcánica del Triásico Superior-Cretácico Medio.

La Franja metamórfica del Paleozoico Nororiental consiste en rocas metamórficas compuestas por intercalaciones de mármol masivo de grano fino, mármol con calcosilicatos y esquistos de biotita, pertenecientes al Cámbrico Inferior [Gastil, 1993]. La Franja Metamórfica Norcentral (¿Triásico-Jurásico?) presenta una secuencia sedimentaria constituida por lutitas, areniscas y rocas carbonatadas, la cual, sufrió metamorfismo regional de grado intermedio a alto [Gastil et al, 1975]. Se encuentran en esta franja, además, la Formación Cedros en la Isla Cedros perteneciente al Triásico Superior Ofiolítico y la Formación Santa Eulalia [Woodford y Harris, 1938] del pre-Jurásico Medio en la Sierra Santa Eulalia y Ciénega Santa Rosa. Finalmente en la Franja Volcánica del Triásico Superior-Cretácico Medio se encuentran las secuencias del Triásico-Jurásico y la del Cretácico Inferior; la primera contiene rocas piroclásticas, brechas volcánicas de composición variante que va de andesítica a riolítica, rocas pelíticas con pedernal y rocas calcáreas interstratificadas. Esta secuencia es discordante con la formación Alisitos y la afecta un metamorfismo regional de facies de esquistos verdes. La segunda comprende la formación Alisitos que está constituida por rocas piroclásticas, volcanoclásticas, derrames de lava y estratos de caliza intercalados, el vulcanismo es de afinidad magmática

calcialcalina (Almazán-Vázquez, 1988). Dicha formación constituye una secuencia típica de un ambiente de arco insular, el cual bordeaba al cratón norteamericano por el occidente y fue formado en respuesta a la subducción de la paleoplaca Farallón debajo de la placa Norteamericana [Atwater, 1970; Demant y Robin, 1975].

Existe una gran cantidad de cuerpos batolíticos que forman parte de un gran evento plutónico y afectan a la península. Se manifiestan principalmente en las Sierras de Juárez y San Pedro Mártir. La composición mineralógica predominante varía de tonalita a granodiorita, existen cuerpos dioríticos, gabroicos y graníticos [Gastil et al, 1975]. Los plutones de Baja California se caracterizan por tener zonas con cierta composición. En San Pedro Mártir y Laguna Juárez tienen núcleos de granodiorita a monzogranito y bordes de tonalita [Walawender et al, 1990] mientras que en San Telmo presentan una zonación concéntrica con un núcleo de gabro-diorita bordeado de monzodiorita y cuarzomonzodiorita.

En cuanto a las rocas post-batolíticas en el área que nos corresponde se localizan rocas sedimentarias marinas pertenecientes a la Formación Cantil Costero [Santillán y Barrera, 1930], están representadas por areniscas y conglomerados derivados del basamento y de rocas sedimentarias de la porción oriental de Baja California. Se le adscribe en el intervalo Plioceno medio al superior.

En Baja California se pueden distinguir dos fases de vulcanismo: la primera, vulcanismo calcialcalino, como resultado de un régimen tectónico compresivo, con mayor actividad en el Oligoceno-Mioceno; la segunda, derrames de basalto alcalino, como resultado de la tectónica distensiva del Plioceno-Cuaternario. A la primera fase le corresponden tres zonas, de las cuales, dos se presentan en nuestra área de estudio. Una que se encuentra en el litoral del Golfo de California, en la cual predominan rocas piroclásticas de composición félsica, la litología está representada por tobas riolíticas, riodacíticas e ignimbritas escasas. La otra zona está constituida por los afloramientos que consisten principalmente de riolitas y dacitas [Gastil et al, 1975], de la Isla Ángel de la Guarda y áreas ubicadas al sur de ella,

entre los paralelos 28° y 29°, donde las rocas más antiguas son basaltos alcalinos de 50 Ma [Gastil et al, 1975].

2.4 Geología local

2.4.1 Isla Ángel de la Guarda

Esta isla es la segunda más grande del Golfo de California (figura 2.3). Su cubierta volcánica, en general, se puede correlacionar con las secuencias del Terciario del este de Baja California [Gastil et al., 1975, 1979] y del oeste de Sonora [Sawlan, 1991; Mora Álvarez, 1993]. En la actualidad la actividad volcánica se relaciona con la transición de rift continental a rift oceánico y con las cuencas extensionales del sistema transtensivo del Golfo de California [Sawlan, 1991]. En la costa oriental de la península, así como en algunas islas del Golfo de California, la actividad volcánica se desarrolló principalmente sobre basamento granítico del Cretácico [Sawlan, 1991].

Las unidades litoestratigráficas cenozoicas yacen sobre basamento formado por rocas metamórficas del Paleozoico y granitoides del Cretácico cubierto principalmente de rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno [Escalona Alcázar y Delgado Argote, 1998]. Se encuentran domos exógenos y tobas de composición dacítico-latítica, derrames andesíticos y depósitos fluviales en la parte central y sur de la isla. En la parte septentrional de la isla dominan los derrames de lava andesítica y lahares, tobas y depósitos fluviales [Delgado Argote et al, 1995].

Las márgenes de la isla tienen una tendencia a ser lineales, la costa occidental y la costa oriental son casi rectas y tienen una orientación parecida a la Bahía San Luis Gonzaga y Bahía de los Ángeles que es N40°W, paralela a la zona de falla transforme Ballenas [Delgado Argote, 2000]. La costa suroriental tiene una orientación N-S marcada. También en el centro, en Punta del Diablo, la costa tiene una orientación E-W que muestra la tendencia de linealidad, lo que sugiere un origen tectónico [Delgado Argote, 2000]. Las estructuras del bloque septentrional de la isla tienen más influencia de la zona de fractura

Tiburón mientras que el bloque meridional tiene una influencia mayor de las márgenes de la Cuenca Tiburón inactiva desde hace aproximadamente 1 millón de años, cuando comenzó a desarrollarse la zona de fallas Ballenas, [Lonsdale, 1989]. En la actualidad, se debe a dicha zona la mayor actividad tectónica de la margen occidental de la isla. A esto se debe que en esta margen se presentan escarpes más abruptos que en la margen oriental [Delgado Argote, 2000].

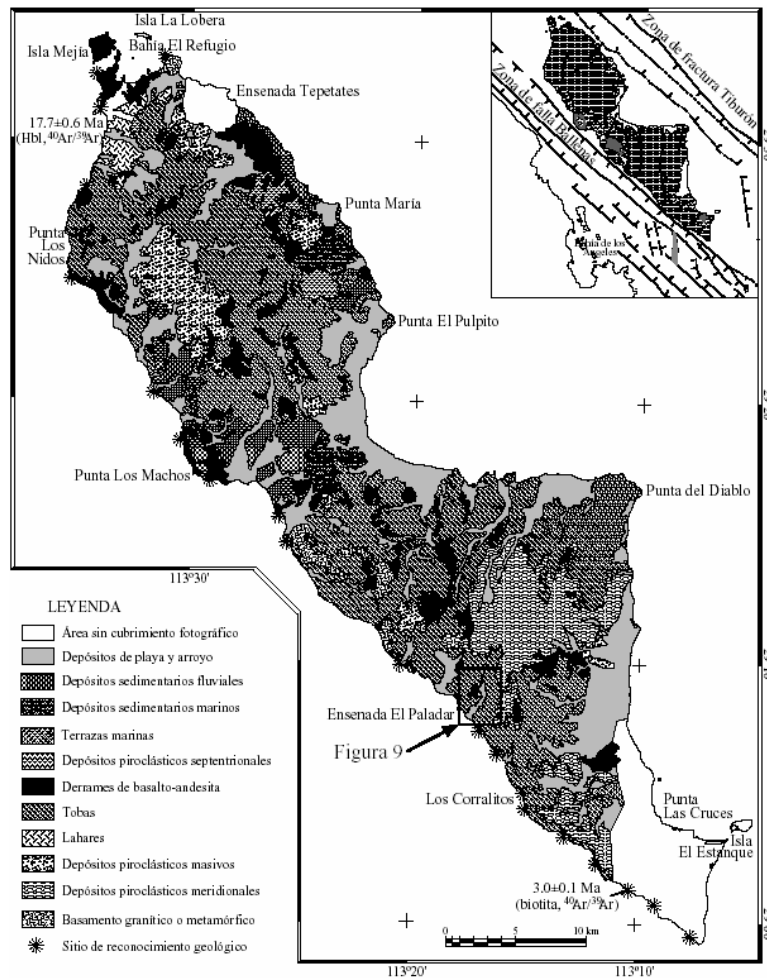


Figura 2.3. Mapa geológico de la Isla Ángel de la Guarda (Delgado Argote, 2000)

Delgado Argote (2000) hizo el reconocimiento de 11 unidades litológicas de carácter regional, las cuales incluyen desde el basamento Paleozoico y Cretácico, hasta los depósitos sedimentarios sin consolidar del reciente. Las unidades que define son las siguientes: a) basamento granítico o metamórfico; b) depósitos piroclásticos meridionales; c) depósitos

piroclásticos masivos; d) lahares; e) tobas; f) derrames de basalto y andesita; g) depósitos piroclásticos septentrionales; h) terrazas marinas i) depósitos sedimentarios marinos; j) depósitos sedimentarios fluviales y k) Depósitos de playa y arroyo. Describe que en el occidente de la isla, cerca de la boca del arroyo Paladar un domo dacítico, que comprende derrames y diques, corta a la secuencia de unidades de la zona, además, en ambos lados del arroyo, aflora un derrame andesítico, que por su forma alargada pudo haberse emplazado en una zona de fracturamiento. En la parte central del área El Paladar existe una zona amplia de oxidación con fracturas de tensión rellenas por areniscas cementadas por sílice. Se encuentran también estructuras de flujo vertical rodeados por zonas de oxidación y de mezcla mecánica con las unidades inferiores que aparentemente definen conductos por donde parte de estos derrames fueron emitidos. Es posible que el emplazamiento de esta unidad de lavas viscosas ocurriera en una zona saturada de agua en donde se desarrolló un campo local con intensa circulación hidrotermal que fluidizó a los sedimentos aún sin consolidar de las areniscas, las cuales rellenan las fracturas en un movimiento ascendente.

2.4.2 Bahía de los Ángeles

Una de las secuencias estudiadas del basamento metamórfico es el Grupo Canal de Ballenas, definido por Campbell y Crocker (1993) se localiza al occidente del Canal Las Ballenas y es una secuencia metamorfizada formada de lodolitas calcáreas (mudstone), packstone bioclástico, lutitas y pedernales, depósitos tipo flysch, conglomerados y basalto alcalino almohadillado. En el área de Bahía de los Ángeles (figura 2.4), el basamento metamórfico se presenta en la parte septentrional y central de la Sierra La Libertad y en la parte septentrional de la Sierra Las Ánimas, y es intrusionado por el Batolito Peninsular de los límites del Cretácico Temprano y Tardío. Las rocas graníticas están parcialmente cubiertas por derrames de basaltos o andesitas y rocas piroclásticas o volcanoclásticas [Delgado Argote, 2000].

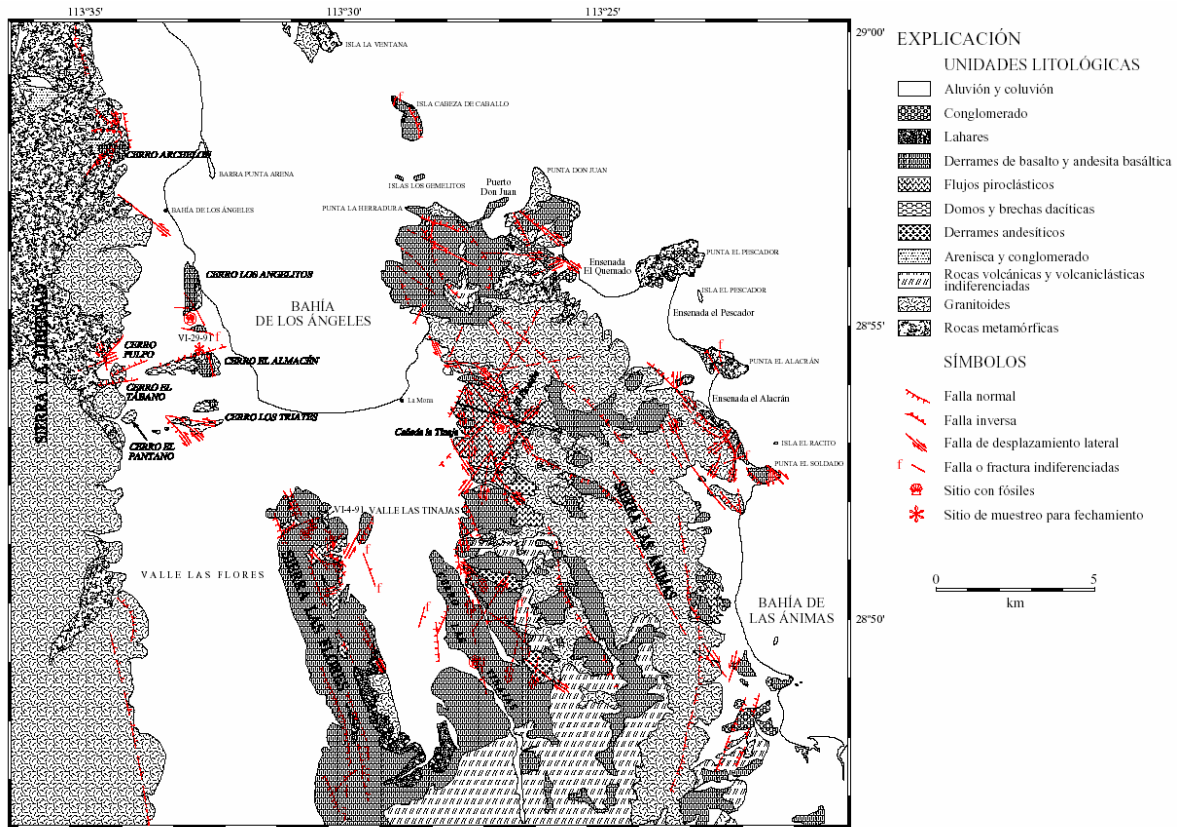


Figura 2.4. Región de la Bahía de Los Ángeles (Delgado Argote, 2000)

En la sierra La Libertad se encuentra una serie de cerros de norte a sur de composición volcánica que varía desde riolita hasta basalto. En el Cerro Archelón la estratificación indica un depósito de piroclastos sobre una paleotopografía irregular asociada a una zona de fallamiento. La secuencia de piroclastos se originó debido a las explosiones del domo que se desarrolló en el flanco fallado de la sierra. Las tobas están cortadas por diques alimentadores de lavas cuyo emplazamiento fue controlado por la tendencia estructural de la zona. El Cerro Los Angelitos está formado por lavas de fisura. El Cerro Querubín se compone de una sucesión de lavas, aglutinados y depósitos de tefra, tiene una interstratificación de brechas de derrame y areniscas. En el costado sur, es posible que las ortobrechas tengan su origen en la fragmentación a lo largo de las diaclasas de enfriamiento en las lavas por efecto de hidrofracturamiento. En el cerro El Almacén se encuentran las mismas secuencias que en los anteriores pero los depósitos de tobas se encuentran soldados y cortados por diques basálticos con orientación E-W, paralelos al fallamiento normal principal. Los depósitos de tobas están inclinados en dirección contraria al domo, indicando

su emplazamiento posterior. El Cerro Los Triates es un conjunto de domos exógenos que desarrollan aglomerados soldados que muestran planos de desplazamiento con estrías en la dirección del flujo, este cerro y El Pulpo, que consiste en aglomerado volcánico de composición dacítica, tienen su origen también en un sistema de fracturamiento orientado E-W. El Cerro El Tábano es un domo endógeno, también de composición dacítica, que presenta diaclasas de enfriamiento verticales bien desarrolladas. El emplazamiento de los domos es posterior al desarrollo del escarpe de falla que caracteriza al oriente de la sierra [Delgado Argote, 2000].

La sierra Las Flores está casi completamente cubierta por derrames de basalto. El basamento granítico se localiza por debajo de los 300 m sobre el nivel del mar, lo que sugiere una depresión central en la Bahía de los Ángeles, y se encuentra cubierto por lahares compuestos de fragmentos de andesita de hornblenda porfirítica, en el extremo suroriental de la sierra. En todo el sur de la sierra los lahares están cubiertos por una secuencia de flujos piroclásticos y tobas de caída. En el norte, la secuencia de tobas está cortada por diques de composición basáltica y de andesita basáltica que se orientan con tendencias principales hacia el NW siguiendo la estructura regional y en menor grado, con diques orientados hacia el NE, con los que guardan una relación casi ortogonal. La toba de los costados de los diques muestra zonas de cocimiento. Las lavas y diques de esta sierra se caracterizan por ser las rocas más máficas de la región.

En la Sierra Las Ánimas Occidental se encuentra la Cañada La Tinaja en la que afloran derrames de andesita y conglomerados interestratificados que localmente forman la base de la secuencia volcánica. Posiblemente las lavas fueron emitidas a través de conductos de aspecto de espigas, cerca de éstas, los derrames pueden presentar horizontes de aglomerados y de escoria de la misma composición que sugieren periodos de actividad estromboliana alternada con emisión de lava. Algunos depósitos de conglomerados y areniscas se encuentran interestratificados con las lavas; hacia el sur, entre el cerro Las Tinajas y Sierra Las Ánimas, les sobreyacen derrames andesíticos y están cortados por espigas que basculan localmente a las rocas sedimentarias. En esta zona un derrame local de basalto cortó a sedimentos ricos en agua, desarrollando estructuras de aspecto

almohadillado con areniscas atrapadas entre los lóbulos del derrame. Hacia el sur de esta región, los lahares ocupan una proporción importante en la litología. Sobre la andesita y los conglomerados se encuentra una secuencia de por lo menos siete unidades de flujo piroclástico, cuya base está formada de una toba retrabajada y depositada concordantemente sobre los conglomerados, y a la que le sobreyace una unidad tobácea con fragmentos líticos silicificados con aspecto de concreciones conectadas entre sí por vetillas ricas en sílice que indican actividad hidrotermal. Es posible que los flujos piroclásticos tengan su origen en unas estructuras volcánicas interpretadas como troncos subvolcánicos localizados en el interior del Valle Las Ánimas. Las unidades de flujo piroclástico están cubiertas parcialmente por derrames de lava cuya composición varía de basalto a andesita basáltica. A lo largo de la costa septentrional de la sierra puede observarse que los derrames cubren paleotopografías con fallas normales que afectan depósitos de cenizas, lo que indica una actividad simultánea de fallamiento y volcanismo efusivo. Los cuerpos basálticos hacia el sur de la Cañada La Tinaja están formados por una sucesión de derrames, aglomerados y depósitos de tefra, en la misma zona pero en otro sitio se desarrollaron conos cineríticos con fragmentos balísticos. Las unidades litológicas más jóvenes en esta zona corresponden a depósitos de flujos de detritos localizados en los arroyos y depósitos conglomeráticos que forman abanicos, principalmente en los alrededores del cerro Las Tinajas [Delgado Argote, 2000].

