

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA DE VOLCANES DE LODO EN LA ZONA OCCIDENTAL
DEL ABANICO DEL DELTA DEL RIO MAGDALENA, CARIBE COLOMBIANO**

JUAN DAVID QUINTERO RAMÍREZ

UNIVERSIDAD EAFIT

ESCUELA DE INGENIERÍA

GEOLOGÍA

MEDELLÍN

2012

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA DE VOLCANES DE LODO EN LA ZONA OCCIDENTAL
DEL ABANICO DEL DELTA DEL RIO MAGDALENA, CARIBE COLOMBIANO**

JUAN DAVID QUINTERO RAMÍREZ

Trabajo de grado presentado como requisito para optar por el título de geólogo

Director: Geólogo - Msc. Jaime Orlando Castillo.

MEDELLÍN

UNIVERSIDAD EAFIT

ESCUELA DE INGENIERÍA

GEOLOGÍA

2012

Nota de aceptación

Presidente del jurado

Jurado

Ciudad y fecha (día, mes año)

**A MI MAMÁ Y ABUELOS,
LOS CUALES DIERON TODO
PARA QUE YO CUMPLIERA
MIS SUEÑOS...**

AGRADECIMIENTOS

A mi madre, gracias a sus esfuerzos y su compañía incondicional.

A mis abuelos, los cuales se portaron como auténticos padres y me apoyaron siempre que lo necesité, poniéndome siempre en un lugar de privilegio en sus vidas.

A Equion Energía, empresa que me recibió con los brazos abiertos y estuvo en la parte más importante de mi desarrollo profesional, indicándome el camino a seguir.

A Jaime Castillo, mi jefe y maestro, el cual siempre tuvo la disposición y las ganas de apoyar mi desarrollo.

A todo el equipo de exploración de Equion energía, Oscar Machado, Jaime Martinez, Orlando Otalora, Mario Patiño, Sergio Ibañez, Marcela Gómez, Juan Pablo Reyes y Marcelo García por ayudarme cuando lo necesité durante mi practica.

A todos los profesores de EAFIT por enseñarme lo que necesitaba para hacer realidad mis proyectos.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	3
1. HIPÓTESIS.....	4
2. OBJETIVO.....	5
2.1 OBJETIVO GENERAL.....	5
2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS.....	5
3. JUSTIFICACIÓN Y ALCANCE DEL PROYECTO.....	6
4. MARCO TEORICO.....	7
4.1 EL DIAPIRISMO Y VULCANISMO DE LODO: CAUSAS, MECANISMOS, MÉTODOS DE DETECCIÓN Y ANÁLISIS.....	7
5. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	15
6. MARCO REGIONAL.....	16
6.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	16
6.2 EVOLUCION DEL CARIBE.....	18
6.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	18
6.4 GEOLOGIA LOCAL.....	21
7. METODOLOGIA.....	23
8. VOLCANES DE LODO EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	27
8.1 DETECCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS VOLCANES DE LODO.....	27
8.2 MORFOLOGÍA Y TAMAÑO DE LOS VOLCANES DE LODO.....	45
8.2.1 Comparación de los volcanes de lodo interpretados y volcanes de lodo presentes en la zona costera adyacente al área de estudio.....	49
8.3 CLASIFICACIÓN DE LOS VOLCANES DE LODO.....	53

8.3.1	Volcanes de lodo asociados a niveles o capas sedimentarias	53
8.3.2	Volcanes de lodo asociados a anticlinales	53
8.3.3	Volcanes asociados a diapiros de lodo.....	53
9.	DEFINICIÓN DE ZONAS DE RIESGO POR PRESENCIA DE VOLCANES DE LODO.	57
10.	CONCLUSIONES	59
11.	BIBLIOGRAFÍA.....	61

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Estructura básica de un volcán de lodo en donde se muestran sus partes principales.....	8
Figura 2. Mapa que muestra la localización de volcanes de lodo: “onshore”, no asociados a hidratos de gas, asociados a hidratos de gas, volcanes submarinos inferidos y Posibles diapiros sedimentarios	9
Figura 3. Mecanismos básicos para la formación de volcanes de lodo submarinos.....	10
Figura 4. Imágenes sísmicas de volcanes y diapiros de lodo.....	12
Figura 5. Imagen sísmica y su interpretación en donde se muestra el sistema de un volcán de lodo formado por un diapiro de lodo ubicado en el Golfo de Cádiz, sur de Portugal.....	13
Figura 6. Mapa de ubicación de la zona de estudio del proyecto.....	15
Figura 7. Mapa geológico de la zona noroccidental de Colombia.....	17
Figura 8. Modelo de evolución del Caribe desde el Maastrichtiano (~70 Ma), hasta el Mioceno tardío (~10 Ma).....	19
Figura 9. Mapa de configuración topográfica y batimétrica de la zona cercana a Cartagena.....	20
Figura 10. Mapa Geológico de la zona de costa adentro cercana al área de estudio.....	21
Figura 11. Mapa de ubicación del cubo sísmico 3D utilizado para el estudio del proyecto.....	24
Figura 12. Cuadro metodológico en donde se describen las principales actividades y resultados de cada una de las etapas del desarrollo del proyecto.....	26

