



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“IDENTIFICACIÓN DE ESTRUCTURAS
GEOLÓGICAS RELACIONADAS CON ACTIVIDAD
GEOTÉRMICA EN LA COSTA DE PUERTECITOS,
BAJA CALIFORNIA, MEDIANTE
PROCESAMIENTO DE IMÁGENES OBTENIDAS
CON PERCEPCIÓN REMOTA”**

TESIS

Que para obtener el título de

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

ALEJANDRO ETIEL GERARDO PÉREZ

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. ROSA MARÍA PROL LEDESMA



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

Este trabajo fue desarrollado gracias a los impuestos de los trabajadores a través del sistema de becas del Programa Universitario de Estudios de la Diversidad Cultural y la Interculturalidad; PUIC (antes PUMC). Gracias.

Agradecimientos.

Agradezco ampliamente a la Dra. Rosa María Prol Ledesma por compartir sus conocimientos y por su paciencia, antes y durante el desarrollo de este trabajo, siendo así parte importante de mi instrucción como ingeniero.

Al Dr. Osvaldo Sánchez y a la Dra. Claudia Arango, gracias por su disponibilidad, su tiempo, sus observaciones en esta tesis, y por todo lo aprendido en el aula de clases. Agradezco al Maestro Augusto y al Maestro José Luis por sus acertadas contribuciones y por su colaboración. A Marcela Errasti y a Alejandra Membrillo por su apoyo moral y técnico durante la realización de mi trabajo. A todos muchas gracias.

A mi familia nuclear que se extiende a abuelos, tíos, primos y sobrinos, definitivamente algo de todos ustedes está plasmado en mi trabajo. A mis padres Irma e Ismael y a mi hermana Sandra, pilares de lo que soy y en quienes veo fortaleza, perseverancia y bondad, gracias infinitas porque sin ustedes habría perdido el rumbo y mis convicciones de vida, este trabajo es para ustedes.

A mis amigos, los cuales conservo desde hace años y han sido parte de mi formación como persona, gracias por sus perspectivas desde las ciencias de ingeniería y arquitectura hasta las humanidades. A mi compañera Alejandra, gracias por la paciencia, el afecto y las enseñanzas de gran importancia. Que sea compartida la gratitud y que sirva para lograr nuestros objetivos.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por el invaluable aprendizaje que obtuve de ésta, dentro y fuera del salón de clases.

“Llevamos un mundo nuevo en nuestros corazones, ese mundo está creciendo en este instante” B.D.

Índice

Resumen.....	1
Abstract	1
1 Introducción	2
1.1 Antecedentes	2
1.2 Formulación del problema	3
1.3 Ubicación de la zona de estudio.....	4
1.4 Justificación	5
1.5 Objetivos	5
1.5.1 Objetivo general.....	5
1.5.2 Objetivos específicos.....	5
2 Fundamentos teóricos	6
2.1 Fundamentos de percepción remota y pre-procesamiento de imágenes.....	6
2.1.1 Conceptos de Percepción Remota	6
2.1.2 Adquisición y pre-procesamiento de datos batimétricos para la generación de imágenes raster	12
2.2 Geotermia	17
2.2.1 Clasificación de los recursos geotérmicos.....	17
2.2.2 Geología y estructuras geológicas asociadas a geotermia.....	19
2.2.3 Transferencia de Calor	23
3 Geología del área de estudio	28
3.1 Evolución tectónica	28
3.2 Evolución magmática	35
3.3 Geología del subsuelo	39
3.3.1 Estratigrafía	43

3.3.2	Geología estructural local	48
4	Metodología	53
4.1	Adquisición y Procesamiento de imágenes.....	53
4.1.1	Batimetría.....	53
4.1.2	Realce espacial	53
4.1.3	Realce de contraste.....	69
4.1.4	Análisis espacial.....	69
5	Resultados y discusión	70
5.1	Procesamiento de imágenes	70
5.2	Presentación de mapa.....	80
5.3	Discusión	81
6	Conclusión	84
	Referencias.....	86

Resumen

Este proyecto tiene como objetivo identificar estructuras geológicas que puedan asociarse a actividad hidrotermal, con base en modelos digitales de elevación y batimetría de la bahía de Puertecitos, Baja California. En la tesis se emplean algoritmos de realce espacial a modelos digitales de elevación del área de estudio para lograr identificar zonas con probables accidentes geológicos causados por actividad hidrotermal, principalmente estructuras geológicas como ventilas o calderas y estructuras con orientación preferencial como fallas o fracturas. Para el realce espacial se utilizó iluminación artificial en el modelo digital de elevaciones. Se aplicó el realce de contraste con la finalidad de mejorar la visualización de los resultados para posteriormente marcar los lineamientos importantes en un mapa cartográfico que pueda ser utilizado para planificar un trabajo de exploración a mayor detalle.

Abstract

The objective of this project is to identify geologic structures that can be associated to hydrothermal activity, based on bathymetry and digital elevation models of Puertecitos bay, Baja California. In order to identify main structures related to hydrothermal activity such as vents and oriented structures like faults and fractures, the technique of spatial enhancement was used: convolution kernels; shading effects and edge detection were applied to digital elevation models. Contrast enhancement was applied with the purpose of improving visualization of the results, in order to mark lineaments of these structures that can be used in a map to delineate detailed exploration work.

1 Introducción

1.1 Antecedentes

La exploración geotérmica ha sido de gran relevancia para identificar fuentes de energía alternativa a los combustibles convencionales. En las etapas tempranas de exploración de este recurso se puede utilizar la percepción remota por la gran extensión territorial y la relativa facilidad del procesamiento de imágenes. Se pueden delimitar zonas con estructuras geológicas y/o presencia de alteraciones hidrotermales, las cuales pueden ser indicativas de sistemas geotérmicos (Ruiz Armenta y Prol Ledesma, 1995). En exploración geotérmica es importante la identificación de estructuras geológicas que controlen la presencia de manifestaciones y configuren el sistema geotérmico. Un método eficiente para hacer el realce de dichas estructuras es el propuesto por Moore y Waltz (1983), con la finalidad de identificar estructuras locales como fallas y fracturas y estructuras regionales como calderas, graben, etc. El método de extracción de lineamientos propuesto por Moore y Waltz se basa en la aplicación de “filtros” o ventanas convolutivas para resaltar bordes y lineamientos en las imágenes mediante cinco pasos.

La región del Golfo de Baja California presenta alta actividad hidrotermal debido a las condiciones de tectónica extensional causadas por movimiento de placas tectónicas (Pacífico y Norte América) y alberga al yacimiento más importante del país (Cerro Prieto), por lo que la hace una región muy atractiva para la exploración geotérmica.

Esta tesis se desarrolla en el marco del Proyecto de sustentabilidad energética SENER-CONACYT denominado “Evaluación de recursos geotérmicos de la península de Baja California: Continentales, costeros y submarinos”, en el cual se determinaron zonas específicas de la península de Baja California, que cuentan con características óptimas para intensificar la exploración e iniciar la explotación de energía geotérmica.

1.2 Formulación del problema

En este trabajo se aplican técnicas de procesamiento de imágenes raster de la batimetría de la zona de Puertecitos, en la península de Baja California. La particular geología y estratigrafía del lugar, así como las muestras tomadas en campo y las manifestaciones reportadas en superficie son indicadores de un sistema hidrotermal activo (Oskin y Stock, 2003; Prol-Ledesma y Arango-Galván, 2017) el cual es probable que se haya desarrollado a partir de estructuras de caldera actualmente por debajo de la superficie marina.

En la región de Puertecitos se encuentran secuencias volcánicas y vulcanismo relativamente reciente (Pleistoceno) reconocido como Provincia Volcánica de Puertecitos (Martín-Barajas *et al.*, 1995; Oskin y Stock, 2003) afectadas por estructuras distensivas que favorecen la presencia de manifestaciones termales con interés geotérmico

Con el procesamiento de datos que forman imágenes del relieve submarino se pretende ubicar las estructuras mencionadas e inferidas por la bibliografía, además de correlacionar los resultados con información de magnetometría. Esto

forma parte de un proyecto de trabajo que sirve como base para la exploración detallada en campo de zonas con potencial geotérmico.

1.3 Ubicación de la zona de estudio

El área de investigación se encuentra en la parte norte del Golfo de Baja California entre las coordenadas 30°00'00", 30°48'00" latitud norte y 114°00'00", 114°42'00" longitud oeste. Al este (en la costa) de la localidad de Puertecitos, Ensenada, Baja California (figura 1.1).

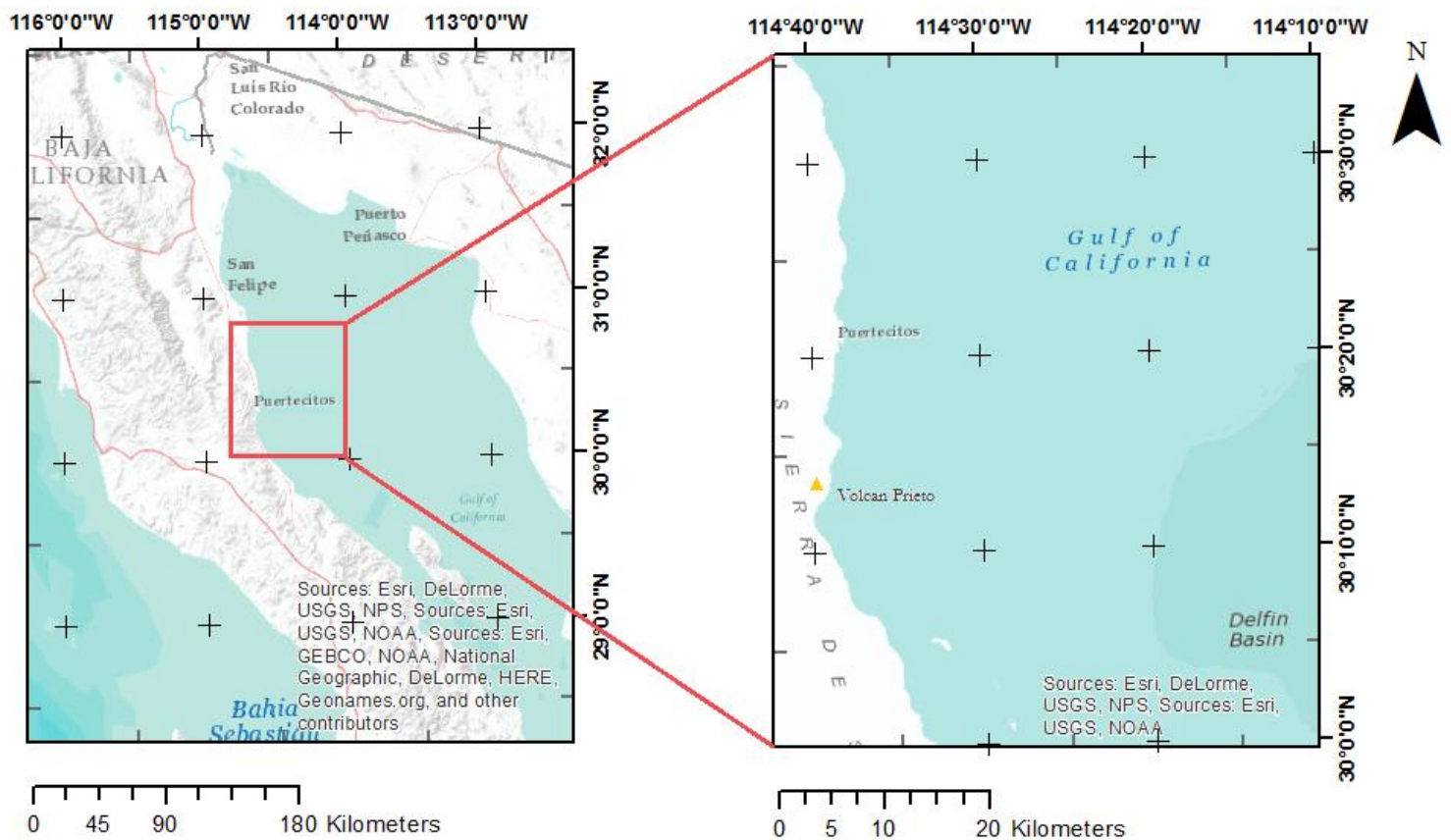


Figura 1.1 Zona de estudio. Izquierda, Golfo de California. Derecha, bahía de Puertecitos

1.4 Justificación

Es necesaria la investigación y exploración de energías alternativas que puedan sustituir a los combustibles convencionales y que al mismo tiempo sean relativamente más amables con el medio ambiente.

El Golfo de Baja California y en particular las cuencas Wagner-Consag y Delfín Superior ubicadas frente a la localidad de Puertecitos, presentan actividad tectónica reciente que genera anomalías térmicas relacionadas con sistemas hidrotermales utilizables para la explotación de energía geotérmica (Prol-Ledesma y Arango-Galván, 2017).

La explotación de este recurso en la zona puede generar energía para abastecer las ciudades y comunidades circundantes, como ya lo hace la planta geotérmica de Cerro Prieto en Mexicali, Baja California.

1.5 Objetivos

1.5.1 *Objetivo general*

Mediante el procesamiento de imágenes obtenidas con percepción remota, localizar y delimitar zonas con potencial de explotación geotérmica.

1.5.2 *Objetivos específicos*

Identificar en mapas la localización de estructuras geológicas asociadas a sistemas hidrotermales y proponer lugares óptimos para corroborar en campo.

Correlacionar los resultados con los procesos geológicos del lugar y con datos de aeromagnetometría de la misma zona.

2 Fundamentos teóricos

2.1 Fundamentos de percepción remota y pre-procesamiento de imágenes.

2.1.1 *Conceptos de Percepción Remota*

Por convención se ha establecido la definición de percepción remota como la detección de la energía electromagnética de objetos, emanada o reflejada, a través de sensores colocados en plataformas como aviones o satélites. Sin embargo, la percepción remota, de manera general es la adquisición de información de un fenómeno sin estar en contacto directo con éste, que involucra técnicas para obtener información de campos de fuerza o energía acústica utilizando equipos térmicos, magnetómetros (levantamiento aeromagnéticos) o sonar, con éstos se adquieren datos que se despliegan en formato raster, los cuales se pueden procesar con las mismas técnicas que los datos obtenidos por escáneres multiespectrales (Campbell, 2011).

El concepto principal de percepción remota, para la adquisición de datos de batimetría es la resolución espacial, que se refiere a la unidad mínima, en términos de área, que el sensor puede detectar. Esta información se almacena en la unidad más pequeña (pixel) de la imagen o matriz (Jensen, 1996).

Realce espacial de imágenes

Mediante los filtros de realce espacial se enfatizan los rasgos en una imagen con múltiples frecuencias espaciales, actuando como filtros pasa-altas. Un cambio gradual entre cada píxel vecino caracteriza frecuencias bajas mientras que los

cambios de valor abruptos entre pixeles, representan frecuencias espaciales altas (Ghosh, 2013, Lillesland, *et al.*, 2015).

La convolución 2D es la operación entre el filtro y la imagen de la que se obtiene el resultado con las características deseadas, el filtro contiene coeficientes o factores de peso, generalmente de 3x3 ó 5x5. El kernel se desplaza sobre la imagen original asignando un valor para el centro del kernel en una segunda imagen resultante, el cual se obtiene con la multiplicación de cada coeficiente por el valor del pixel que le corresponde en la imagen original y sumando cada resultado. Esta operación se realiza para cada pixel de la imagen (Bracewell, 1995, Lillesland, *et al.*, 2015).

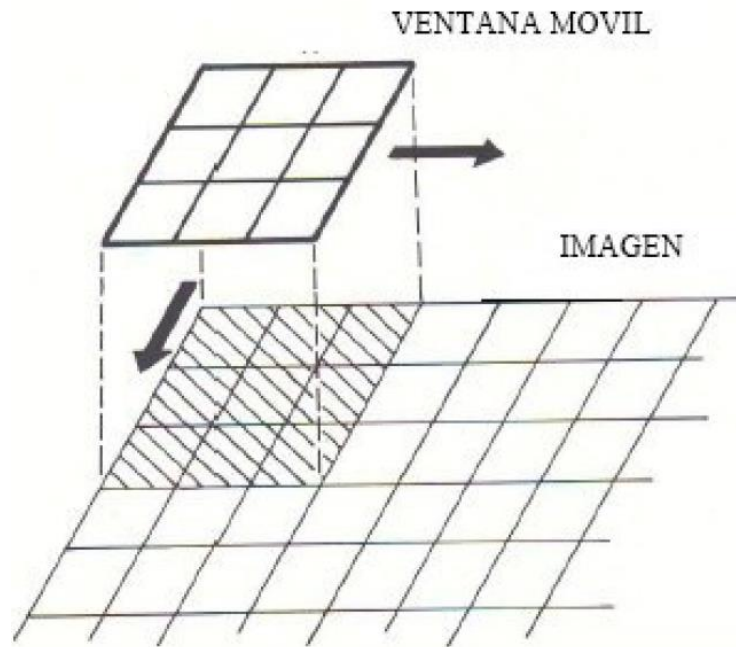


Figura 2.1. Convolución de filtro e imagen

Para el procesamiento de imágenes con el objetivo de resaltar rasgos estructurales, se ha desarrollado una serie de técnicas y pasos para la optimización de los procesos y la obtención de resultados favorables.

Las fallas y fracturas generalmente son indicadores de permeabilidad que favorece la presencia de aguas subterráneas, minerales y petróleo, estas estructuras pueden reconocerse por la topografía, deslaves o vegetación. Los lineamientos que se generan por estos accidentes geológicos pueden analizarse por medio de imágenes.

Durante una interpretación convencional se analiza la imagen para encontrar segmentos alineados, a criterio del intérprete lo que hace a este tipo de estudio subjetivo. Diferentes aproximaciones objetivas para el realce y extracción de lineamientos son posibles con el procesamiento digital de imágenes que incluye la convolución de filtros direccionales 2D, derivadas de imágenes y algoritmos de realce de bordes (Moore y Waltz, 1983).

La técnica propuesta por Moore y Waltz que consiste en cinco pasos es:

1- Aplicar filtro pasa-bajas

Es utilizado para remover las altas frecuencias espaciales, este primer paso no es prioritario, pero resulta de gran utilidad para los procesamientos posteriores debido a que una imagen con alta frecuencia espacial, al ser utilizada en el paso 2, los segmentos resultantes son numerosos, delgados y relativamente cortos, lo que no sucede al convolucionar ventanas pasa-bajas de 3x3, 5x5 y 7x7.

2- Aplicar filtros direccionales

Realiza la identificación de lineamientos al aplicar filtros direccionales (figura 2.2) con la imagen, aunque también pueden ser utilizados filtros de detección de bordes, contrastando segmentos de líneas en una dirección preferencial. El lado brillante del segmento lo hace aún más brillante mientras que oscurece el lado de menor brillantez. Algunas veces se presentan efectos secundarios como artefactos o distorsión del fondo de la imagen.

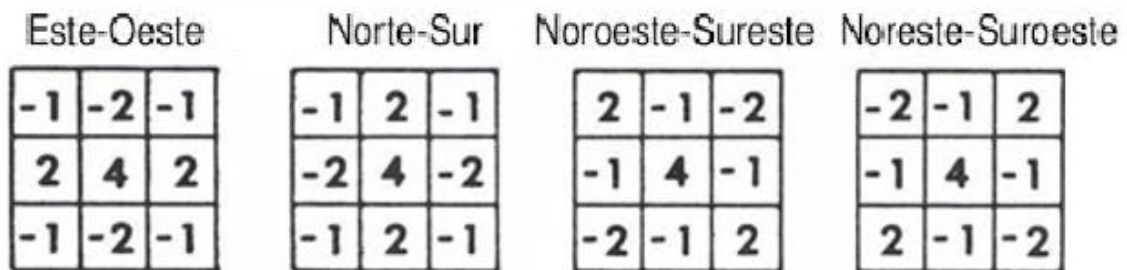


Figura 2.2. filtros direccionales.

3- Aplicar filtro pasa-bajas

Generalmente se usa un filtro de media móvil, aunque puede ser cualquier otro tipo de filtro pasa-bajas para remover los resultados no deseados, para una máxima reducción de objetos no deseados con un cambio mínimo en la imagen, se utiliza una ventana de 3x3.

4- Realce de contraste

Se analizan los valores de brillantez de la imagen raster, (que equivalen a la batimetría) en escala de grises en un histograma, las colas del histograma, es

decir los valores de muy alta y muy baja brillantez son los correspondientes a los lineamientos ya identificados, para contrastarlos con el fondo se distribuyen los valores centrales a lo largo del histograma con un porcentaje que está en función del número de datos ubicados en las colas del histograma.

5- El último paso consiste en una sencilla adición de la imagen de los lineamientos a la imagen original y reescalar la suma de los píxeles para una mejor apreciación.

La técnica de iluminación artificial, también de realce espacial, consiste en obtener la iluminación hipotética de una superficie basándose en los valores de cada celda, esto se logra estableciendo una fuente de luz desde un punto definido. Es necesario determinar 2 factores: el ángulo azimutal, medido de 0° a 360° desde el norte en el sentido de las manecillas del reloj y el ángulo de elevación de la fuente de 0° a 45° desde la horizontal. Ambos ángulos son convertidos a radianes para efectuar el algoritmo correctamente (Borrough y McDonell, 1998).

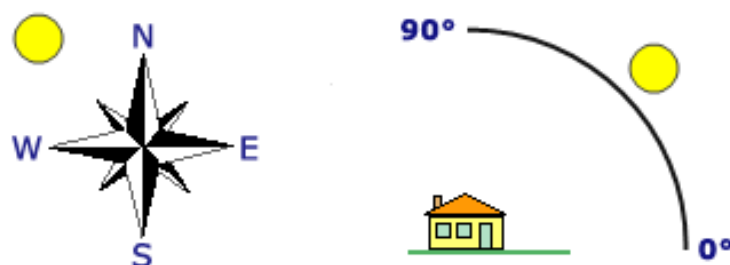


Figura 2.3. A la izquierda fuente de luz con azimut de 315° . A la derecha fuente a 45° de altitud.

Otros dos elementos son necesarios para la iluminación artificial, éstos utilizan propiamente los valores de las celdas, son la pendiente y el aspecto. La pendiente se obtiene con una derivada 2D de la profundidad respecto a dos direcciones "x" e

"y", tomando en cuenta las ocho celdas vecinas a la celda central al que se le aplica el algoritmo, realizando el mismo procedimiento a todas las celdas.

El aspecto se refiere a la orientación de la pendiente, está definido en radianes de 0 a 2π , con 0 hacia el este, se obtiene de los resultados de las derivadas direccionales (Borrough y McDonell, 1998).

Finalmente conociendo los valores de azimut, altitud, pendiente y aspecto se realiza la operación que asigna valores de iluminación o sombra a cada celda de la imagen.

Iluminación artificial

$$= 255 * ((\cos(\text{altitud}_{rad}) * \cos(\text{pendiente}_{rad})) + \sin(\text{altitud}_{rad}) * \sin(\text{pendiente}_{rad}) * \cos(\text{azimut}_{rad} - \text{aspecto}_{rad}))$$

El contraste es el cambio de valores de una celda a otra, se refiere al rango de valores de brillantez de una imagen, el realce de contraste tiene como intención efectuar una elongación del histograma a todo el rango del sensor para resaltar cambios en la imagen que son imperceptibles o que no son tan notorios a simple vista, para mejorar la interpretación visual. El efecto de deformación del histograma distribuye los valores de la imagen en un histograma con valores máximos y mínimos transformados, reescalando los datos intermedios (Campbell, 2002).

La deformación lineal con saturación repliega un porcentaje de los pixeles a los valores extremos, el porcentaje se determina con el análisis del histograma de la

imagen original. Un ajuste lineal por saturación del 1% distribuye los tonos de gris de forma homogénea, resaltando características notorias mientras que una saturación de 50% arroja únicamente valores de 0 y 255 (blanco y negro) cuando se trata de una imagen de 8 bits.

2.1.2 Adquisición y pre-procesamiento de datos batimétricos para la generación de imágenes raster

La batimetría es el estudio de las profundidades oceánicas, es una técnica que facilita la determinación de la topografía del fondo subacuático. Es necesario un sistema de referencia para definir la ubicación de un punto X, Y, Z donde la verdadera cota se determina después de realizar las correcciones e interpolaciones necesarias.

De manera general para la obtención de datos batimétricos se utilizan sonares acústicos o ecosondas. Estos métodos registran los ecos generados por el fondo marino mediante receptores. Se mide el tiempo transcurrido entre la emisión de la onda y su registro en el receptor, después se convierten los tiempos en profundidades con base en la velocidad del sonido en el agua en función de la salinidad y temperatura (Rodríguez Santana *et al.*, 2006).

Se clasifican en dos métodos según la frecuencia en la que operan y el objetivo del estudio siendo 3.5 Khz el límite. Para la obtención de batimetría y morfología del fondo marino se utilizan altas frecuencias mientras que para perfiles estratigráficos se emplean bajas frecuencias ya que éstas se amortiguan menos y

pueden penetrar a mayores profundidades del fondo marino (Michaud *et al.*, 2009).

El monohaz es un transmisor de energía acústica confinado en una especie de cono con cierta abertura, lo cual es poco conveniente ya que al alcanzar el fondo marino con una abertura inicial de 20° la cobertura espacial es muy pobre. Para evitar este tipo de inconvenientes surgió el multihaz (multibeam) que es en sí una serie de monohaces formados con una abertura mucho más reducida lo que mejora la resolución espacial y la cobertura.

Las sondas miden la profundidad y la retrodifusión del fondo que depende del sedimento, también se toman en cuenta la posición del haz, el tiempo de llegada de la señal y la dirección de llegada de ésta, el posicionamiento GPS de la antena y la velocidad de la columna de agua para generar imágenes. Se deben hacer ciertas correcciones para el tratamiento de los datos, principalmente por el movimiento del barco (Michaud *et al.*, 2009).

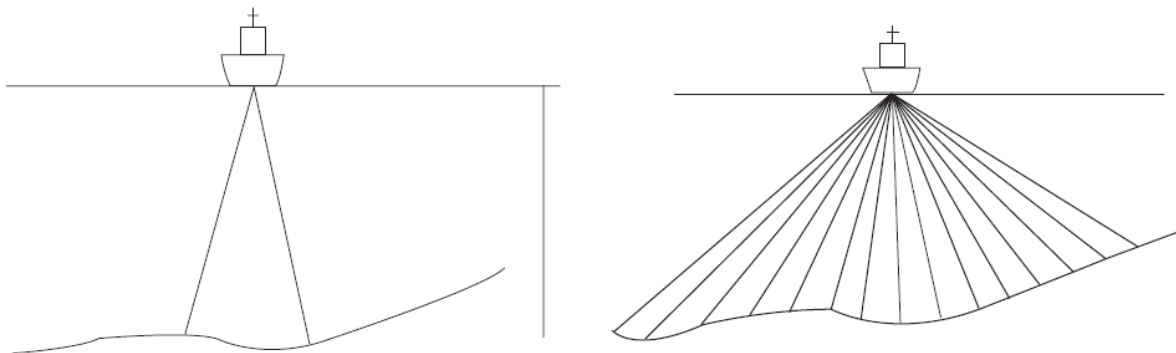


Figura 2.4 Ecosonda Monohaz (izquierda) y multihaz (derecha). Michaud *et al.*, 2009

Para obtener un modelo digital batimétrico (MDB) se utiliza el conjunto de datos de distancia entre el nivel medio del mar y el fondo que se adquieren para cada caso. Para hacer una cobertura total se utilizan modelos descritos como funciones

bivariados $P=f(x, y)$ donde P es la profundidad en el punto (x, y) conocidos como métodos de predicción espacial fundamentados en algoritmos matemáticos. A continuación, se describen 4 métodos comunes, eficientes y utilizados: Ponderación de la distancia inversa (IDW), Kriging, Shepard, B-Spline (Álvarez Osorio *et al.*, 2011).