La Sierra Las Ánimas Oriental tiene una litología similar al occidente de la sierra y a la Isla de San Lorenzo [Escalona Alcázar, 1999]. Tanto en la cima como en el flanco oriental de la Sierra Las Ánimas, el basamento granítico está parcialmente cubierto por lavas basálticas. En Punta Alacrán aflora ampliamente el basamento metamórfico de metalavas y metagrauvas similares a las descritas por Campbell y Crocker (1993) al occidente del Canal Las Ballenas. Estas unidades están cortadas por diques de composición andesítica y en las faldas de la sierra, al igual que las rocas graníticas, están parcialmente cubiertas por tobas [Herrera Recinos, 1995]. La secuencia de tobas está bien expuesta en la costa, adelgazándose al norte y al sur, en ella se encuentran tubos de escape delgados debajo de una zona de fragmentos líticos. En la punta El Soldado, a las tobas les sobreyacen areniscas interstratificadas con depósitos de caída de ceniza, con frecuencia alterados a bentonita. La

correlación entre las unidades de Punta El Soldado y las del norte se dificulta en vista de que este sitio representa un bloque estructural rotado. En la parte central de la zona las areniscas se encuentran entre un derrame andesítico de hornblenda en la base y un derrame autobrechado de dacita de hornblenda sobreyacente. Esta secuencia está deformada y alterada técnicamente por la intrusión de una andesita porfirítica y está cubierta por una serie de conglomerados poligmíticos formados por rocas de las unidades anteriores y areniscas [Delgado Argote, 2000].

2.5 Tectónica

La zona de falla Ballenas se encuentra en el Canal de Ballenas que separa a la Isla Ángel de la Guarda de la península de Baja California. Limita al noroeste con la Cuenca Delfín y al sureste con las cuencas Salsipuedes norte y Salsipuedes sur, las cuales conectan a la zona de falla Ballenas con las zonas de falla Partida y San Lorenzo, que terminan en la cuenca San Pedro Mártir.

La zona de falla fósil Tiburón es más antigua y posiblemente inactiva con respecto a la zona activa de falla Ballenas [Lonsdale, 1989].

La zona de falla Ballenas inició su actividad hace aproximadamente 1Ma, al cesar la de la actual zona de fractura Tiburón, localizada en el margen oriental de la Isla Ángel de la Guarda [Lonsdale, 1989]. Existe en ella un conjunto de fallas normales y cuencas en un arreglo escalonado hacia el interior del Canal de Ballenas, en el centro de las cuencas se desarrollan dorsales [Lonsdale, 1989]. La cuenca que se localiza entre Bahía Las Ánimas y el sur de la Isla Ángel de la Guarda, de aproximadamente 8 km, es la más grande. Tanto en la península como en la isla, la densidad de fallamiento decrece de la costa hacia tierra y es principalmente de tipo transtensivo [Delgado Argote, 1995], con extensión dominante en sentido E-W.

En la península, la Sierra La Libertad presenta fallas de desplazamiento lateral y normales orientadas al NW. Por su parte, en la Sierra Las Flores existe igualmente fallamiento

normal y de desplazamiento lateral el cual presenta dos orientaciones principalmente, 040° y 340° ; además en la parte norte de la sierra se encuentran diques grandes los cuales tienden a ser paralelos a las fallas normales. La Sierra Las Ánimas presenta fallas de desplazamiento lateral con dirección 290° - 320° y 20° - 30° en el basamento granítico y 320° y 350° en la cubierta piroclástica, mientras que el fallamiento normal se orienta a 290° [Delgado Argote, 2000]. Al oriente de la Sierra Las Ánimas se ha reportado, además, sismicidad local lo que indica la presencia de fallas activas [Rebollar et al., 1995].

La Isla Ángel de la Guarda muestra principalmente dos áreas con régimen de deformación distinto, la norte y sur cuyo límite se encuentran bien marcado con orientación E-W. El área del norte muestra fallamiento con orientaciones, principalmente, entre 010° - 020° , 030° - 040° y 340° y 350° . Esta última orientación (340° - 350°) se presenta en todo el occidente de la isla. La zona sur tiene un límite oriental muy marcado con dirección N-S y sus fallas muestran una tendencia NNE.

La estratigrafía de la zona de Bahía de los Ángeles y de la Isla Ángel de la Guarda muestra áreas en las cuales sobre el basamento metamórfico o los batolitos se encuentran secuencias de rocas permeables como calizas o areniscas y sobre ellas nuevamente rocas impermeables como derrames andesíticos. La geología estructural, por su parte, indica la presencia de mucha actividad tectónica relacionada con el sistema transtensivo en el que se encuentra el Golfo de California lo cual implica la existencia de un conjunto de fallas con determinadas orientaciones pero además actividad volcánica actual. Dadas las condiciones descritas y debido a que se cuenta con lo que un sistema geotérmico requiere, que es una fuente de calor, un reservorio, un fluido y por supuesto un ducto para la recarga y descarga de fluidos es muy posible encontrar actividad hidrotermal en la costa Este de la península de Baja California a la altura del Canal Las Ballenas.

CAPÍTULO III.

TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO

El procesamiento de las imágenes busca mejorar la apariencia de éstas para su posterior análisis. Casi todas las técnicas de procesamiento, excepto la composición de falso color, consisten en aplicar algoritmos que realcen la imagen. Los algoritmos están clasificados de acuerdo a las transformaciones que realizan, las cuales pueden ser espectrales o espaciales [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997].

3.1 Composición en Falso Color

La técnica de composición en falso color utiliza el sistema de despliegue simultáneo de tres bandas. Consiste en hacer combinaciones de color llamadas composiciones a color que realcen los datos de interés.

Cuando se despliegan las bandas de los rangos azul, verde y rojo del espectro en los colores azul, verde y rojo, respectivamente, se está produciendo una composición de color verdadero. Si desplegamos bandas de rangos distintos a los colores azul, verde y rojo en cada uno de esos colores, respectivamente, entonces se está haciendo una composición en falso color [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997].

Las composiciones de falso color extraen información combinando bandas con una notable diferencia en la reflectancia de diferentes objetos. Una composición de falso color muy común es la que realza la vegetación. Para lograrlo se despliegan las bandas del infrarrojo, el rojo y el verde en los colores rojo, verde y azul, respectivamente. En esta composición se aprovecha la alta reflectancia que la vegetación tiene en el infrarrojo y se despliega en el rojo para diferenciarla mejor. [Gibson y Power, 2000; Cracknell y Hayes, 1991].

El despliegue de las imágenes en falso color permite visualizar los datos y la información adquirida para su posterior análisis.

3.2 Transformaciones espectrales

Las transformaciones espectrales como su nombre lo indica alteran la información espectral de una imagen. Las transformaciones usadas para este trabajo fueron el realce de contraste, el cociente de bandas y al análisis de componentes principales.

3.2.1. Realce de contraste

Algunos materiales reflejan una cantidad de energía mucho mayor que otros en ciertas longitudes de onda lo cual resulta en un contraste entre los dos tipos de materiales al momento de ser registrados por los sistemas de percepción remota. Sin embargo, cuando diferentes materiales reflejan cantidades similares de flujo radiante resulta una imagen de bajo contraste, relativamente [Jensen, 1996].

Los sensores están diseñados para obtener imágenes de todas las vistas de la superficie, desde aquellas con una radiancia muy baja o hasta las de radiancia muy alta, por lo tanto el rango dinámico del sensor debe colocarse en una plataforma de diseño para acomodar un rango amplio de radiancias captadas y mientras más bits por píxel se tengan en el rango más precisa será la medición. Sin embargo, algunas vistas captadas tienen un rango de radiancia mucho menor que el rango completo del sensor, así que al momento de ser registradas y convertidas en DNs no usan el rango completo de cuantización. Como la mayoría de los sistemas de despliegue usan 8 bits/píxel en cada color, programados para desplegar el negro y el blanco en los extremos del rango, la imagen desplegada tendrá bajo contraste porque no está usando el rango completo disponible en el despliegue [Schowengerdt, 1997].

Para mejorar el contraste y por lo tanto la calidad visual de una imagen desplegada se aplican técnicas de realce de contraste.

El realce de contraste transforma cada DN de la imagen original en un GL de la imagen de salida a través de una función de mapeo. Como el objetivo primario es expandir el rango DN para llenar el rango GL de despliegue disponible, la transformación es conocida como ajuste de contraste (contrast stretch) [Schowengerdt, 1997].

El contenido de la información de una imagen se representa en un histograma, éste describe la distribución estadística de los píxeles de una imagen en términos de la frecuencia de ocurrencia de cada DN. Desplegar los histogramas de cada banda permite apreciar los datos originales [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997].

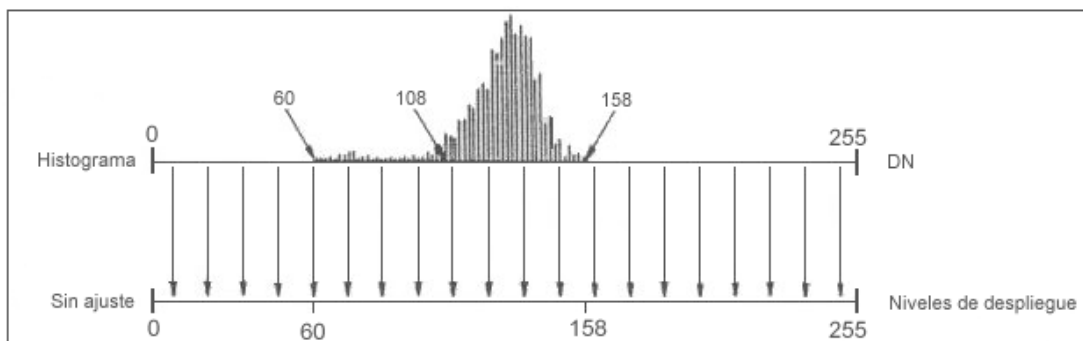


Figura 3.1. Histograma original de una imagen (Adaptado de Lillesand y Kieffer, 1999)

En el histograma de la figura 3.1 se observa que sólo se está usando una porción de 60 a 158 del rango completo de despliegue disponible que es de 0 a 255. Por lo tanto, la información de la vista se encuentra comprimida. Lo que hace el ajuste lineal es expandir tales valores hasta ocupar el rango total de despliegue. Si el rango de valores de la imagen es expandido uniformemente para llenar el rango total de la herramienta de salida se habla de un ajuste lineal (linear stretch) (figura 3.2) [Lillesand y Kieffer, 1999].

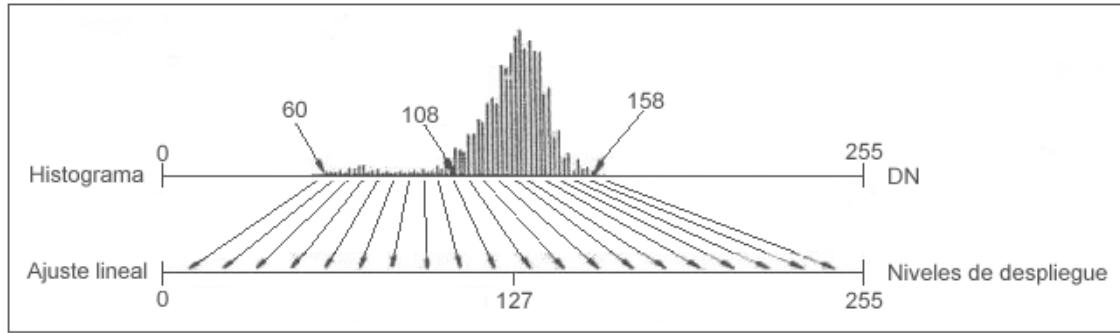


Figura 3.2. Ajuste lineal del histograma original (Adaptado de Lillesand y Kieffer, 1999).

Como el ajuste se realiza con los DN's máximo y mínimo, la operación es susceptible a usar los valores de las "colas" del histograma por lo que el contraste resulta menor que si se excluyen tales datos. Para lograrlo se aplica un ajuste lineal con saturación (saturation stretch) que consiste en especificar el porcentaje de píxeles con DN's considerados fuera del rango el cual será transformado a valores de 0 o 255 (figura 3.3). Con esta saturación en los extremos del rango de despliegue se obtiene un contraste mayor [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997].

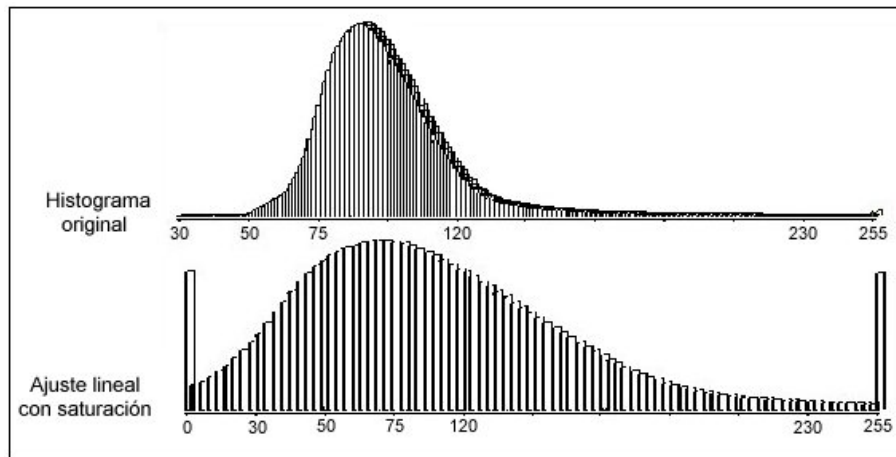


Figura 3.3. Ajuste lineal con saturación.

El ajuste también se realiza en las composiciones a color haciendo el mismo proceso por separado para cada una de las tres bandas.

3.2.2 Cociente de bandas

El cociente de bandas es un proceso de división de los valores DN de una banda espectral entre los valores correspondientes de otra banda. La expresión matemática es:

$$DN_{i,j,r} = \frac{DN_{i,j,k}}{DN_{i,j,m}}$$

donde $DN_{i,j,r}$ es el píxel resultante en el renglón i y columna j , el $DN_{i,j,k}$ es el píxel en la misma localización de la banda k y el $DN_{i,j,m}$ de la banda l [Jensen, 1996; Lillesand y Kieffer, 1999].

Al hacer un cociente de una banda en la que ciertos materiales tienen alta reflectancia entre una banda en la que esos mismos materiales tengan baja reflectancia, se realiza la brillantez de dichos materiales y por lo tanto se pueden identificar mejor.

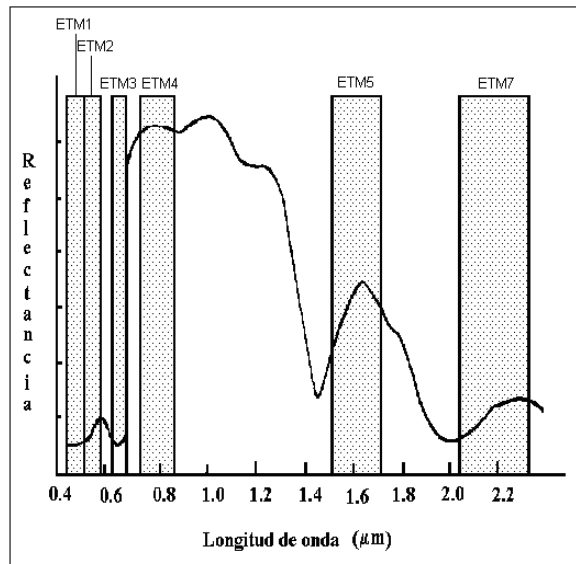


Figura 3.4. Curva de reflectancia espectral de la vegetación

Por ejemplo, un cociente de bandas que nos ayuda a hacer un realce de la vegetación es el de la banda 4 entre la banda 3. La figura 3.4 muestra la curva de la reflectancia espectral

de la vegetación, en ella se observan las barras que representan cada banda del ETM+ y el rango del espectro que abarcan, como se ve la vegetación tiene una alta reflectancia en la banda 4 y una baja reflectancia en la 3, de esta forma hacer el cociente permite todavía un mayor contraste.

Para el caso de algunos materiales como los óxidos el cociente de la banda 3 entre la banda 1 nos da un buen realce, mientras que para los hidroxilos es el cociente de la banda 5 entre la banda 7.

A partir de los cocientes obtenidos se puede hacer una composición en falso color en la cual se pueda observar la presencia de los materiales que nos interesan.

3.2.3 Diferencia de bandas

La diferencia de bandas también aprovecha la diferencia entre la alta reflectancia de los materiales en una banda contra la baja reflectancia de los mismos en otra banda. Sólo que en esta técnica, como su nombre lo indica se obtiene la diferencia entre los DN's de mayor brillantez y los de menor brillantez, de la siguiente forma:

$$DN_{i,j,r} = DN_{i,j,k} - DN_{i,j,m}$$

Con las imágenes resultantes se realiza una composición en falso color que permita una buena apreciación de los materiales.

3.2.4 Análisis de Componentes Principales

Los sistemas de percepción remota adquieren datos del flujo radiante de un objeto en más de una banda, por lo que se tiene la ventaja de contar con varias muestras para trabajar. Como todas las bandas cuentan esencialmente con la misma información es necesaria una técnica que reduzca la redundancia de los datos espectrales [Jensen, 1996; Lillesand y Kieffer, 1999; Schowengerdt, 1997].

El análisis de componentes principales es una técnica diseñada para remover dicha redundancia basándose en una transformación lineal de un conjunto correlacionado de datos multiespectrales con lo cual obtiene otro conjunto de datos no correlacionados con ciertas propiedades de varianza ordenadas [Jensen, 1996; Lillesand y Kieffer, 1999; Schowengerdt, 1997].

Si no hay relación entre los DNs de una banda y los de otra en cierto píxel, los valores son mutuamente independientes, es decir, el incremento o decremento de un DN en una banda no es acompañado por un cambio predecible en el DN de otra banda [Lillesand y Kieffer, 1999].

Como las bandas de las imágenes multiespectrales están altamente correlacionadas, los DNs no son independientes por lo que es necesario medir su interacción mutua, para esto calculamos la covarianza que no es más que la variación conjunta de las dos variables sobre su media común.

Por el tipo de conjuntos con el que se trabaja y dado que se requiere usar datos referentes a varias variables simultáneamente se realiza un análisis multivariado.

Para realizar el análisis es necesario definir a X como la matriz de datos multivariados en la que x_{ij} es la observación de la j -ésima variable en el i -ésimo individuo.

$$X = x_{ij} = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} & \cdot & \cdot & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ x_{31} & \cdot & \cdot & x_{ij} & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ x_{n1} & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & x_{np} \end{bmatrix}$$

A partir de estos datos se puede obtener una estimación de la tendencia central de las observaciones y el grado de dispersión de los datos alrededor de la media calculando la media y la varianza que resultan en un vector y una matriz, respectivamente [Pla, 1986].

Para el caso de las imágenes satelitales la media de la j-ésima banda se define por la suma de todos los DNs dividida entre el número de DNs, donde x es cada DN [Jensen, 1996; Pla, 1986].

$$\mu_j = \frac{\sum_{i=1}^n x_{ij}}{n}$$

y el vector formado por los μ_j será el vector promedio $\bar{\mu} = \begin{bmatrix} \mu_1 \\ \mu_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \mu_p \end{bmatrix}$.