Figura 13. Mapa de amplitudes con la localización de las zonas afectadas por el vulcanismo de lodo	30
Figura 14. Ubicación de los volcanes 1 y 2 sobre el mapa de amplitudes.....	32
Figura 15. Sección del corte A-A' (Segmento de la traza 7984).....	33
Figura 16. Interpretación del corte B-B' (segmento de la traza 7924).....	34
Figura 17. Corte sísmico horizontal en profundidad situado a 1160 m. bajo el nivel del mar, cruzado por los perfiles A-A' y B-B.....	35
Figura 18. Ubicación del corte vertical C-C' (Segmento de la traza 6958) en el mapa de amplitudes y la sección interpretada correspondiente.....	36
Figura 19. Corte vertical D-D' (Segmento de la traza 5058) y su interpretación.....	37
Figura 20. Sección E-E' (segmento de la traza 4730) y la interpretación correspondiente.....	38
Figura 21. Corte vertical F-F' (segmento de la traza 4566) y la interpretación del perfil mencionado.....	39
Figura 22. Ubicación del corte G-G' (segmento de la traza 4196) en el mapa de amplitudes y la interpretación del perfil mencionado.....	40
Figura 23. Ubicación del corte H-H' (segmento de la traza 2936) en el mapa de amplitudes, imagen sísmica e interpretación.....	41
Figura 24. Ubicación del corte I-I' en el mapa de amplitudes y la interpretación del perfil mencionado.....	42
Figura 25. Ubicación del corte J-J' (segmento de la traza 2314) en el mapa de amplitudes, imagen sísmica e interpretación.....	43
Figura 26. Corte sísmico horizontal en profundidad situado a 1900 m. bajo el nivel del mar, cruzado por el perfil J-J'.....	44

Figura 27. Diagrama esquemático que explica las medidas usadas de los volcanes de lodo en este estudio.....	45
Figura 28. Gráfica que muestra la relación altura vs diámetro de las dimensiones de los volcanes de lodo interpretados en el área de estudio.....	45
Figura 29. Comparación de forma y tamaño del volcán de lodo Malishev y el volcán 8.....	47
Figura 30. Volcanes 9 y 10 con su posible análogo, el volcán de lodo MSU ubicado en el mar Negro.....	48
Figura 31. Localización de los volcanes de lodo ubicados en la zona de estudio y los volcanes de lodo situados en la zona costera cercana.....	50
Figura 32. Grafica comparativa de las dimensiones de volcanes de lodo interpretados y los presentes en la zona costera cercana al área de estudio.....	51
Figura 33. Mapa de ubicación general de los tipos de volcanes encontrados.....	54
Figura 34. Mapa de ubicación de la línea arbitraria mostrada en la figura 35.....	55
Figura 35. Línea sísmica arbitraria en donde se interpretan y ubican ejemplos de los tipos de volcanes de lodo que existen en el área de estudio.....	56
Figura 36. Mapa de riesgos por la presencia de volcanes de lodo.....	58

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas de localización de la zona de estudio.....	15
Tabla 2. Coordenadas de localización para cada volcán de lodo identificado en el volumen sísmico interpretado.....	29
Tabla 3. Dimensiones de los volcanes de lodo presentes en el área de estudio.....	45
Tabla 4. Dimensiones principales de los volcanes de lodo situados costa adentro en los departamentos de Bolívar y Atlántico.....	49

RESUMEN

El vulcanismo de lodo es un fenómeno que ha sido ampliamente reconocido como indicador de cuencas con prospección de hidrocarburos. Su presencia tiene gran relevancia a la hora de entender los procesos geológicos que actúan en una cuenca sedimentaria, ya que estos pueden afectar grandes secuencias estratigráficas e indicar mecanismos deformacionales activos (Aharon, 1994; Etiope, et al., 2004; MacDonald, et al., 2000; Mazzini, 2009; Milkov, 2000).