Método IDW: Consiste en asignar pesos a los datos adquiridos que son interpolados para determinar un dato central, los pesos están en función de la distancia que los separa (Franke, 1982). La fórmula general del método es:

$$(1) \quad \hat{Z}_j = \sum_{i=1}^n k_{ij} \cdot z_i$$

Donde \hat{Z}_j es el valor para el punto j , n es el número de puntos de la interpolación, z_i y k_{ij} son el valor y el peso respectivamente, asociado al punto i en el cálculo del nodo j . El peso k varía entre 0 y 1 y la suma total de los pesos es la unidad. La función que determina la proporcionalidad entre peso y distancia es:

$$(2) \quad \hat{Z}_j = \frac{\sum_i \frac{z_i}{d_{ij}^\beta}}{\sum_i \frac{1}{d_{ij}^\beta}}$$

A su vez, la fórmula para determinar el peso es $k_{ij} = \frac{1}{d_{ij}^\beta}$

Con un exponente de ponderación que disminuye o aumenta según lo haga la distancia.

Método Kriging: Se define la altitud de un punto como una variable regionalizada suponiendo que las funciones de correlación pueden explicar la variación espacial de ésta, tratando de expresar tendencias sugeridas en la información (Cressie, 1990).

La variable estimada se representa con funciones homogéneas que toman en cuenta la distancia d de los puntos próximos, analizando la correlación espacial entre los datos y estimando una media ponderada.

$$(3) \quad \hat{Z}_{x,y} = \sum_{i=1}^k \lambda_i \cdot z_j$$

Donde k es el número de datos en torno al punto interpolado y λ es el peso asignado a cada punto. Al asignar un valor ponderado y un valor de error a cada punto interpolado se pueden aplicar criterios estadísticos que brindan una buena definición del área de análisis.

Método Shepard: De manera similar a IDW, se utiliza el método de distancia inversa a través de mínimos cuadrados ponderados lo que reduce los contornos generados en los modelos (Shepard, 1968; Franke, 1982).

$$(4) \quad \hat{Z}_j = \sum_{i=1}^n k_{ij} \cdot z_i$$

Donde \hat{Z}_j es el valor para el punto j , n es el número de puntos necesarios para la interpolación, z_i el valor en el i -ésimo punto y k_{ij} el peso asociado a i en el nodo j .

La ecuación que determina el peso es:

$$(5) \quad k_{ij} = \frac{h_{ij}^{-p}}{\sum_{j=1}^n h_{ij}^{-p}}$$

Donde P, el exponente de ponderación, es un número real positivo arbitrario que controla la forma en que el peso disminuye con la distancia; h_{ij} es la distancia del punto de dispersión al de interpolación, n el número de puntos de dispersión y la suma de todos los pesos es igual a la unidad. A partir de esta ecuación se deduce la siguiente:

$$(6) \quad k_{ij} = \frac{\left[\frac{R - h_{ij}}{Rh_i} \right]^2}{\sum_{j=1}^n \left[\frac{R - h_{ij}}{Rh_i} \right]^2}$$

Con una variable extra “R” es la distancia del punto de dispersión más distante al de interpolación y h_{ij} es la distancia del punto de interpolación para esparcir el interpolado. Las ecuaciones de Shepard en 3D son idénticas a las 2D, sólo que se agrega la coordenada z la cual es la variable altura por interpolar.

Método B-Spline: este algoritmo da como resultado un tensor producto de las superficies Spline (Schultz, 1973). Los algoritmos generan una compensación entre la forma suavizada y la precisión de la función de aproximación, para superar dicha compensación se genera una secuencia de funciones f_i y una función final f definida como la suma de funciones f_i .

$$(7) \quad f = \sum_{i=1}^k f_i$$

El “refinamiento” B-Spline es usado para reducir la suma de las funciones dentro de una función equivalente. El algoritmo realiza aproximaciones en los datos P desde una función f_0 hasta f_i , la primera aproximación deja grandes discrepancias, la desviación de f_0 es:

$$(8) \quad \Delta^1 z_i = z_i - f_0(x_i, y_i)$$

El siguiente control más “fino” utiliza la desviación obtenida en la ecuación 8, aproximando diferencias para obtener la función f_1 , así $f_0 + f_1$ produce una menor desviación para cada x_i, y_i .

En general para cada nivel de “refinamiento” el punto de ajuste $\Delta^k P$ es aproximado por una función f_k . De esta forma se obtiene una aproximación desde la curva de interpolación más rugosa para representar la superficie hasta la más fina para representar su suavidad. Cada que se avanza en nivel de refinamiento el algoritmo suaviza e interpola el conjunto de datos generando una representación aproximada de la realidad.

2.2 Geotermia

2.2.1 *Clasificación de los recursos geotérmicos*

El calor es una forma de energía y la geotermia es el estudio y explotación de dicha energía contenida dentro de la Tierra que puede extraerse para ser utilizada.

El parámetro más empleado para clasificar los sistemas geotérmicos es la entalpía de los fluidos, expresada a través de la temperatura y que indica el contenido de energía térmica de éstos. Los recursos se clasifican en baja, media y alta entalpía (Dickson y Fanelli, 2004).

Tabla 2.1. Clasificación de recursos geotérmicos según su entalpía. (Tomado de Dickson y Fanelli, 2004).

	a	b	c	D
Recursos de baja entalpía	<90	<125	<100	150
Recursos de entalpía intermedia	90-150	125-225	100-200	—
Recursos de alta entalpía	>150	>225	>200	>150

También se pueden distinguir los sistemas que son dominados por líquido o dominados por vapor. En los primeros, el agua se encuentra en fase líquida, este tipo de sistemas son los que predominan. En función de su temperatura, los sistemas hidrotermales pueden producir agua caliente, combinaciones de agua y vapor, vapor húmedo y en algunos casos vapor seco. Los sistemas de vapor son sistemas de alta temperatura y son muy escasos, generalmente producen vapor seco (Barbier, 2002).

La generación de electricidad con plantas de “flasheo” es uno de los principales usos de la energía geotérmica de alta temperatura (>150°). El potencial energético del vapor de una planta geotérmica depende de su presión, temperatura y su contenido de gases. La producción de electricidad a partir de energía geotérmica es aun baja comparada con el total de la producción mundial, una de las principales restricciones es la localización de los sistemas.

Para los recursos de media a baja temperatura existen diferentes aplicaciones como cultivo de vegetales en invernaderos, criadero de animales para el consumo

humano y generación de electricidad por plantas de ciclo binario para temperaturas por arriba de 85°C (Dickson y Fanelli, 2004).

Un sistema geotermal comprende tres componentes principales:

-Una fuente de calor, ya sea un cuerpo intrusivo somero de alta temperatura que está enfriándose o un sistema donde la temperatura se incrementa con la profundidad según las condiciones geológicas de la corteza y el gradiente geotérmico local mayor al promedio (Barbier, 2002).

-Un yacimiento, que consiste en rocas permeables que son capaces de almacenar los fluidos utilizados para extraer el calor, generalmente cubierto por una roca impermeable que mantiene la presión dentro de éste, situado a profundidades a las que sea económica su explotación (González-Ruiz *et al.*, 2015).

-El tercer componente es el fluido para la transferencia de calor, compuesto en su mayoría por agua de lluvia obtenida desde la zona de recarga, ésta es liberada en las zonas de descarga como pozos o aguas termales (Dickson y Fanelli, 2004).

2.2.2 Geología y estructuras geológicas asociadas a geotermia

La estructura interna terrestre está ligada enteramente a la generación de energía geotérmica. La litósfera es la capa más rígida y externa de la Tierra, está formada por la corteza y parte del manto superior con espesores que varían entre 70 km en las zonas oceánicas y hasta 125 km en la parte continental (Barbier, 2002).

Los sistemas geotérmicos activos se encuentran principalmente en los límites de placas y en áreas de vulcanismo activo (Henley y Ellis, 1983). De acuerdo con la teoría de tectónica de placas, la litósfera está dividida en diversos bloques denominados “placas litosféricas” las cuales se mueven lentamente (cm por año) a través de la superficie terrestre, por encima de la astenósfera (Armstead, 1983). El movimiento es causado por la diferencia en las formas de transporte del calor interno de la Tierra. Las placas al moverse pueden experimentar alguna deformación, las principales interacciones se dan en los bordes, lo que determina los tres tipos de bordes de placas (Tarbuck y Lutgens, 2005).

-Borde divergente

Este tipo de borde se produce cuando dos placas se alejan una de la otra, también se conocen como bordes de centros de dispersión. Al darse este fenómeno, el magma de la astenósfera emerge hacia la superficie formando así nueva litósfera. La mayoría de los centros de movimiento de las placas coinciden con crestas de cadenas montañosas submarinas, o los llamados rift continentales.

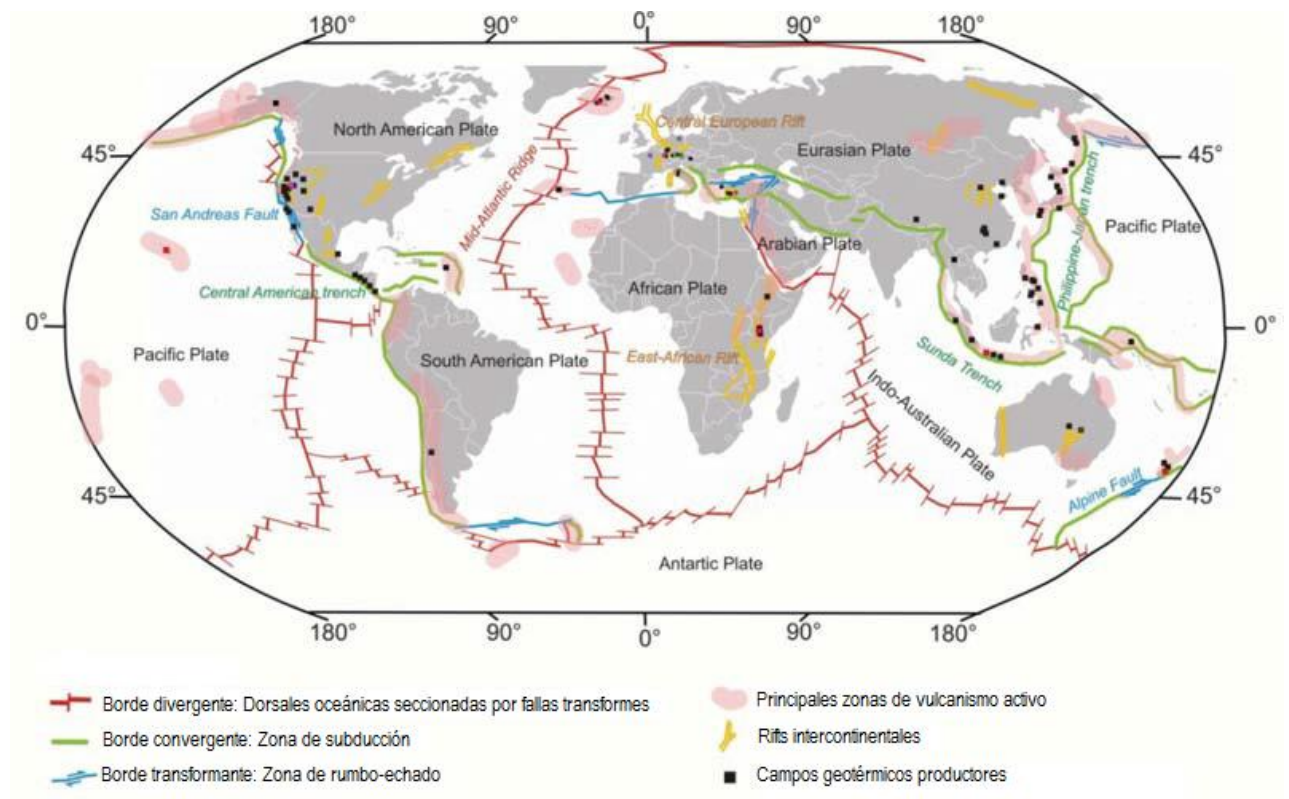
-Borde convergente

Corresponde a las trincheras oceánicas que tienen lugar cuando dos placas se acercan y colisionan entre sí. La placa más densa, generalmente la placa oceánica, comienza a ser subducida y a continuar su movimiento por debajo de la placa más ligera (continental) hasta que es reabsorbida por el manto, la placa comienza a aumentar su temperatura conforme avanza al interior de la Tierra

hasta que se funde. La parte en donde la placa densa se hunde es conocida como zona de subducción.

-Borde transformante

Para que tenga lugar un borde transformante, el movimiento de placas es de manera paralela a la falla deslizándose entre sí con en la misma dirección y en sentido contrario. Cuando sucede este tipo de eventos no hay creación ni



destrucción de litósfera.

Figura 2.5. Principales placas tectónicas, tipos de bordes y campos geotérmicos. IGA, 2014

La geología estructural en áreas geotermales es muy importante porque se relaciona con la permeabilidad de las rocas, estas características pueden utilizarse para la identificación de zonas con potencial geotérmico. Con la caracterización de las estructuras es posible comprender las relaciones entre las rocas sello y la circulación de los fluidos en las fracturas ya que tanto fallas como las fracturas pueden servir como canales para controlar el movimiento convectivo de los fluidos (Henley y Ellis, 1983).

Geológicamente los campos geotérmicos de baja temperatura dependen del gradiente geotérmico regional y de la permeabilidad de la roca. En cuencas sedimentarias la geología estructural y estratigrafía de este tipo de campos consiste en estratos de rocas permeables (areniscas) e impermeables (lutitas) alternadas. También existen los campos de convección controlada que dependen de permeabilidad secundaria (fallas y fracturas).

Los campos de alta temperatura dependen de una fuente de origen intrusivo o volcánico, la mayoría de las fuentes de calor de sistemas han presentado actividad del Plioceno al Holoceno. Existen diferentes rasgos geológicos para caracterizar a este tipo de campos geotérmicos. Se pueden localizar en zonas de régimen de rift o en los llamados “puntos calientes” (hot spots) de origen intraplaca, así como en regímenes compresionales que son los más comunes, con rasgos geológicos como islas de arcos volcánicos y cuencas, arcos volcánicos en márgenes continentales y batolitos debajo de estratos sedimentarios (Saemundsson, 2009).

A menudo se asocian también estructuras de caldera, incluso sistemas hidrotermales fósiles se asocian de manera similar. La penetración profunda de agua meteórica se relaciona con zonas con un alto fracturamiento de la corteza (Henley y Ellis, 1983).

2.2.3 *Transferencia de Calor*

El flujo de calor superficial es la energía liberada en forma de calor hacia el espacio desde el interior de la Tierra, hay dos fuentes que generan este flujo de calor: el producido en el momento de la formación del planeta y el que continúa generándose por el decaimiento de isotopos radiactivos de larga vida que son relativamente abundantes (^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U) sobre todo en la corteza. El flujo se expresa en unidades de miliwatt por metro cuadrado (mW/m^2), es variable en cada lugar y en diferente tiempo; sin embargo, se han hecho estimaciones donde el promedio de flujo de calor en la corteza continental y en la corteza oceánica es de $71 \text{ mW}/\text{m}^2$ y $105 \text{ mW}/\text{m}^2$ respectivamente (Davies y Davies, 2010). Dicha variabilidad también afecta al cambio de temperatura en función de la profundidad, la cual se denomina gradiente geotérmico, éste es el indicador del incremento de la temperatura desde la superficie hacia el interior de la Tierra. La temperatura en la corteza se incrementa en promedio entre $2.3\text{-}3 \text{ C}^\circ/100\text{m}$, sin embargo, en “áreas geotermales” el gradiente puede ser 10 veces mayor al promedio (Dickson y Fanelli, 2004).

Para que el calor del interior pueda ser aprovechado como recurso natural, deben existir métodos de extracción y transferencia de la energía lo cual sucede desde lo más profundo hasta lo más somero mediante 2 formas de transferencia de calor en la Tierra (Barbier, 2002).

-Conducción

La transferencia por conducción ocurre cuando la vibración de las moléculas se transmite a otras vecinas transfiriendo en realidad energía cinética, haciéndolas vibrar de manera más rápida. Este modo de transferir calor es común en sólidos, por ejemplo, en metales, que son muy buenos conductores de calor a diferencia de la mayoría de las rocas que son relativamente malas conductoras.

-Convección

Es un proceso de transferencia de calor en fluidos que consiste en el movimiento de moléculas de una zona de alta temperatura a una de baja temperatura. Este proceso es más eficiente que el de conducción y tiene lugar tanto en la corteza como en el manto.

Con base en estos 2 métodos de transferencia de calor se ha desarrollado la actual clasificación de plays geotérmicos, considerando también la geología estructural y permeabilidad del sistema hidrotermal, entre otras características.

Los sistemas convectivos transportan el calor de la profundidad a reservorios someros o a la superficie mediante el movimiento de fluidos en vías permeables,

este tipo de plays se divide en tres subgrupos, agrupándolos principalmente de acuerdo a la naturaleza de la fuente de calor.

Play de intrusión activa o reciente: Contiene una fuente de calor intensa en forma de cámara magmática somera, pueden localizarse en regiones con vulcanismo basáltico en márgenes de placa divergentes, vulcanismo basáltico a andesítico en islas de arco o en vulcanismo andesítico a dacítico reciente. Intrusiones recientes e inactivas representan fuentes de calor comunes, sin embargo, una cámara magmática no siempre genera vulcanismo, debido a la viscosidad del magma o al magmatismo joven que no alcanza la superficie.

Plays de intrusión extinta: Este tipo de plays comprende de un cuerpo plutónico cristalino con elementos generadores de calor o un cuerpo ígneo intrusivo en enfriamiento. Se pueden localizar en áreas donde las montañas proveen zonas de alta recarga y circulación de agua meteórica, generalmente en márgenes continentales convergentes o transformantes de magmatismo reciente.

Plays de dominio extensional: La extensión y el adelgazamiento de la corteza provoca la “elevación” del manto, proveyendo la fuente de calor al obtener un gradiente geotérmico relativamente alto, facilitando el calentamiento de agua meteórica que circula en fallas o en formaciones permeables. Estos plays “no magmáticos” están controlados por zonas de falla donde el agua se infiltra por una falla desde la superficie hasta la fuente de calor y sube por otra, o zonas de falla-escape donde la circulación se da en fallas segmentadas y formaciones permeables.

El segundo tipo de sistema, basado en la transferencia de calor por conducción, puede dividirse de acuerdo a la razón de porosidad y permeabilidad y el potencial del reservorio, además de la posibilidad de producir fluidos naturales.

Plays de cuenca intracratónica: Estos plays geotérmicos incorporan un reservorio en una secuencia sedimentaria ubicada en una cuenca o en un graben extensional. La litología, diagénesis y el fallamiento determinan el patrón de permeabilidad, alto o bajo que predomina. La estructura de la cuenca es la que determina la localización del reservorio en ésta.

Plays de cinturón orogénico: Comprende un reservorio sedimentario ubicado en cuencas elevadas, o en un cinturón de montañas. Las secuencias sedimentarias en las cuencas elevadas se ven influenciadas por la subsidencia de la corteza, mientras que en la orogenia se debe al peso del engrosamiento de la corteza causado por el cinturón orogénico y la descarga de productos erosivos de la parte no engrosada de la corteza, causando la flexión de la parte no engrosada de la litósfera formando áreas de extensión local y fallamiento normal en un contexto de tectónica compresional.

Plays de basamento: Las características de este tipo de plays son una roca cristalina, usualmente granítica, con fallas y fracturas, de porosidad y permeabilidad natural baja, pero con alta energía térmica. Este subgrupo también puede ser referido como sistemas de rocas secas y calientes. El flujo de calor será elevado si las rocas que subyacen contienen elementos de producción de calor radiogénica como Potasio, Torio y Uranio (IGA, 2014).

3 Geología del área de estudio

3.1 Evolución tectónica

Se ha documentado en diferentes ocasiones la evolución geodinámica de la zona de la Península de Baja California, tanto la falla de San Andrés al norte, como las características del mismo Golfo. Se ha hecho énfasis en el rol del fallamiento dextral de la región y la generación de un rift continental NW-SE que ha evolucionado a una zona de dispersión oceánica con una separación oblicua de la península hacia el nor-oeste y de Sonora al sur-este (Angelier *et al.* 1984). Las zonas hacia el sur del Golfo han completado la evolución en zonas de dispersión oceánica, como en la Cuenca de Alarcón (Lizarralde *et al.*, 2007).

La Cuenca de Santa Rosalía al sur del área de estudio, ejemplifica la geometría del movimiento de fallas del Neógeno tardío y del Plio-cuaternario en la parte este-central de la península, puntualmente en el Plio-Cuaternario el patrón de fallamiento fue predominantemente normal-dextral aunque las fallas oblicuas tienen un rol importante, indicando un movimiento de extensión ENE-WSW (Angelier *et al.*, 1981). Se han realizado otras observaciones en el área de Bahía Concepción 100km al sur-suroeste de Santa Rosalía, con resultados similares. El patrón de fallamiento de la cuenca de Santa Rosalía es representativo a lo largo de todo el oeste de la costa central del Golfo de California (Angelier *et al.*, 1981). La evolución del vulcanismo y la distensión al Noroeste de México se enmarca en dos eventos regionales; primero ocurrió el encuentro de la dorsal Pacífico-Farallón con la trinchera de Norteamérica, la cual terminó con el vulcanismo de arco y ocasionó la migración de la junta dorsal-trinchera-falla transforme. El segundo es el cambio

de la península a la placa del Pacífico, dicha transición fue completada hace 4Ma (Martín-Barajas, *et al.*, 1995). De acuerdo a Martín Barajas (2000), bajo el continente se desarrolló una ventana astenosférica producida por la subducción dorsal y el jalón gravitacional de la corteza modificó la estructura y características térmicas de la litósfera.

La Provincia Extensional del Golfo va desde la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal en el Golfo de Baja California. El escarpe separa al macizo peninsular de una franja al oriente de la península, ligada estructuralmente a la Provincia Extensional del Golfo.

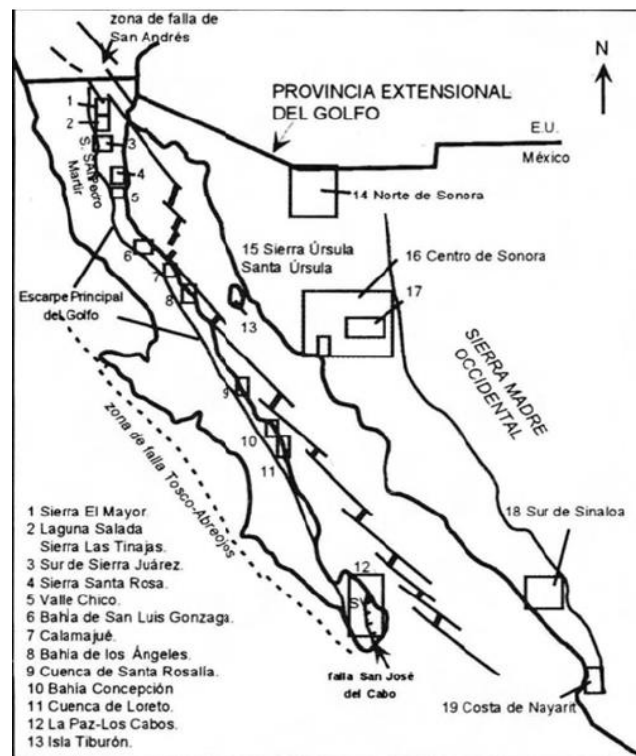


Figura 3.1. Provincia Extensional del Golfo (Martín-Barajas, 2000).

Se registra en el Neógeno el cambio de subducción a distensión cortical, el vulcanismo en la Provincia Extensional del Golfo es la evidencia de este evento.

Existe consenso en que la causa de distensión en la provincia Basin and Range generó fusión parcial en el manto litosférico o en la corteza inferior (Martín Barajas, 2000).

La distensión en Baja California define un patrón de rocas jóvenes de oriente a poniente, mientras que en Sonora se manifestó el proceso después de un pulso volcánico hace ~30Ma en la Sierra Madre Occidental. En un intervalo de 23 a 12Ma, de máxima extensión en Sonora, el vulcanismo de arco migró al poniente con actividad importante a lo largo del margen oriente de la península. La extensión temprana, en la parte de Sonora y el margen oriental del Golfo ocurrió de manera simultánea al arco volcánico del Mioceno. En la parte central y noroeste de Sonora la mayor extensión se originó por pulsos discretos entre 25 y 10 Ma (Martín Barajas, 2000). Las relaciones crono-estratigráficas en la parte sur sugieren que la mayor parte de la extensión de la Sierra también ocurrió en el mismo período, de igual manera la formación de cuencas y el desarrollo de núcleos metamórficos.

Datos estructurales sugieren que la extensión del protogolfo se dio sobre una amplia zona a ambos lados de la Sierra Madre Occidental. Existen evidencias en la zona central de Sonora y en la isla tiburón que indican que la extensión pudo iniciar en el Oligoceno (>28Ma) (Martín Barajas, 2000).

La distensión en el margen peninsular inicia después de la distensión en Sonora y concuerda con la terminación del vulcanismo de arco y la subducción de la placa de Guadalupe.