La varianza de la j-ésima banda se define por la desviación respecto al promedio al cuadrado de todos los DNs:

$$s_{jj} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^2}{n}$$

Mientras la covarianza entre la j-ésima y k-ésima banda se define por:

$$s_{jk} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)(x_{ik} - \bar{x}_k)}{n}; \quad j, k=1, \dots, p$$

Finalmente la matriz formada por s_{jk} y s_{jj} será la matriz de varianza-covarianza o matriz de covarianza muestral:

$$S = \begin{bmatrix} s_{11} & s_{12} & \cdot & \cdot & s_{1p} \\ s_{21} & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & s_{km} & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ s_{p1} & \cdot & \cdot & \cdot & s_{pp} \end{bmatrix}$$

A partir de S es posible calcular R, de igual dimensión que S, y cuyos elementos sean los coeficientes de correlación entre la k-ésima y m-ésima bandas:

$$r_{km} = \frac{s_{jk}}{s_j s_k}$$

$$R = \begin{bmatrix} 1 & r_{12} & \cdot & \cdot & r_{1p} \\ r_{21} & 1 & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & 1 & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & 1 & \cdot \\ r_{p1} & \cdot & r_{pk} & \cdot & 1 \end{bmatrix}$$

La transformación que se le hace a los datos originales se entiende mejor gráficamente. Tenemos en la figura 3.5 un diagrama de dispersión en el que vemos la distribución de los puntos que nos indica la correlación y la calidad de la información asociada con ambas bandas [Jensen, 1996; Lillesand y Kieffer, 1999].

Si los puntos se agrupan en una zona muy estrecha entonces los datos no proveen mucha información. Por lo tanto, hacer la gráfica con el sistema de ejes principales X_1 y X_2 no resulta lo mejor para analizar los datos de las bandas representadas gráficamente.

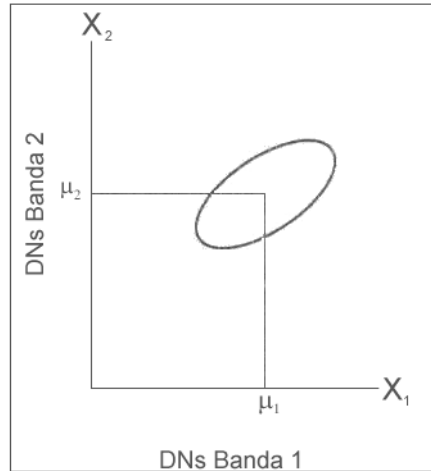


Figura 3.5. Diagrama de dispersión de datos correlacionados (Adaptado de Jensen, 1996)

De esta forma, el objetivo del análisis de componentes principales es trasladar o rotar los ejes originales tal que los DN's en los ejes X_1 y X_2 sean re proyectados en un nuevo conjunto de ejes X_1' y X_2' , tal que el primer eje X_1' esté asociado con la máxima cantidad de varianza en la dispersión de los puntos (figura 3.6). A este nuevo eje se le llama primera componente principal PC_1 , la segunda componente principal PC_2 es ortogonal a PC_1 . Las siguientes componentes contienen varianzas más chicas encontradas en el conjunto de datos [Jensen, 1996; Lillesand y Kieffer, 1999].

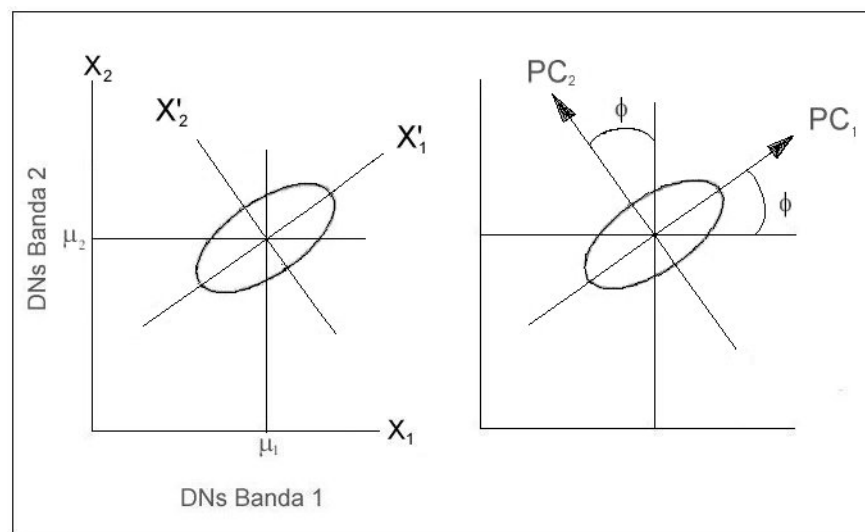


Figura 3.6. Transformación para obtener las componentes principales (Adaptado de Jensen, 1996)

El análisis de componentes principales tiene como objetivo generar estas nuevas variables llamadas componentes principales, que pueden expresar la información contenida en el conjunto original de datos, que son independientes, que no estén correlacionadas y sintetizan la máxima variabilidad residual contenida en los datos [Pla, 1986].

Para realizar la transformación se debe encontrar una matriz de transformación T que produzca una nueva matriz Y con nuevos valores que cumplan con las condiciones necesarias para satisfacer los objetivos del análisis de componentes principales, a partir de los datos de la matriz original X, esto es:

$$Y = TX ; \quad \text{donde } T = \begin{bmatrix} t_{11} & t_{12} & \cdot & \cdot & t_{1p} \\ t_{21} & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ t_{p1} & \cdot & \cdot & \cdot & t_{pp} \end{bmatrix}$$

Como las nuevas variables no están correlacionadas, los valores de la covarianza deben ser nulos, es decir, la matriz de varianza-covarianza debe ser diagonal [Pla, 1986; Schowengerdt, 1997; Cracknell y Hayes, 1991].

Entonces debemos encontrar una nueva matriz de covarianza A, tal que:

$$A = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_k & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \lambda_{p-1} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \lambda_p \end{bmatrix}$$

Para obtener A, la matriz de transformación T va a alterar la matriz de covarianza original tal que la diagonalice:

$$A = T' S T$$

Para este tipo de combinaciones lineales, la teoría del álgebra lineal indica que los elementos de la matriz diagonal A son los valores característicos de S y T tiene como columnas a n vectores característicos de A. Por lo que es necesario encontrar las soluciones de λ y éstas se encuentran al hacer

$$|S - \lambda I| = 0.$$

Con los valores de λ podemos encontrar ahora los valores de T. Cada columna de T corresponderá a una componente principal. Así que λ_1 generará a PC₁.

La transformación lineal que sintetiza la máxima variabilidad corresponderá a la generada por el valor de λ_k que sea mayor [Pla, 1986]. Esta solución máxima se ha denominado λ_1 , por lo que:

$$\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p$$

Con las componentes principales se pueden realizar cocientes para una mejor identificación de minerales.

3.3 Transformaciones espaciales

Las transformaciones espaciales extraen o modifican la información espacial de las imágenes por medio de filtros que enfatizan o atenúan los datos de varias frecuencias espaciales [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997; Lillesand y Kieffer, 1999]. Los reales de más interés son los que están relacionados con el suavizamiento, la detección y realce de bordes y la detección de lineamientos.

La frecuencia espacial se define como el número de cambios en los valores de brillo por unidad de distancia para cualquier parte particular de una imagen [Jensen, 1996].

La frecuencia espacial alta se reconoce en las imágenes cuando hay mucha variación en los tonos, es decir, los niveles de grises en estas áreas cambian abruptamente sobre un número relativamente pequeño de píxeles. Por otra parte, en una imagen con frecuencia espacial baja los niveles de gris varían gradualmente sobre un número relativamente grande de píxeles [Lillesand y Kieffer, 1999].

Los filtros que se usan principalmente son de dos tipos: convolutivos y la transformada de Fourier. Los filtros convolutivos operan sólo con la información local de la imagen mientras que la transformada de Fourier separa matemáticamente una imagen en sus componentes de frecuencia espacial [Jensen, 1996; Schowengerdt, 1997]. En este caso sólo se hizo uso de los primeros.

La convolución entre una función $x(t)$ y una función $h(t)$ que produzca una función $y(t)$, se escribe:

$$y(t) = x(t) * h(t)$$

Y se define como:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau)h(t - \tau)d\tau$$

Donde h es la función de transferencia. Como la imagen tiene dos variables independientes correspondientes a los índices de la posición del píxel (i,j) , en consecuencia las funciones con las cuales se trabaja son de dos dimensiones [Richards y Jia, 1999]. Por lo que la convolución para el caso de dos variables independientes se define:

$$r(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \phi(u, v)r(x - u, y - v)dudv$$

Para realizar la convolución en las imágenes debe recordarse su naturaleza discreta por lo que la convolución discreta entre la imagen de entrada f y la función de respuesta de la

ventana w de tamaño M por N para el píxel de salida g_{ij} se denota como [Schowengerdt, 1997]:

$$g_{ij} = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} f_{mn} w_{i-m,j-n}$$

Un filtro convolutivo opera como una ventana o máscara, previamente definida, que al ser movida sobre una imagen les aplica una operación a los píxeles que quedan dentro de ella (Figura 3.7). Los productos resultantes de los DN de los píxeles cubiertos por la máscara y los valores de ella son tomados y sumados para obtener un nuevo DN que se colocará en la posición del centro de la ventana en una segunda imagen. Cuando esto se ha hecho para cada píxel de la imagen original el resultado es una imagen que realza o suaviza ciertos rasgos [Richards y Jia, 1999; Lillesand y Kieffer, 1999; Schowengerdt, 1997].

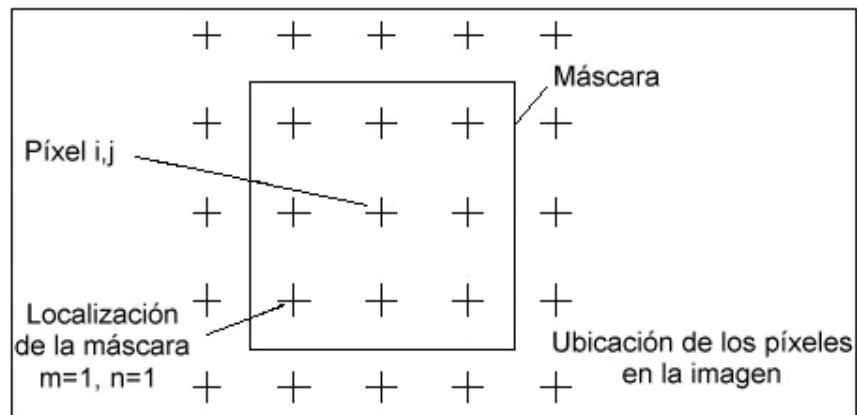


Figura 3.7. Máscara de 3x3 colocada sobre un grupo de nueve píxeles mostrando la ubicación relativa de éstos respecto a la máscara [Modificado de Richards y Jia, 1999].

Para aplicarle la convolución a una imagen primero debe establecerse un arreglo de coeficientes, a dichos arreglos se les conoce como operadores o kernels. Generalmente su tamaño es de un número impar de píxeles, por ejemplo 3x3, 5x5, etcétera [Lillesand y Kieffer, 1999; Jensen, 1996].

El kernel se mueve a través de la imagen original y se obtiene el DN del centro de la imagen de salida multiplicando cada coeficiente del kernel por su correspondiente DN de la imagen original y sumando todos los productos resultantes [Lillesand y Kieffer, 1999].

Por ejemplo, si tomamos una ventana de 3x3 píxeles, el DN del píxel del centro en la imagen filtrada tendrá el valor promedio de los 9 píxeles de la imagen original contenidos en la ventana (figura 3.8).

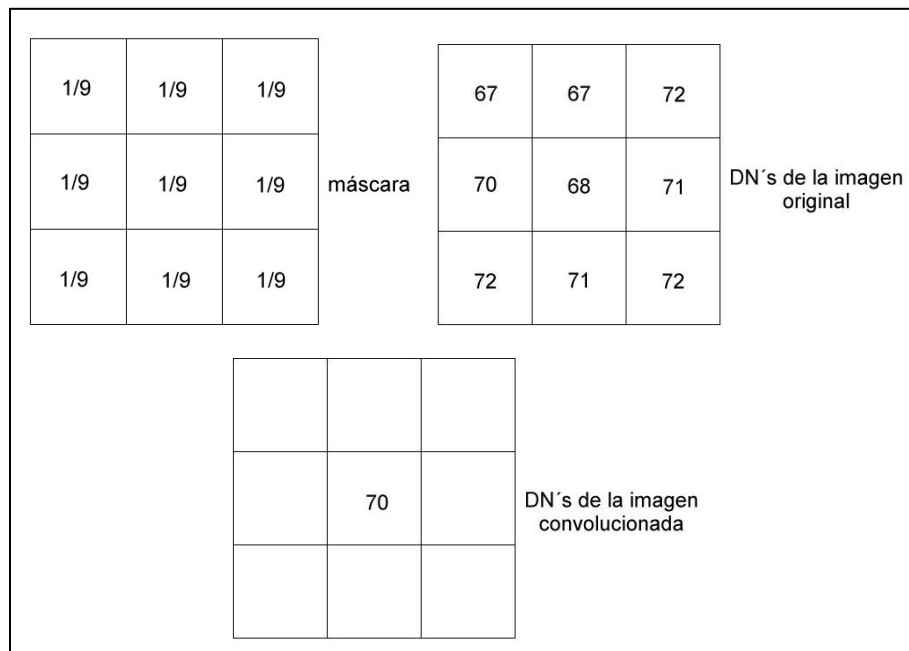


Figura 3.8. La máscara de 3x3 es aplicada a una imagen, el resultado se aplica al píxel del centro [Lillesand y Kieffer, 1999].

3.3.1. Filtro Pasa Bajas

En los valores de brillo de los píxeles se encuentra superpuesto ruido aleatorio generado, principalmente, al adquirir los datos de la imagen, al digitalizar la señal y al transmitirla. En la imagen el ruido se observará como una textura rugosa en regiones homogéneas, el cual puede ser removido por el proceso de filtrado pasa bajas. Desafortunadamente, al aplicar el filtro también se remueve un poco de información de la frecuencia alta de la imagen [Richards y Jia, 1999].

Los filtros pasa bajas son diseñados para enfatizar rasgos de frecuencia baja (información general) y atenuar los componentes de alta frecuencia (zonas detalladas) de una imagen. El filtro del ejemplo anterior es un ejemplo de filtro pasa bajas simple. Aplicar este tipo de filtros sirve para remover el ruido periódico registrado por el sistema. Mientras mayor sea el tamaño de la máscara mayor será el efecto de suavizamiento pero también mayor la pérdida de datos de alta frecuencia [Richards y Jia, 1999; Lillesand y Kieffer, 1999; Jensen, 1996]. Los filtros pasa bajas conservan su media local (la suma de sus pesos es uno) [Schowengerdt, 1997]

Un ejemplo de filtro pasa bajas muy común es el que se aplica mediante la media y su expresión es la siguiente:

$$lf_{mn} = \frac{1}{MN} \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N f_{mn}$$

Con esto se obtiene que el píxel resultante del centro es el promedio de los niveles de brillo de la vecindad definida por las dimensiones de la ventana [Richards y Jia, 1999].

3.3.2. Filtro Pasa Altas

Los filtros pasa altas enfatizan los componentes de alta frecuencia y atenúan la información de baja frecuencia. Se aplican para remover los componentes que varían lentamente y realzan las variaciones locales de alta frecuencia [Lillesand y Kieffer, 1999; Jensen, 1996].

El filtrado de alta frecuencia puede calcularse sustrayendo el valor en la imagen de baja frecuencia filtrada, del doble del píxel central original:

$$hf_{mn} = 2f_{mn} - lf_{mn}$$

3.3.3. Filtros Mediana y Moda

Este filtro es útil especialmente para remover el ruido por el cual los píxeles se pierden o corrompen. En lugar de calcular la media de los píxeles, este filtro ordena los píxeles del más bajo al más alto y selecciona el valor correspondiente a la mediana el cual será colocado en el centro de la máscara. Esta técnica tiene la ventaja de no mover las fronteras y tiene una mínima degradación de los bordes al hacer el suavizamiento [Richards y Jia, 1999; Jensen, 1996]. Así como puede un filtro seleccionar la mediana de los píxeles, también es posible hacer un filtro que seleccione la moda y este es un filtro moda.

3.3.4. Filtros Mínimo y Máximo

Estos filtros examinan los DN's de los píxeles que se encuentran dentro de la ventana y reemplazan el DN del píxel actual con el valor de DN mínimo o máximo encontrado. Se aplican para expandir o disminuir el tamaño de algún rasgo [Richards y Jia, 1999; Jensen, 1996].

Los kernels pueden tener el peso distribuido, cargado al centro o es posible hacer un arreglo de los coeficientes de acuerdo a un modelo estadístico particular como la distribución Gaussiana.

3.3.5. Filtros para el realce de borde

Los filtros para realce de borde buscan incrementar el detalle espacial de una imagen. Se busca que las imágenes con realce de borde conserven su contraste local y su información de baja frecuencia. La técnica consiste primero en detectar los bordes y luego, es posible, sumárselos otra vez a la imagen original para incrementar el contraste en la vecindad de un borde, o iluminarlos usando superposición saturada de los bordes [Richards y Jia, 1999; Lillesand y Kieffer, 1999].

Para el realce de borde es muy útil la técnica del cálculo de las derivadas espaciales, para esto se utiliza el operador Sobel el cual calcula el gradiente discreto en las direcciones horizontales y verticales en el píxel localizado en i,j [Richards y Jia, 1999]. Las componentes ortogonales del gradiente son:

$$\begin{aligned} \nabla_1 &= [f_{i-1,j+1} + 2f_{i-1,j} + f_{i-1,j-1}] - [f_{i+1,j+1} + 2f_{i+1,j} + f_{i+1,j-1}] \\ & \text{y} \\ \nabla_2 &= [f_{i-1,j+1} + 2f_{i,j+1} + f_{i+1,j+1}] - [f_{i-1,j-1} + 2f_{i,j-1} + f_{i+1,j-1}] \end{aligned}$$

El operador Sobel es equivalente a la aplicación simultánea de las máscaras [Richards y Jia, 1999]:

$$\nabla_1 = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix} \qquad \nabla_2 = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

El operador Laplaciano también puede ser aplicado para hacer el realce de bordes, hace una aproximación de la segunda derivada lo cual significa que es insensible a la dirección de las discontinuidades [Jensen, 1996].

El operador Laplaciano ilumina generalmente puntos, líneas y bordes de la imagen y suprime las regiones que varían suavemente [Jensen, 1996].

Una de las máscaras diseñadas con el operador Laplaciano es la diseñada por Bernstein, 1983:

$$L = \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 5 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix}$$

3.3.6. Filtros para el realce de borde lineal

La primera diferencia direccional es otra técnica que enfatiza los bordes en los datos de la imagen. Este algoritmo hace una aproximación de la primera derivada entre dos píxeles adyacentes respecto a una dirección dada. Es un procedimiento que sistemáticamente compara cada píxel de una imagen con uno de sus adyacentes inmediatos y despliega la diferencia en términos de los niveles de grises de una imagen de salida. La diferencia puede realizarse en las direcciones horizontal, vertical o diagonal como se ve en la figura 3.9 [Richards y Jia, 1999; Lillesand y Kieffer, 1999].