La información sísmica de reflexión ha sido importante en el desarrollo de muchas áreas del conocimiento de las geociencias. En la exploración y explotación de hidrocarburos ha sido fundamental para el entendimiento de las cuencas sedimentarias y los recursos que de allí se extraen (Milkov, 2000; Veeken, 2008).

A través de la interpretación de la imagen sísmica y atributos sísmicos basados en amplitudes, es posible tener un acercamiento al subsuelo, para poder entender como se ha formado y cuales procesos geológicos intervinieron en su conformación; además, cuales aún siguen actuando (Veeken, 2008).

Para la localización de los volcanes de lodo, es común el uso del método de interpretación sísmica, el cual consiste en seguir sistemáticamente un reflector observado en las imágenes sísmicas, con el propósito de mapear rasgos y estructuras geológicas. Este procedimiento permite identificar y caracterizar los volcanes de lodo (Medialdea et al., 2008).

Actualmente la compañía Equion Energía se encuentra en una campaña de exploración en los bloques RC-4 y RC-5, ubicados costa afuera en el Caribe colombiano. Esta zona comprende la parte occidental del abanico del río Magdalena, donde se han encontrado indicios de vulcanismo de lodo submarino. El objetivo del presente estudio es la identificación y caracterización de los volcanes de lodo que se encuentran activos en esta área, entendiendo también, los procesos que están contribuyendo a generarlos.

Para el desarrollo de este proyecto se utilizó la información correspondiente al levantamiento sísmico Magdalena 3D. El volumen interpretado pertenece a la versión migrada antes de apilar con postprocesos aplicados, garantizando la mejor imagen sísmica para el estudio. El cubo sísmico tiene polaridad positiva y fase cero. Además, cubre la zona de estudio, con un área de 2.400 km² aproximadamente.

Los volcanes de lodo se identifican en la sísmica por características geométricas que sugieren su presencia: la forma generalmente cónica, acompañada de la presencia de cráteres y/o derrames de lodo adyacentes. Además, se buscan estructuras como fallas, fracturas, diapiros de lodo y capas sedimentarias asociadas, los cuales permiten entender mejor el sistema que los ha generado, ya que en conjunto pueden explicar de donde proviene el material expulsado y que caminos usa para desplazarse hasta las áreas subaereas o el fondo marino (Aharon, 1994; MacDonald, et al., 2000; Milkov, 2000).

Al final de este trabajo se interpretaron tres tipos de volcanes de lodo en el área de estudio, clasificados según su mecanismo de formación (Milkov, 2000): a) asociados a fracturas que comunican niveles estratigráficos profundos con el suelo marino; b) asociados a fracturas formadas en crestas de pliegues como anticlinales y c) asociados a diapiros de lodo, más grandes y de expresiones morfológicas más fuertes que los anteriores. Las áreas en donde se presentan, implican riesgos para la ubicación de pozos y otras instalaciones asociadas.

La variación en los mecanismos de formación de los volcanes de lodo mencionados anteriormente, sugiere que existen diferencias en los regímenes de esfuerzos que afectan la zona occidental del abanico del río Magdalena, los cuales deben ser evaluados en investigaciones posteriores, para obtener información más precisa sobre los procesos geológicos que están deformando en la actualidad la zona.

INTRODUCCIÓN

¿Cuáles son las causas y mecanismos para la formación de los volcanes de lodo?
¿Cómo puede ayudar la información sísmica en la interpretación de estos factores?
¿Se pueden predecir zonas que sufran este tipo de vulcanismo? Estas preguntas se han planteado para dar un punto de partida en la búsqueda del entendimiento de este fenómeno en la zona de estudio, en la cual se trata de encontrar qué procesos han afectado su evolución y cuales siguen interviniendo.

La existencia de volcanes de lodo en un área determinada evidencia la presencia de mecanismos activos de deformación, producidos por el efecto de procesos tectónicos que inciden en el desarrollo de estas geoformas (Berndt et al., 2007; Milkov, 2000).

Actualmente, los bloques RC4 y RC5, ubicados costa afuera del Caribe colombiano, en la zona occidental del abanico del río Magdalena, comprenden una zona prospectiva para Equion Energía, compañía que lleva a cabo un proyecto de exploración en busca de hidrocarburos en esta área. El diapirismo y vulcanismo de lodo han sido reconocidos como un importante indicativo de potencial para estos recursos, aunque también se sabe que tienen la capacidad de interferir con actividades de perforación e instalación de los elementos de un campo de producción petrolero o gasífero.