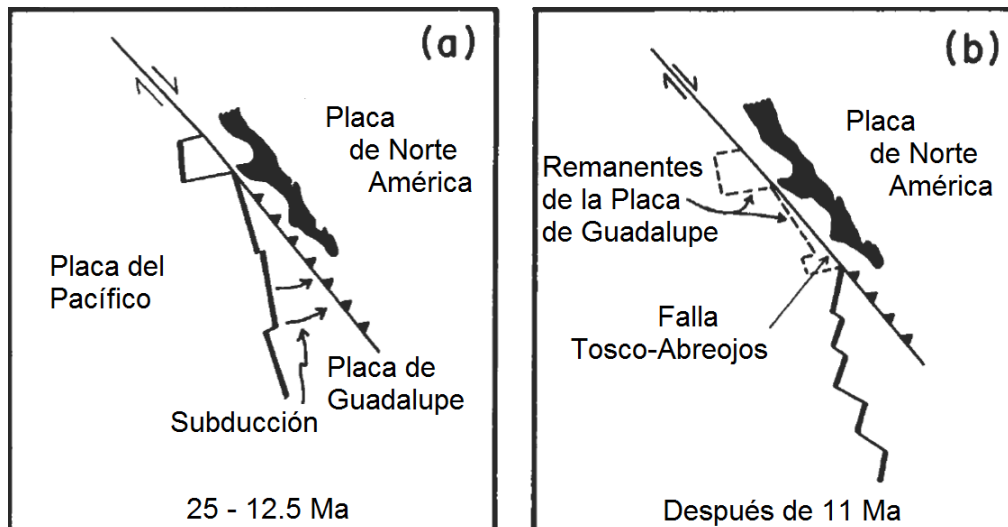


Figura 3.2. Subducción de Placa de Guadalupe (Hausback, 1984).

En la mitad norte de la península las fallas del escarpe cortan los depósitos volcánicos más jóvenes (15-16Ma). En Sierra Juárez estas fallas cortan flujos basálticos de 11Ma, mientras que en Laguna Salada las edades del basamento plutónico indican el levantamiento de la Sierra La Mayor entre 10 y 15 Ma. Los sedimentos marinos que subyacen rocas volcánicas de 14Ma de Isla tiburón y Bahía de los Ángeles son las evidencias más antiguas de la existencia de protogolfo en esta región (Martín Barajas, 2000).

En la parte sur de Puertecitos, en San Luis Gonzaga existen fallas que cortan flujos de lava de 15 Ma limitando la edad máxima de inicio de distensión mientras que la edad mínima se limita por fallas que cortan depósitos del Plioceno que se pueden correlacionar con depósitos similares en Puertecitos (Martín-Barajas, 2000). En esta misma región, el canal de Ballenas parece haber sufrido mayor deformación durante el Plioceno cuando se desarrolló el sistema de fallas del canal de Ballenas. En Baja California Sur la mayor subsidencia de cuencas

marginales se reporta en el Plioceno. La extensión en la península se define con edades radiométricas de entre 11 a 15 Ma (Martín-Barajas *et al.*, 1995).

Una característica de la distensión del Golfo es su oblicuidad, 15°-20° respecto a la dirección del movimiento de placas, lo que ocasiona una componente importante entre el escarpe principal del Golfo y el sistema de fallas transformes y centros de dispersión (Stock *et al.*, 1996).

Se ha mostrado evidencia del cambio de los esfuerzos en la evolución de protogolfo a golfo, el esfuerzo inicial E-NE, cambió en dirección NW ocasionando un ángulo de rift oblicuo (figura 3.3), lo que se manifestó en la península con la subsidencia de cuencas marginales. La componente extensional del sistema transforme San Andrés-Golfo de California controla la subsidencia de las cuencas adyacentes al escarpe de Sierra Juárez y San Pedro Mártir (Stock *et al.*, 1996; Hausback, 1984).

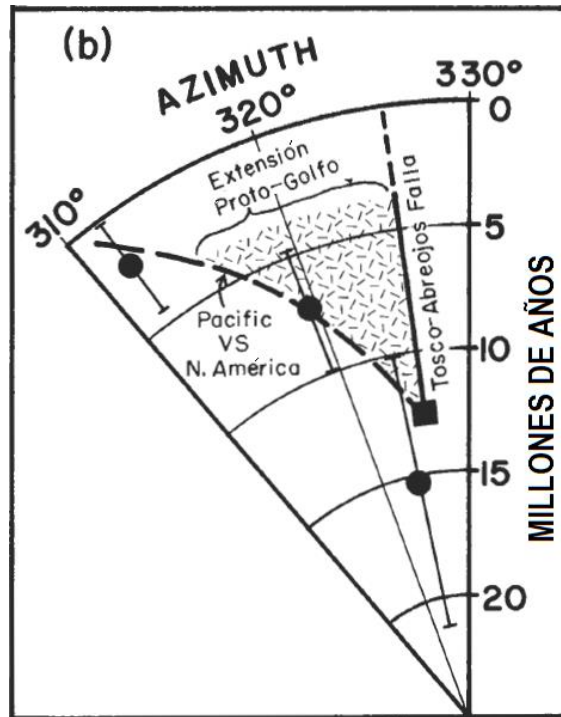


Figura 3.3 Oblicuidad de rift (Hausback, 1984).

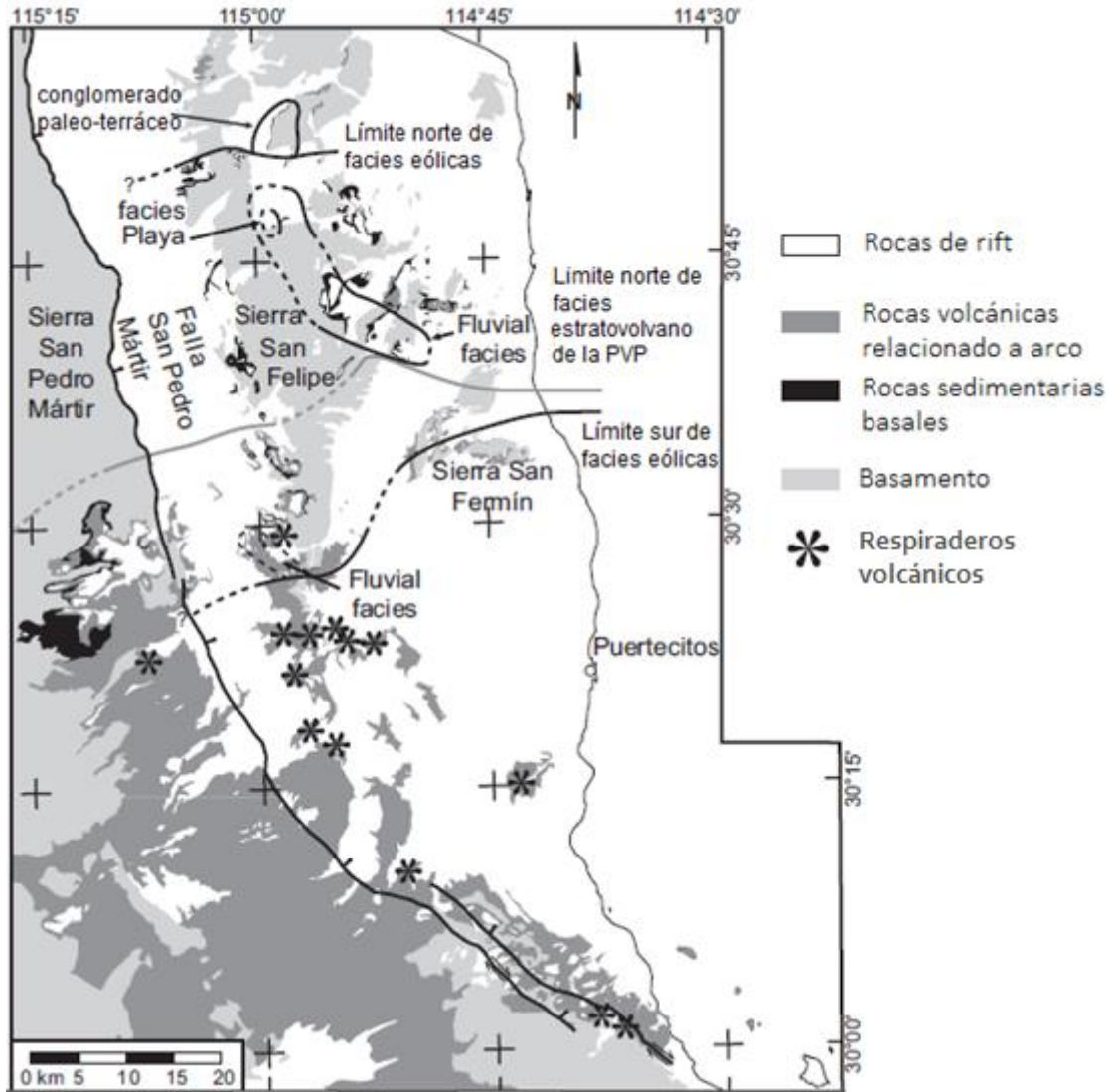


Figura 3.4 Fallas y sierras principales (Modificada de Oskin y Stock, 2003).

La mayor parte de los estudios indican que la formación del escarpe principal del Golfo se inició máximo hace 11Ma, más de 15Ma de años después que iniciara la extensión en Sonora. La evolución tectónica de rifts oblicuos sugiere que la extensión temprana es causada por el movimiento de las placas del Pacífico y Norteamérica. Las variaciones estructurales en el margen de la península pueden ser rasgos de la distensión del protogolfo, mientras que las únicas evidencias de

deformación activa en el lado de Sonora, son los conos cineríticos alineados N-S (Martín-Barajas, 2000).

3.2 Evolución magmática

La evolución en la composición química del vulcanismo en la provincia extensional, refleja el cambio de subducción a rift continental en una región amplia. La zona norte de esta extensión evolucionó a rift oceánico con la transferencia de la península a la placa del Pacífico. Al término de la subducción el estilo y composición del vulcanismo cambió. A escala regional el vulcanismo asociado a rift del Golfo presenta a ambos lados un patrón geográfico con lavas alcalinas predominantes. En los campos volcánicos al norte de la península se reportaron andesitas de 4-0Ma correspondientes a: magmas derivados de la placa y dorsal subducidas o a la fusión parcial del manto durante la subducción (Martín-Barajas, 2000).

La diversa composición y el estilo eruptivo del vulcanismo que sucedió a la subducción es notorio; en la península, los flujos de lava alcalina menores a 12 Ma cubren localmente a ignimbritas y andesitas de ~14Ma. En Sonora se define el inicio de la extensión en el Mioceno temprano con base en las lavas basálticas intercaladas en depósitos continentales, además del vulcanismo alcalino tipo intraplaca que tuvo lugar en el Mioceno tardío-Plioceno. Se sugiere que los basaltos y andesitas provienen del manto litosférico por su composición química (Martín-Barajas *et al.*, 1995)

El vulcanismo toleítico se presenta generalmente en márgenes y centros de dispersión; sin embargo, flujos de lava toleítica se presentan al oeste del escarpe principal del Golfo. Por ser rico en elementos incompatibles, se propone que este vulcanismo transicional proviene de rocas refractarias del manto. En la costa de Sonora se ha reportado el mismo estilo de vulcanismo con edades de entre 8 y 10Ma. Esto, junto con las toleítas de Baja California, representan el ascenso del manto astenosférico en la etapa de protogolfo en la zona de distensión (Martín-Barajas, 2000).

La Provincia Volcánica de Puertecitos es la más grande en la península de vulcanismo riolítico, se han registrado tres períodos de actividad caldérica: hace 11Ma, 6 Ma al oeste de la zona de alojamiento Matomí y 3 Ma, que, con base en el incremento del espesor de las ignimbritas al este, asociadas a este evento se infiere que la fuente se encuentra hacia el este de la línea de costa, mar adentro (Oskin y Stock, 2003). El vulcanismo riolítico-andesítico registrado en la caldera la reforma y el complejo volcánico Tres Vírgenes puede ser causado por la diferenciación de magmas basálticos generados por la fusión parcial del manto, por magmas generados por la fusión de la corteza o por ambos procesos combinados. El cambio en composición y estilo de vulcanismo refleja la heterogeneidad de la fuente debido a un período prolongado de actividad anterior a la distensión y a los diferentes grados de fusión causados por la inestabilidad térmica que dio lugar a la distensión cortical y al rift desde el Plioceno tardío. En la etapa de protogolfo, el vulcanismo subcalino de ~10Ma, característico de los centros de dispersión, fue emplazado localmente en la costa de Sonora y en la

península. El vulcanismo calciocalino ha ocurrido de manera intermitente desde el término de la subducción (12Ma) en los márgenes y algunas islas del Golfo ya sea en estrato-volcanes andesítico-dacíticos como es el caso de Tres vírgenes o en calderas como sucede en Puertecitos, imitando la actividad orogénica del Mioceno temprano (Martín-Barajas, 2000).

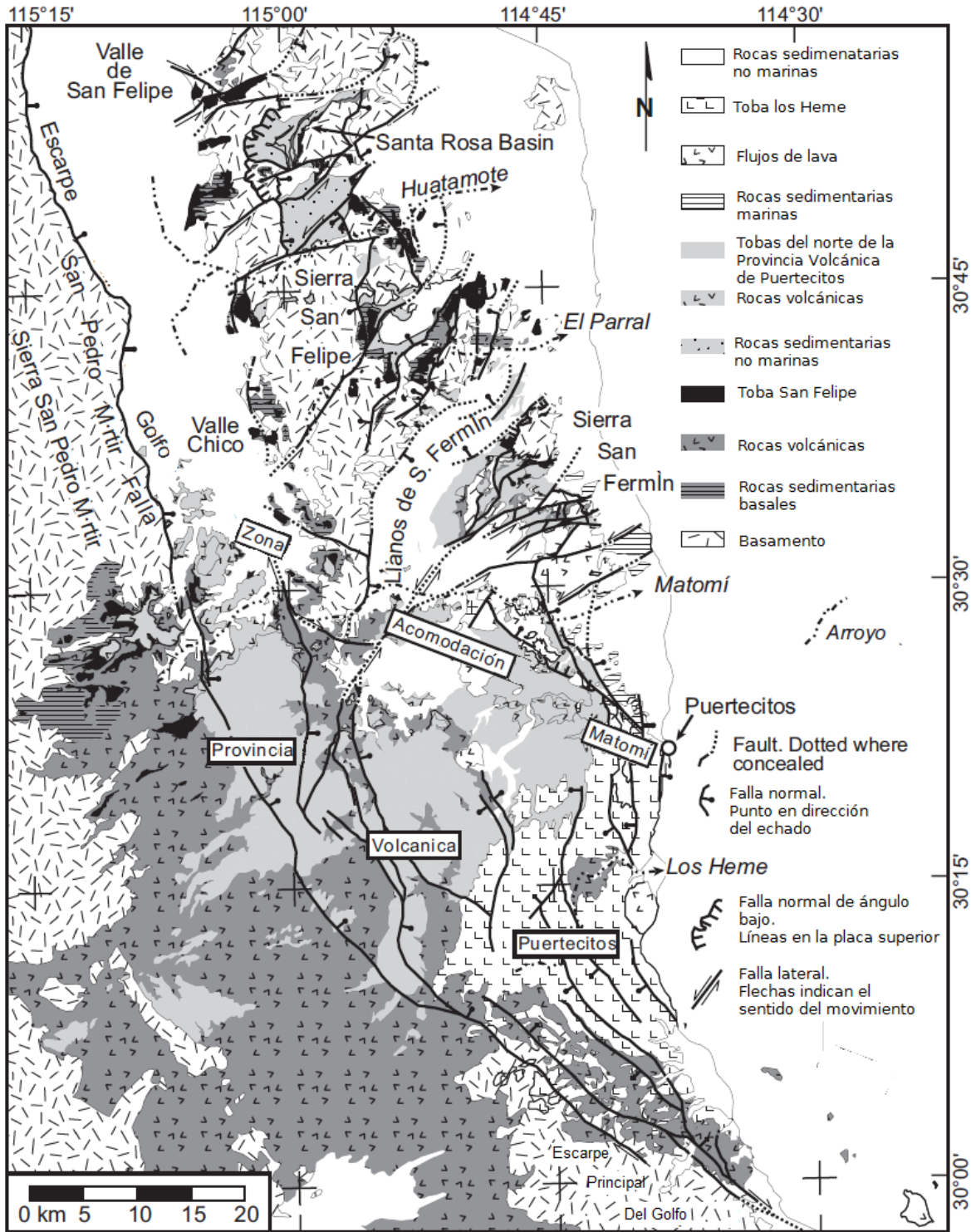


Figura 3.5 Provincia Volcánica de Puertecitos (Modificada de Oskin y Stock, 2003).

3.3 Geología del subsuelo

El contexto de los afloramientos y la estratigrafía de Puertecitos son principalmente producto de la actividad de la Provincia Volcánica de Puertecitos que fue afectada por los eventos que formaron el Golfo de California. Ésta es la evidencia de la transición de un arco volcánico a vulcanismo de rift asociado a la apertura del mar de Cortés (Martín-Barajas, *et al.*, 1995).

La Provincia se caracteriza por los depósitos piroclásticos y lavas de la etapa temprana del rift del Mioceno tardío al Plioceno. En la parte oriental de la provincia se han reportado 2 secuencias asociadas al rift que surgieron en períodos de tiempo relativamente cortos (6 y 3Ma) (Martín-Barajas, *et al.*, 1995).

Desde la etapa temprana de la apertura, la actividad volcánica se puede dividir en 3 secciones: (Martín-Barajas *et al.*, 1997).

El grupo 1, que es el más antiguo (del Mioceno medio, ~16 Ma), consta de flujos de lava andesítica, cuellos volcánicos y depósitos piroclásticos de casi 400m de espesor. Se pueden observar afloramientos bien expuestos de este grupo en la zona del Arroyo los Hemes, al norte del Volcán Prieto, donde las andesitas y dacitas forman un centro volcánico de aproximadamente 4 km.

Cerca de los cuellos volcánicos se encuentran depósitos de flujos piroclásticos y depósitos epiclásticos, en la secuencia se incluye un cono de ceniza interestratificado con estos depósitos.

Los dos grupos siguientes están asociadas al vulcanismo de rift que yacen de manera discordante a la primera secuencia. El grupo 2 está formado por lavas y tobas riolíticas a andesíticas. Los domos riolíticos afloran en la región norte, cerca del Arroyo la Cantera. La unidad más antigua se forma por flujos cristalinos de edad incierta, por debajo de las tobas, las cuales están cubiertas por una serie superior de flujos riolíticos de edad aproximada de 6 Ma. La edad del origen del vulcanismo silíceo de rift puede inferirse a partir de los flujos riolíticos del extremo inferior, singenéticos o cercanos en edad a las tobas mencionadas (Martín-Barajas *et al.*, 1995; Martín-Barajas *et al.*, 1997).

De acuerdo a Martín Barajas (1995), en la parte norte de la Provincia Volcánica, las lavas riolíticas son de volumen importante y junto con afloramientos en la zona de estudio pueden formar parte de un domo del mioceno tardío de 40 x 15 Km.

En la parte suroeste de Puertecitos los flujos riolíticos superiores afloran en la base de los arroyos mientras que más al sur aflora a lo largo de la zona de costa junto con la toba. Se encontraron también flujos y diques andesíticos que cubren las unidades antes mencionadas.

La toba, nombrada el Canelo, es una secuencia de múltiples flujos de ceniza entre el Arroyo la Cantera y Sierra San Fermín. La toba se encuentra seccionada en bloques por fallas normales de rumbo nor-noroeste. En la zona del Arroyo la Cantera, comprende 6 unidades de enfriamiento con un espesor total de 300m de aproximadamente 6.5 Ma. Las variaciones en el espesor y en la soldadura indican que la fuente puede localizarse al oeste, cerca de la zona de estudio.

El grupo 3, compuesto por ignimbritas riolíticas, está constituido por 2 diferentes tobas. La primera toba nombrada “Los Heme”, por observarse en el Arroyo del mismo nombre, está relacionada con las andesitas asociadas al vulcanismo de arco que localmente yacen sobre las rocas del grupo 2. Incluye 25 unidades de enfriamiento de flujos de ceniza y flujos piroclásticos con pómez y lapilli. Hacia la parte norte y oeste de la zona, el número de unidades decrece y sólo la parte más baja de la secuencia y la segunda toba “Mesa el Tábano” están presentes. El incremento del espesor y de unidades hacia el sur y el este indica que la fuente se encontraba hacia esa dirección de la zona. Hacia el norte, algunas unidades de flujos piroclásticos se encuentran interestratificadas con depósitos marinos someros del Plioceno temprano (Martín-Barajas *et al.*, 1997).

Una estructura de colapso al oeste del Volcán Prieto corta las ignimbritas del Plioceno, con un fallamiento normal en un patrón cóncavo y semicircular. El Volcán Prieto es un cono monogenético que coexistió con las últimas erupciones formadoras de ignimbritas (Martín-Barajas, *et al.*, 1995).

Los flujos andesíticos cubren un área elíptica de 3-4 km a través de la estructura de colapso. A pesar de que las lavas del volcán Prieto cubren la toba “los Heme”, en la parte sur se encuentran por debajo de la última unidad de ésta, además de una arenisca bien clasificada producto de depósitos marinos.

Las salpicaduras andesíticas están inter-estratificadas con la parte superior de la toba los Heme, estableciendo que los flujos de lava del grupo 3 empezaron a hacer erupción en las últimas etapas del vulcanismo riolítico del Plioceno y

continuaron durante las ignimbritas jóvenes de los Heme, datando las rocas desde 1 hasta 2.6 Ma (Martín-Barajas y Stock, 1993; Martín-Barajas, 1995).

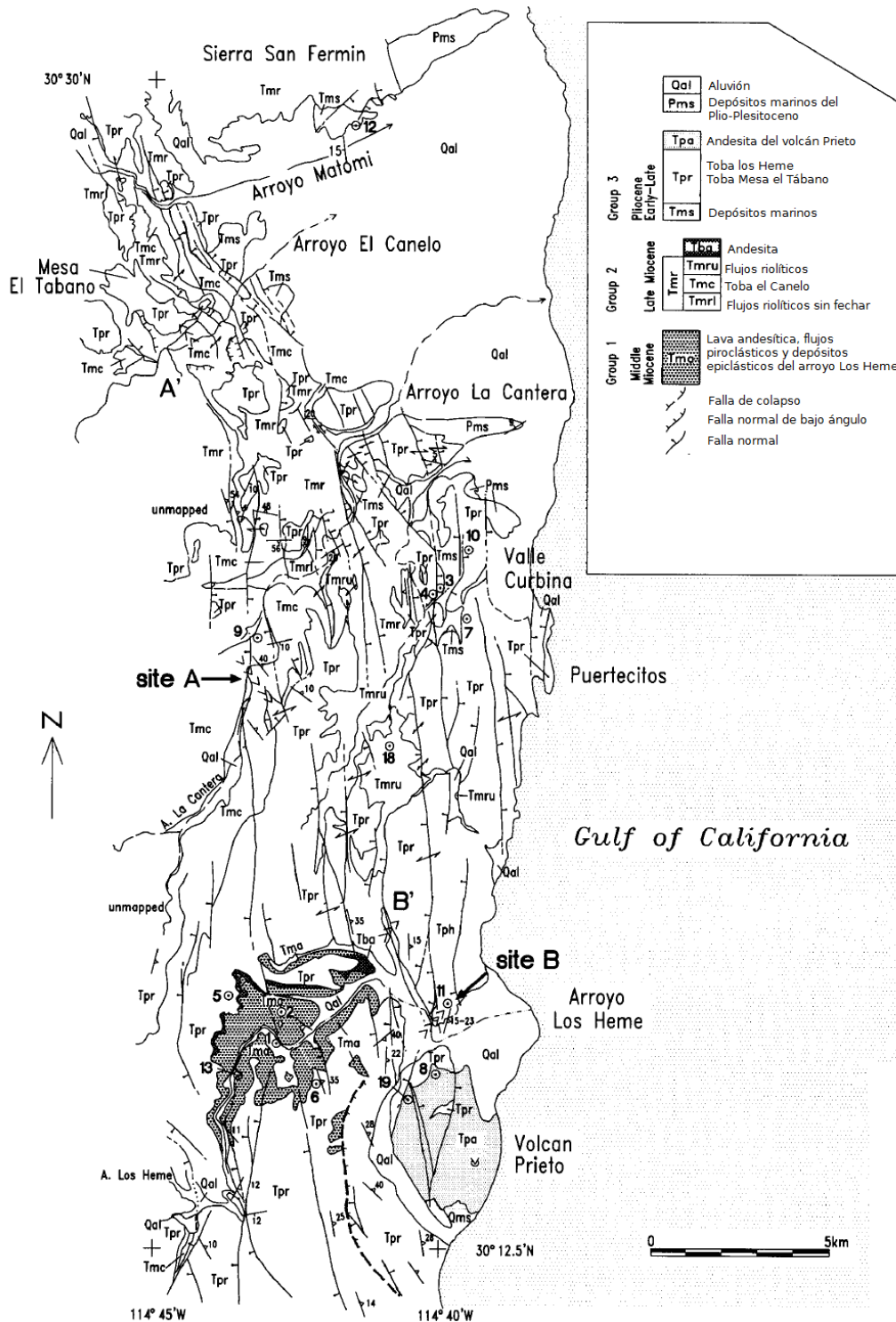


Figura 3.6 Grupos geológicos de la zona de estudio (Tomada de Martín-Barajas et al., 1995).

Las andesitas asociadas al rift son relativamente de escaso volumen, con bajo contenido de K_2O y contenidos variables de TiO_2 y MgO comparadas con las andesitas del arco volcánico del Mioceno lo que sugiere una combinación de un magma máfico de alta temperatura con afinidad toleítica con un magma frío posiblemente de material de la corteza, todo aunado a la tectónica transtensional que al noreste de la Provincia Volcánica de Puertecitos se manifiesta con una extensión ESE a ENE durante el Mioceno tardío-Plioceno (Martín-Barajas y Stock, 1993).

3.3.1 Estratigrafía

La parte este de la Provincia Volcánica de Puertecitos incluye una secuencia relacionada al arco volcánico, de rocas andesíticas (grupo 1) con dos grupos superiores de rocas predominantemente silíceas originadas por el vulcanismo de ruptura, que cubren al primero de manera discordante. En la parte norte de la Provincia Volcánica las rocas andesíticas cubren el basamento granítico-metamórfico del Mesozoico y a su vez el basamento local derivado de areniscas del Terciario (Martín-Barajas, *et al.*, 1995).

Las rocas del grupo 2, de 6 Ma, afloran al norte y noroeste de la zona de estudio, los domos y flujos riolíticos locales también están presentes. Es probable que la fuente de la toba (El Canelo) de 6Ma se encuentre en las cercanías, se basa esta suposición en la presencia de flujos de lavas a lo largo de fallas normales y el incremento del espesor de algunas unidades hacia el oeste. La intensa actividad volcánica del Mioceno tardío, asociada a la extensión de la corteza como sugieren las fallas normales que controlaron los flujos riolíticos, formó estructuras de graben

que contenían agua de mar en el Mioceno tardío y el Plioceno temprano. Las camas marinas yacen discordantes sobre rocas volcánicas al noreste de Puertecitos y posiblemente surgieron de manera simultánea. El segundo período de vulcanismo explosivo ocurrió durante el Plioceno tardío, al este del primer evento volcánico, la fuente de las ignimbritas de este período se encontraba al este de la actual línea de costa. Ambas secuencias terminan con flujos de andesitas y depósitos de escoria, finalizando con la explosión del Volcán Prieto durante el Plioceno tardío (Martín-Barajas y Stock, 1993).