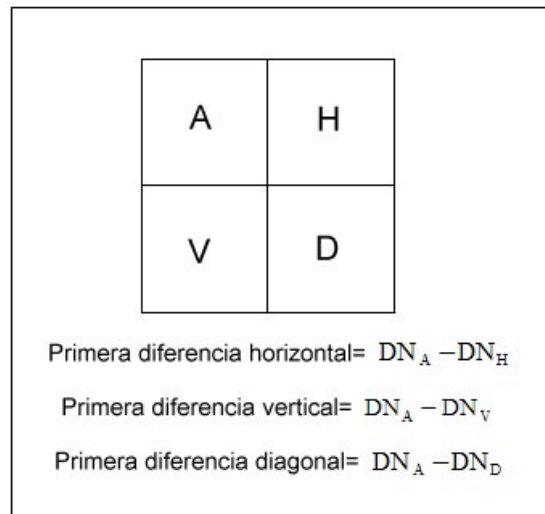


Figura 3.9. La diferencia se hace a partir de un píxel primario A en las direcciones de los píxeles H, V o D [Modificado del Lillesand y Kieffer, 1999]

Las imágenes con primera diferencia enfatizan aquellos bordes normales a la dirección de la diferenciación y atenúan aquellos paralelos a la dirección de diferenciación.

Algunas máscaras definidas con el algoritmo de la primera diferencia son [Pratt, 1991; Jain, 1989]:

$$N = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & -2 & 1 \\ -1 & -1 & -1 \end{bmatrix} \quad S = \begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ 1 & -2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \quad E = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 1 \\ -1 & -2 & 1 \\ -1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \quad W = \begin{bmatrix} 1 & 1 & -1 \\ 1 & -2 & -1 \\ 1 & 1 & -1 \end{bmatrix}$$

$$NE = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ -1 & -2 & 1 \\ -1 & -1 & 1 \end{bmatrix} \quad SE = \begin{bmatrix} -1 & -1 & 1 \\ -1 & -2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \quad NW = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & -2 & -1 \\ 1 & -1 & -1 \end{bmatrix} \quad SW = \begin{bmatrix} 1 & -1 & -1 \\ 1 & -2 & -1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix}$$

3.4 Modelo Digital del Terreno

3.4.1 Definición de Modelo Digital del Terreno

El modelo digital del terreno o también llamado modelo digital de elevación, (DEM por sus siglas en inglés) es una representación digital de la forma de la superficie de la tierra. Se representa como una malla o arreglo espacial regular de valores que cuentan con los datos de elevación topográfica observada en intervalos iguales de la superficie terrestre [Campbell, 2002; Schowengerdt, 1997].

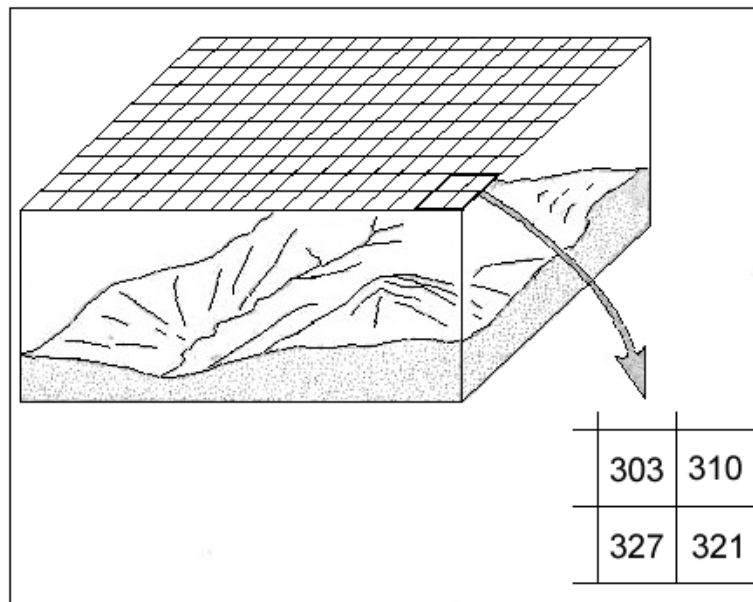


Figura 3.10. Modelo Digital del Terreno (Campbell, 2002)

El DEM puede obtenerse a partir de mapas de contornos digitalizados, editados y etiquetados con valores de elevación; o a partir de métodos de fotogrametría como altimetría con radar o con láser [Campbell, 2002].

Los DEMs se organizan en estructuras de datos raster, lo cual permite la compatibilidad con los datos de Percepción Remota. Cada píxel del DEM representa un valor de elevación más que un valor de brillo, de esta forma se pueden manipular, analizar y desplegar los DEMs de la misma forma. [Campbell, 2002; Sabins, 2000].

3.4.2 Técnica de sombreado de colinas

Con el procesamiento de los valores de elevación podemos obtener información adicional como el aspecto de la superficie, las pendientes y su orientación. En este caso se aplicó el algoritmo de sombreado de colinas o *hillshading* para encontrar las estructuras geológicas.

El método “*hillshading*” es también conocido como relieve sombreado (shaded relief), sombreado de relieve (relief shading) o simplemente sombreado (shading). Es un método que imita la forma en que se ven los rasgos combinando elementos como el color, la claridad, la textura y la perspectiva. El método da como resultado una imagen con diferencias de brillo que resulta de la luz incidente que está siendo reflejada, el mapa se sombrea cuando se dirige una fuente de luz de una posición a otra del mapa, las pendientes que le dan la cara a la fuente reciben y reflejan más luz que las que están opuestas a ella [Monmonier, 1982; Robinson et al. 1995].

Consiste en hacer primero el cálculo del ángulo de la pendiente debido a que el gradiente tiene influencia en la intensidad de la iluminación en la superficie tridimensional (figura 3.11) [Monmonier, 1982].

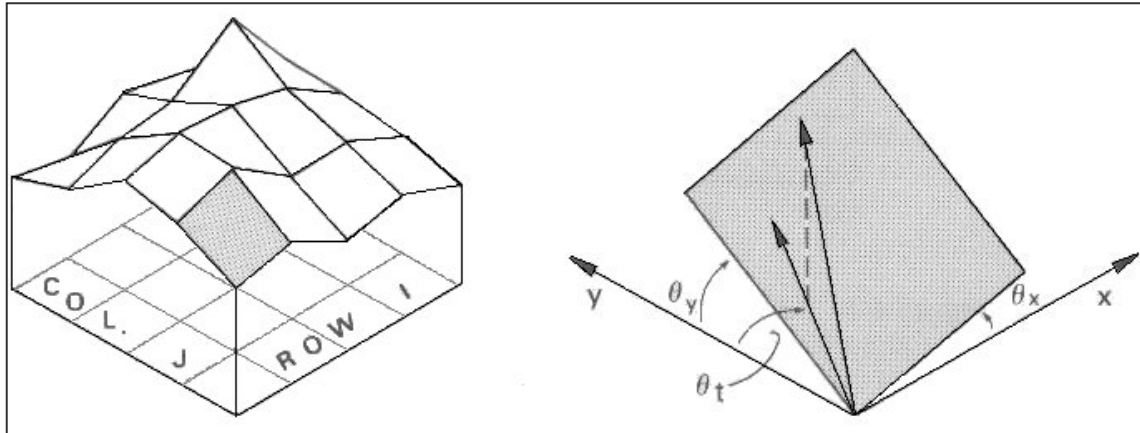


Figura 3.11 Representación gráfica de una pendiente en el modelo digital del terreno (Monmonier, 1982).

La oscuridad del sombreado es inversamente proporcional a la cantidad de luz L que da en el plano inclinado sobre una franja de la superficie con un ancho unitario orientado en la dirección de la fuente de luz (figura 3.12).

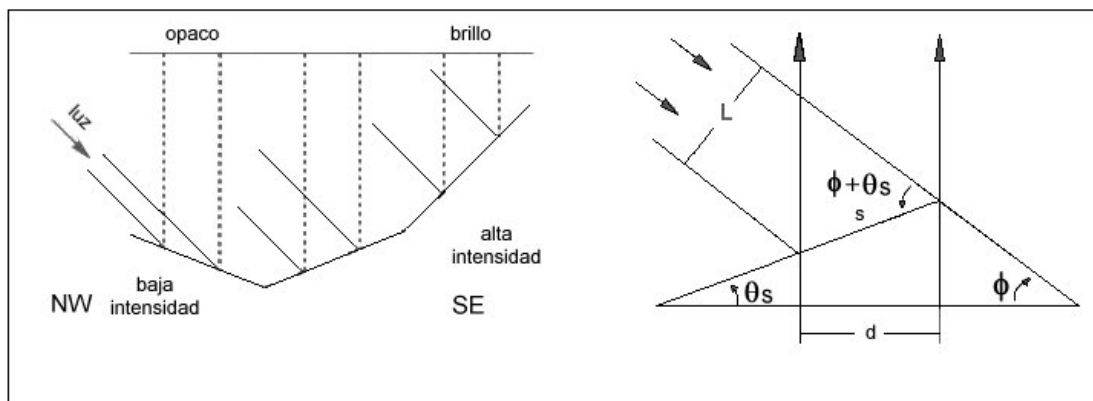


Figura 3.12 La cantidad de luz L sobre un plano horizontal está relacionado con el ángulo de la pendiente del terreno θ y el de elevación de la fuente de luz ϕ . (Tomado de Monmonier, 1982)

La longitud s correspondiente a la superficie sobre la franja horizontal de longitud d está relacionada con el ángulo de inclinación θ_s de la superficie en la dirección que le da la cara a la fuente de luz por:

$$s = \frac{d}{\cos \theta_s}$$

La cantidad de luz iluminando esta extensión del plano inclinado se calcula a partir de:

$$L = s(\text{sen}(\phi + \theta_s))$$

Donde ϕ es el ángulo de elevación de la fuente de luz sobre el horizonte. La pendiente direccional θ_s es una función simple del gradiente $\nabla(X, Y)$ y el ángulo más pequeño α entre los vectores direccionales del plano horizontal apuntando hacia la fuente de luz y en la dirección descendente. El ángulo de inclinación θ_s se obtiene con la tangente inversa de la expresión

$$\tan \theta_s = \nabla(X, Y) \cos \alpha$$

Los algoritmos que se aplican dan como resultado para cada píxel de la imagen sombreada un valor de gris calculado de su correspondiente DEM.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Resultados

4.1.1 Transformaciones espectrales

El objetivo de la primera parte del procesamiento de imágenes, que es la parte fundamental de este trabajo, es mapear zonas con alteración hidrotermal a partir del realce de los minerales óxidos e hidroxilos los cuales resultan de ésta. Para lograrlo se aplicaron las técnicas de Cociente de bandas, Diferencia de Bandas y Análisis de Componentes Principales.

4.1.1.1 Composición en falso Color

Antes de aplicar las técnicas de realce espectral, se realizó una composición en falso color para el realce de la vegetación. Las bandas 4, 3 y 2 fueron desplegadas en el rojo, verde y azul, respectivamente. La composición se hizo aplicando un ajuste lineal con saturación de 0.1%. La banda 4, correspondiente al infrarrojo cercano, es la que tiene la información de alta reflectancia de la vegetación, se despliega en el rojo para que resalte dicha información.

Esta forma preliminar de realce permite hacer una evaluación de la presencia que la vegetación tiene en el área de estudio y cuánto afecta su reflectancia al momento de aplicar otras técnicas de realce.

En la imagen producida (figura 4.1) se observa que hay vegetación presente aunque no en abundancia y la mayor parte se concentra hacia el centro y la costa oeste del continente. La costa que da al Canal Las Ballenas se encuentra prácticamente sin vegetación por lo que la influencia que tenga en los resultados de las técnicas aplicadas será casi nulo.

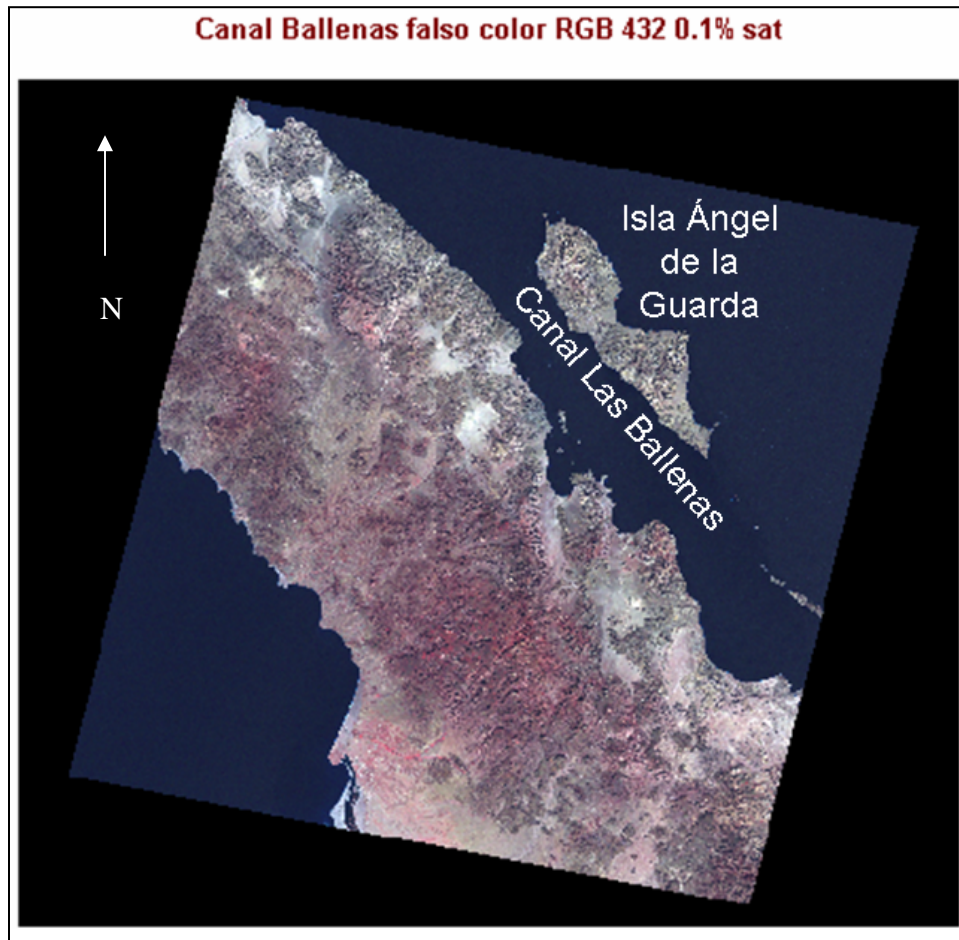


Figura 4.1 Composición en falso color para el realce de la vegetación.

4.1.1.2 Cociente de bandas

Para esta técnica se aplicaron los siguientes cocientes: Banda5/Banda7 , Banda3/Banda1 y Banda4/Banda3 . En el primero se aprovecha la alta reflectancia que tienen los hidroxilos en una porción del infrarrojo medio y su baja reflectancia en otra porción del mismo, al hacer el cociente de los valores altos entre los valores bajos el resultado de la reflectancia de los hidroxilos será mayor. El segundo cociente realza los valores de reflectancia de los óxidos utilizando su alta reflectancia en el rojo y su baja reflectancia en el azul. Finalmente el tercer cociente hace un realce de la vegetación con los valores altos adquiridos en el infrarrojo cercano y los valores bajos en el rojo.

Después de hacer los cocientes se hizo una composición en falso color con 0.1% de saturación colocando el cociente 5/7 en el azul, 3/1 en el verde y 4/3 en el rojo, la imagen resultante se muestra en la figura 4.2.

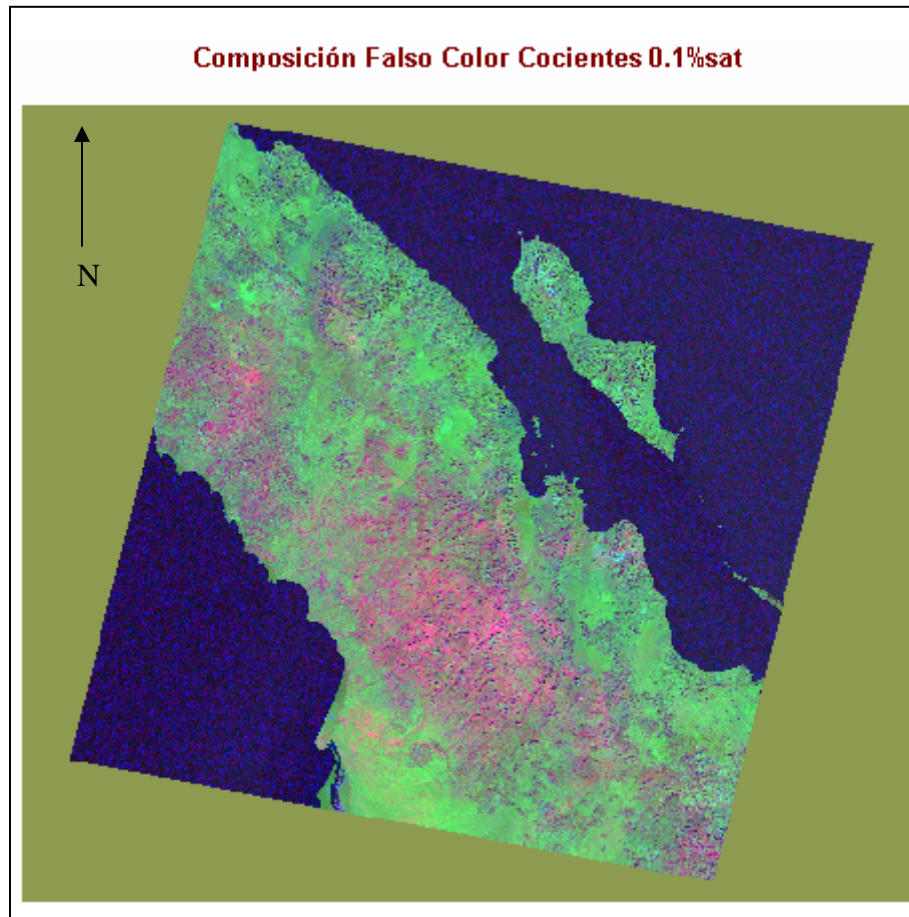


Figura 4.2. Composición en falso color de los cocientes RGB banda4/banda3, banda3/banda1 y banda5/banda7.

En la imagen, dada la mezcla y la magnitud de los colores, la vegetación no se muestra en rojo sino en un tono rosa. La zona de vegetación más grande y con un tono más fuerte se encuentra al centro, le sigue otra más pequeña en la costa noroeste y finalmente al sureste se observa una región más. El resto de las áreas con vegetación sólo son manchas pequeñas de las cuales hay dos que se encuentran en la costa este al sur del Canal Las

Ballenas, una de ellas corresponde a la Sierra Las Ánimas. Por otra parte, la Isla Ángel de la Guarda prácticamente no muestra vegetación.

El verde correspondiente a los óxidos se tiene en todo lo que corresponde a la península y también en la Isla Ángel de la Guarda, el tono de verde es uniforme por lo que no es posible marcar zonas con mayor probabilidad de encontrar alteración hidrotermal.

En lo que respecta a los hidroxilos se tienen sólo algunos puntos de color azul dispersos, pero no se observan zonas bien diferenciadas que nos permitan asociarlas con puntos geotérmicos.

Aunque no se hayan definido zonas con alto potencial geotérmico la técnica fue útil para evaluar la presencia de óxidos e hidroxilos, la cual como hemos visto es abundante.