Se ha hecho un análisis de la información correspondiente al levantamiento sísmico Magdalena 3D, en donde a través del método de interpretación sísmica se encontraron los volcanes de lodo presentes en el área y otros elementos como fallas, fracturas y diapiros de lodo, los cuales ayudan a definir los mecanismos de formación de estas geoformas y a su vez permiten definir las áreas que son afectadas por esta clase de fenómeno.

Todo el análisis, la información técnica y ejecución del proyecto fue facilitada por Equion Energía Limitada, en donde también se realizó el proceso de interpretación sísmica con herramientas y equipos que son propiedad de la misma.

1. HIPÓTESIS

El método de interpretación sísmica permitirá localizar y caracterizar los volcanes de lodo presentes en la zona occidental del abanico del río Magdalena.

2. OBJETIVO

2.1 OBJETIVO GENERAL

Usar la técnica de interpretación sísmica en la información del levantamiento sísmico Magdalena 3D, para localizar la presencia de volcanes de lodo en el área de estudio.

2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Determinar las características principales en la formación de los volcanes de lodo presentes en el área de estudio.
- Definir las zonas afectadas por este tipo de volcanes.
- Clasificar los volcanes de lodo según las características que puedan ser observadas.

3. JUSTIFICACIÓN Y ALCANCE DEL PROYECTO

La interpretación sísmica y la detección de los volcanes de lodo puede contribuir a comprender mejor los procesos geológicos que actúan en la zona occidental del abanico del río Magdalena, ya que estos elementos son el resultado de los regímenes de esfuerzos que afectan la dinámica de esta cuenca.

Adicionalmente, este análisis permite que las compañías interesadas en realizar actividades exploratorias de hidrocarburos, identifiquen zonas de riesgo para situar pozos u otras instalaciones relacionadas, teniendo en cuenta las zonas afectadas por este tipo de fenómeno.

Con el presente estudio se localizaron las zonas en donde existen volcanes de lodo, usando el método de interpretación sísmica, definiendo las de mayor probabilidad de ocurrencia y los mecanismos de formación que intervienen.

4. MARCO TEORICO

4.1 EL DIAPIRISMO Y VULCANISMO DE LODO: CAUSAS, MECANISMOS, MÉTODOS DE DETECCIÓN Y ANÁLISIS

El diapirismo y vulcanismo de lodo han sido objeto de múltiples estudios, debido a la importancia que tienen como indicadores de cuencas petrolíferas, ya que estos funcionan como un mecanismo de escape hacia zonas subaereas y el océano, para los hidrocarburos enterrados en los sedimentos de una cuenca. Recientemente se ha descubierto que también hacen parte de un menospreciado sistema que interfiere en el ciclo del carbono, liberando grandes cantidades de éste a la hidrosfera y a la atmosfera (Aharon, 1994; Etiope, et al., 2004; Foucher et al., 2010; MacDonald, et al., 2000; Mazzini, 2009; Milkov, 2000; Nieman et al., 2006).

Un volcán de lodo es considerado como una geoforma que tiene una expresión topográfica definida. Están formados por gas que escapa hacia la superficie terrestre o marina, cuando éste encuentra un conducto que generalmente es una falla o fractura. Este flujo de gas viene acompañado por material de poca cohesión, agua, salmueras y lodo de más baja densidad que las secuencias sedimentarias adyacentes, por lo que este material es típicamente reconocido como un intervalo de baja velocidad representado por facies sísmicas transparentes, de bajas amplitudes (figura 1) (Istadi et al., 2012; MacDonald, et al., 2000; Milkov, 2000).

Stewart & Davis (2006) propusieron que los sistemas de volcanes de lodo, son esencialmente un grupo de fracturas que están conectadas a una geoforma (volcán de lodo) y las vías alimentadoras, principalmente fallas y fracturas, que comunican el volcán con la unidad estratigráfica que le sirve de fuente para el material que expulsa.

Por otra parte los diapiros de lodo, son estructuras que se han desplazado desde niveles muy profundos del subsuelo y han penetrado sedimentos más someros y jóvenes. Esto se produce gracias a que hay una diferencia de densidades que le permite al diapiro ascender hacia profundidades menores. El contenido de estos diapiros es muy rico en gases, especialmente metano. Regímenes compresivos que

afectan al terreno, como los que se producen en márgenes convergentes, pueden facilitar el ascenso de estos materiales aportando presión al área. Muchos de los volcanes de lodo que han sido registrados y documentados están asociados a márgenes de convergencia de placas. Cuando estos se presentan en márgenes pasivas, están asociados a una carga sedimentaria muy espesa, en donde se dan procesos de subsidencia alta (Medialdea et al., 2008; Milkov, 2000).