Los eventos más recientes de la Provincia Volcánica de Puertecitos son los que dieron lugar a algunos derrames andesíticos y principalmente al surgimiento del Volcán Prieto. El volcán monogenético de 280m de altura, denominado “Volcán Prieto” se encuentra en la costa central de la Provincia Volcánica de Puertecitos, 10 km al sur de Puertecitos, B.C. (Martín-Barajas y Stock, 1993).

El basamento Prebatolítico lo conforman unidades metamórficas del paleozoico, se han encontrado secuencias de arenisca marina interestratificada y cubierta por unidades volcánicas. Los flujos andesíticos y el mismo Volcán Prieto son indicadores de la actividad volcánica de la región que se estima comenzó hace 2.5Ma en el Pleistoceno (Martín-Barajas y Stock, 1993; Oskin y Stock, 2003). En la tabla 3.1 se presenta la estratigrafía simplificada de la región.

Tabla 3.1. Estratigrafía simplificada de la zona de Puertecitos (CONAGUA, 2009).

Complejo metamórfico paleozoico	Mármoles, esquistos y gneiss por dinamometamorfismo de alto grado en rocas sedimentarias. Representa el basamento regional de la península. Calizas levemente metamorfizadas. Edad Misisípico-Pensilvánico.
Formación San Hipólito (Tr-Jr)	Rocas carbonatadas, clásticas y volcánicas sometidas a dinamometamorfismo y a metamorfismo de contacto dando como resultado filitas, esquistos, skarn y hornfels. Principales afloramientos localizados en la Sierra de Juárez y San Pedro Mártir.
Formación Alisitos (kas)	Serie volcanosedimentaria, en la base metasedimentaria (esquistos, filitas, calizas, lutitas, areniscas y hornfels) en afloramientos de poca extensión. Posteriormente depósito de meta-andesitas, meta-dacitas y metariodacitas y posteriores andesitas, brechas andesíticas, tobas andesíticas, dacíticas y riodacitas. En la cima calizas.
Formación Rosario (Kr)	Paquetes de lutitas, areniscas y conglomerados afectados por tectonismo, discordancia angular sobre Formación Alisitos.
Bedford Canyon Formation (KsGd-Tn)	Bloques caóticos en masa arcillosa de calizas de Jurásico medio a tardío. Estos depósitos han sido interpretados como depósitos trinchera-talud. Hacia parte oriental se encuentran granitoides fuertemente deformados.
Formación Esquisto Julián	Lutitas, areniscas y conglomerados metamorfizados con pequeños cuerpos de anfibolita y mármol. Secuencia metasedimentaria en paquetes interdigitados de esquistos filitas y pizarras en algunas partes gneis. Los esquistos son micáceos y de facies de esquistos verdes con clorita y en el arroyo corral Blanco talcosos.
Formación San Diego (Plc)	Conglomerados con intercalaciones de arenisca de matriz café a rojiza, sedimentos fluviales depositados en los lechos de los ríos coluviales, asociados a fuertes pendientes y aluviones debido a movimientos de ladera.
Sierra Las Pintas (KsD)	Rocas volcánicas dos periodos de vulcanismo; primero dacita y andesitas en porción C-N, se encuentran afectadas por intrusivos porfídicos de composición andesítica y riodacítica, el segundo periodo de vulcanismo derrames riolíticos y andesíticos que afloran en la misma proporción que las rocas anteriores. Espesor 1500m.
Unidad Eólica (Qhoal)	Arena grano fino a medio derivada de rocas ígneas y metamórficas de pocos metros de espesor y formando dunas paralelas a la línea de costa.
Batolito Cretácico B.C.(Kr)	Cuerpos intrusivos de composición granítico-tonaliticagranodiorítica intrusionan a las Formaciones San Hipólito y Alisitos produciendo halos de metamorfismo. Conforma al cinturón batolítico que ha dividido las rocas del Cretácico y Jurásico como post y pre batolíticas respectivamente.
Unidad Volcánica	Rocas piroclásticas de composición ácida, derrames andesíticos y dacíticos cubiertos por basaltos pliocuaternarios.
Depósitos cuaternarios	Sedimentos aluviales y marinos tipo costeros, depósitos deltaicos y de llanura de inundación, espesores variados y rellenan valles y zonas bajas sus mayores extensiones al NE de la península.

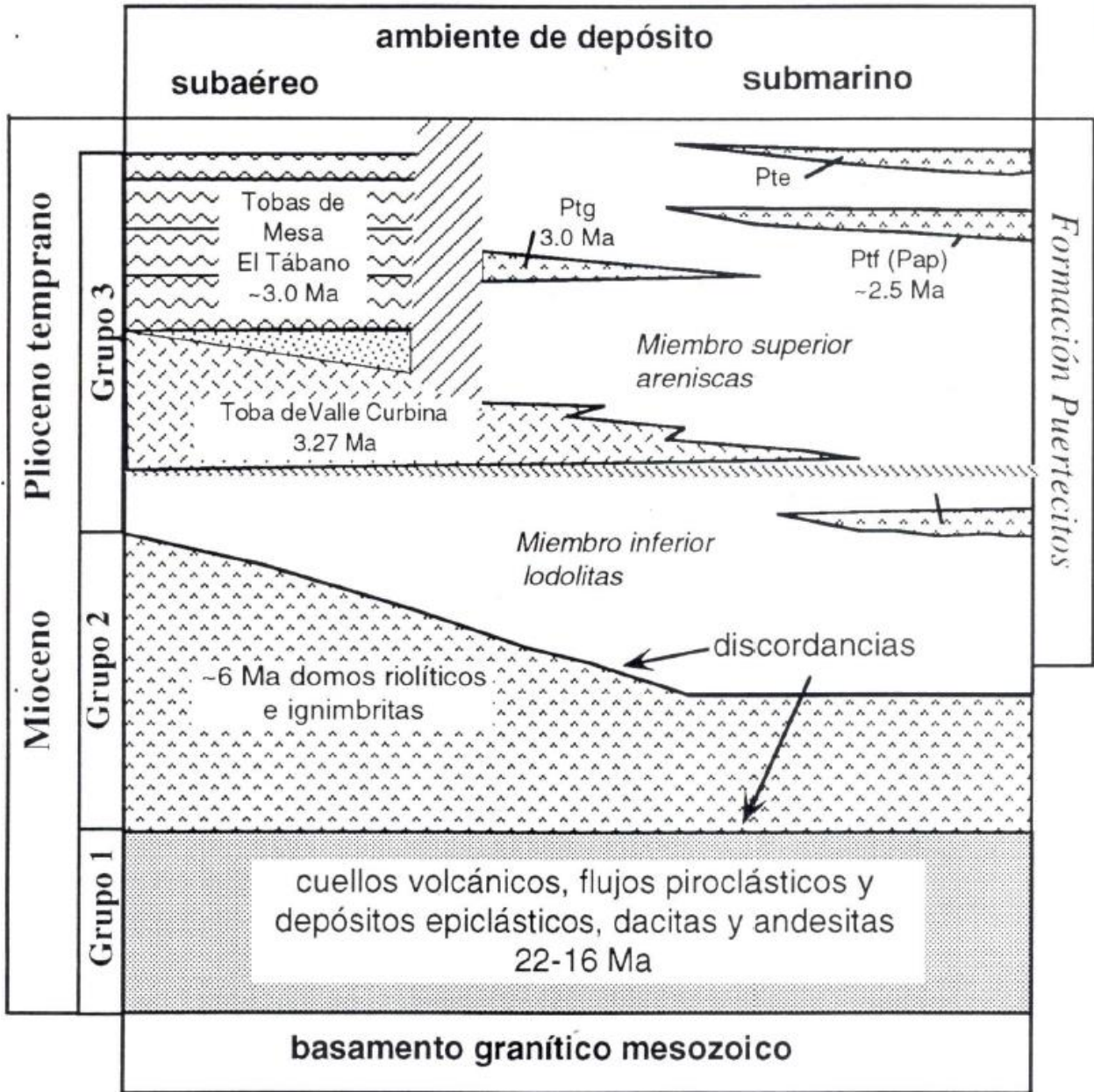


Figura 3.7. Estratigrafía de la PVP (Martín-Barajas et al., 1997).

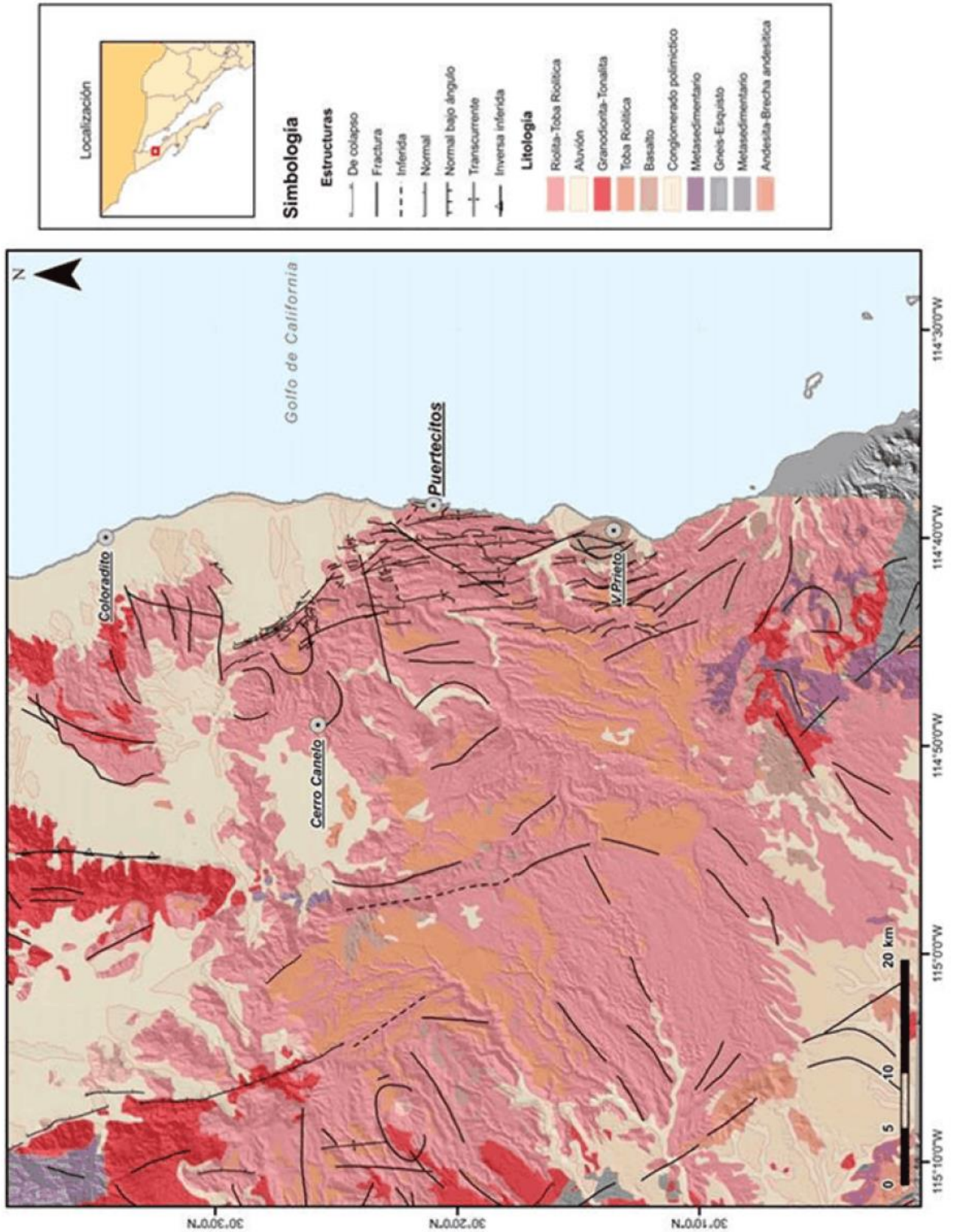


Figura 3.8. Mapa de la geología de la zona de estudio, Prol-Ledesma y Arango-Galván, 2017.

3.3.2 Geología estructural local

El Golfo de Baja California es un ejemplo de cuenca oceánica en la transición de rift continental a esparcimiento de suelo marino. Los episodios de evolución tectónica de la cuenca Delfín Superior en el cenozoico se representan con rocas volcánicas y sedimentarias en los márgenes conjugados. Los estudios de rocas del Neógeno se han concentrado en la Provincia Volcánica de Puertecitos la cual ha generado información importante sobre la evolución geoquímica del rift volcánico y estratigrafía volcanoclástica (Oskin y Stock, 2003). La cuenca Delfín Superior es una de la serie de escalones en el Golfo de California que se formaron debido a la tectónica extensional de las placas del Pacífico y Norte América.

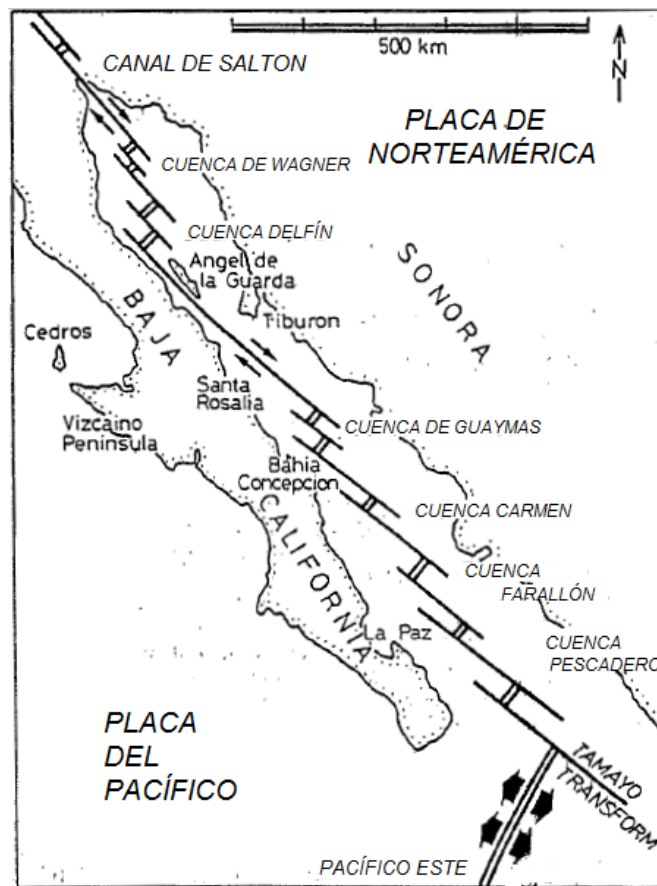


Figura 3.9 Cuencas del Golfo de California (Angelier et al., 1984).

Las cuencas en la parte norte del Golfo están definidas por bajos batimétricos orientados norte y nor-este, separados por fallas transformantes con rumbo nor-oeste. El esparcimiento de la corteza en estas cuencas se debe a la extensión difusa y al vulcanismo bajo sedimentación rápida. El segmento de la cuenca “Delfín Superior” está limitado por márgenes de rift continental del noreste de B.C. y oeste de Sonora. Las características estructurales son la Sierra “San Pedro Mártir”, el escarpe principal del Golfo y la Provincia Volcánica de Puertecitos. La falla San Pedro Mártir con rumbo nor-noroeste es la más pronunciada de estas estructuras. Esta falla define al escarpe principal del Golfo el cual se considera el límite entre la parte estable de la península al oeste y de la Provincia Extensional del Golfo al este mientras que hacia el sur el escarpe se suaviza en una zona de fallas normales casi paralelas a la falla San Pedro Mártir que afectan a las ignimbritas del Mioceno tardío y del Plioceno (Martín-Barajas y Stock, 1993; Oskin y Stock, 2003).

Dentro del margen agrietado de Baja California, las principales características estructurales son: Sierra San Felipe, Sierra San Fermín, la parte nor-este de la Provincia Volcánica de Puertecitos y la zona de alojamiento Matomí. Una serie de fallas laterales izquierdas con rumbo nor-este se localiza en la parte extrema nor-este de la provincia volcánica y de las sierras San Felipe y San Fermín, dichas fallas rotan entre 15° y 45° en sentido horario a múltiples bloques de corteza al este del escarpe principal del Golfo y al norte de la provincia volcánica. Se propone la localización mar adentro, en la parte este del Volcán Prieto, de una

caldera, ésta es asociada a la toba denominada “Los Heme” de flujos de ceniza de entre 3.3 y 2.5Ma (Martín-Barajas *et al.*, 1995; Oskin y Stock, 2003).

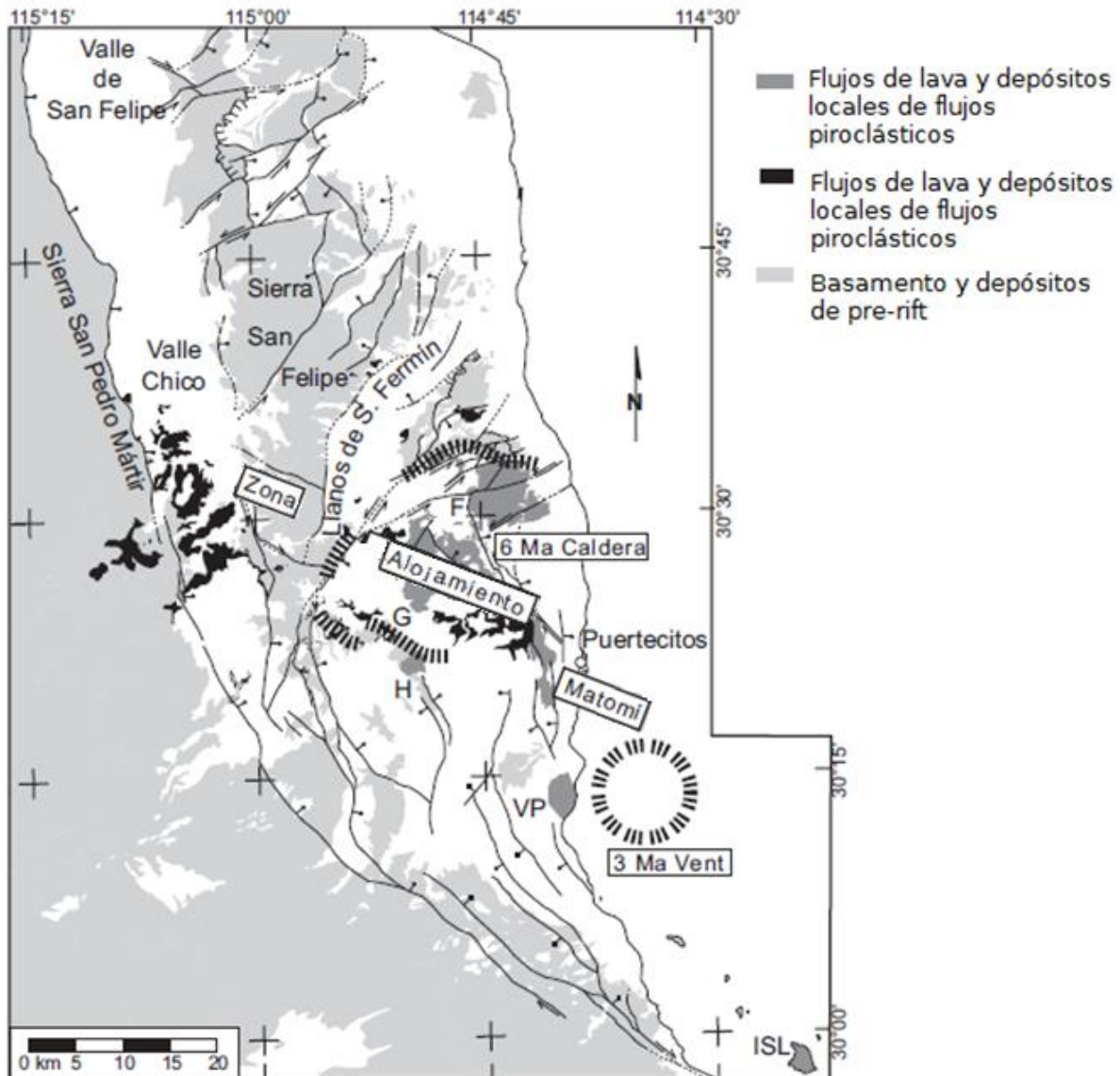


Figura 3.10. Ubicación de caldera (Modificada de Oskin y Stock, 2003)

Los estratos de los márgenes de la cuenca Delfín Superior se dividen en cuatro grupos que se superponen al basamento. Los grupos 1 a 3 preceden la apertura de la cuenca, mientras que el grupo 4 evolucionó independiente conforme se abría

la cuenca. El basamento de los grupos 1 y 2 contiene rocas anteriores al agrietamiento del Neógeno en el Golfo de B.C. las rocas son principalmente plutónicas con menores cantidades de rocas metamórficas. Las rocas del grupo 1 sobreyacen al basamento como una capa delgada y discontinua de rocas sedimentarias del Eoceno a mediados del Mioceno. Los depósitos crecen de manera lateral convirtiéndose en flujos de lava, intrusiones, depósitos volcanoclásticos del arco volcánico de mediados del Mioceno que comprende al grupo 2. El grupo 2 está cubierto por la toba San Felipe, una ignimbrita de extensión regional, la cual marca la transición del mioceno medio a tardío, del vulcanismo de ruptura, vulcanismo y sedimentación relacionada a la Provincia Extensional del Golfo (Oskin y Stock, 2003).

Los grupos 3 y 4 se depositaron de manera sincronizada con el agrietamiento de la Provincia Extensional del Golfo. El grupo 3 es un ensamblaje de depósitos fluviales, volcánicos y volcanoclásticos. Este grupo está cubierto por una serie extensiva de ignimbritas que forman la mayor parte de la cobertura del norte y oeste de la Provincia Volcánica de Puertecitos, también resaltan en el oeste y norte de la isla Tiburón. El grupo 4 contiene un ensamble más joven volcánico-fluvial parecido al del grupo 3 e incluye depósitos marinos asociados a la apertura de la cuenca Delfín Superior (Oskin y Stock, 2003).

La Provincia Volcánica de Puertecitos contiene una serie de fallas normales orientadas NNW, NNEy N-S, las cuales forman el sistema sintético y antitéticos del escarpe principal del Golfo. Se han registrado domos alineados en la misma dirección de las fallas al sur del escarpe, lo cual sugiere que éstas favorecieron el

emplazamiento de lavas y la formación de estructuras de graben que controlaron el flujo de lavas y el depósito de flujos piroclásticos (Martín-Barajas y Stock, 1993).

Se deduce que el proceso de extensión se manifestó por lo menos hasta fines del Plioceno, la evidencia son las fallas normales en la costa que afectan tanto a las rocas volcánicas más jóvenes como al Volcán Prieto, dichas fallas y fracturas están orientadas N-NE y N-NW.

La extensión E-W, el fallamiento normal como zonas de debilidad y control topográfico y la mezcla de magmas de alta temperatura en la corteza, son los factores principales que controlan el vulcanismo durante el Mioceno tardío-Plioceno (Martín-Barajas y Stock, 1993).

4 Metodología

4.1 Adquisición y Procesamiento de imágenes

4.1.1 *Batimetría*

Para este proyecto se obtuvieron datos en formato raster de la página “General Bathymetric Chart of the Oceans” del Centro Británico de Información Oceanográfica, (www.gebco.net) disponibles para el público en general, con una resolución espacial de 30 segundos de arco. También se incorporaron datos en menor cantidad, pero de mejor resolución espacial (~5 segundos de arco) proporcionados por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), abarcando un área de 6050 Km² aproximadamente, que comprenden parte de la Provincia Volcánica de Puertecitos y la Cuenca Delfín Superior en el mar de Cortés. La información de ambas fuentes se obtuvo en formato ASCII para posteriormente procesarse en forma de matriz.

4.1.2 *Realce espacial*

Al observar que las imágenes descargadas contienen datos de topografía del continente se procedió a limitar la información a valores negativos, es decir, valores que corresponden únicamente a la batimetría de la costa de Puertecitos, éstos se muestran en la figura 4.1.

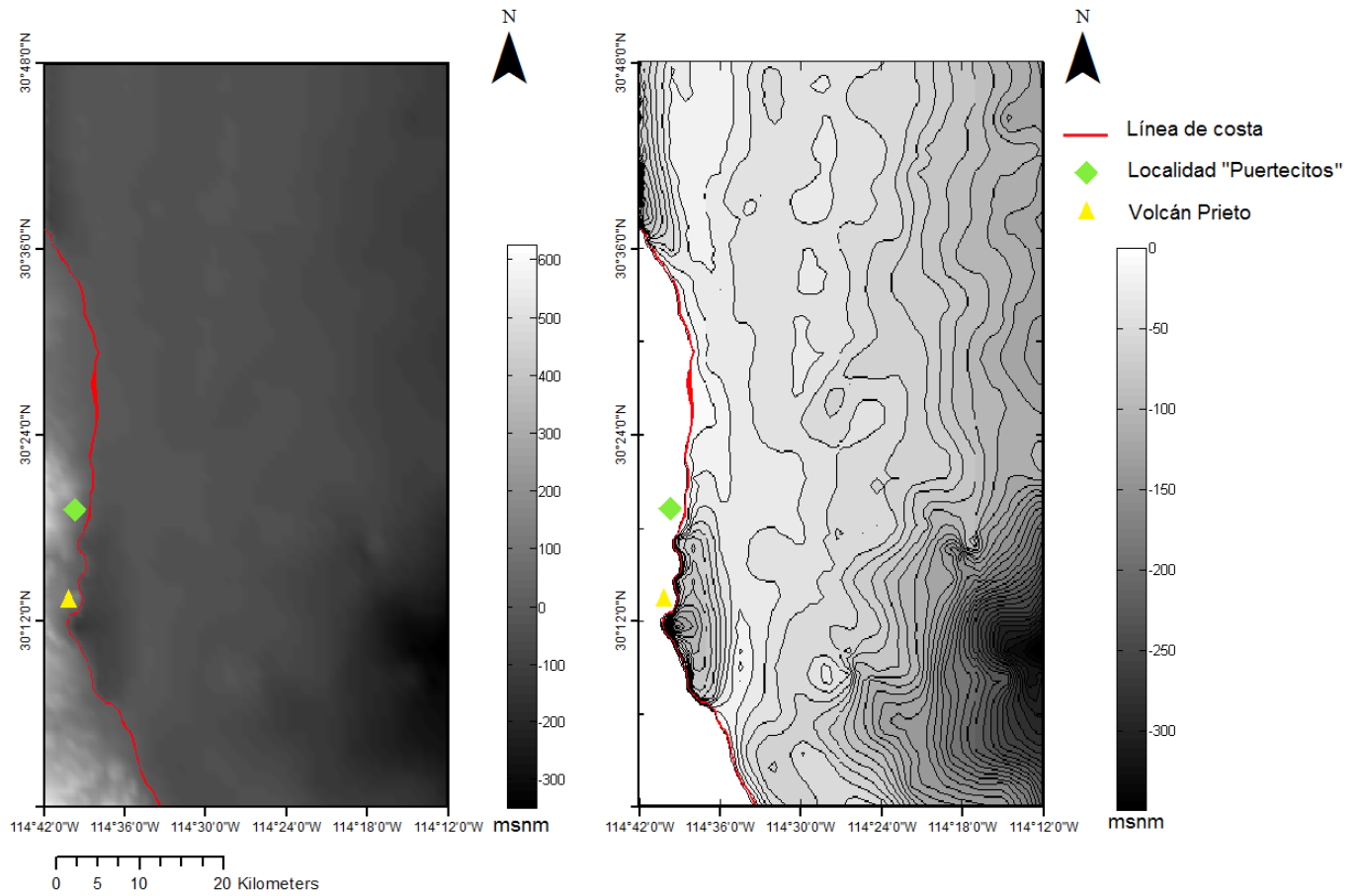


Figura 4.1 Izquierda, Imágen de batimetría y topografía en escala de grises. Derecha, curvas de nivel de relieve submarino

Siguiendo la metodología de Moore y Waltz:

1- Aplicar filtro pasa-bajas. Se utilizó un filtro de media móvil de 3x3 (Fig. 4.2)

1/9	1/9	1/9
1/9	1/9	1/9
1/9	1/9	1/9

Figura 4.2. Filtro de promedio móvil.