4.1.1.3 Diferencia de Bandas

En esta técnica se usaron las mismas bandas que para la técnica anterior pero aplicando ahora la operación de la resta o diferencia de bandas. Las diferencias realizadas fueron Banda5 - Banda7, Banda3 - Banda1 y Banda4 - Banda3 para aprovechar las características de la reflectancia de los materiales que fueron explicadas anteriormente.

Una vez más se aplicó la técnica de composición en falso color con 0.1% de saturación, asignando el rojo para la diferencia de las bandas 4-3, el verde para la 3-1 y el azul 5-7. La composición obtenida se observa en la figura 4.3.

Con las diferencias de bandas sí se obtuvo una mejor identificación para la vegetación y se observa en la imagen mayor abundancia de ésta que en la anterior. Se tienen cuatro zonas grandes con alta densidad de vegetación dos se encuentran al noroeste, una en el centro y la otra al sureste. La zona del centro es la más grande y muestra una textura más homogénea por lo que indica una mayor densidad de vegetación.

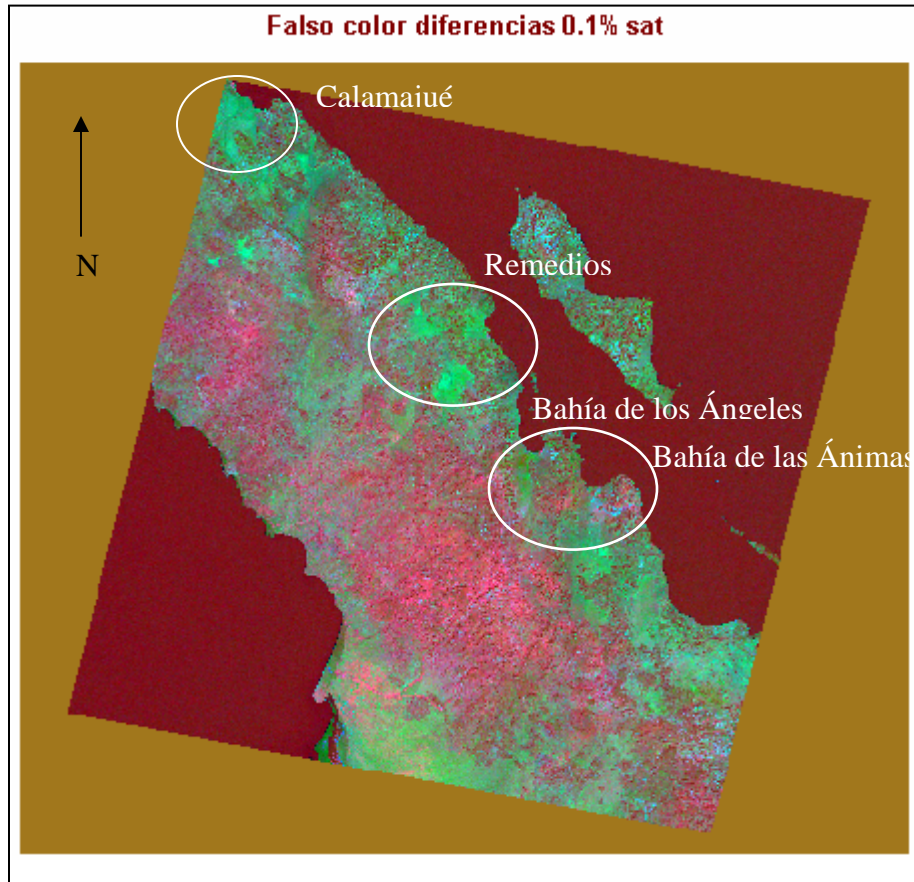


Figura 4.3. Diferencia de bandas en falso color RGB banda4-banda3, banda3-banda1 y banda5-banda7

Por otra parte, en la costa junto al Canal Las Ballenas se muestran sólo pequeñas regiones vegetativas en lo que corresponde a sierras, la textura que se observa es poco homogénea lo cual implica menor densidad de vegetación. En la Bahía de Los Ángeles, son la Sierra La Libertad y Las Ánimas, específicamente, las que presentan el tono rojo. En la Isla Ángel de la Guarda también se nota la presencia de la vegetación en algunos puntos pero no es tan abundante.

Los óxidos, mostrados en color verde se tienen en toda la península y en la isla, muchos se encuentran en combinación con otros materiales lo cual se nota por los diferentes tonos de verde que se observan en la imagen. En la costa Este se encuentran varias zonas muy verdes de las cuales, tres llaman la atención por la brillantez y porque están junto a

algunos puntos azules que representan a los hidroxilos. Dos se encuentran en el Canal Las Ballenas y otra al norte, junto a Calamajué.

En la costa oeste hay sólo una zona importante de óxidos pero el tono bajo del verde muestra menor abundancia.

La isla, por su parte, cuenta con la presencia de óxidos en toda ella. Sin embargo, no hay una zona en la que se note un realce mayor sólo se ven algunos puntos con más brillantez, por lo que no hay una región especial de óxidos.

Los hidroxilos, vistos en color azul, se observan en la península siendo posible diferenciar algunas zonas al noroeste y al sureste de ésta, también se pueden observar algunos puntos en la Bahía de los Ángeles y Bahía de las Ánimas.

Aunque se notan poco en la península, en la isla parecen ser más abundantes ya que en la parte norte se presenta una amplia zona con tono azul y en la parte sur, en la costa oeste, también hay una zona que muestra el mismo color.

4.1.1.4 Análisis de Componentes Principales

Estadística Univariada y Multivariada de las bandas espectrales

La tabla 4.1 muestra los datos de media, desviación estándar, el mínimo y máximo de los valores de brillantez de cada banda. Los datos revelan que todas las bandas utilizan prácticamente todo el rango de despliegue, por lo que se encuentran bien distribuidos.

Tabla 4.1. Estadística univariada de las bandas						
	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
Media	42.4244	32.9821	34.5850	29.1098	29.1098	29.2250
D.S.	32.0175	29.1140	36.5449	32.8207	32.8207	36.2264
Mínimo	0	0	0	0	0	0
Máximo	255	246	255	247	255	255

En la tabla 4.2 vemos los valores de varianza y covarianza de los datos, la varianza más pequeña corresponde a la banda 2 mientras que la más grande corresponde a la banda 5. La mayor covarianza la tienen la banda 5 y la banda 7, por otro lado la mínima corresponde a la de la banda 2 y la banda 4.

Tabla 4.2. Matriz de varianza-covarianza						
	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
Banda 1	1330.19	1132.25	1284.84	1096.65	1335.42	1142.88
Banda 2	1132.25	1036.50	1238.60	1078.41	1343.96	1146.91
Banda 3	1284.84	1238.60	1542.20	1354.00	1713.93	1460.25
Banda 4	1096.65	1078.41	1354.00	1226.35	1552.92	1314.52
Banda 5	1335.42	1343.96	1713.93	1552.92	2023.85	1715.08
Banda 7	1142.88	1146.91	1460.25	1314.52	1715.08	1462.60

La matriz de correlación se muestra en la tabla 4.3. En ella los valores, todos muy cercanos a 1, muestran la alta correlación que existe. Las bandas más altamente correlacionadas son la 5 y la 7 y las menos correlacionadas son la 1 y la 5. La diferencia entre la mayor y la menor correlación es muy pequeña, (0.182953) por lo que en general todas las bandas tienen información redundante.

Tabla 4.3. Matriz de correlación.

	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
Banda 1	1	0.964273	0.897060	0.858623	0.813899	0.819369
Banda 2	0.964273	1	0.979665	0.956517	0.927928	0.931504
Banda 3	0.897060	0.979665	1	0.984559	0.970138	0.972287
Banda 4	0.858623	0.956517	0.984559	1	0.985716	0.981515
Banda 5	0.813899	0.927928	0.970138	0.985716	1	0.996852
Banda 7	0.819369	0.931504	0.972287	0.981515	0.996852	1

Transformación de Componentes Principales

Podemos ver en la tabla 4.4 las componentes generadas a partir de la matriz de covarianza, los valores característicos obtenidos y la varianza correspondiente a cada componente.

La componente 1 tiene una contribución positiva de todas las bandas con un mayor valor de la banda 4. Contiene además el 94.83% de la varianza por lo que no revela rasgos espectrales significativos sino únicamente información de la topografía y el albedo. La componente 2 tiene el 4.54% de varianza y la mayor contribución la hace la banda 5.

La mayor diferencia entre el máximo valor de la banda 4 (reflectancia alta de la vegetación) y el mínimo valor de la banda 3 (baja reflectancia de la vegetación), se encuentra en la componente 4. En la componente 5 se tiene la mayor diferencia entre la banda 5 (alta reflectancia de hidroxilos) y la banda 7 (baja reflectancia de hidroxilos). Finalmente, es en la componente 3 en donde se observa la mayor diferencia entre la banda 3 (alta reflectancia óxidos) y la banda 1 (baja reflectancia óxidos).

Tabla 4.4. Componentes Principales						
	C1	C2	C3	C4	C5	C6
% varianza	94.83	4.54	0.27	0.2	0.13	0.03
Valor característico	8176.02	391.29	23.12	17.31	11.29	2.67
banda1	0.914657	-0.428747	0.036811	0.02401	0.011012	-0.01433
banda2	0.957537	-0.179865	-0.015786	-0.028847	-0.005654	0.04346
banda3	0.991242	0.002720	-0.054495	-0.067777	-0.017922	-0.01681
banda4	1.003420	0.083755	-0.071523	0.083725	-0.023316	0
banda5	0.981772	0.176997	0.071011	0	-0.029689	0
banda7	0.982561	0.167873	0.000767	0	0.074660	0

Los valores numéricos de las componentes son valores de brillantez, al ser vistos en una imagen, los positivos son brillantes y los negativos son oscuros. Como buscamos hacer un realce de la brillantez, después de encontrar las diferencias en las bandas, debemos revisar que las bandas 3, 4 y 5 tengan valores positivos.

Como se observa la componente 4 tiene el valor positivo en la banda 4 y el negativo en la banda 3, tal como se necesita. Sin embargo, la componente 3 tiene el positivo en la banda 1 y el negativo en la 3; de igual forma en la componente 5 el valor positivo corresponde a la banda 7 y el negativo a la banda 5. Entonces, para estos dos últimos casos se obtuvieron las imágenes inversas y así los valores positivos se encuentran en la banda que queremos.

Para observar los resultados se realizó una composición en falso color de los componentes 4, 5 inversa y 3 inversa en RGB.

La imagen obtenida con componentes principales con 0.1 % de saturación se encuentra en la figura 4.4.

Esta imagen presenta una zona de vegetación continua la cual se extiende a lo largo de la costa oeste de la península desde el noroeste hasta el sureste. El color rojo que representa a la vegetación tiene tonos muy variados siendo el más fuerte el que se encuentra en el noroeste de la imagen. La zona centro también tiene vegetación pero parece estar en presencia de otros materiales ya que el color tiende a ser rojo pálido. La isla parece no tener vegetación alguna.

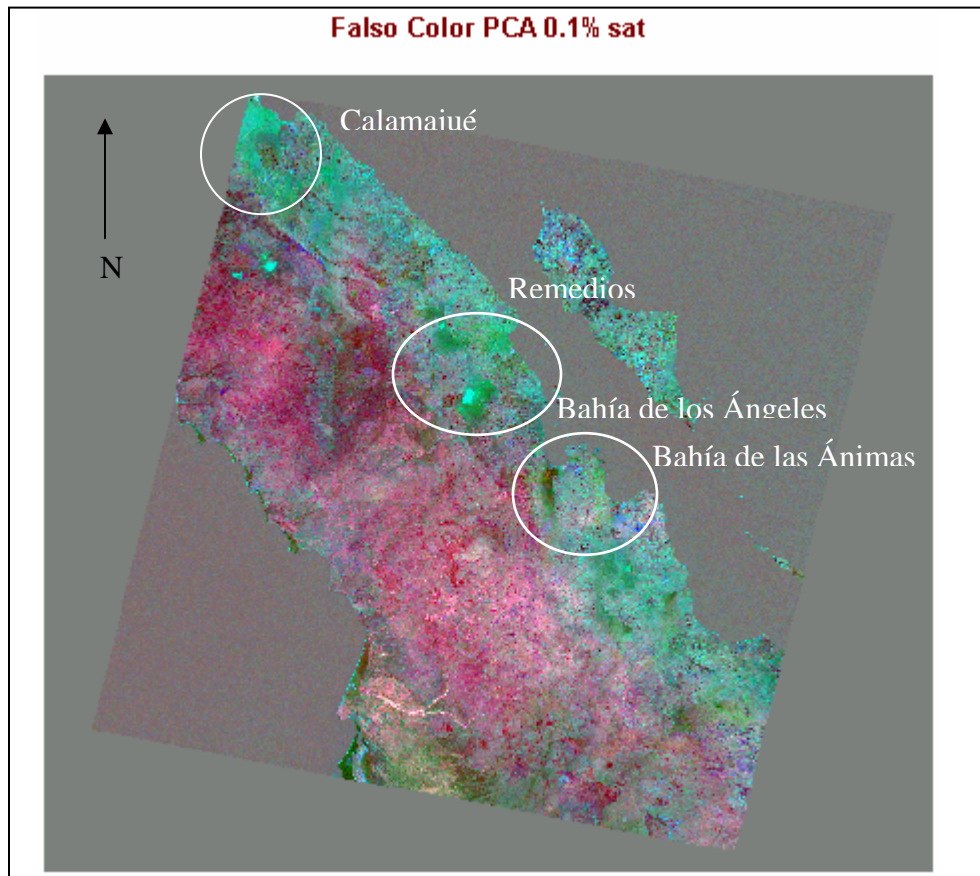


Figura 4.4. Composición de las componentes principales RGB 453.

Toda la costa Este tiene óxidos dado que toda ella se observa con distintos tonos de verde. Llama la atención una vez más la zona más brillante junto al Canal Las Ballenas y una zona un poco más oscura en Bahía de los Ángeles, además de la cercana a Calamajué. En la costa sureste de la península se tienen también óxidos pero el tono

indica que en menor abundancia y con otros materiales. Los óxidos también están presentes en la isla pero no hay una zona específica con mayor abundancia.

Por otra parte los hidroxilos se observan en zonas pequeñas aisladas, una de ellas se encuentra al NW de la península, otras en la Bahía de los Ángeles y Bahía de las Ánimas y algunos puntos en el sureste de la península. En la isla se tiene una zona grande en el norte y varios puntos aislados en el sur.

4.1.2 Transformaciones espaciales

El objetivo de aplicar los filtros espaciales es mapear estructuras geológicas las cuales generalmente se presentan como bordes o segmentos de líneas que forman lineamientos.

El filtrado se realizó con máscaras de 3x3 y se le aplicó a la componente principal 1, la cual, como hemos visto, tiene la mayor cantidad de información en lo que se refiere a la topografía. Los filtros aplicados con mejor resultado y las estructuras mapeadas se observan en las figuras 4.5 a 4.9.

Los primeros filtros aplicados fueron pasa-bajas para eliminar el ruido y para tener una primera idea de la zona. La imagen de la figura 5 fue filtrada por medio de la media y se eligió entre varias debido que muestra más de detalles que las otras, además de tener una muy buena calidad visual.

En la imagen se identifican principalmente cuatro direcciones de lineamientos. La primera es NW-SE y coincide con la orientación de la Isla Ángel de la Guarda; la segunda es perpendicular a la primera, es decir es NE-SW; la tercera tiene una orientación N-S y la cuarta E-W; las dos últimas coinciden con la orientación de los límites este y norte de la parte inferior de la isla.

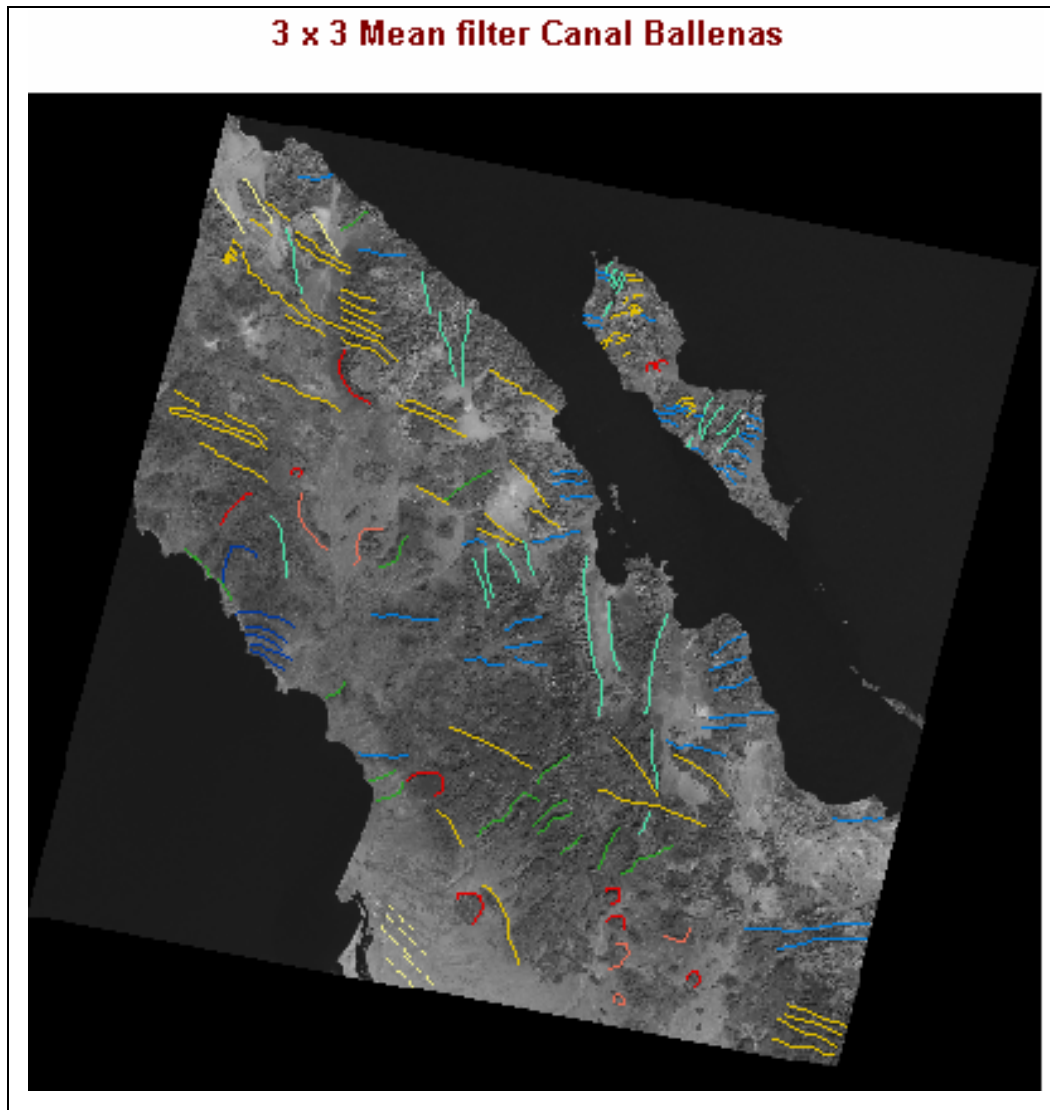


Figura 4. 5. Imagen filtrada por medio de la media.