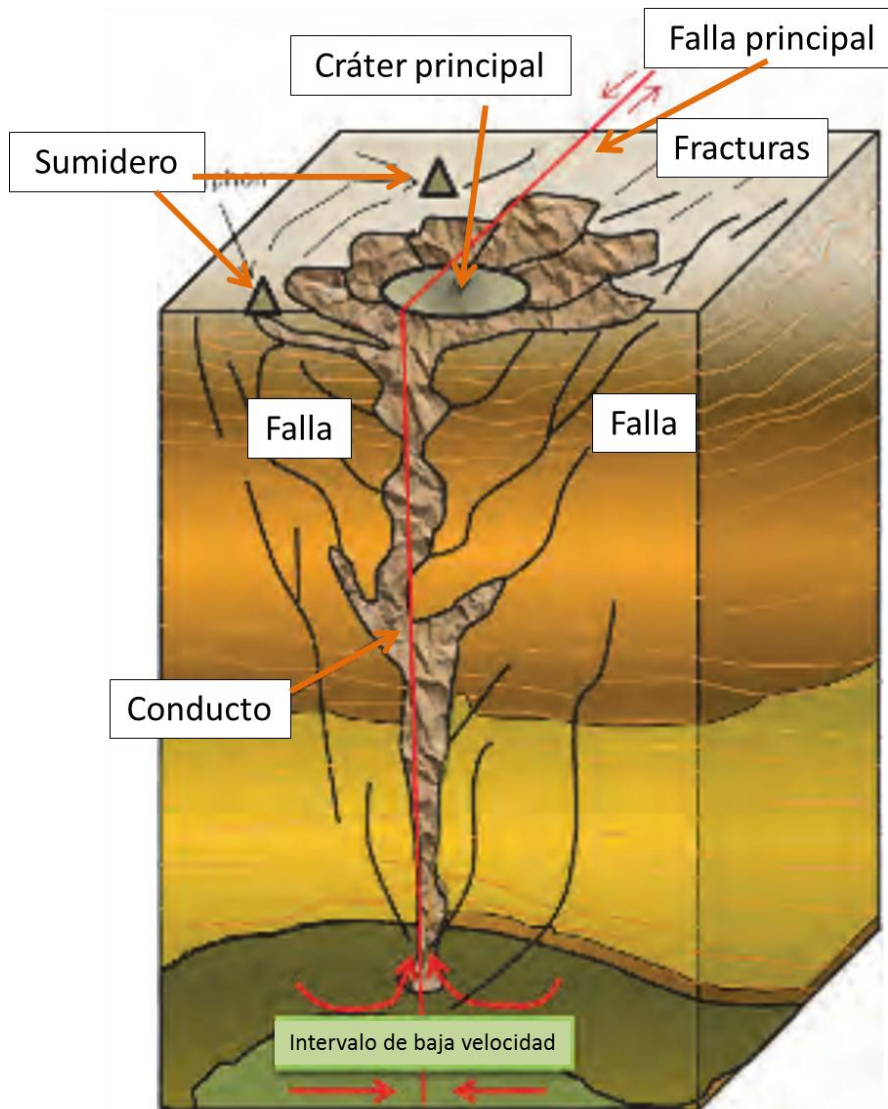


Figura 1. Estructura básica de un volcán de lodo en donde se muestran sus partes principales (Tomado y modificado de Istadi et al., 20012)

También existen situaciones en que la movilización de estos materiales se da por la deshidratación de muchas arcillas de composición esmectítica que componen una secuencia sedimentaria (Milkov, 2000). La localización de varios ejemplos de volcanes de lodo a nivel mundial se muestra en la figura 2.