2- Aplicar filtro de detección de bordes. Se hizo únicamente un cambio menor para el procedimiento, pero importante para los resultados deseados. Se utilizaron filtros de detección de bordes en lugar de filtros direccionales, específicamente un filtro Sobel (figura 4.3) y un filtro Laplaciano (figura 4.4).

$$\mathbf{G}_x = \begin{bmatrix} -1 & 0 & +1 \\ -2 & 0 & +2 \\ -1 & 0 & +1 \end{bmatrix} \quad \mathbf{G}_y = \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ +1 & +2 & +1 \end{bmatrix} \quad \mathbf{G} = \sqrt{\mathbf{G}_x^2 + \mathbf{G}_y^2}$$

Figura 4.3 Operador Sobel

-1	-1	-1
-1	8	-1
-1	-1	-1

Figura 4.4 Filtro Laplaciano

3- Aplicar filtro pasa-bajas. Se usó el mismo filtro de media móvil del paso 1

4- Realce de contraste. Para el caso del filtro Sobel se determinó que el porcentaje de saturación adecuado en 5%, mientras que para el kernel Laplaciano fue de 2%, como se muestra en las figuras 4.6 y 4.8 a continuación.

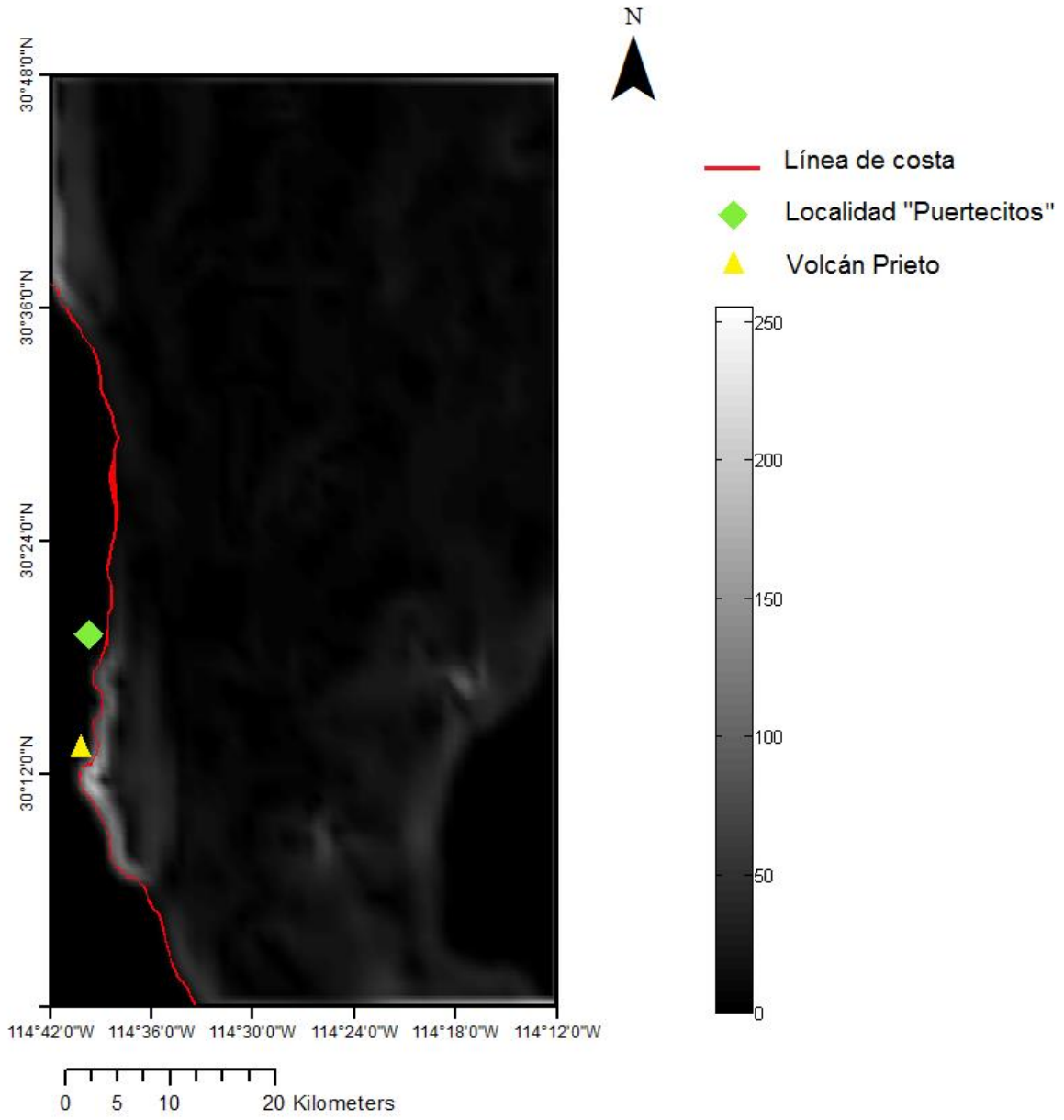


Figura 4.5 Imagen resultante de aplicar operador Sobel

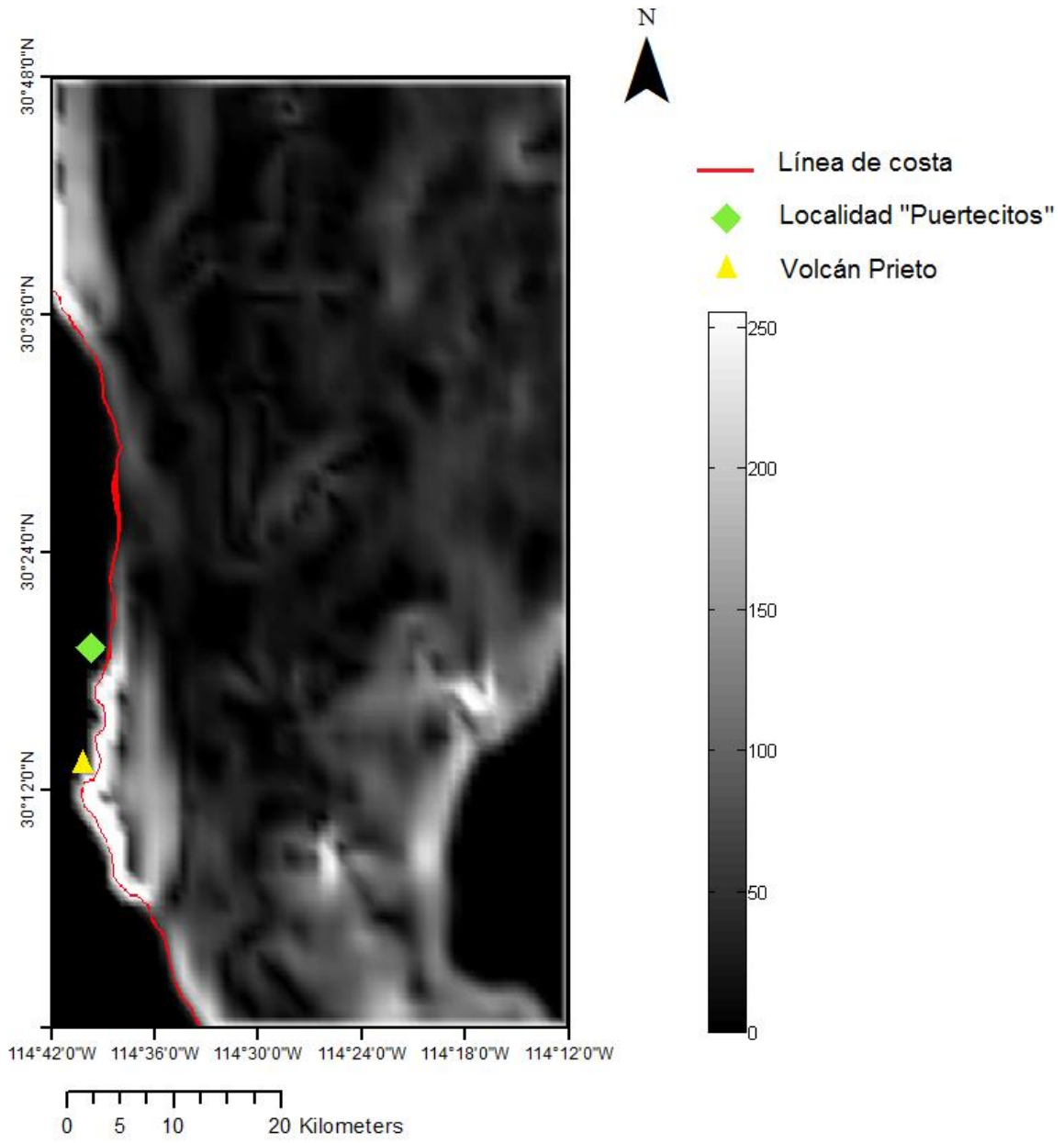


Figura 4.6 Imagen resultante con saturación lineal de 5%

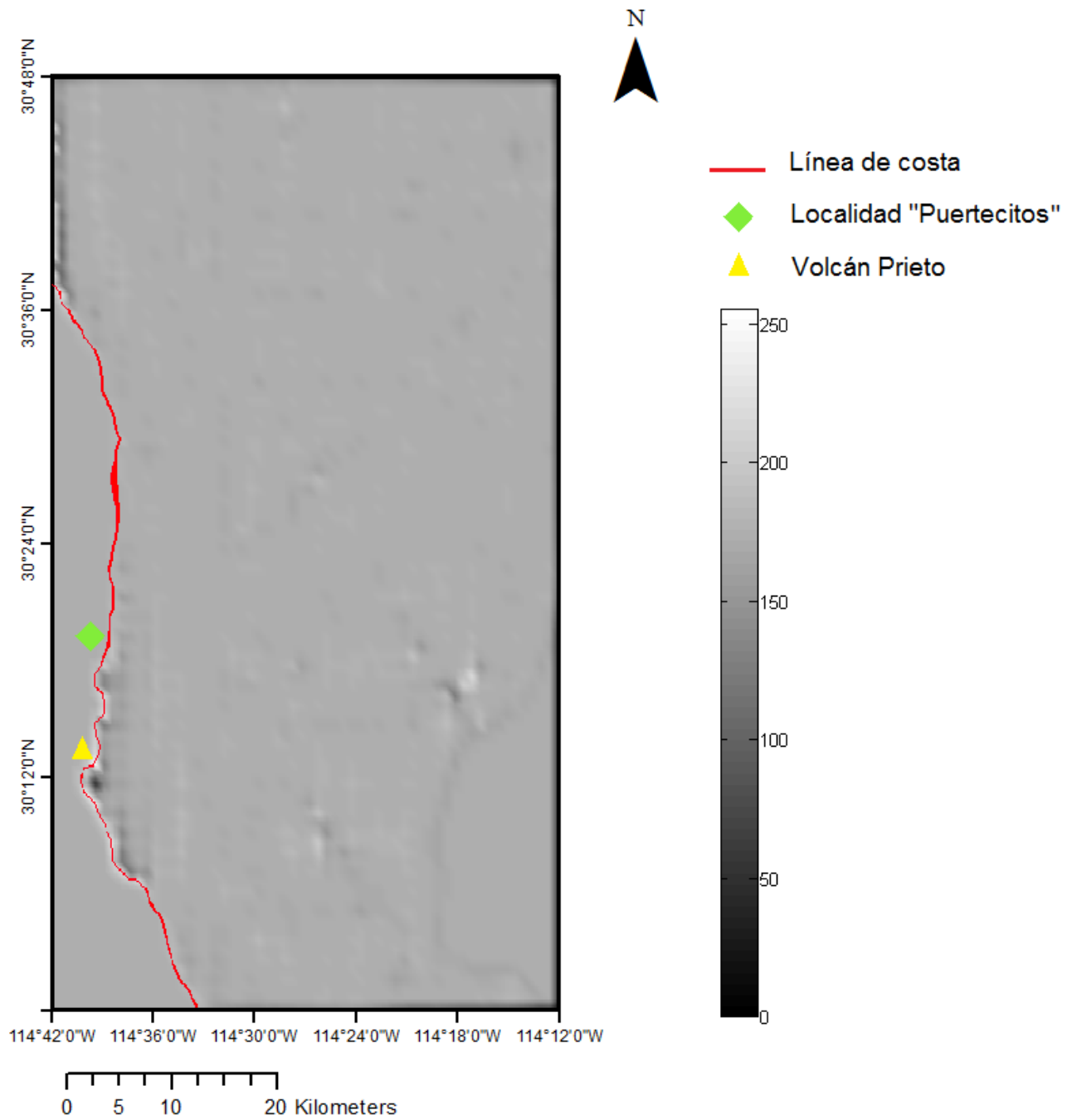


Figura 4.7 Imagen resultante de aplicar filtro Laplaciano

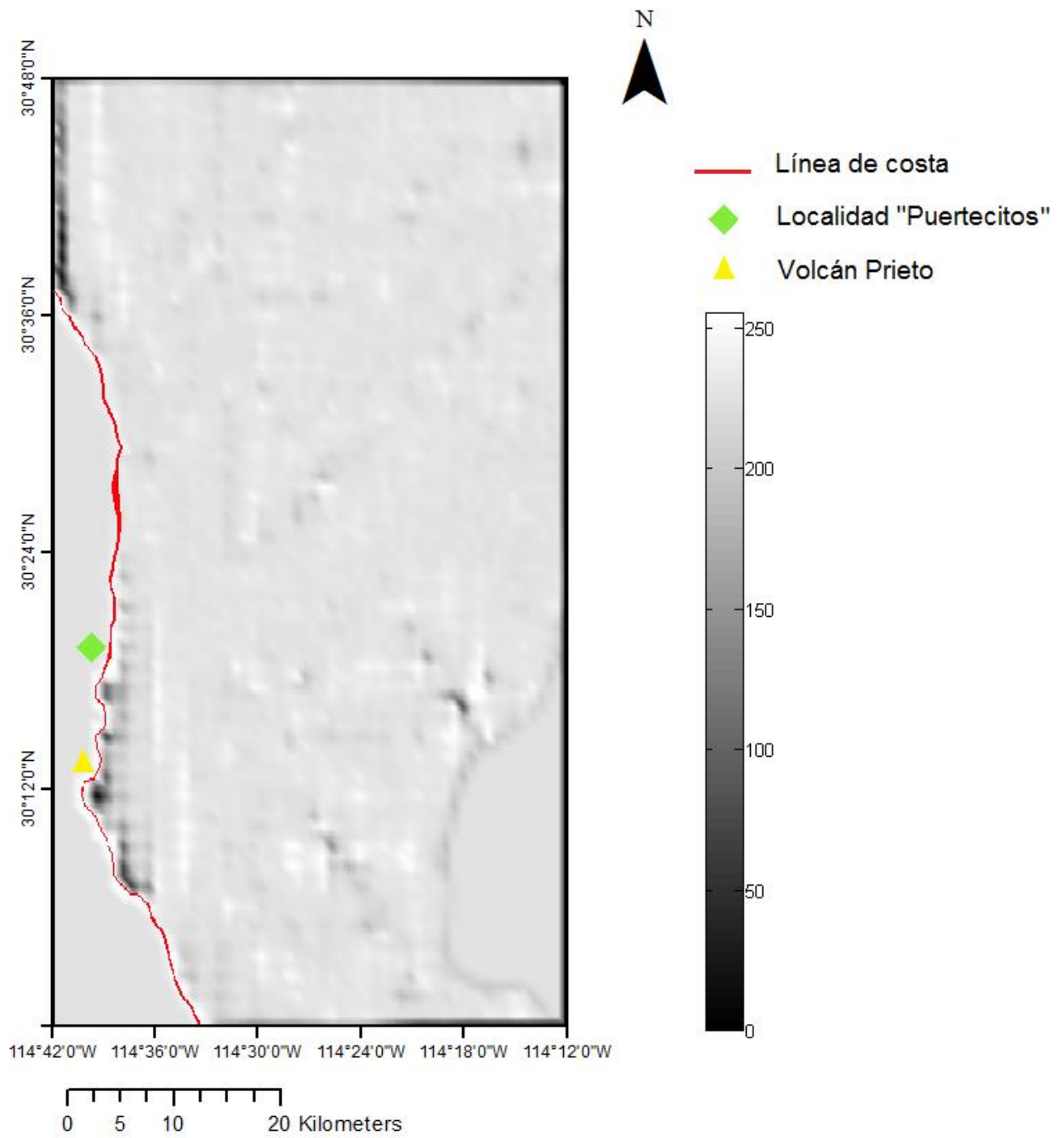


Figura 4.8 Imagen resultante con saturación lineal de 2%

Otra técnica usada fue la de iluminación artificial, se aplicó al modelo digital del terreno con el propósito de corroborar el resultado del primer procesamiento. Se llevó a cabo con el software ArcMap por lo que fue necesario recortar y realizar el remuestreo de la matriz de batimetría y a su vez, proyectarse en un sistema geográfico de referencia. Se utilizó el sistema UTM zona 11N para realizar el procesamiento del modelo digital de elevación de la parte continental de Puertecitos, cuyos resultados son presentados en estas imágenes para darle seguimiento a la geología por encima y por debajo del nivel del mar.

Se efectuó la iluminación artificial desde 8 ángulos diferentes, a partir del norte (0°) aumentando 45° sucesivamente en sentido horario, de esta manera se fue colocando la fuente desde el N, NE, E, SE, S, SW, W y NW. A todas las fuentes se les asignó una altitud de 30° .

Las imágenes obtenidas con iluminación artificial fueron:

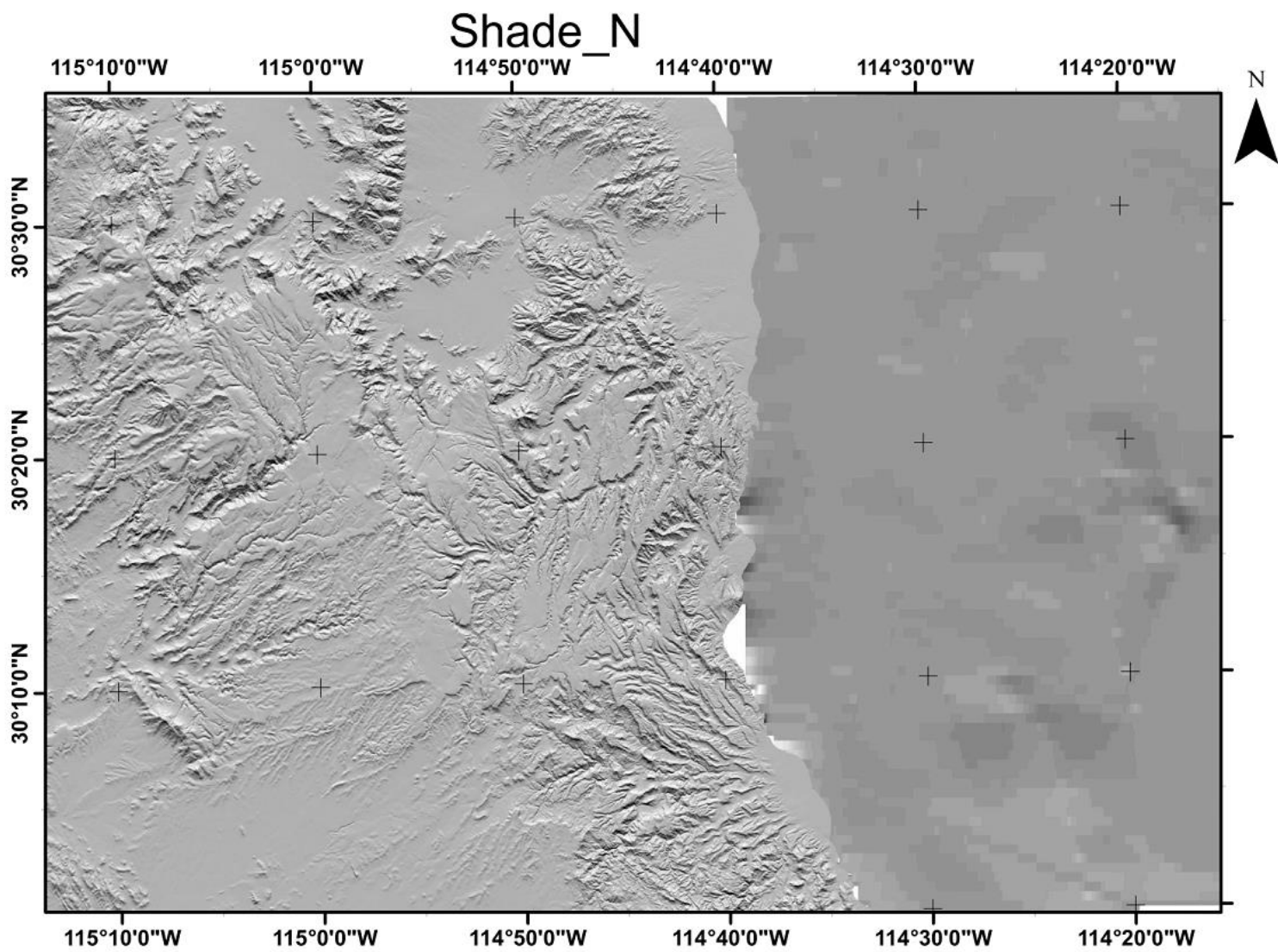


Figura 4.9 Iluminación artificial con fuente a 0°

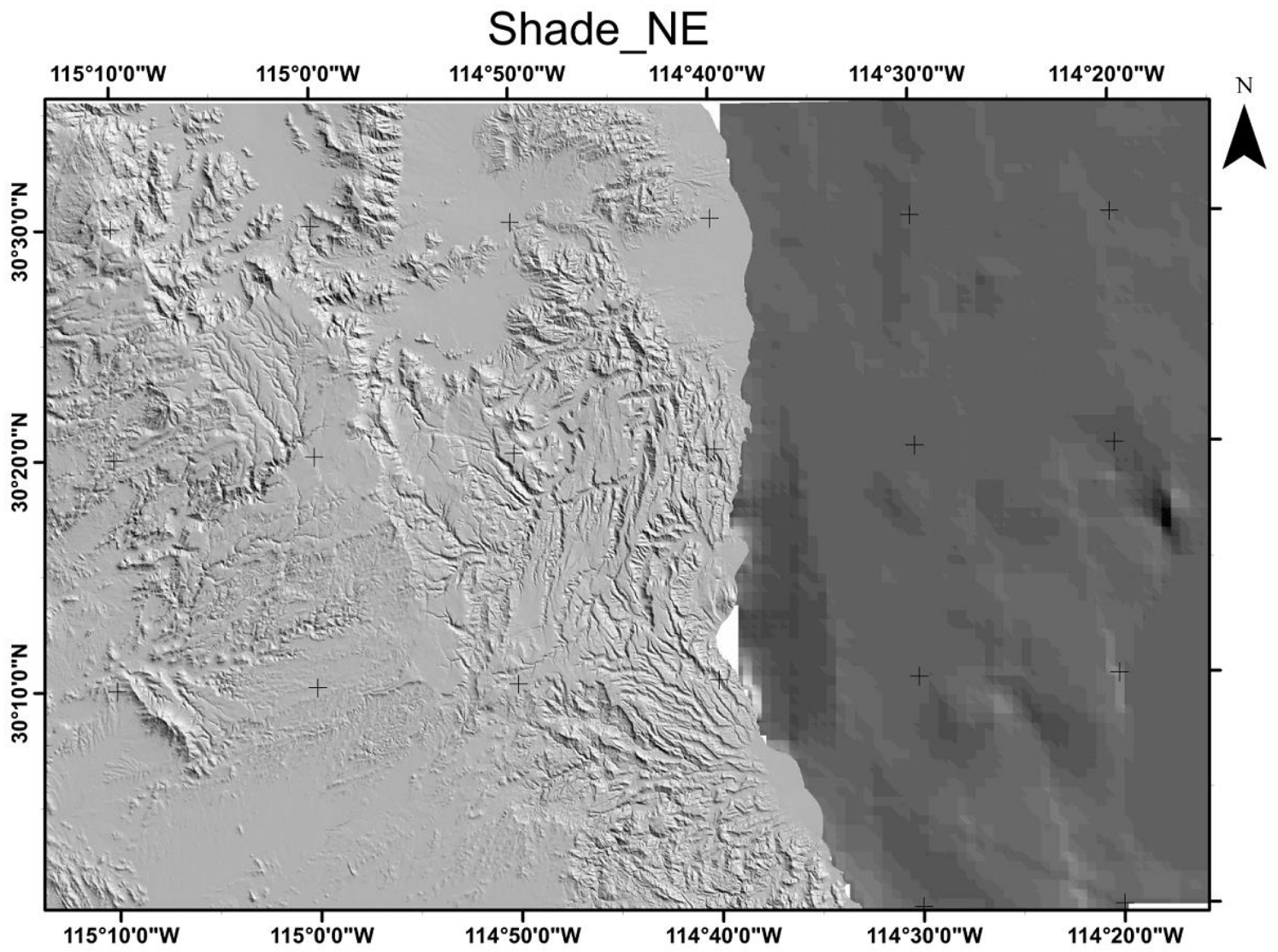


Figura 4.10 Iluminación artificial con fuente a 45°

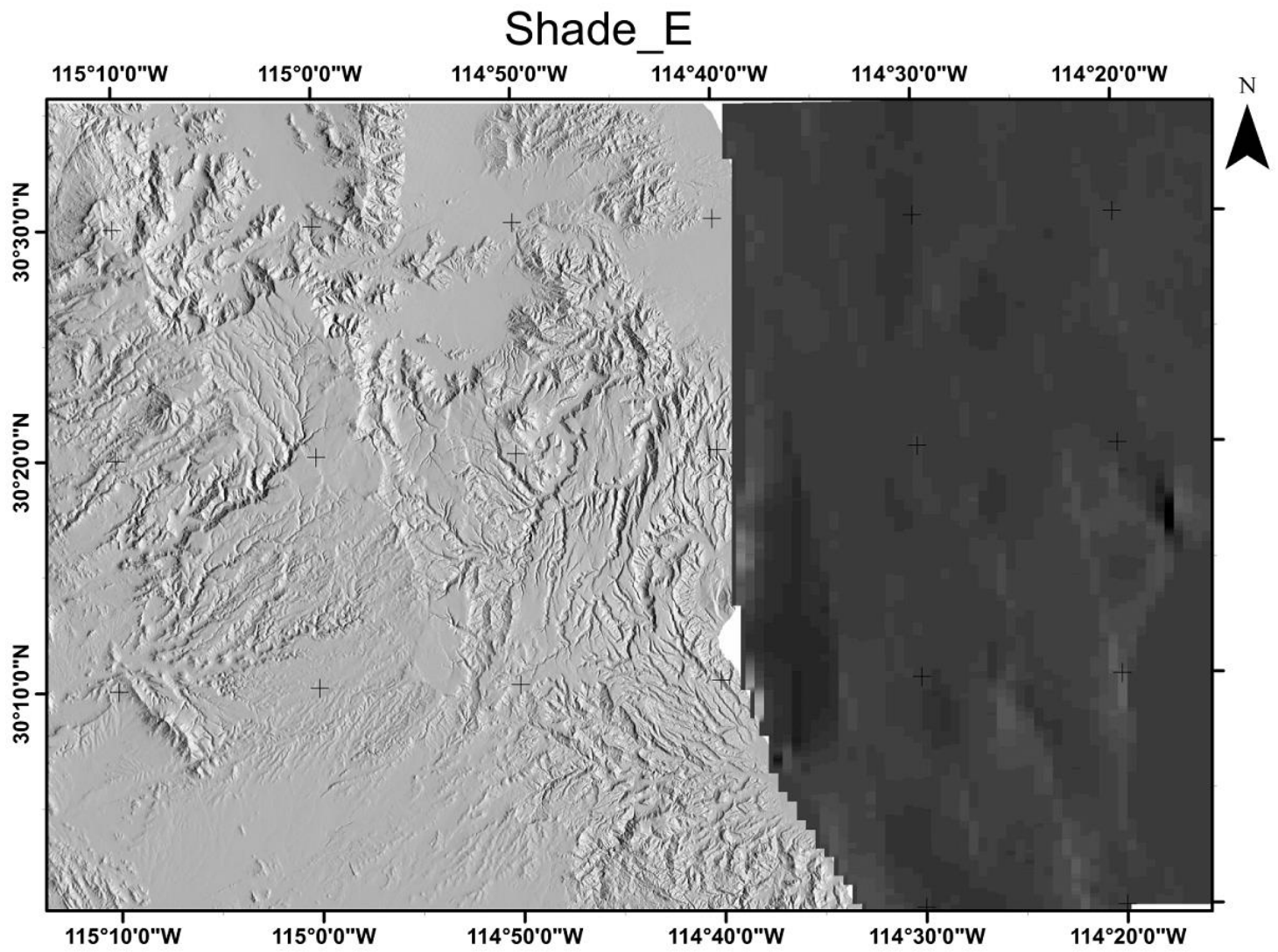


Figura 4.11. Iluminación artificial con fuente a 90°

Shade_SE

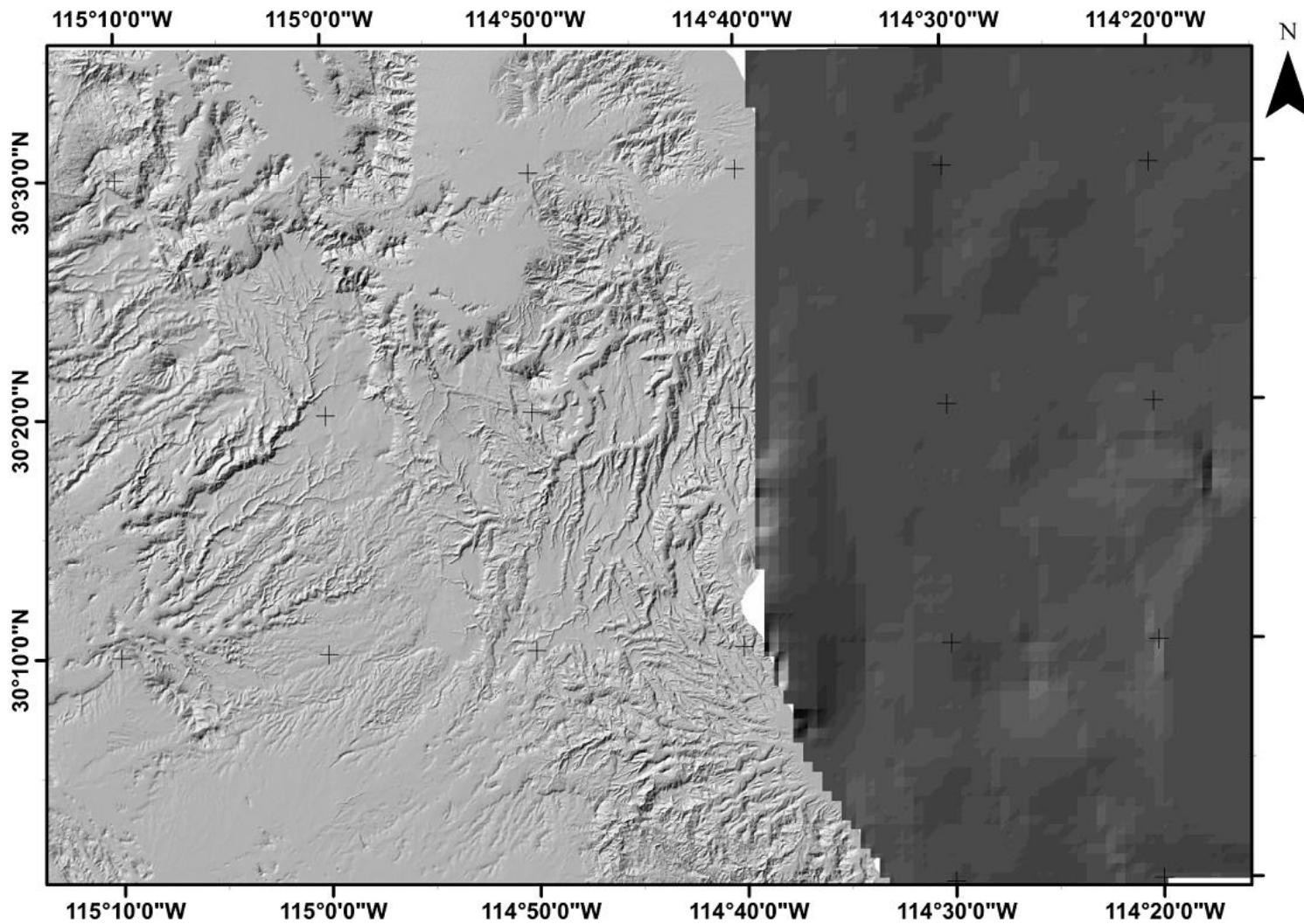


Figura 4.12. Iluminación artificial con fuente a 135°

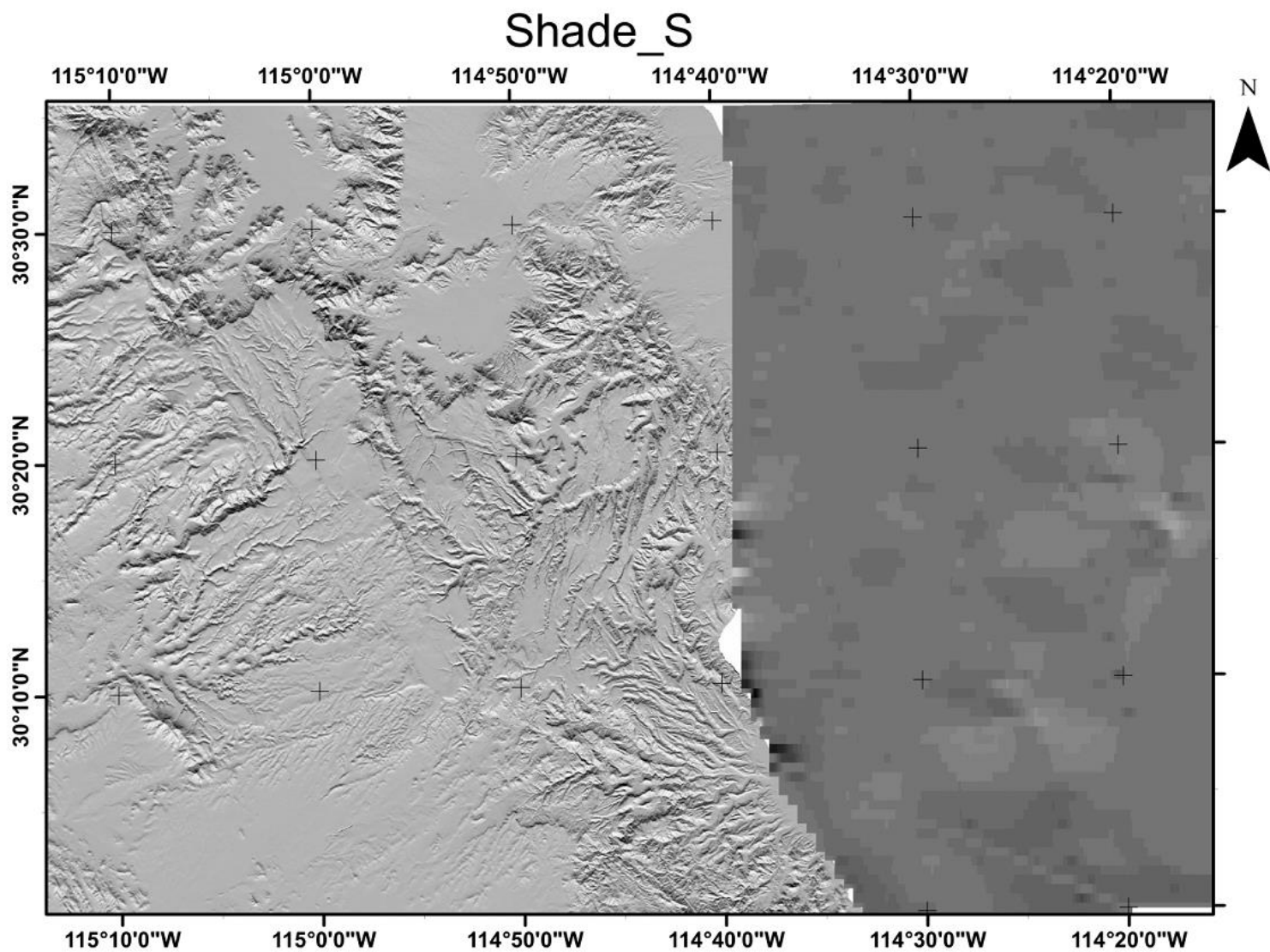


Figura 4.13. Iluminación artificial con fuente a 180°

Shade_SW

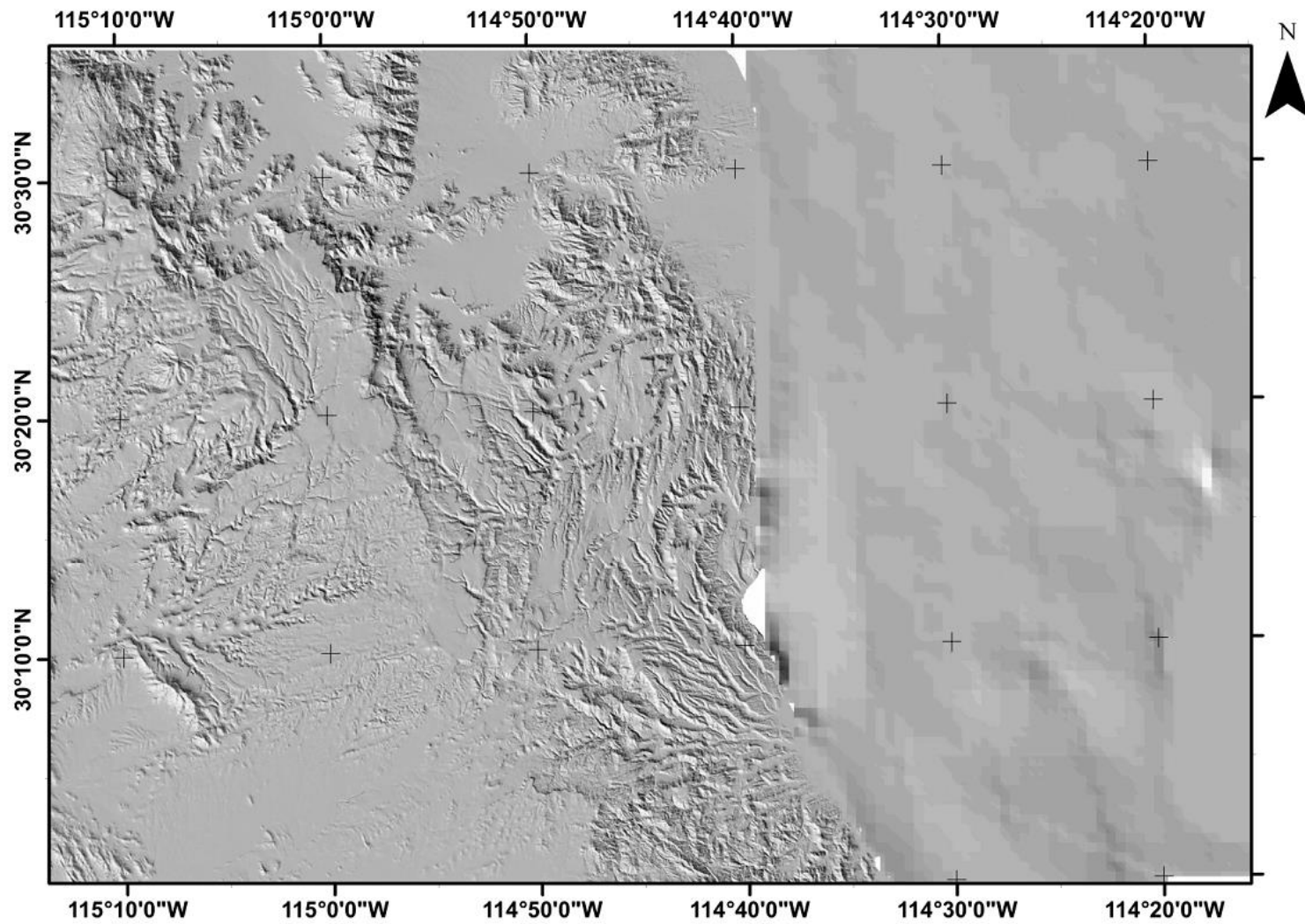


Figura 4.14. Iluminación artificial con fuente a 225°

Shade_W

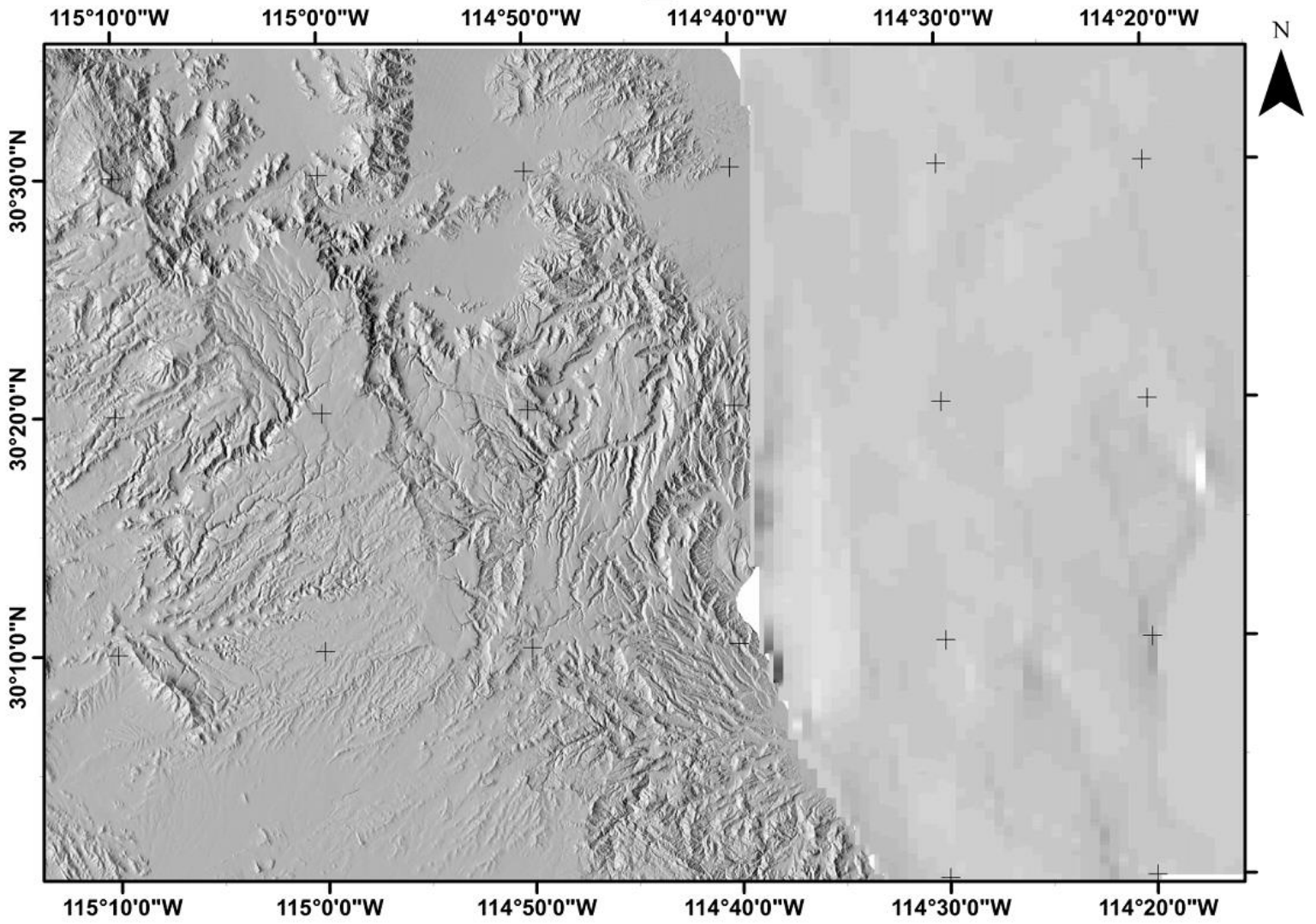


Figura 4.15. Iluminación artificial con fuente a 270°

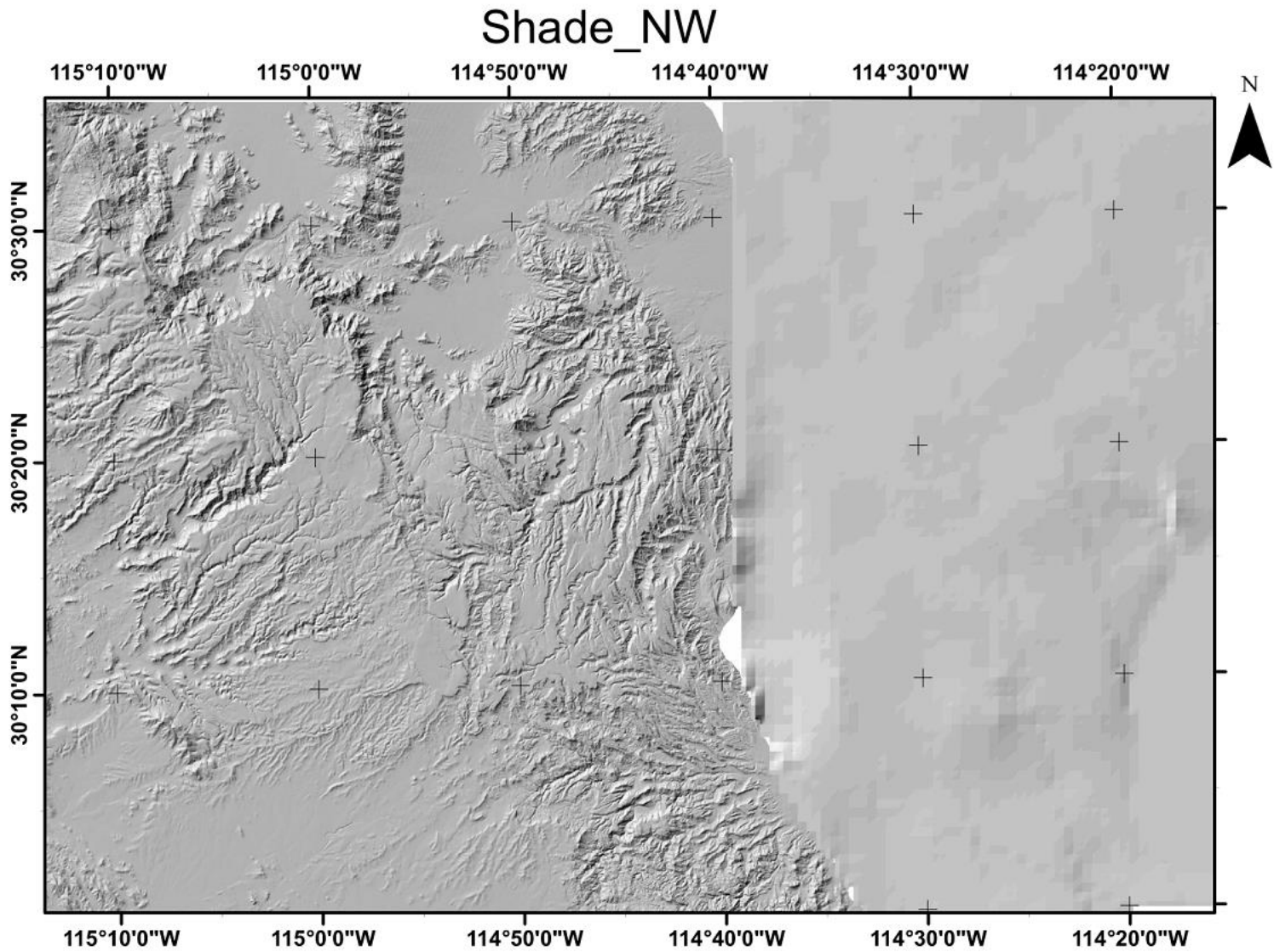


Figura 4.16. Iluminación artificial con fuente a 315°

Al identificar después del procesamiento algunos rasgos geológicos, se aislaron en imágenes de menor área, para posteriormente crear imágenes de curvas de nivel y archivos en formato de texto “.xyz” con la finalidad de representarlos como superficie 3D.

4.1.3 Realce de contraste

Para tener una mejor visualización de los resultados se empleó la herramienta de realce de contraste a la malla proyectada una vez que se tuvo conocimiento de las estructuras con el procesamiento antes ejecutado, para lograr una mejor apreciación.

El objetivo de mejorar y facilitar la observación es poder definir manualmente los lineamientos en combinación con la iluminación artificial.

4.1.4 Análisis espacial

La integración de los resultados obtenidos a un sistema de información geográfica permite generar documentos cartográficos. La función de la recopilación de datos digitales consiste en georreferenciar la información y hacer un conjunto o agrupamiento de ella con el fin de manipularla y desplegarla en mapas como producto final.

La información resultante fue añadida a un sistema geográfico para la ubicación y delimitación de las zonas de interés exploratorio de actividad geotérmica asociada a los rasgos geológicos.

Se generó un mapa con la topografía de la zona con las imágenes de relieve submarino, las localidades y los lineamientos geológicos en ambos lados de la línea de costa.

5 Resultados y discusión

5.1 Procesamiento de imágenes

Del procesamiento para realce espacial, tanto la metodología propuesta por Moore y Waltz como la iluminación artificial, se obtuvieron las siguientes imágenes. Con los filtros de realce de bordes:

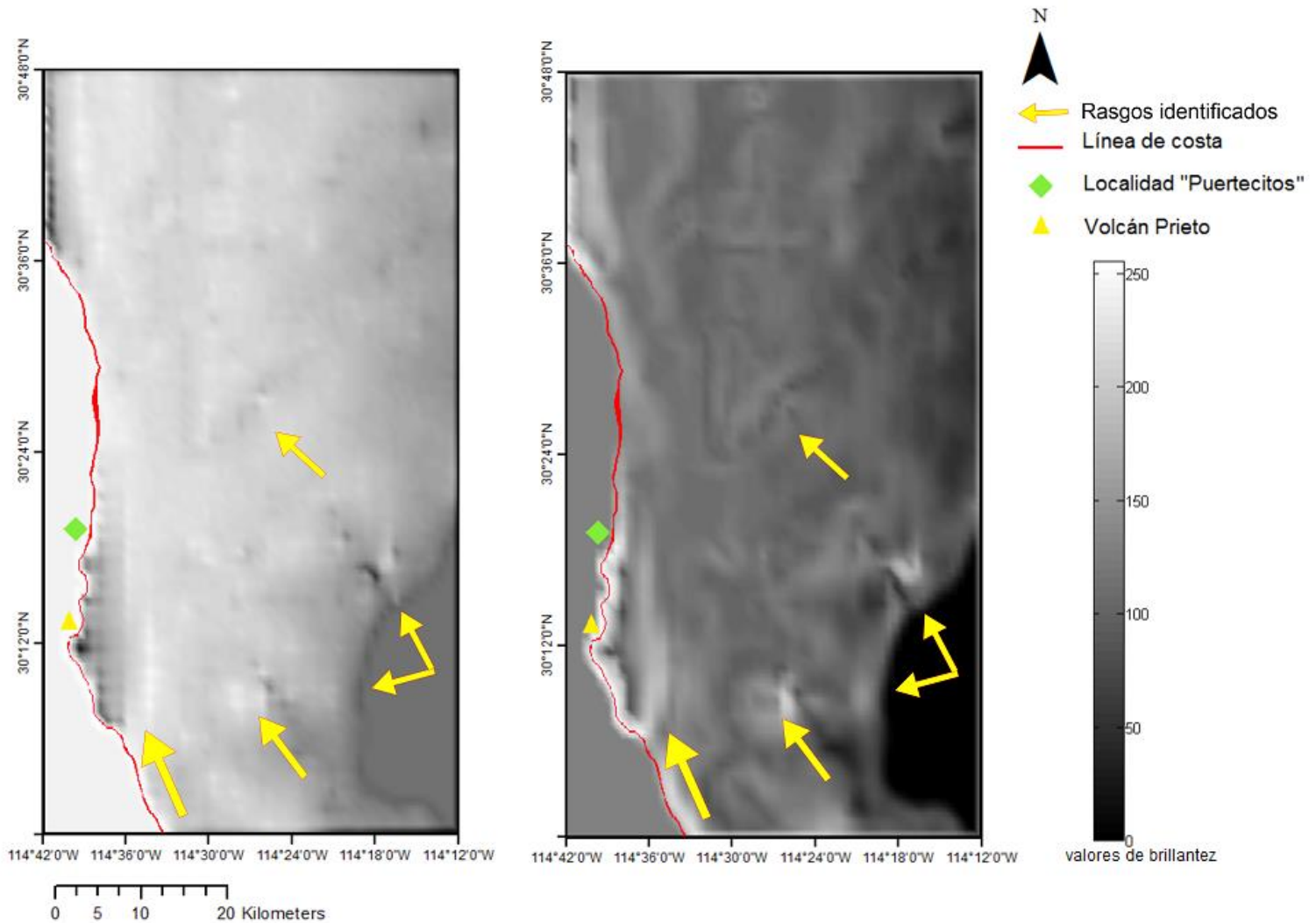


Figura 5.1 Estructuras encontradas. Izquierda filtro Laplaciano, derecha operador Sobel

La delimitación de las estructuras geológicas de interés está resaltada por los pixeles brillantes que muestran la forma y el tamaño de rasgos contrastantes en el fondo marino.