Puede observarse también la presencia de varias estructuras circulares de distintos tamaños en varias partes de la península asociadas probablemente a calderas antiguas. Se marcan algunos lineamientos curvilíneos en la costa oeste que coinciden con el patrón que lleva el borde de la costa.

En la isla se observan los mismos patrones de orientación de los lineamientos y también algunas estructuras curvilíneas al centro.

En la figura 4.6 se muestra la imagen que resultó de aplicar el filtro de Sobel para el realce de bordes.

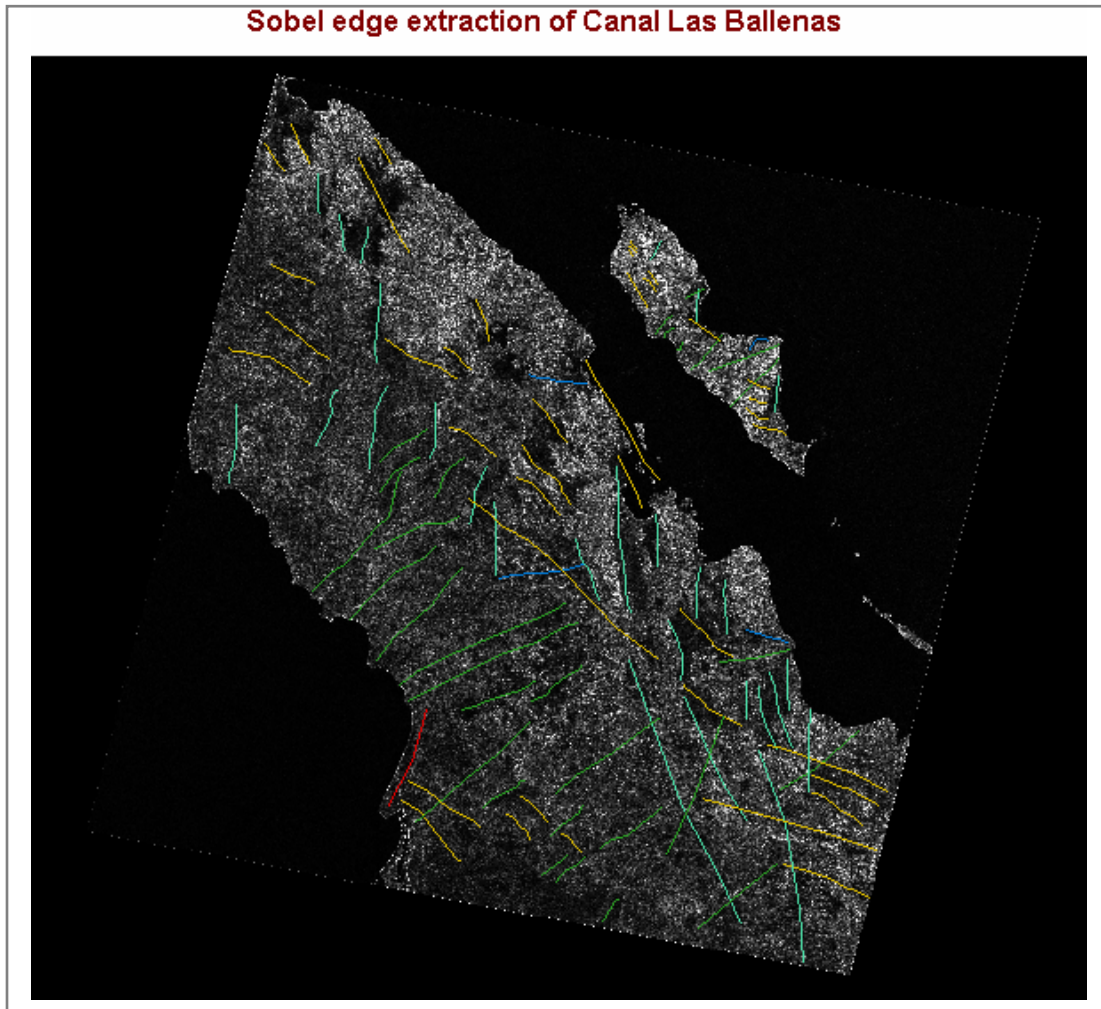


Figura 4.6. Imagen extraída por medio del operador Sobel.

Como se puede observar, el filtro Sobel devuelve una imagen que no muestra una buena calidad visual en cuanto a rasgos morfológicos se refiere, sin embargo, delimita muy bien las estructuras. Los bordes se notan en los cambios drásticos de color y de textura. Las zonas oscuras y brillantes son las que marcan las estructuras, algunas de éstas forman líneas bien orientadas, otras forman áreas grandes cuya orientación también está definida como en la zona de Bahía de los Ángeles y al norte de la península. Por otro lado se tienen otras zonas de áreas grandes con forma irregular las cuales no marcan lineamientos sino un cambio completo en la topografía en toda una región.

La zona Este de la península es la que tiene las regiones oscuras con áreas grandes, no así en el oeste donde todo son estructuras lineales. En la isla se aprecia sólo un área oscura grande al centro sobre la coste Este, el resto son lineamientos.

Los patrones de orientación son los mismos que se describieron en la imagen pasada pero se notan mejor algunas estructuras al NW y al SE de la imagen principalmente. La zona con líneas punteadas en la imagen filtrada con la media también presenta bordes en ésta.

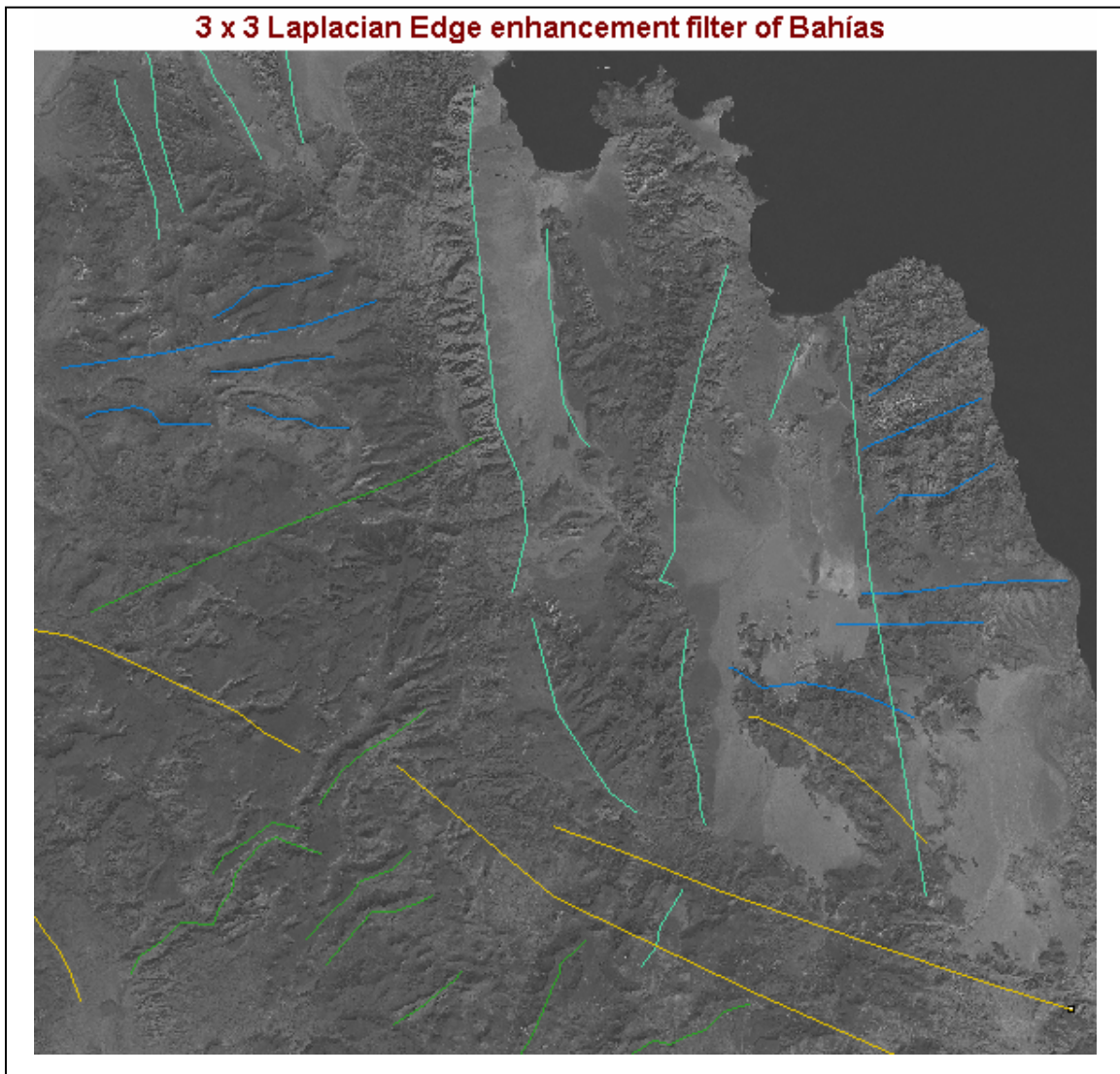


Figura 4.7. Bahías de los Ángeles, Las Ánimas y San Rafael vistas con la imagen filtrada por el operador Laplaciano.

La imagen generada con el filtro laplaciano tiene una buena calidad visual, además de que también hace un realce de bordes y se aprecia bien la topografía, a diferencia de la obtenida con el filtro de Sobel. La figura 4.7 pertenece a la zona de las bahías mientras que en la figura 4.8 se hace un acercamiento a la Isla Ángel de la Guarda y una parte de la península que se encuentra en frente. Se identifican, en ellas, las mismas orientaciones de los lineamientos.

En la figura 4.7 se distinguen las sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas, su textura difiere de lo que se reconoce como los valles Las Flores, Las Tinajas y otros que se encuentran en las Bahías Las Ánimas y San Rafael.

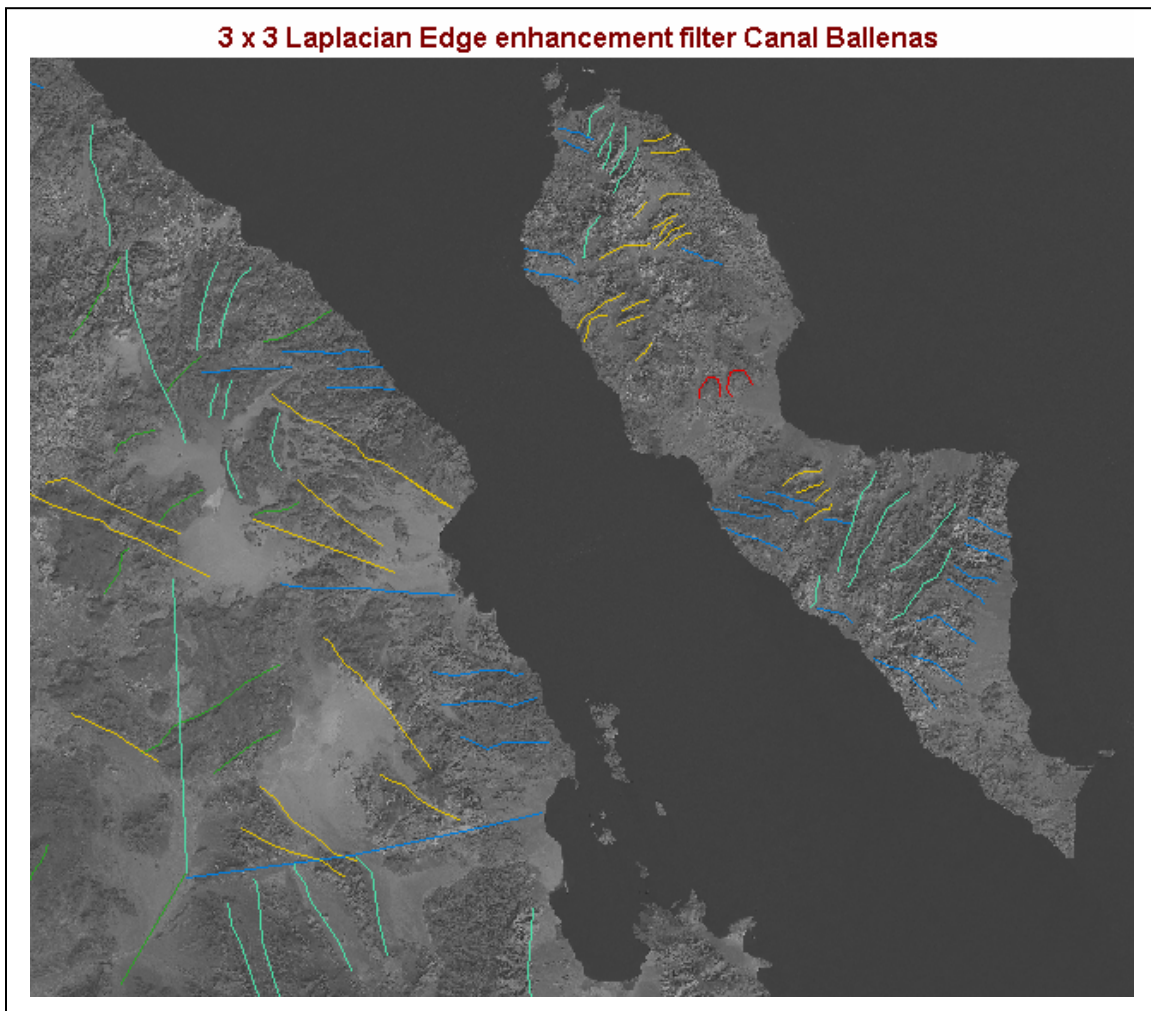


Figura 4.8. Vista de la Isla Ángel de la Guarda con la aplicación del filtro Laplace.

En la figura 4.8, en la parte de la península que se encuentra frente a la isla se pueden diferenciar por la textura tres valles pequeños. Por su parte la isla muestra valles sólo en la costa este, toda la costa oeste se observa con rugosidad lo que implica ser más escarpada.

Se repiten una vez más las orientaciones principales ya identificadas en la península y se observan algunas otras en la isla que coinciden con sus límites.

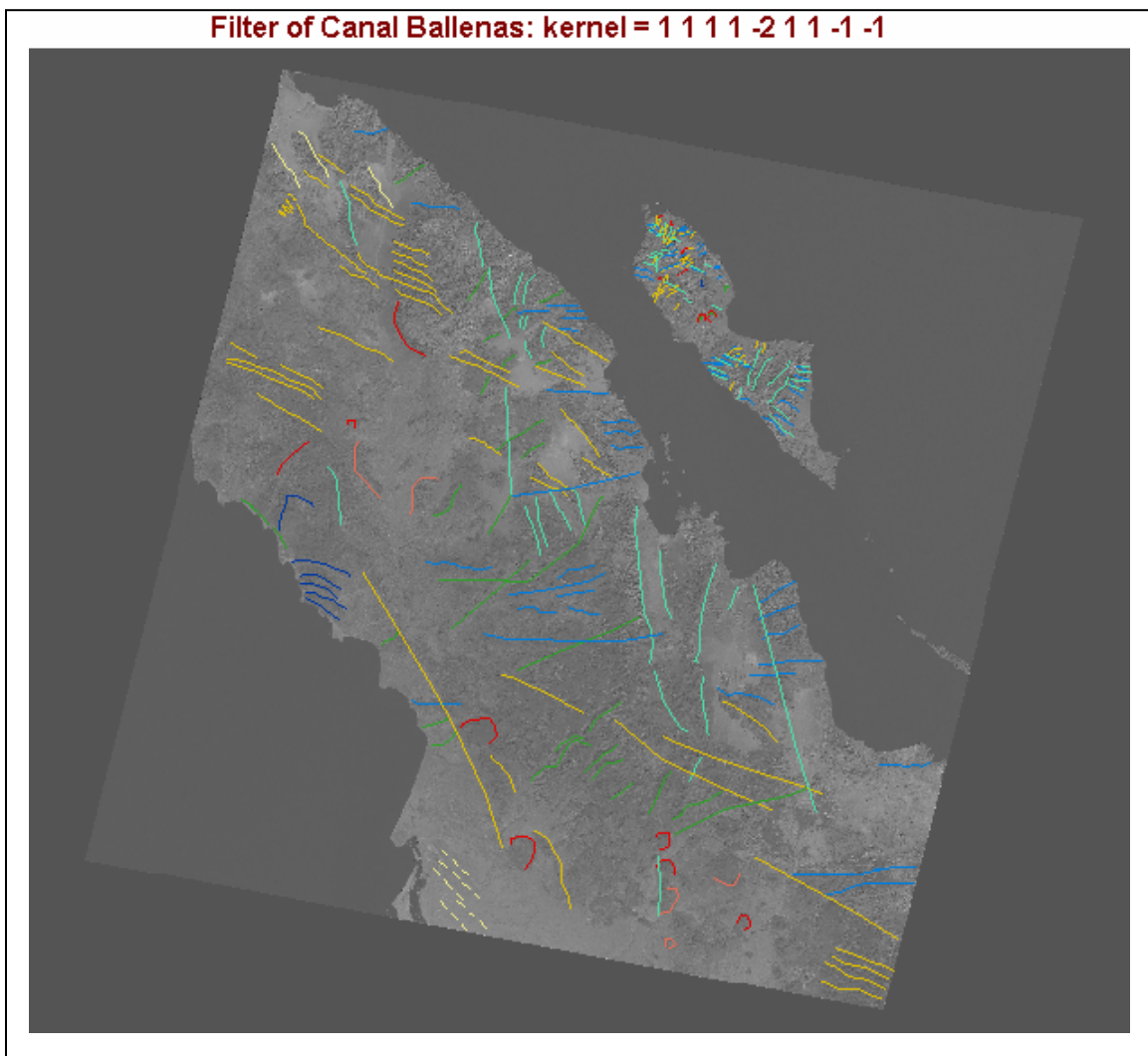


Figura 4.9. Filtrado direccional NW

Se realizó también el filtrado de bordes direccional. En la figura 4.9 se muestra la imagen que se obtuvo con el filtro NW. Se eligió presentar ésta porque fue la que aportó información en la dirección en la que era difícil identificar estructuras. Este filtro hace un realce de los bordes con dirección NE-SW lo cual se puede apreciar en la zona de la vegetación. En general, como se puede observar, el filtro permite la identificación de los mismos lineamientos.

4.1.3 Sombreado de colinas

Al aplicarle la técnica del sombreado de colinas al modelo digital del terreno con diferentes ángulos de azimut y elevación, las estructuras de orientación N-S y E-W siempre estuvieron presentes mientras que las de orientación NE-SW y NW-SE se observaban dependiendo de los ángulos elegidos.