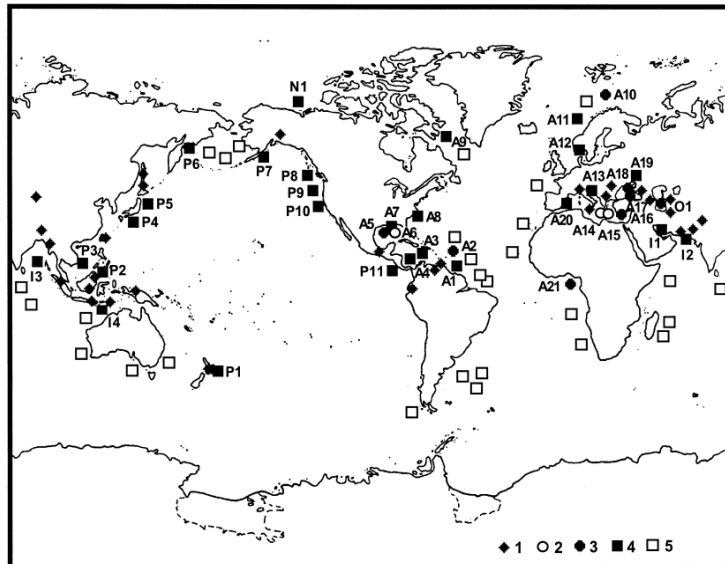


Figura 2. Mapa que muestra la localización de volcanes de lodo: “onshore” (1); no asociados a hidratos de gas (2); asociados a hidratos de gas (3); Volcanes submarinos inferidos (4). Posibles diapiros sedimentarios (5) (tomado y modificado de Milkov, 2000).

Es importante reconocer que todos los volcanes de lodo pueden estar asociados a diapiros de lodo, pero esta relación no se da en sentido contrario, es decir, no todos los diapiros de lodo desarrollan un sistema de volcanes de lodo, ya que muchas de estas estructuras no penetran el fondo oceánico o la superficie de la tierra (Milkov, 2000).

Milkov (2000) dice que existen unos mecanismos principales para la formación de los volcanes de lodo (Figura 3):

- Como consecuencia de un diapiro de lodo que asciende y perfora el suelo. El ascenso de diapiros se puede dar por inversión de densidad o aprovechamiento por parte del material, de fracturas y zonas de debilidad en el terreno. El movimiento de los diapiros es afectado también por características como el tamaño de grano, contenido de gas y consolidación del material.

- Ascenso de lodo a través de fallas y fracturas. Estas pueden estar conectadas a diapiros que no alcanzaron a perforar el suelo o también a capas sedimentarias que liberan estos materiales. Este es el proceso más común de formación de volcanes de lodo.

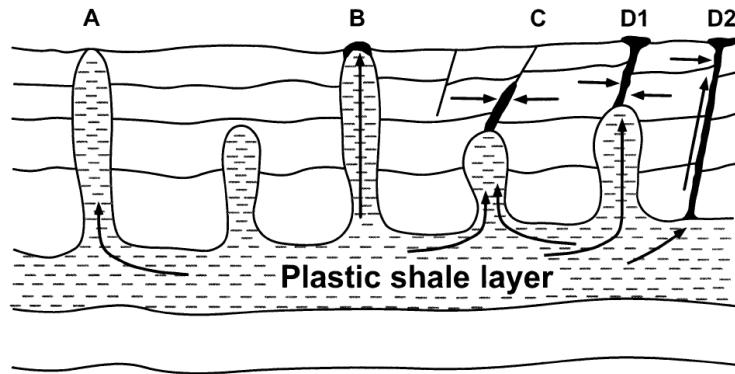


Figura 3. Mecanismos básicos para la formación de volcanes de lodo submarinos: (A) diapiro de lodo que perfora en suelo marino pero no forma un volcán de lodo; (B) volcán de lodo formado en la cima de un diapiro de lodo que logra perforar el suelo marino; (C) filtración en el suelo marino; (D1, D2) volcanes de lodo formados por la acción de sedimentos que fluyen a través de fallas. Las flechas muestran los caminos de migración de los fluidos (Modificado de Milkov, 2000).

Por otra parte, a nivel mundial se ha comprobado la gran variabilidad en las dimensiones y geometría que presentan los volcanes de lodo. Estos cuerpos pueden tener varios metros de diámetro o cubrir algunos kilómetros; además, su altura puede alcanzar pocos metros hasta varios cientos de metros. Por ejemplo, el volcán de lodo Tuorogai, situado en Azerbaijan, tiene 500 m. de altura y un diámetro aproximado de 3000 m. y es uno de los volcanes de lodo, situados costa adentro, más grandes del mundo (Istadi et al., 2012; Mazzini, 2009).

Kholodov (2002) propone una clasificación para los edificios de los volcanes de lodo, la cual se basa en la morfología de los mismos:

- 1) Edificio volcánico de forma cónica, el cual representa la morfología “clásica” de este tipo de geofomas. Se caracterizan por presentar un cráter definido en la

zona central, de diámetro variable. Tiene una estratificación generada por derrames periódicos de lodo.

2) Cuellos volcánicos de lodo protuberantes: se forman debido a la alta viscosidad de los fluidos que expulsan, lo cual permite formar colinas muy empinadas.

3) Morfología tipo “pantano”: se caracterizan por desarrollarse sobre una gran área, pero sin un cuerpo de gran altura, debido a la baja viscosidad del material lodoso que expulsan.