En las que mejor se observan los rasgos geológicos fueron las que ubicaron la fuente al NE y al E (figs. 5.2 y 5.3).

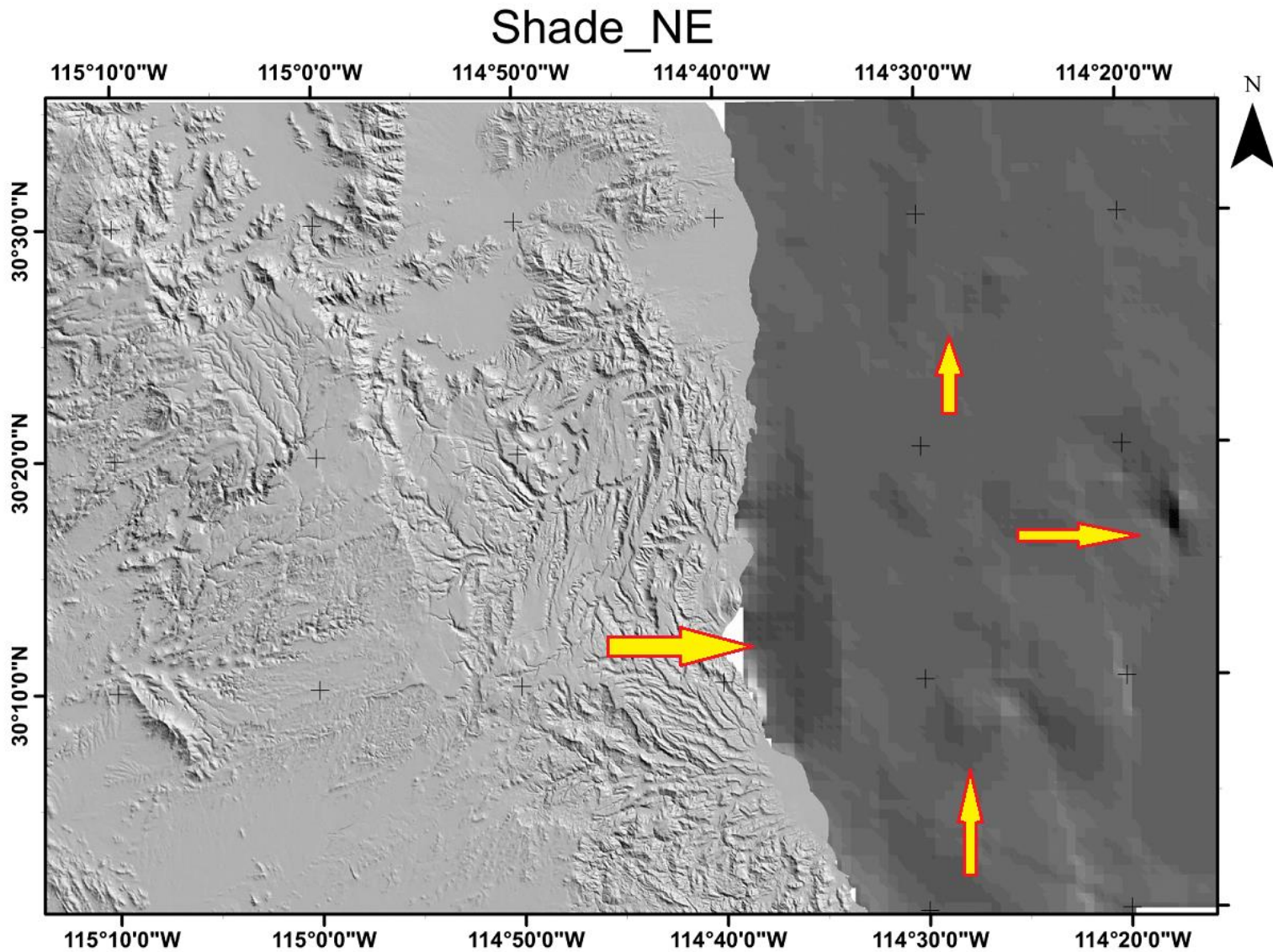


Figura 5.2 Estructuras resaltadas con iluminación artificial (fuente 45°)

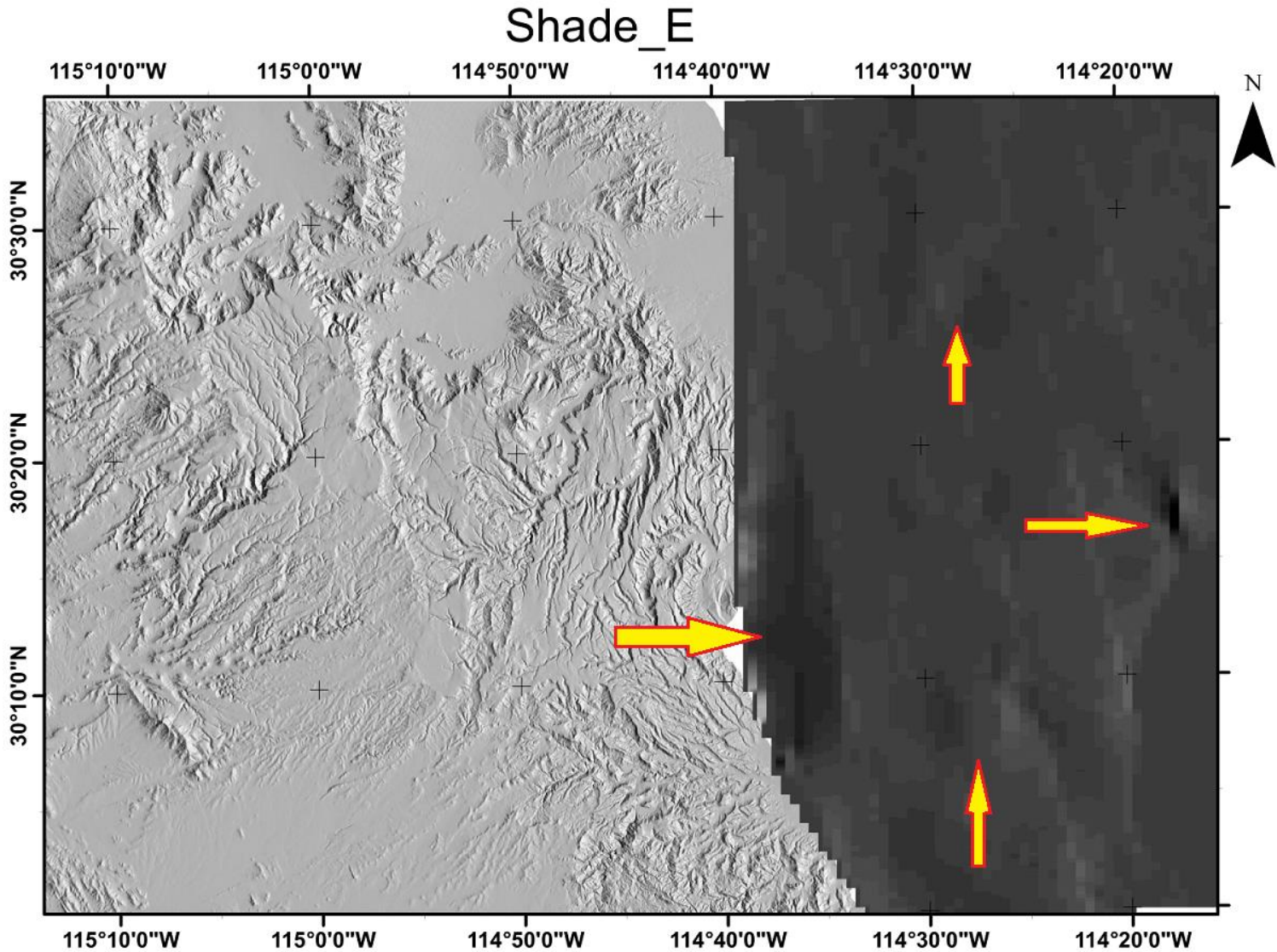


Figura 5.3 Estructuras resaltadas con iluminación artificial (fuente 90°)

Al comparar las imágenes resultantes, con el procesamiento anterior, se observa que la ubicación de los accidentes geológicos es coincidente, ya que en estas imágenes se logró detectar y aislar los rasgos más importantes para generar superficies 3D de algunas zonas en particular, como se muestran en las figuras 5.5 a 5.8.

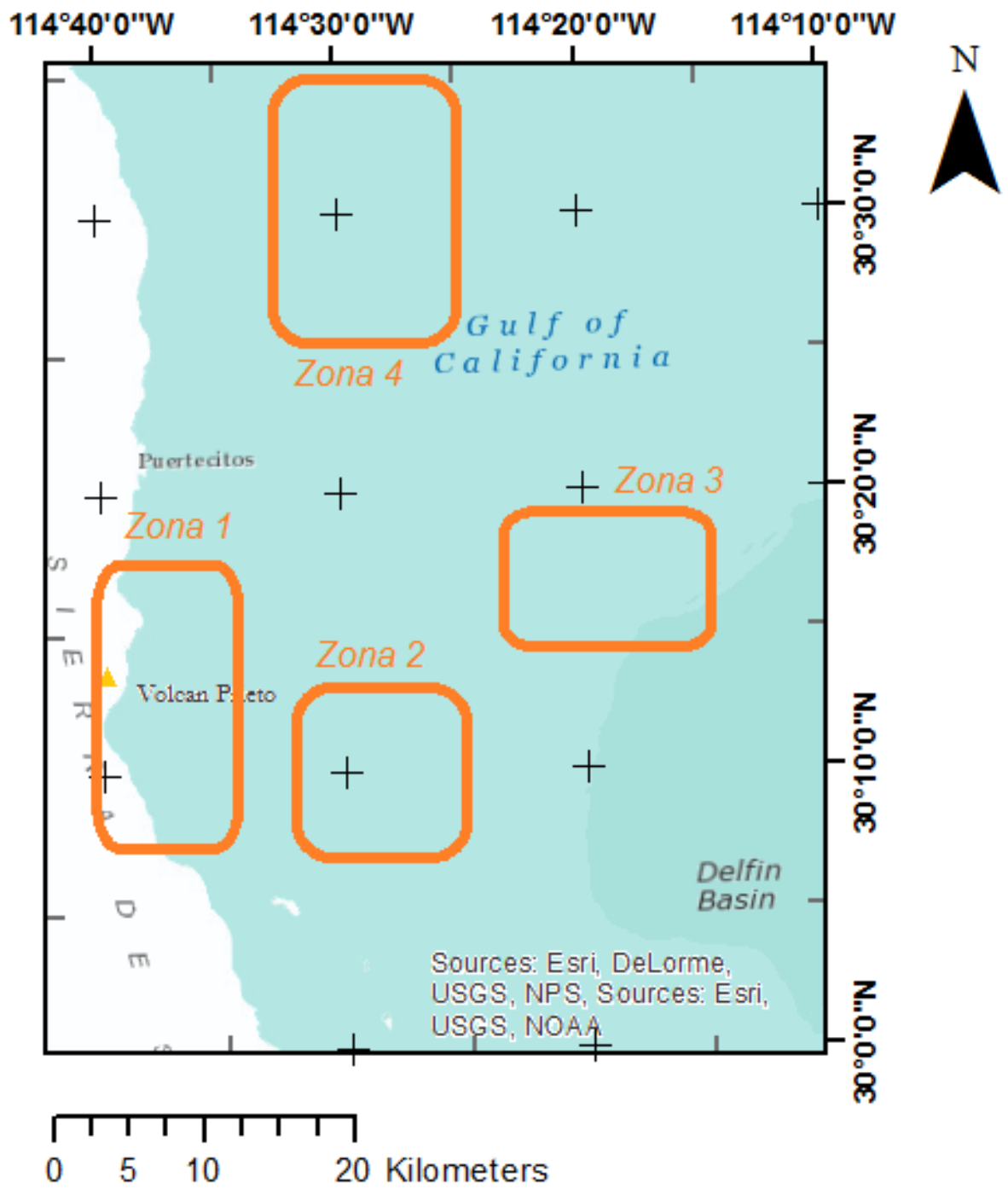


Figura 5.4 Ubicación de 4 zonas con estructuras geológicas:
 Zona 1: estructura de colapso
 Zona 2: caldera
 Zonas 3 y 4: ventilas y/o graben

Zona 1

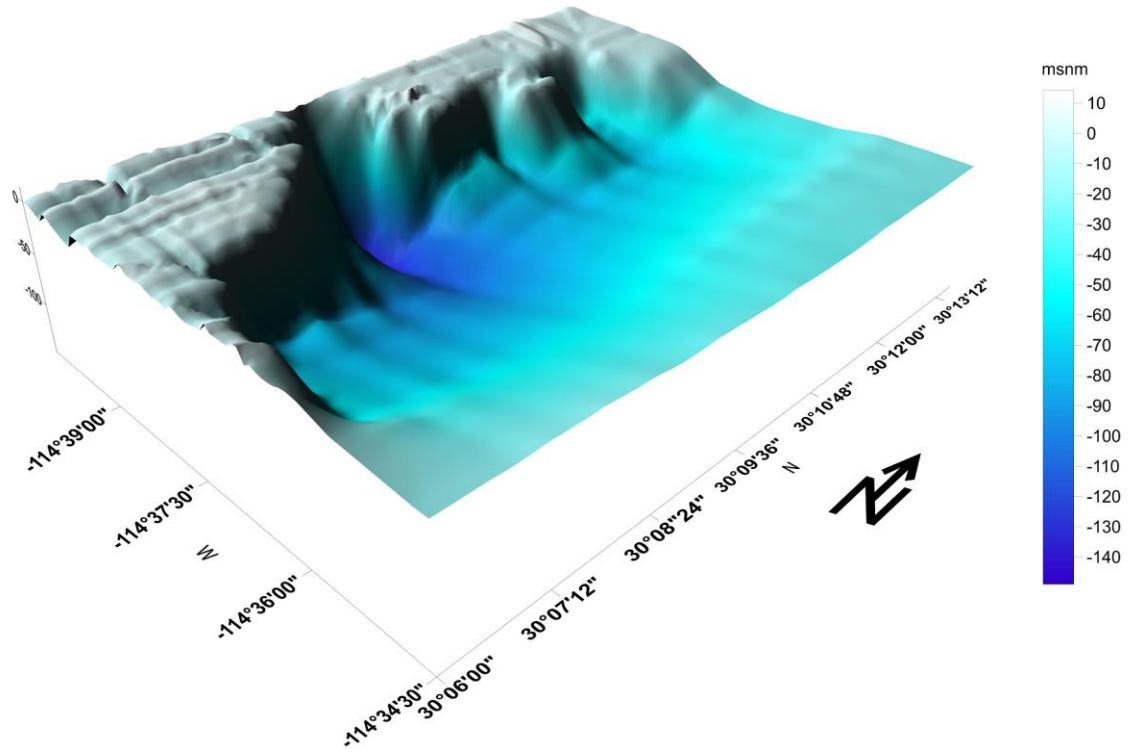


Figura 5.5 Zona 1

Zona 2

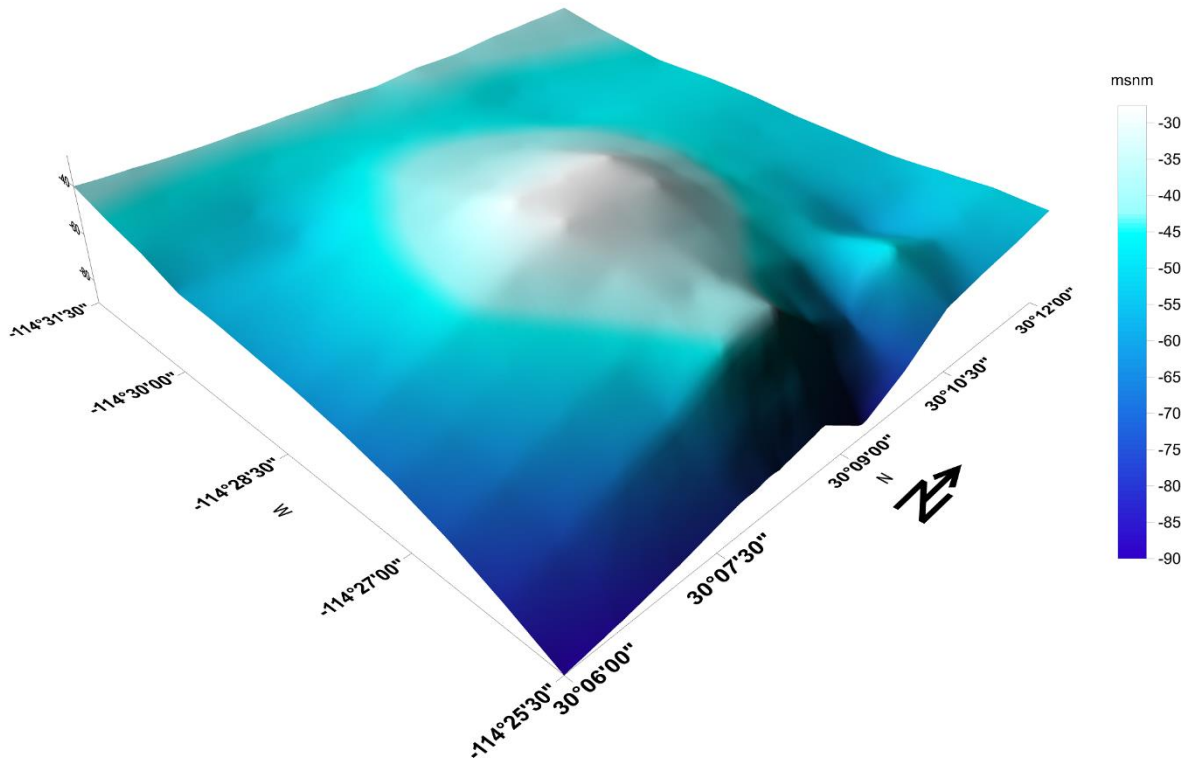


Figura 5.6 Zona 2

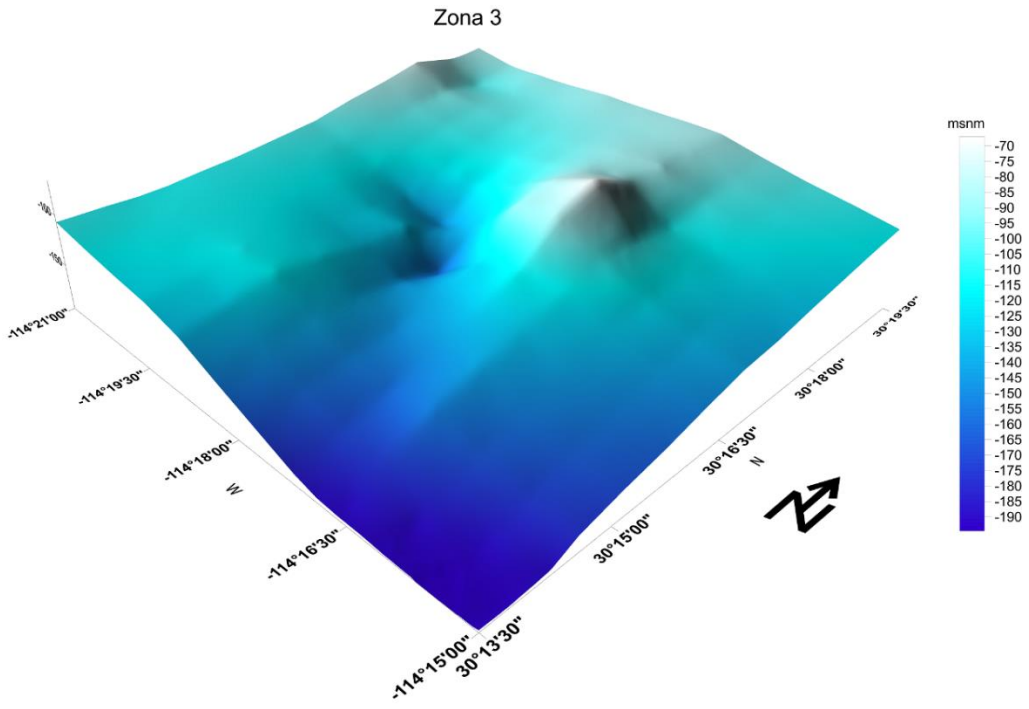


Figura 5.7 Zona 3

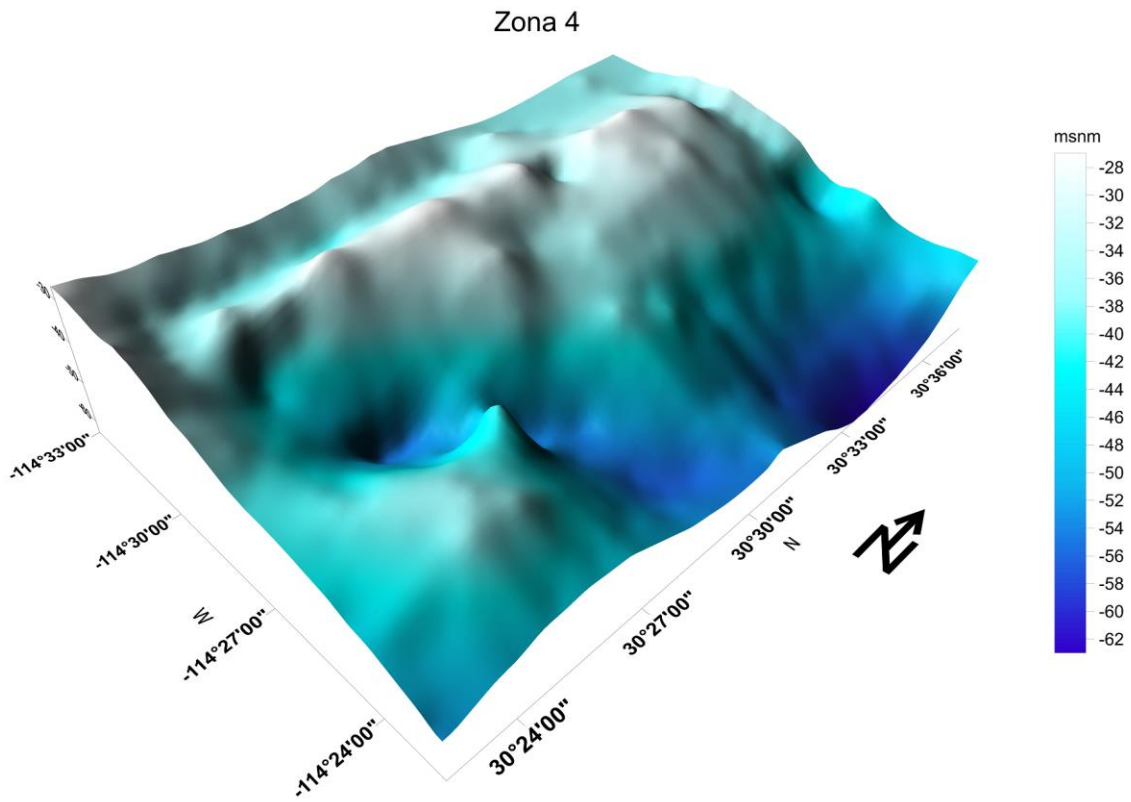


Figura 5.8 Zona 4

Al hacer la observación de los rasgos geológicos se pueden observar principalmente elevaciones en las zonas 2,3 y 4 y depresiones como la estructura de colapso en la zona 1, más que fallas o fracturas, sin embargo, en la zona 2 la elevación es relativamente baja y su geometría podría asemejarse a la de la caldera a identificar. En las zonas 3 y 4 es visible un rasgo similar ligeramente elevado, además de presentar una depresión en la base que puede atribuirse a una estructura de graben debido a la apertura de la cuenca Delfín Superior, esta depresión está más acentuada en la zona 4.

Se adjuntaron a esta tesis, mapas de la 2° etapa del “Proyecto de Recursos geotérmicos de Baja California”, con datos de levantamientos aeromagnéticos de la zona de Puertecitos, los cuales se compararon con los resultados obtenidos de relieve submarino.

Los mapas corresponden al Campo magnético total (CMT) y a la reducción al polo (RTP) (figuras 5.9 y 5.10). Al analizar las imágenes y observar las coordenadas donde se encuentran las estructuras geológicas se escogió el mapa de RTP el cual se encuentra sobrepuesto a la topografía de Puertecitos. La comparación se realizó con un mapa con topografía y batimetría del lugar con su respectiva rampa de color (figura 5.11).