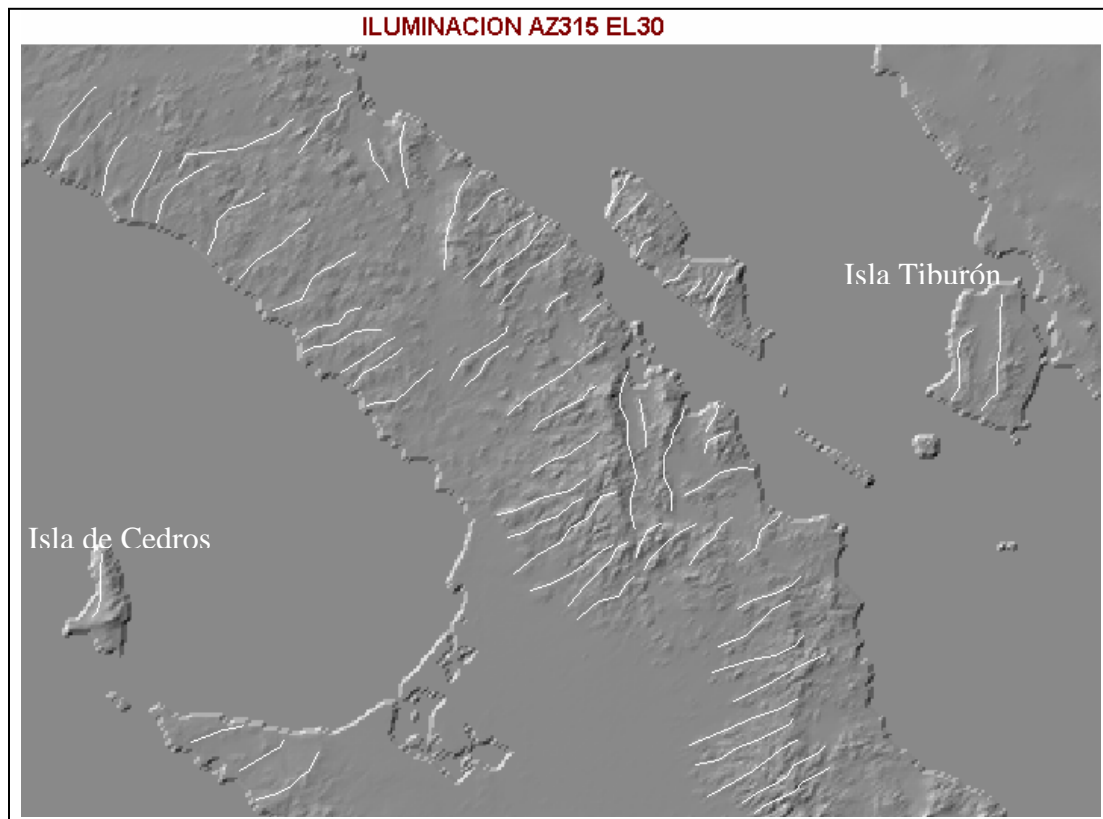


Figura 4.10. Imagen obtenida con la aplicación del sombreado de colinas para un azimut de 315° y elevación de 30°.

En la figura 4.10 se muestra la imagen obtenida simulando una elevación del sol de 30° y un azimut de 315° . La mayor parte de las estructuras mapeadas están en dirección NE-SW, con excepción de los lineamientos que se encuentran en las Bahías de los Ángeles y Las Ánimas así como al norte de la península, los cuales, tienen una orientación N-S. Debido a que en el modelo son apreciables la Isla de Cedros en el Océano Pacífico y la Isla Tiburón en el Golfo de California, se mapearon los lineamientos y se encontró que su orientación coincide con las estructuras de las bahías. La primera isla pertenece a Baja California pero la segunda forma parte del estado de Sonora. Las estructuras orientadas N-S también fueron identificadas en las imágenes filtradas al igual que las localizadas en el centro de la península y que corresponden al área grande de vegetación.

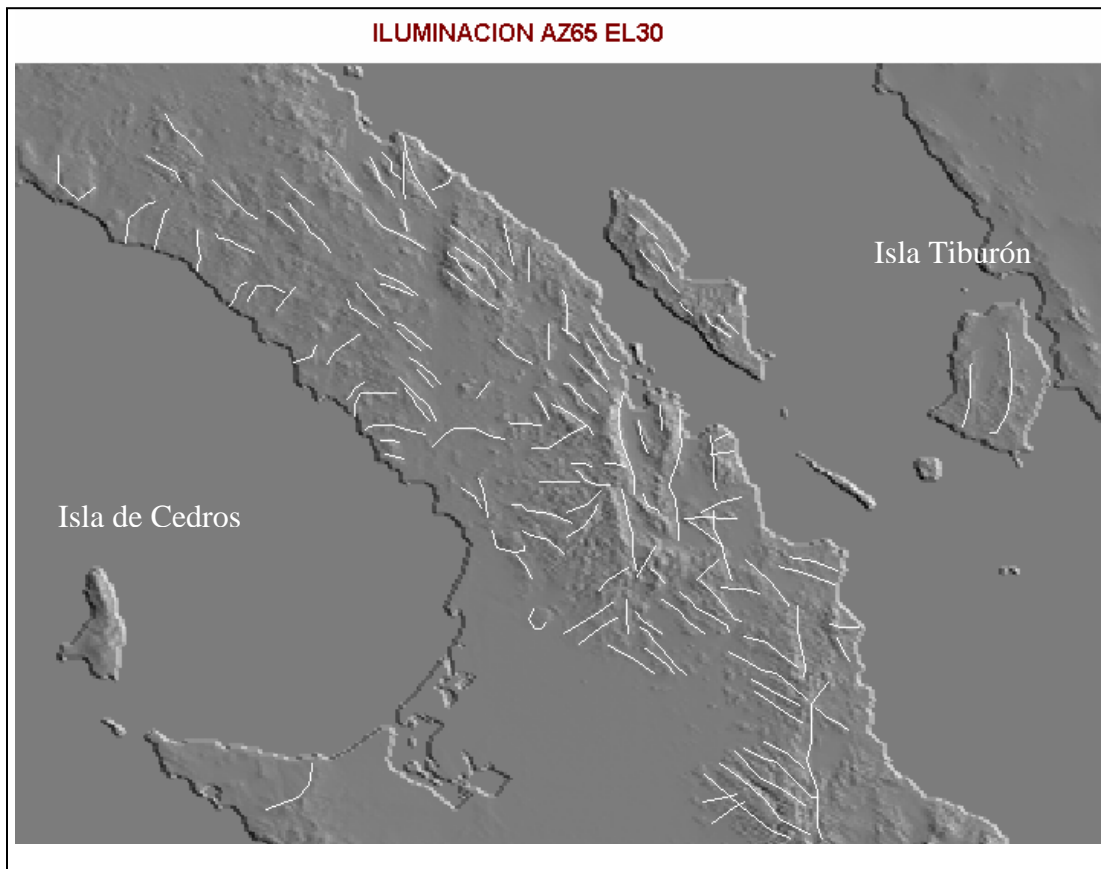


Figura 4.11 Sombreado aplicado con 65° de azimut y 30° de elevación.

La figura 4.11 se obtuvo con un azimut de 65° y 30° de elevación. Este sombreado permite apreciar las estructuras orientadas NW-SE, las cuales son paralelas a la isla San

Lorenzo y Ángel de la Guarda. Se identifican una vez más los lineamientos con dirección N-S en las bahías, en la Isla de Cedros y la Isla Tiburón. Con esta misma orientación se distingue una estructura más, la cual se localiza en la parte inferior derecha de la imagen y que coincide con el límite Este de esa parte de la península. En la zona de Calamajué se observa una vez más la orientación NW-SE de las estructuras.

En la costa Oeste se aprecian estructuras curvilíneas también observadas en las imágenes filtradas. Algunas estructuras circulares fueron mapeadas en el modelo digital y coinciden con las que se observan con los filtros.

4.2 Discusión

Los lineamientos identificados con los filtros se colocaron en las imágenes de falso color obtenidas de las diferencias de bandas y del análisis de componentes principales, éstas se aprecian en las figuras 4.12 y 4.13, respectivamente. El objetivo de relacionar las regiones de alteración hidrotermal con las estructuras geológicas es poder evaluar el potencial geotérmico en cada una de ellas.

En la primera imagen, las tres áreas identificadas con alteración hidrotermal coinciden con la presencia de estructuras geológicas. En Bahía de los Ángeles las estructuras están orientadas N-S; en la región cercana a Calamajué los lineamientos tienen dirección NW-SE; mientras que la zona de alteración de Remedios las estructuras no muestran una orientación preferencial.

También se observan lineamientos de tipo drenaje y estructuras geológicas en la vegetación, la densidad de éstos es mayor en las zonas del centro de la península que en el norte, la primera es más grande y más marcada.

Por otra parte, las líneas punteadas al sur de la península coinciden con el cambio de color de la composición.

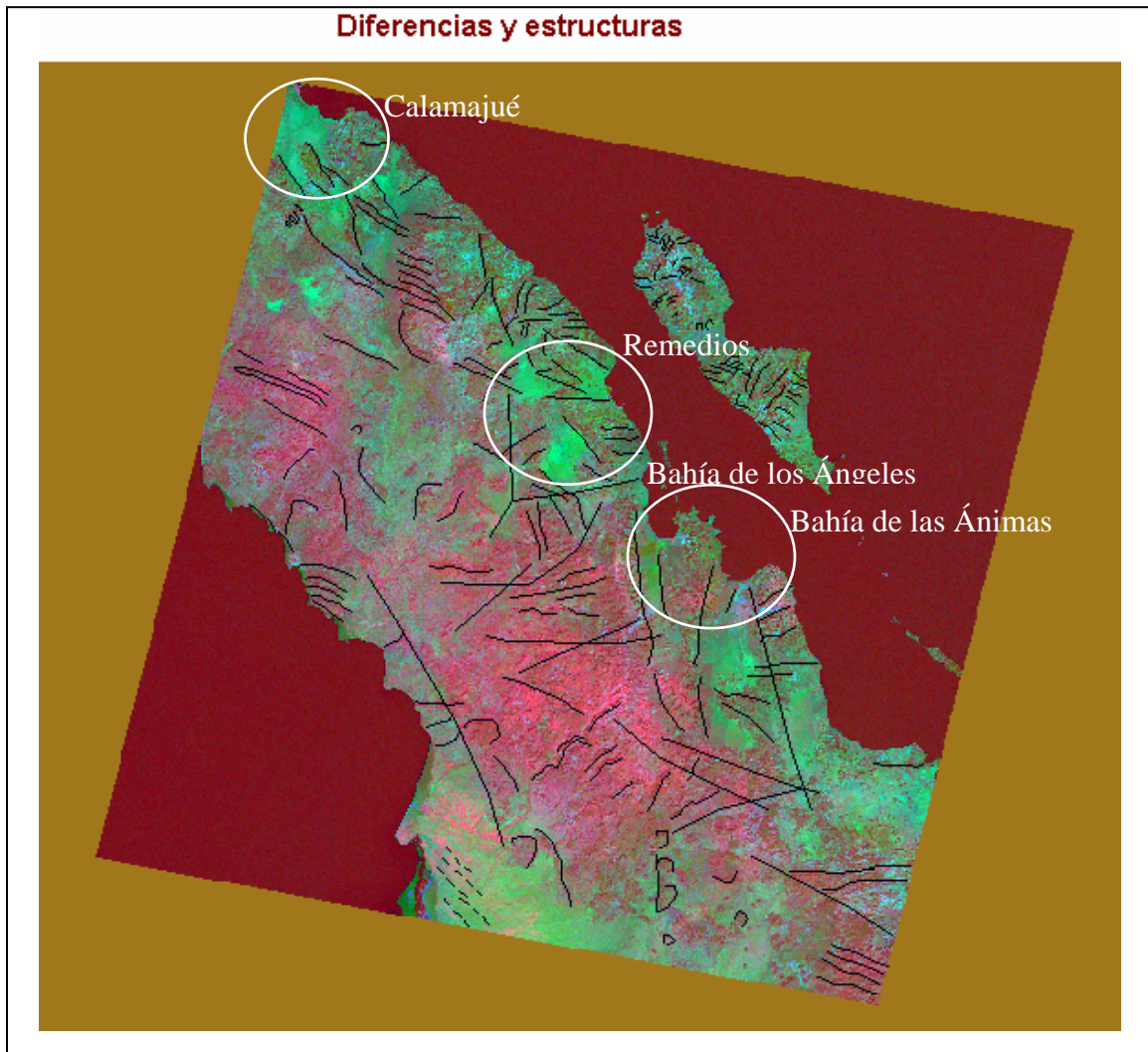


Figura 4.12. Composición hecha a partir de las diferencias de bandas junto con las estructuras mapeadas.

En la imagen de las componentes principales (figura 4.13), se aprecia, una vez más, la coincidencia de las estructuras geológicas con las zonas de alteración hidrotermal. Toda la franja de vegetación que se observa tiene lineamientos, una gran cantidad al norte y prácticamente ninguno en el centro de la península.

Una vez más las líneas punteadas coinciden con los cambios de color al sur de la península.

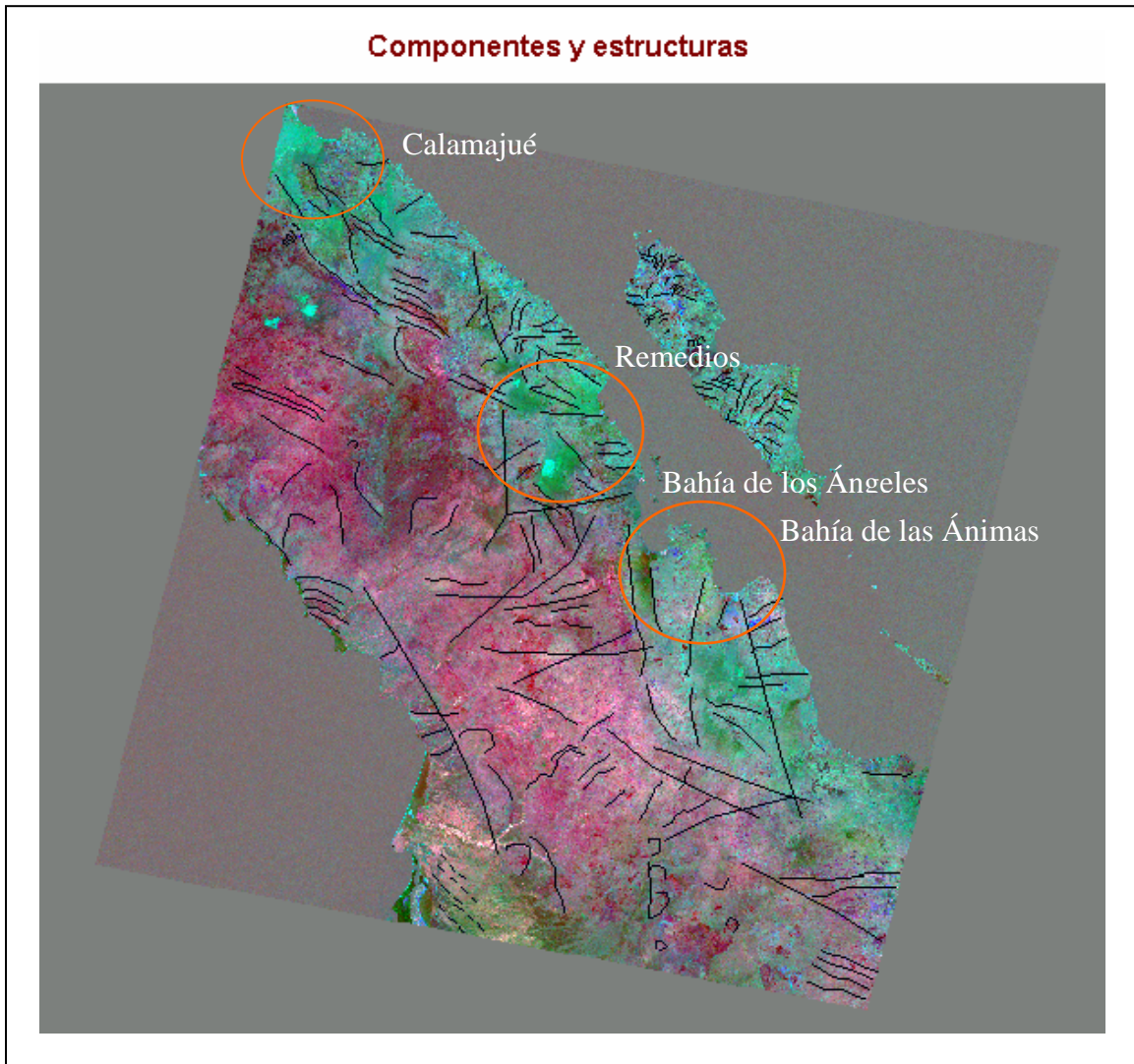


Figura 4.13. Composición obtenida del análisis de componentes principales con las estructuras mapeadas.

Prácticamente en toda la isla se presentan lineamientos, no se observa un patrón respecto a zonas de alteración o vegetación, aunque en las dos imágenes se aprecia que al norte, la isla se muestra en un tono azul que indica presencia de hidroxilos en la que hay gran cantidad de lineamientos.

Finalmente, las imágenes obtenidas del cociente de bandas y de componentes principales se colocaron sobre el modelo digital del terreno para observar la morfología sobre la que se encuentran las estructuras de interés y las regiones de alteración hidrotermal.

Las zonas con favorabilidad geotérmica coinciden tanto en la imagen obtenida de las diferencias de bandas, como con el análisis de componentes principales (Figuras 4.14 y 4.15, óvalos rojo). Las dos estructuras mapeadas en Bahía de los Ángeles y el lineamiento marcado en Bahía de las Ánimas se extienden a lo largo de las Sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas, respectivamente. En la región cercana a Calamajué se aprecia que el cambio de color (de rojo a verde, es decir, de vegetación a óxidos) coincide con el cambio de la textura, de tal forma que la alteración hidrotermal se extiende sobre el relieve suave mientras que las estructuras se encuentran sobre la superficie montañosa.

En la zona de alteración hidrotermal de Remedios, las estructuras con dirección NW-SE se aprecian claramente sobre una pequeña sierra así como algunas orientadas NE-SW (Encerradas en ovalos blancos en la figura 4.15).

La textura en la región de vegetación localizada entre Calamajué y Remedios indica la presencia de un cuerpo montañoso, el cual sobresale en un valle. La densidad de plantas es mayor en la sierra, sobre todo en la estructura circular, como se observa en la imagen de las componentes principales (Fig. 4.15, ovalo negro).

Al NW de la península, en la parte con alta densidad de vegetación, la morfología es en general suave, con algunas elevaciones. Mientras que la zona de vegetación del centro se encuentra sobre una superficie irregular, la cual sólo tiene una estructura grande bien definida orientada N-S, el resto son cuerpos montañosos pequeños y un río, éste y la mayor parte de los lineamientos mapeados tienen dirección NE-SW (Figura 4.14, encerradas en blanco).

Finalmente, en la región con líneas punteadas no se observa un relieve montañoso (Fig. 4.14, en el círculo azul). La textura es completamente lisa y los lineamientos que coinciden con los cambios de color se encuentran sobre una superficie plana.