4) “Sinclinal colapsado”, el cual forma una depresión en el terreno.

5) Cráter de apariencia similar a un “lago”: es el tipo de volcán de lodo más abundante en muchas áreas donde existe la presencia de estos cuerpos. Presenta una forma combinada de todos los tipos mencionados anteriormente, dependiendo de la viscosidad del material que expulsan y el estado de desarrollo en el que se encuentren.

Debido a las propiedades particulares de los materiales que expulsan estos cuerpos o a diferentes geometrías y estructuras asociadas a los volcanes de lodo como diapiros y fracturas, el uso de la interpretación sísmica ha sido muy usado para la localización y caracterización de estos cuerpos (Milkov, 2000; Medialdea et al., 2008).

En la figura 4 y 5, se pueden observar imágenes sísmicas de volcanes y diapiros de lodo en diferentes partes del mundo. Con la ayuda de la técnica de interpretación sísmica, se pueden reconocer de manera confiable estos cuerpos geológicos, lo cual es muy usado principalmente en las zonas submarinas (Duerto & MacClay, 2002; Medialdea et al., 2008).

Otra ventaja que ofrece la imagen sísmica, es que permite correlacionar las geoformas a los mecanismos de su formación, a través del reconocimiento y entendimiento de toda la zona de estudio (Veeken, 2008).

Es importante reconocer como los diapiros de lodo a los que están asociados muchos volcanes de lodo, se visualizan como zonas en donde se interrumpen los reflectores sísmicos a su alrededor y existe información caótica; estos son algunos de los criterios que permiten reconocer estos cuerpos (figura 4) (Berndt et al., 2007).

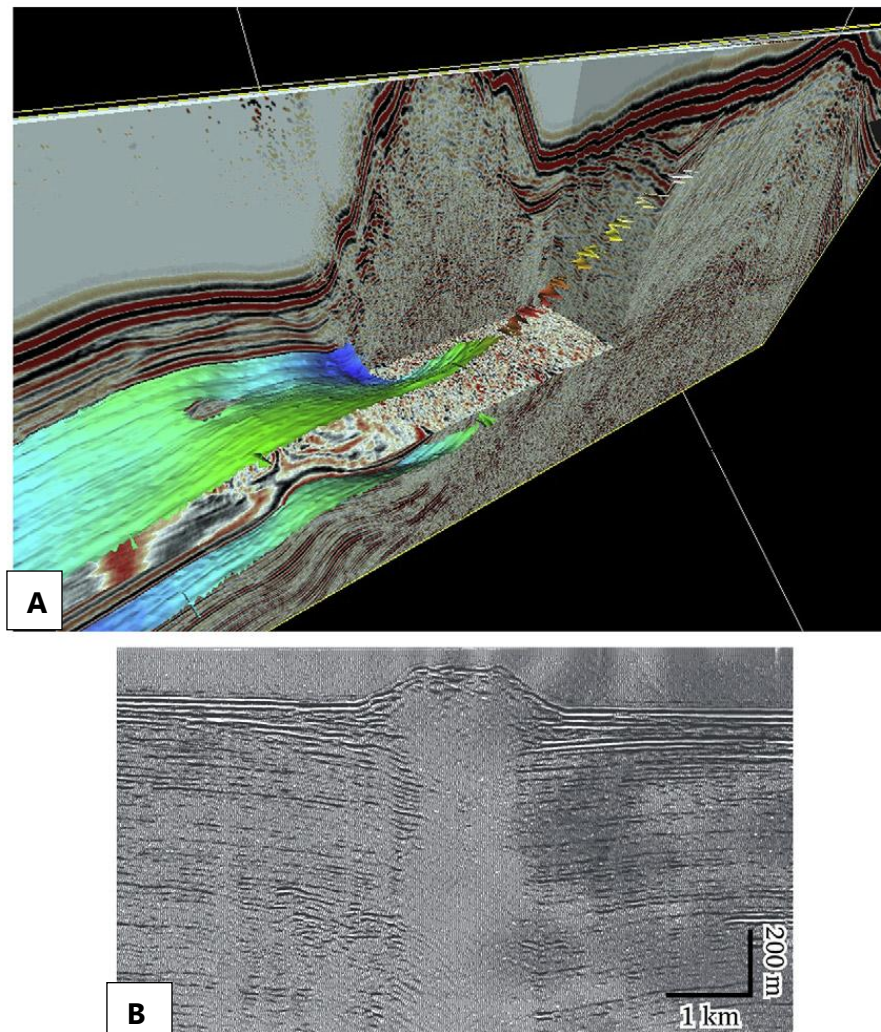


Figura 4. Imágenes sísmicas de volcanes y diapiros de lodo: (A) Volcán de lodo Mercator y un diapiro enterrado, Golfo de Cádiz (Berndt et al., 2007). (B) Imagen del volcán de lodo MSU, Mar Negro (Ivanov et al., 1992)