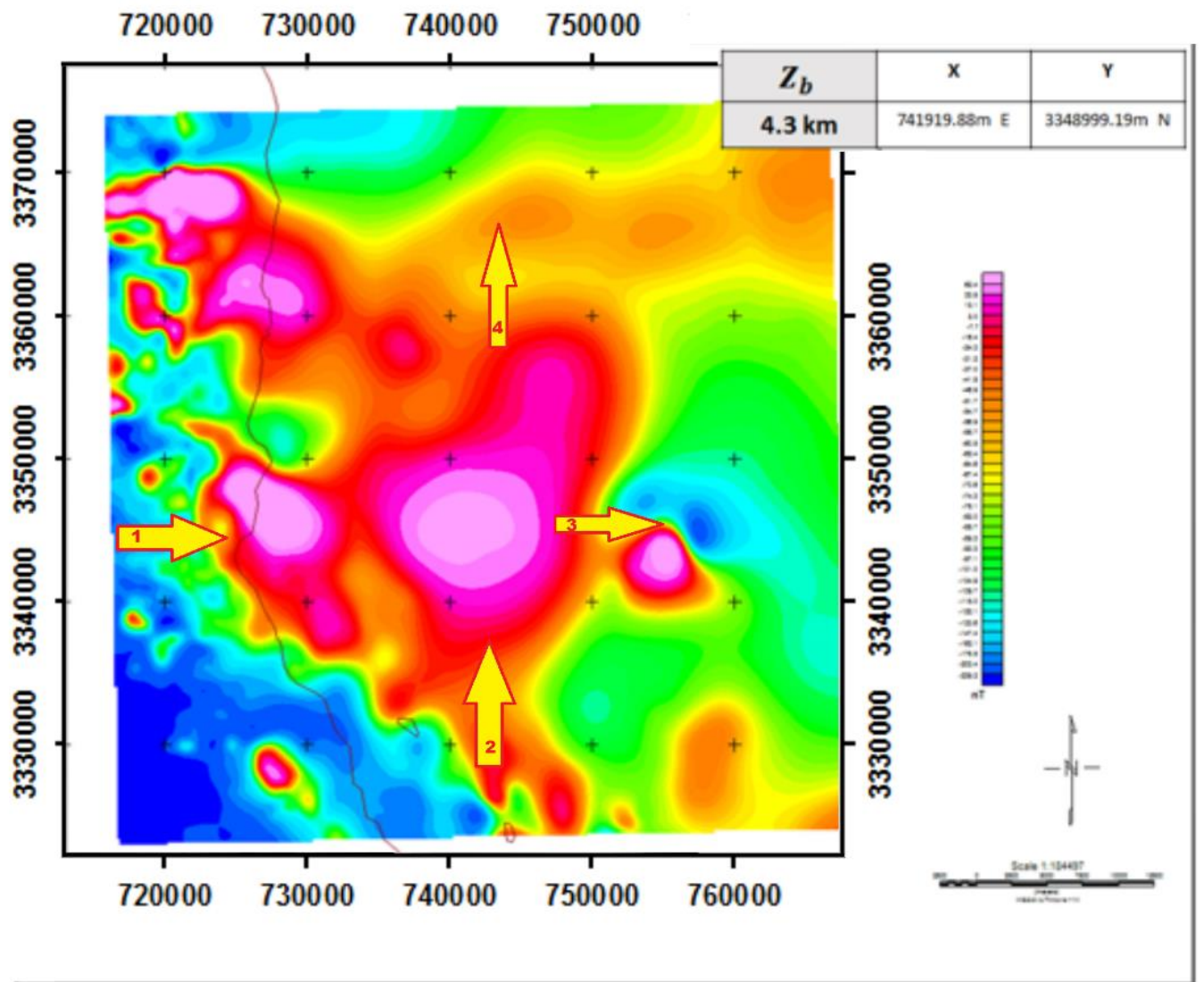


Figura 5.9 Mapa de campo magnético total del área de estudio (Velasco-Zúñiga, 2017)

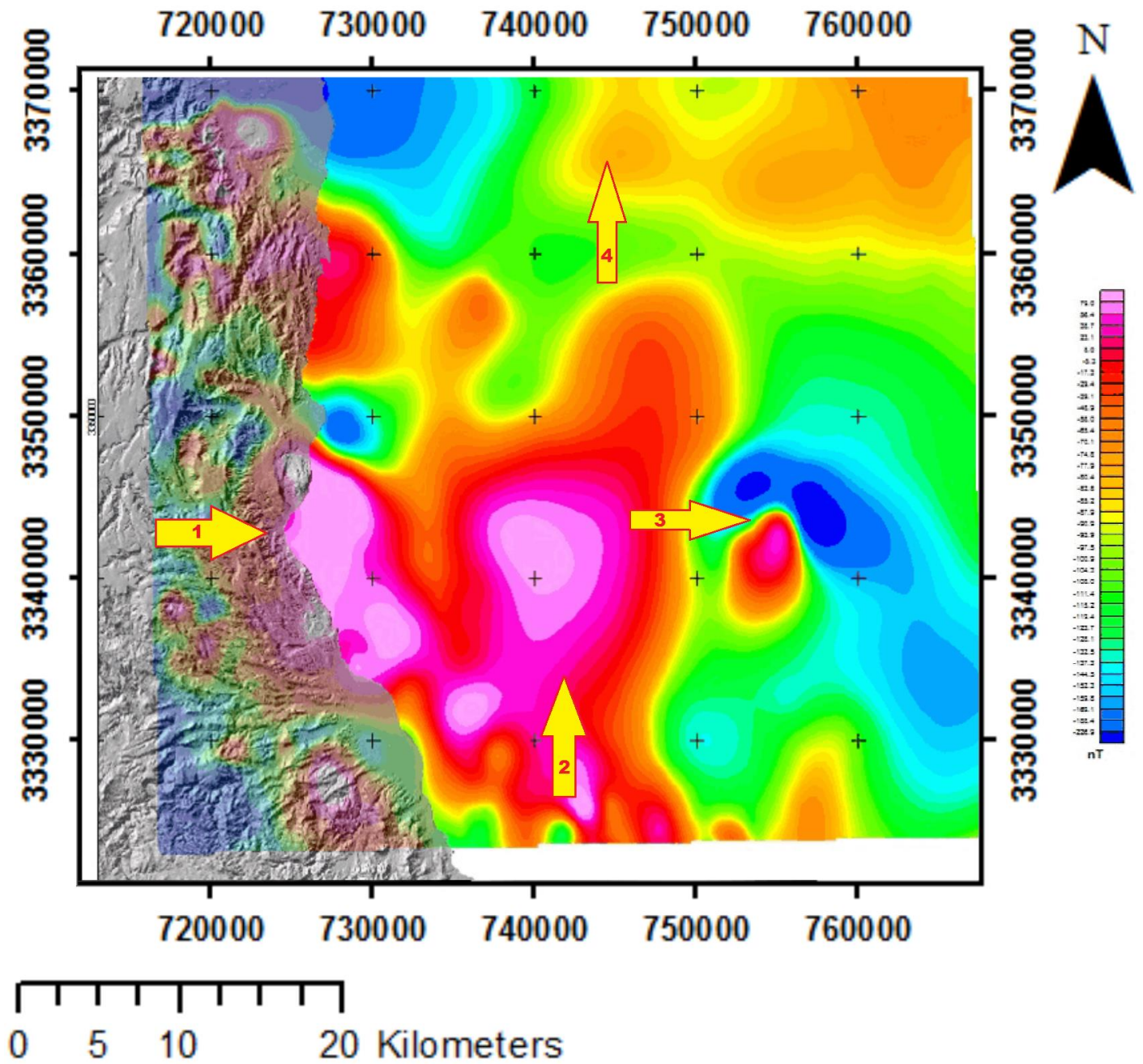


Figura 5.10 Mapa de reducción al polo del área de estudio (Velasco-Zúñiga, 2017)

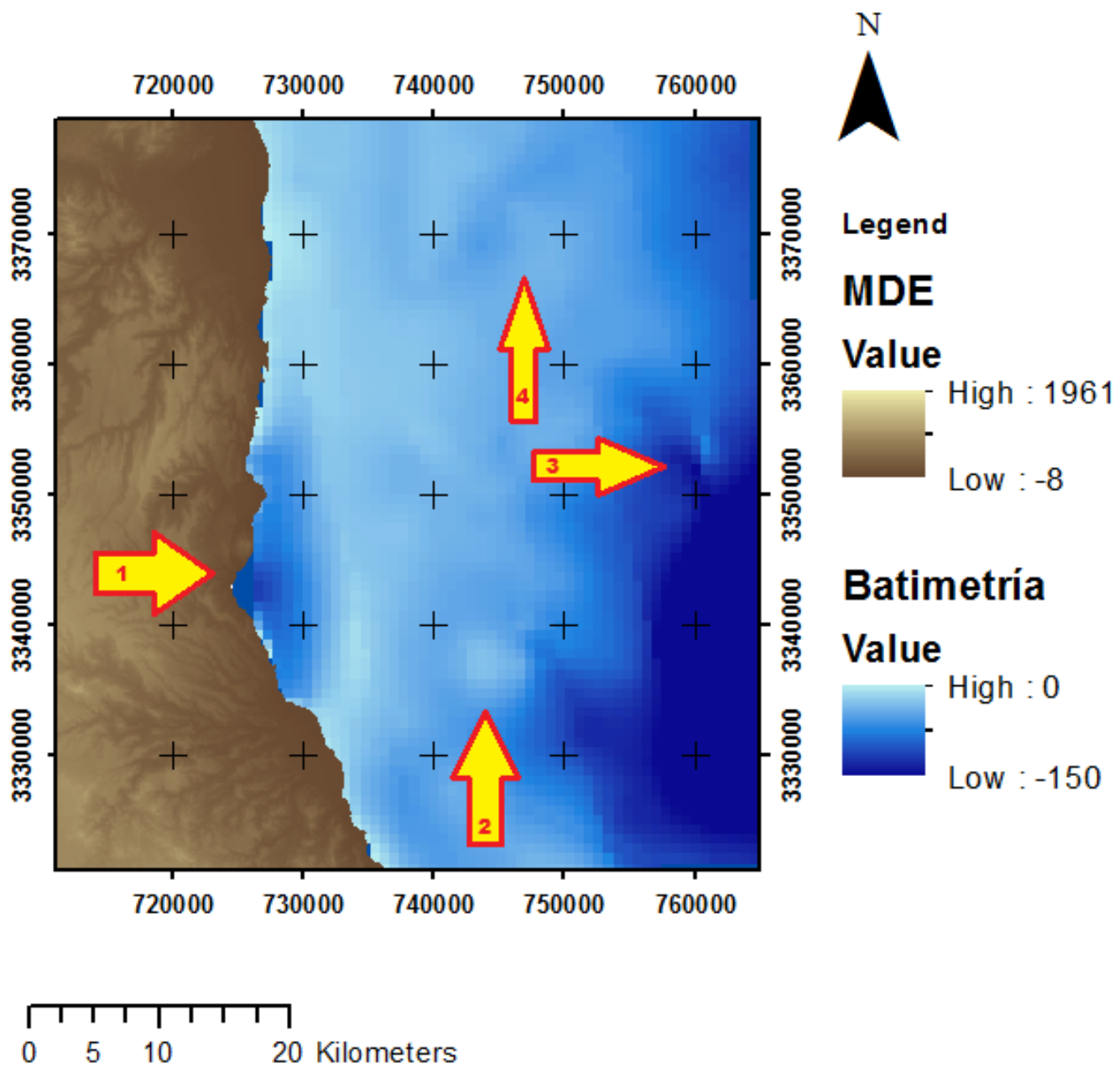


Figura 5.11 Mapa con MDE (topografía) y batimetría del área de estudio

5.2 Presentación de mapa

Finalmente se integró la información en un mapa georreferenciado con la ubicación de las estructuras de la zona y los lineamientos de éstas, tanto de los datos de batimetría como de topografía, de los que incluso a algunos se les dio continuidad desde la parte continental a la submarina.

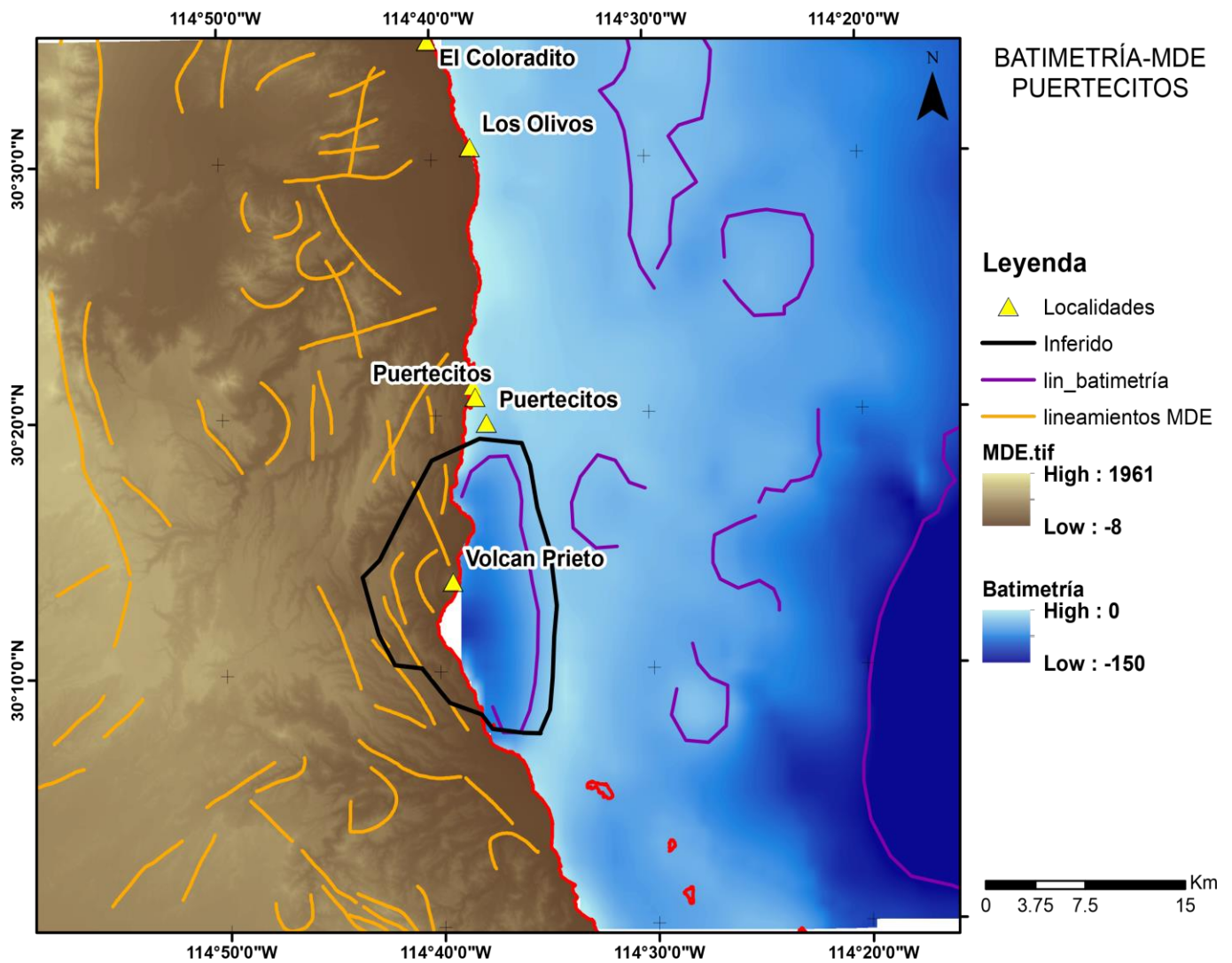


Figura 5.12 Mapa de batimetría, MDE y lineamientos geológicos de Puertecitos.

5.3 Discusión

El procesamiento de imágenes raster es una herramienta eficiente y apropiada para el inicio de programas de exploración geotérmica, particularmente los modelos digitales de elevación y las imágenes de relieve submarino permiten hacer un análisis preliminar bastante preciso de la geología estructural de la zona que se pretende estudiar y al mismo tiempo se logra cubrir un área amplia, economizando tiempo y recursos.

Analizando las imágenes resultantes de las técnicas de realce espacial se logran observar rasgos característicos en el relieve submarino, ligados a eventos geológicos que, a su vez se relacionan con actividad geotérmica. La aplicación de filtros de detección de bordes resaltó los accidentes geológicos de tipo caldera que se esperaba identificar. De la secuencia de aplicación de filtros se pueden interpretar, como estructuras geológicas, los píxeles más brillantes donde la mejor apreciación se obtuvo con el filtro de Sobel (figura 5.1). Con la iluminación artificial se indica la posición de los relieves donde ocurren los contrastes de luz y sombra, las iluminaciones que visualmente son mejores de apreciar son las de dirección de realce NE y E (figuras 5.2 y 5.3).

El realce de contraste nos proporcionó información que permanecía oculta a la vista. Con este procesamiento no sólo se evidenciaron rasgos como las depresiones posiblemente estructuras de graben de las coordenadas $114^{\circ}30'0''$ W, $30^{\circ}25'0''$ N, sino que también se pudieron delimitar con mayor detalle los notorios como la probable caldera y la estructura de colapso.

Es importante señalar que la resolución espacial de las imágenes es relativamente pobre para identificar detalles estructurales locales, pero es lo suficientemente buena para abarcar una amplia zona sin dejar pasar importantes estructuras regionales y semilocales.

Debido a la geometría redondeada, característica de los rasgos superficiales de interés en esta zona, que pueden estar asociados a recursos geotérmicos, se seleccionaron 4 zonas. Las estructuras más relevantes están indicadas en el mapa coordinado (figura 5.12); Alrededor del Volcán Prieto se localiza una estructura de colapso en las coordenadas $114^{\circ}40'0''$ W, $30^{\circ}15'0''$ N, al este del mismo, con la ubicación $114^{\circ}28'0''$ W, $30^{\circ}10'0''$ N se señaló una posible estructura de caldera que coincide con la propuesta por Oskin y Stock (2003) y que parece cumplir con las dimensiones descritas. Siguiendo al este justo antes de que el declive incremente abruptamente y también al este de la localidad "Los Olivos" se observan dos accidentes más, localizados en el mapa a $114^{\circ}18'0''$ W, $30^{\circ}20'0''$ N y $114^{\circ}28'0''$ W, $30^{\circ}25'0''$ N respectivamente.

Al hacer el contraste con los resultados de la magnetometría, los rasgos batimétricos superpuestos con las anomalías magnéticas guardan una relación espacial, denotando estructuras geológicas mayores. Se escogió el mapa RTP debido a que la reducción al polo es la que sitúa a la anomalía magnética por encima de la fuente, "descartando" la influencia del campo magnético terrestre, a pesar de esto, para algunas zonas el empalme no ocurre completamente, es probable que se deba a los diferentes artefactos que aparecen durante el procesado de datos en prospección magnetométrica; sin embargo, las mediciones

de campo magnético de la zona son altas, particularmente las relacionadas a las estructuras mencionadas. La correspondencia de anomalías magnéticas y estructuras geológicas se presenta en los mapas de las figuras 5.10 y 5.11. La estructura de colapso y la anomalía magnética, en la base del Volcán Prieto (Zona 1), coinciden casi totalmente, para la zona 2 y 4, las elevaciones coinciden parcialmente con anomalías relativamente altas. En la zona 3 no ocurre un traslape evidente sin embargo cerca de la estructura, justo antes del comienzo de la cuenca se observa una anomalía magnética a la cual puede asociarse.

Los lineamientos que se encuentran cartografiados indican, además de las 4 zonas mencionadas, relieves del fondo marino encontrados con el mismo procesamiento, los lineamientos que se atribuyen a estructuras de caldera, colapso, graben y cuenca son de un alto interés exploratorio por lo que se recomienda realizar prospección geofísica de detalle y estudios de geoquímica en fondo marino, por ejemplo, isotopía de fluidos y gases.

6 Conclusión

La constante actividad tectónica extensiva y volcánica en el Golfo de California, lo ha convertido en una zona con alto potencial geotérmico, región prioritaria para la exploración a lo largo de la península de Baja California.

Se presentan en el mapa de la región de Puertecitos los lineamientos geológicos y las coordenadas geográficas de cuatro zonas dentro de un rango de aproximadamente 30 km mar adentro, relativamente extensas con interés para exploración geotérmica, respaldados por los estudios de geología y manifestaciones termales de la zona.

La zona 1 comprende al Volcán Prieto y la estructura de colapso en la base de éste, que alcanza una profundidad mayor a 100 metros a poca distancia de la línea de costa. La estructura de caldera de zona 2 coincide parcialmente en el espacio con una anomalía magnética importante, próxima al inicio del declive de la cuenca Delfín Superior. En las zonas 3 y 4 las anomalías magnéticas son menos intensas, sin embargo, se ubican cercanas la subsidencia de graben y las elevaciones causadas posiblemente por actividad geotérmica en el subsuelo.

La integración de los resultados de levantamientos magnetométricos permite observar la coincidencia en el espacio de anomalías magnéticas con las estructuras geológicas identificadas, es por esto que en este proyecto se señalan diferentes lineamientos siendo los más destacados y que cumplen con ambas características: la estructura de colapso en el Volcán Prieto, la caldera ubicada al

este del mismo, las depresiones junto a altos batimétricos en la parte norte y nor-este, como se presentan en la figura 5.12.

Es importante interpretar estos resultados como una herramienta para complementar los trabajos de investigación y exploración previos necesarias, como mapas de gradiente geotérmico o de zonas con minerales de alteración en la parte continental, que puedan justificar el inicio o la continuación de un proyecto que tenga planeado corroborar la información en campo.

El propósito del mapa que contiene los resultados es que sirva de base para el reconocimiento de la zona y el trazado de rutas, cuando se lleven a cabo trabajos de exploración posteriores.

Este proyecto debe ser relacionado con trabajos de investigación de Ciencias de la Tierra, que respalden la exploración en campo del área de estudio y con el objetivo de determinar la factibilidad de la explotación de energía geotérmica.

Referencias

Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., Rangin, C., 1981. *Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico*. *Journal of Structural Geology* 3, 347-357.

Álvarez-Osorio, D. S., Matiz-León, J. C., Cárdenas-Contreras, A., 2011. *Modelos digitales batimétricos generados por métodos de interpolación IDW, Kriging, Shepard y B-Spline en el archipiélago de Islas del Rosario*. *Revista Geomática UD.GEO*, 5, 3-14.

Armstead, H. C. H., 1983. *Geothermal energy*. 2° ed. E. & F. N. Spon

Barbier, E., 2002. *Geothermal energy technology and current status: an overview*. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 6(1), 3 – 65.

Bracewell, R. N., 1995. *Two-dimensional imaging*. Prentice Hall signal processing series. New Jersey, USA

Burrough, P. A. and McDonell, R. A., 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press, New York

Campbell, J. B. and Wynne, R. H., 2011. *Introduction to remote sensing*, 5° ed. The Guildford press. New York, USA.

CONAGUA 2009. *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero 0238 Matomi-Puertecitos, estado de Baja California*. Subgerencia de evaluación y ordenamiento de acuíferos.

Cressie, N. A. C., 1990, *The Origins of Kriging*, Mathematical Geology. 22, 239-252.

Davies, J. H. and Davies, D. R., 2010. *Earth's Surface heat flux*. Solid Earth, 1, 5-24.

Dickson, M. H. and Fanelli, M., 2004. *What is geothermal energy?* Istituto di Geoscienze e Georisorse.CNR, Pisa, Italia.

Franke, R., 1982. *Scattered data interpolation: Test of some methods*, *Mathematics of computations*. 33, 181-200.

Ghosh, S. K., 2013. *Digital image processing*. Alpha science international Ltd. Oxford, K.

González-Ruiz, L. E., González-Partida, E., Garduño-Monroy, V. H., Martínez, L., Pironon J., Díaz-Carreño, E. H., Yáñez-Dávila, D., Romero-Rojas, W., Romero-Rojas, M. C. 2015, *Distribución de anomalías geotérmicas en México: Una guía útil en la prospección geotérmica*. Revista internacional de investigación e innovación tecnológica. Distribución electrónica, www.riiit.com.mx, 2007-9753.

Hausback, Brian P. 1984 *Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico*. Department of geology and geophysics, U. of California. Berkeley CA.

Henley, R. W. and Ellis, A. J., 1983. *Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review*. Earth-Science Reviews. 19,1-50.

IGA Service. 2014. *Best practices guide for geothermal exploration*. Bochum, Alemania: IGA Service-Bochum University of Applied Sciences.

Jensen J.R., 1996. *Introductory digital image processing, a remote sensing perspective*. 2 ed. Prentice Hall series in geographic information science.

Lillesland, T. M., Kiefer, R. W., Chipman, J. W., 2015. *Remote Sensing and image interpretation*. Wiley, 7^oed. USA

Lizarralde, D., Axen, Gary J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F., and Umhoefer, P. J., 2007. *Variation in the styles of rifting in the Gulf of California*. Nature 448, 466-469.

Martín-Barajas, A., 2000. *Volcanismo y extensión en la Provincia extensional del Golfo de California*. Boletín de la Sociedad geológica mexicana. V. LIII. 72-83

Martín-Barajas, A., Fletcher, J., Skerl, L., 1997, *Estudio geológico estructural de la zona San Luis Gonzaga, Baja California*. Comisión Federal de Electricidad, Residencia General de Cerro Prieto, Informe ejecutivo, 24 p.

Martín-Barajas, A. y Stock, J. M., 1993. *Estratigrafía y petrología de la secuencia volcánica de Puertecitos, Noreste de Baja California. Transición de un arco volcánico a rift*. Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Monografía No.1. Unión Geofísica Mexicana, Ensenada, Mexico, 66-89.

Martín-Barajas, A., Stock, J. M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., López-Martinez, M., 1995. *Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic*

Province, northeastern Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 107, 407-424.

Michaud, F., Ratzov G., Sallarès V., Collot, J. Y., Pazmiño, N., de la Torre, G., 2009. *Métodos e Instrumentación acústica para la exploración en Geofísica Marina. Geología Y Geofísica Marina y Terrestre Del Ecuador, PSE-001-2009.*

Moore, G. K., Waltz, F. A., 1983. *Objective Procedures for Lineament Enhancement and Extraction. A five-step digital convolution procedure extracts edge and line segments or produces directionally enhanced images. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 49(5), 641-647.*

Oskin, M.E. and Stock, J.M., 2003. *Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfin basin, northeastern Baja California and western Sonora. Geological Society of America Bulletin, 374, 421-438.*

Prol-Ledesma, R. M., 1996. *El calor de la Tierra. FCE. 5° reimpresión.*

Prol-Ledesma, R.M., Arango-Galván, C., 2017. *Sistemas geotérmicos de la Península de Baja California. Monografía Instituto de Geofísica, UNAM. Cd. de México. 185 pp.*

Rodríguez-Santana, A., Antoranz-Pecharromán, A. M., Méndez-González, I., Cisneros-Aguirre, J., 2006. *Geofísica marina: Fundamentos y aplicación a tectónica global. Manuales Docentes Universitarios 8. Universidad de las Palmas de Gran Canaria.*

Ruiz-Armenta, J. R., Prol-Ledesma, R. M., 1995. *Técnicas de procesamiento de imágenes en la exploración de yacimientos minerales de origen hidrotermal*. Universidad Complutense. Física de la Tierra. No. 7, 105-137.

Saemundsson, K., 2009. *Geothermal systems in global perspective*. ISOR-Iceland GeoSurvey, Grensásvegur, Iceland 9, 108.

Schultz, M. H., 1973. *Spline Analysis*. Prentice Hall. Englewood Cliffs, N.J.

Shepard, D. 1968, *A two dimensional interpolation function for irregularly-spaced data*, Harvard college, Massachusetts. Proc. 23°, 517-523.

Stock, J. M., Martín-Barajas, A., Tellez-Duarte, M., 1996. *Early rift sedimentation and structure along the NE margin of Baja California*. San Diego, California, American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section, Bakersfield, CA, 337-371.

Tarback, E. J., Lutgens, F. K., 2005. *Ciencias dela Tierra. Una introducción a la geología física*. Pearson Ed.

Velasco-Zúñiga, M., 2017. *Profundidad de la isoterma de Curie en zonas con potencial geotérmico en Baja California, integración de información aeromagnética y percepción remota*. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.