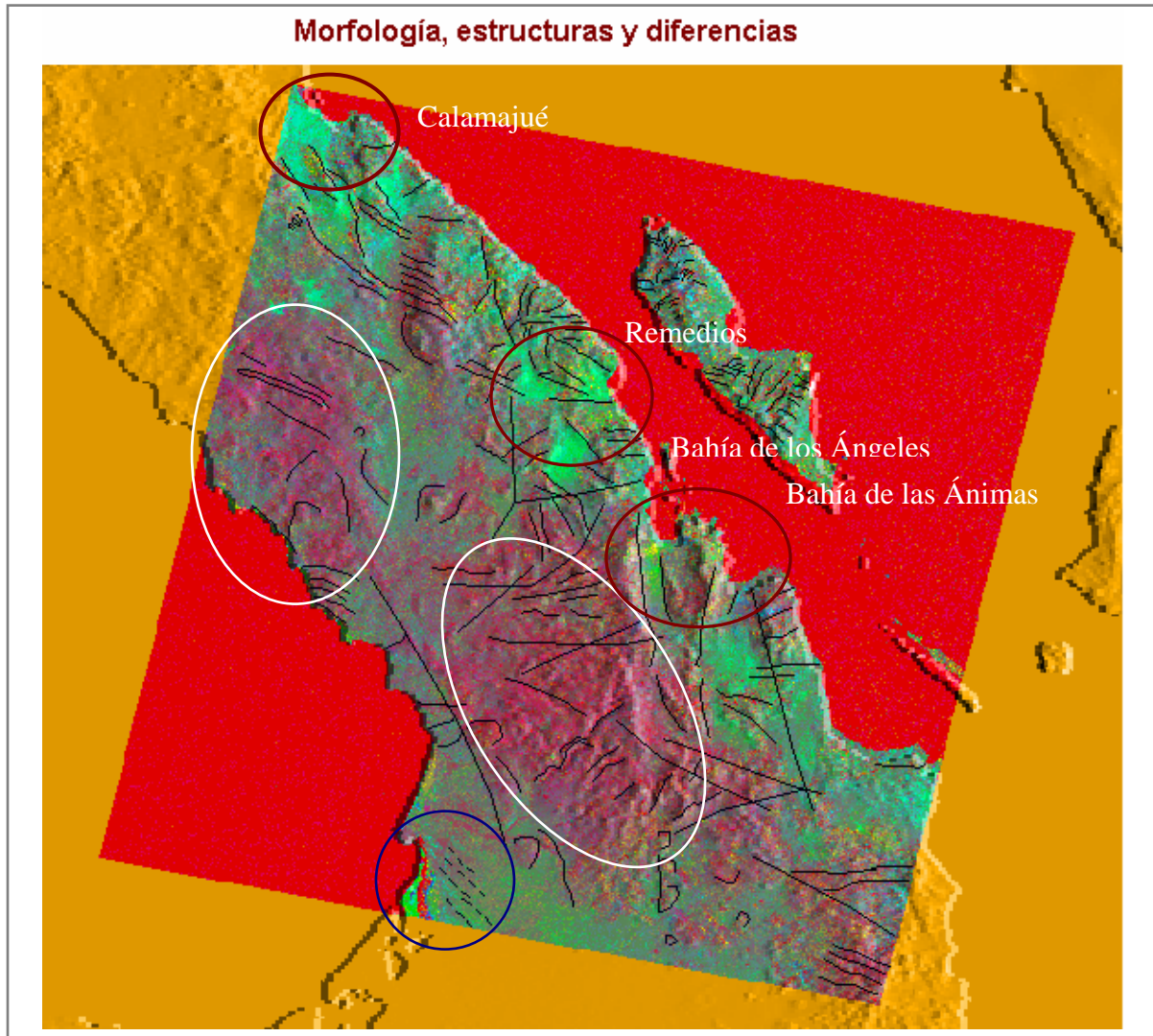


Figura 4.14. Zonas de alteración hidrotermal obtenidas con diferencias de bandas y estructuras mapeadas colocadas sobre el modelo digital del terreno.

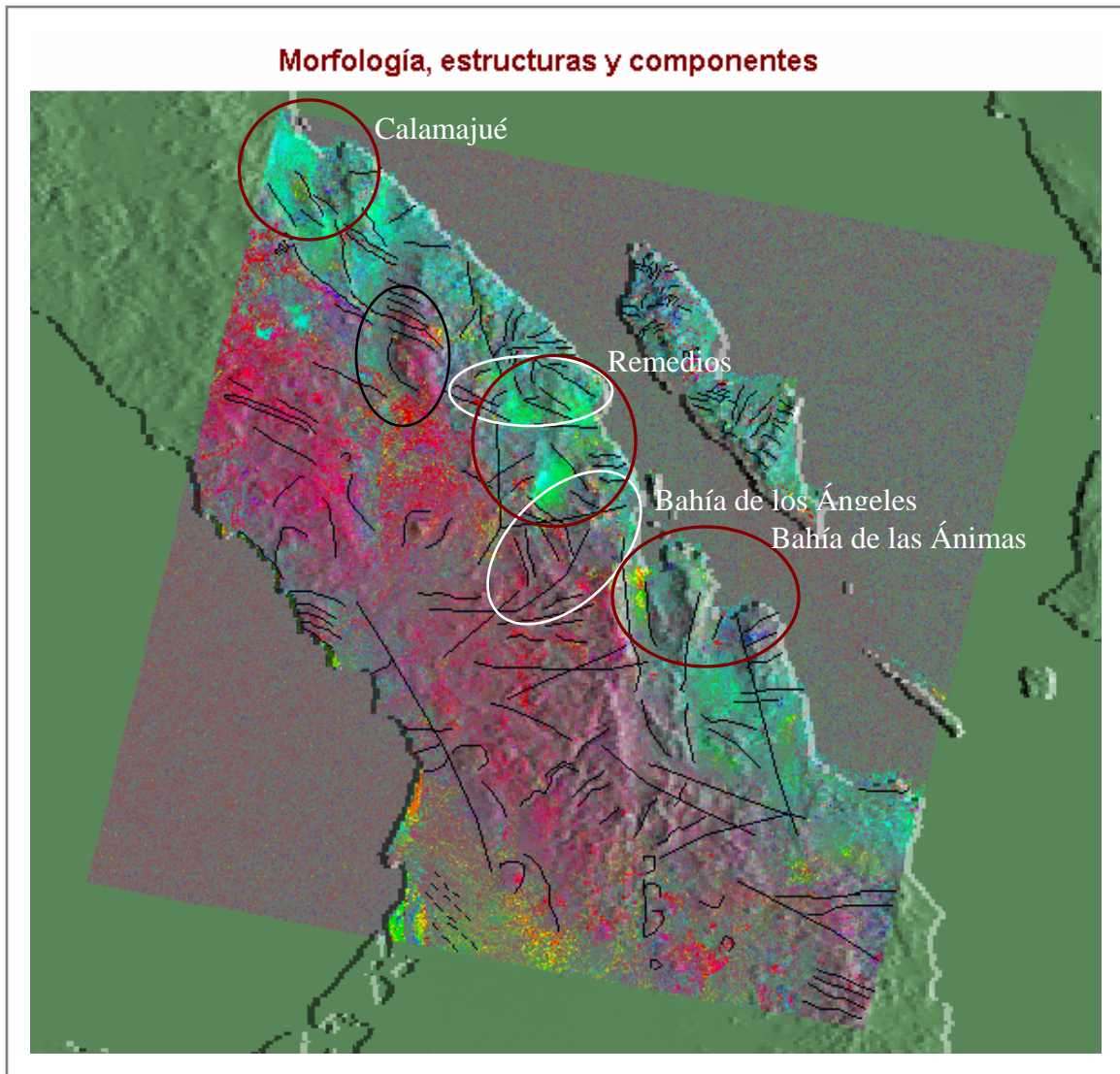


Figura 4.15. Composición de las componentes principales que muestra la alteración hidrotermal y los lineamientos mapeados sobre el modelo digital del terreno.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- ❖ Las técnicas de Percepción Remota aplicadas, a la zona de estudio, permitieron definir tres regiones con potencial geotérmico: Bahía de los Ángeles, Remedios y Calamajué, las cuales fueron clasificadas a partir de la coincidencia de la abundancia de los minerales producto de la alteración hidrotermal (óxidos e hidroxilos) y la presencia de estructuras geológicas.

- ❖ Los lineamientos estructurales mapeados tienen dos orientaciones preferenciales NW-SE y NE-SW, la primera coincide con la dirección de las islas Ángel de la Guarda y San Lorenzo. Otra orientación importante se observa en Bahía de los Ángeles la cual es paralela a la dirección de las islas Tiburón y De Cedros. Las estructuras son un indicativo de los esfuerzos tectónicos que se presentan en la península como resultado de la formación del Golfo de California.

- ❖ Se mapearon también estructuras circulares en toda la península, las cuales pueden estar relacionadas con actividad volcánica reciente. Son abundantes sobre todo al SE de la península.

- ❖ La favorabilidad geotérmica identificada en la región de Bahía de los Ángeles con las técnicas de Percepción Remota coincide con un estudio geológico-gravimétrico de Delgado-Argote (2003), en el cual identifica, con base en sus datos, un dique que se extiende hasta 500 m de profundidad desde Sierra Las Flores hasta Sierra Las Ánimas, además de la presencia de campos de lava y diques orientados NW-SE en el Canal Las Ballenas. Esta coincidencia en los resultados nos indica que las técnicas aplicadas dieron resultados confiables.

- ❖ Se recomienda hacer estudios detallados de geoquímica y geofísica en las tres zonas propuestas, además de un levantamiento geológico a detalle en las regiones de Remedios y Calamajué para obtener datos más precisos.

- ❖ También es recomendable que se realicen verificaciones de campo en las regiones en las que se aprecian las estructuras circulares.

- ❖ La cantidad de información obtenida, no sólo en la región de Canal Las Ballenas sino en toda una porción de la península, permitió mostrar que la Percepción Remota es una herramienta útil en una primera etapa de exploración geotérmica ya que proporciona zonas con potencial geotérmico confiables lo cual permite aminorar los costos y el tiempo del trabajo de campo.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

Almazán Vázquez, Emilio. *Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos, en la Península de Baja California*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, núm. 1, p. 41-51. 1988.

Angelier J., Colleta B., Chorowicz J., Ortlieb, L. y Rangin, C. *Fault Tectonics of the Baja California Peninsula and the Opening of the Sea of Cortez*. Journal of Structural Geology 3(4), p. 347-357. 1981.

Armstead, Christopher. *Geothermal Energy: Its past, present and future contribution to the energy needs of man*. E & F. N. Spon Ltd. 2a edición. London. 1983.

Atwater, Tanya. *Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America*. Geological Society of America, Bulletin 81, 3513-3536. 1970.

Atwater, Tanya. *Plate tectonic history of the Northeast Pacific and Western North America*. In: Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, The Geology of North America, N*, pp. 21-72, Boulder, Colorado, Geological Society of America. 1989.

BROWNE, Patrick R. L. *Hidrotermal Alteration processes and heir recognition*. Precongress Workshop Notes – Mineralisation and Volcanicity. International Volcanological Congress. Auckland, New Zealand. 1986.

Bernstein, R. *Image Geometry and Rectification*. Cap. 21 en *Manual of Remote Sensing*, R. Collwell. Ed. Falls Church, American Society of Photogrammetry. 1983.

Campbell, M. y Crocker, J. *Geology west of the Canal de Las Ballenas, Baja California, Mexico*, en R.G. Gastil and R.H. Miller, editores., *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, Geological Society of America Special Paper 279, p. 61-76. 1993.

Campbell, James B. *Introduction to Remote Sensing*. Guilford Press. 3a edición. USA. 2002.

Cracknell, Arthur y Hayes, Ladson. *Introduction to Remote Sensing*. Editorial Taylor and Francis, Inc. Gran Bretaña. 1991.

Delgado-Argote, L.A., Castrejón-González, I., Escalona-Alcázar, F.J. y Mendoza-Borunda, R. *Reconocimiento estructural y litológico de la margen occidental de la Isla Ángel de la Guarda e interpretación fotogeológica*. Geos Boletín, v. 15-2, p. 105. 1995.

Delgado Argote, Luis Alberto. *Evolución Tectónica y Magmatismo Neógeno de la Margen Oriental de Baja California Central*. Tesis de doctorado. Instituto de Geología. UNAM. 2000.

Demant, Alain y Robin Claude. *Las fases del vulcanismo en México—una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico*. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología (Serie Divulgación), v. 1, núm. 1, p. 70-83. 1975

Dickson, Mary y Faneli Mario H. *Geothermal Energy*. Edit. John Wiley and Sons. Inglaterra. 1995.

Dickson, Mary y Fanelli Mario. *What is geothermal energy?* International Geothermal Association, Boletín Interno. 2004. en web 4.

Dokka, R. K. and Merriam, R.H. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull. 93, p. 371-378. 1982.

Elachi, Charles. *Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing*. Editorial Wiley-Interscience. 1987.

Einsele, G., Gieskes, J.M., Curray, J., Moore, D.M., Aguayo, E. and 14 more. *Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity*. *Nature*, v. 283, p. 441-445. 1980.

Escalona Alcázar, F.J. *Reconocimiento Geológico de las islas San Lorenzo y Las Ánimas y la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas, Baja California Central*. Tesis de Maestría en Ciencias. División de Ciencias de la Tierra. CICESE, 124 pp. 1999.

Escalona-Alcázar, F.J. y Delgado-Argote, L. A. *Descripción estratigráfica de la zona El Paladar y litología de la Isla Ángel de la Guarda, Golfo de California*. *GEOS*, v. 18-3, p. 197-205. 1998.

Gastil, G.R., Phillips, R.P. y Allison, E.C. *Reconnaissance Geology of the State of Baja California*. Geological Society of America Memoir 140, 1-170. 1975.

Gastil, R.G. *Prebatholithic history of peninsular California*, en R.G. Gastil and R.H. Miller, editores, *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, Geological Society of America Special Paper 279, p. 145-156. 1993.

Gibson, Paul y Power, Clare. *Introductory Remote Sensing. Digital Image Processing and applications*. Routledge Press. Londres. 2000.

Gupta, Harsh K. *Geothermal Resources: an energy alternative*. Elsevier Scientific Publishing. Netherlands. 1980.

Hausback, B. P. *Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico*. In: Frizzell Jr., V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Los Angeles, California, 39, 219-236. 1984b.

Herrera Recinos, J.R. *Análisis estructural e historia geológica del oriente de la Sierra Las Animas, Bahía Las Animas, Baja California*. Tesis Ingeniero Geólogo, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 41 pp. 1995.

Jain, A. K. *Fundamentals of Digital Image Processing*. Editorial Prentice-Hall. 1989.

Jensen, John R. *Introductory Digital Image Processing. A Remote Sensing Perspective*. Editorial Prentice Hall. 2a edición. USA. 1996.

Karig, D.E. y Jensky, W. *The Proto-Gulf of California*. *Herat & Planetary Science Letters* 17, 169-174. 1972.

Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B. y Ledesma Vázquez, J. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juarez, *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 505-525. 1996.

Lillesand, Thomas M. y Kieffer, Ralph W. *Remote Sensing and Image Interpretation*. Editorial John Wiley and Sons, Inc. USA. 1994.

Lonsdale, P. *Geology and tectonic history of the Gulf of California*. E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Decker, editores, *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. N, p. 499-521. 1989.

Mammerickx, J. y Klitgord, K.D. *Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present*. *Journal of Geophysical Research* 87, 6751-6759. 1982.

Moellering, H. y Kimerling, A.J. *A new digital slope-aspect display process*. *Cartography and Geographic Information Systems* 17/2: 151-159. 1990.

Monmonier, Mark. *Computer-Assisted Cartography. Principles and Prospects*. Editorial Prentice-Hall. USA. 1982.

Mora-Álvarez, G. *Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Úrsula, en Sonora y el magmatismo de la región del Golfo de California*, en Delgado-Argote, L.A. y Martín-Barajas, A., editores, *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México*, Monografía No. 1, Unión Geofísica Mexicana, p.123-146. 1993.

Nicholson, Keith. *Geothermal Fluids. Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag. Alemania. 1993.

Oskin, Michael. *Part I. Tectonic Evolution of the Northern Gulf of California, Mexico, deduced from Conjugate Rifted Margins of the Upper Delfin Basin. Part II. Active Folding and Seismic Hazard in Central Los Angeles, California*. Tesis de doctorado. CIT. California. 2002.

Pla, Laura E. *Análisis multivariado: el método de componentes principales*. Secretaría de la Organización de Estados Americanos, Programa de Desarrollo Científico y Tecnológico. Serie de matemática, monografía 27. Washington, D.C. USA. 1986.

Pratt, W. K. *Digital Image Processing*. 2a edición. Editorial New York Wiley. 1991.

Prol Ledesma, Rosa María. *El calor de la Tierra*. Colección La ciencia desde México, 58, Fondo de Cultura Económica, México, 1988.

Richards, John A. y Jia, Xiuping. *Remote Sensing. Digital Image Analysis*. 3ª edición. Editorial Springer. Alemania. 1999.

Rebollar, C.J., Castillo Román, J. y Uribe, A. *Parámetros de fuente de la actividad sísmica que ocurrió en marzo de 1993 en la Bahía de las Animas, Baja California*, en F. Medina-Martínez, L.A. Delgado-Argote y G. Suárez-Reynoso, editores, *La Sismología*

en México: 10 años después del Temblor de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M = 8.1), Monografía No.2, Unión Geofísica Mexicana, p.229-235. 1995.

Robinson, Arthur H., Morrison, Joel L., Muehrcke, Phillip, Kimerling Jon y Guptill, Stephen. *Elementos de Cartografía*. 6a edición. Editorial John Wiley and Sons Inc. USA. 1995.

Sabins, Floyd F. *Remote Sensing: principles and interpretation*. 3a edición. Editorial Freeman and Company. USA. 2000.

Santillán, M. y Barrera, T. *Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California entre los paralelos 308 y 328 latitud norte*. Anales del Instituto Geológico de México 5, 1-37. 1930.

Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J. y Verma, S.P. *Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 223-245. 1987.

Schowengerdt, Robert A. *Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing*. 2a edición. Academic Press. USA. 1997.

Sawlan, M.G. *Magmatic evolution of the Gulf of California rift*, en J.P. Dauphin and B.R. Simoneit, editors. The Gulf and Peninsular Province of the Californias, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 301-369. 1991.

Spencer, J.E. y Normark, W.R. *Tosco-Abreojos fault zone: a Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico*. Geology 7, 554-557. 1979.

Spencer, J.E. y Normark, W.R. *Neogene Plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico*. In: Winterer, E.L., Hussong, D.M. and Decker, R.W. (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, The Geology of North America*, N. Geological Society of America, pp. 489-497. 1989

Stock, J.M. y Hodges, K.V. *Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate*. *Tectonics* 8, 99-115. 1989.

Walawender, M.J.; Gastil, R.G.; Clinkenbeard, J.P.; McCormick, W.V.; Eastman, B.G.; Wernicke, R.S.; Wardlaw, M.S.; Gunn, S.H. y Smith, B.M. *Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges Batholith, Southern and Baja California*, in ANDERSON, J.L., editor, *The nature and origin of Cordilleran magmatism*: Geological Society of America Memoir 174, p. 1-18. 1990.

Woodford, A.O., y Harris, T.F. *Geological reconnaissance across Sierra San Pedro Mártir, Baja California*: Geological Society of America Bulletin, v. 49, p. 1297-1336. 1938.

Monografía Geológico-Minera del Estado de Baja California. Consejo de Recursos Minerales. Publicación M-22e. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial. México. 1999.

web 1: <http://asd-www.larc.nasa.gov/SCOOOL/Spanish/orbits-sp.html>

web 2: <http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/17.html>

web 3: <http://library.thinkquest.org/C003776/espanol/images/espectro.gif>

web 4: <http://www.geothermal.org/>