En la figura 5, se pueden observar las fracturas que finalmente son los conductos por donde el material se transporta y es expulsado por los volcanes, que generalmente son reconocidos por su morfología, similar a un cono, aunque no todos desarrollan esta forma tan definida y presentan características menos prominentes. También, pueden ser evidenciados por la presencia de cráteres, flujos de lodo o fracturas que perforan el suelo marino (Berndt et al., 2007; Mazzini, 2009; Milkov, 2000).

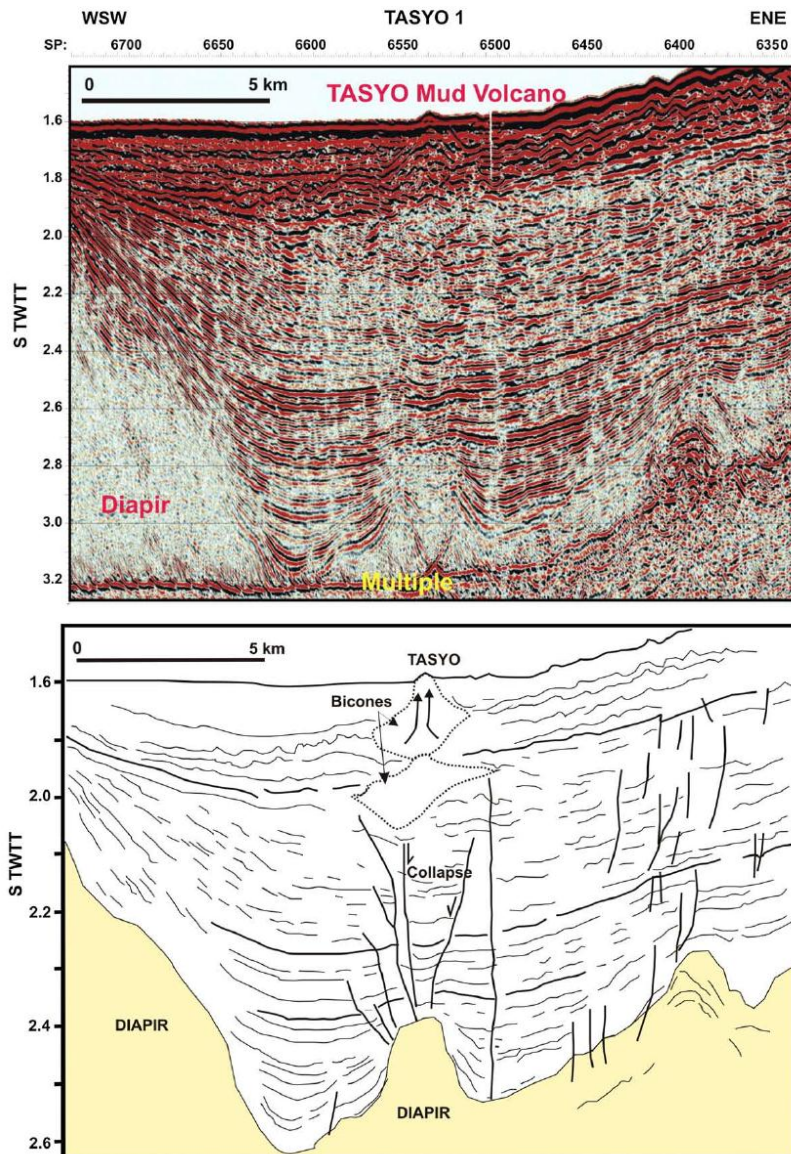


Figura 5. Imagen sísmica y su interpretación en donde se muestra un volcán de lodo ubicado en el Golfo de Cádiz, sur de Portugal. Allí se puede observar el sistema de volcanes de lodo conectado a diapiros de lodo más profundos. En este caso son las fracturas las encargadas de comunicar el diapiro con el volcán, transportando el material lodoso. También se puede observar los biconos, que son los antiguos volcanes de lodo, enterrados por la sedimentación del área (Medialdea et al., 2008).

El conjunto de características mencionadas, además de la unión de los elementos como el cono volcánico en la cima de la secuencia, fracturas infrayacentes y/o diapiros de lodo o niveles sísmicos correspondientes a capas sedimentarias cargadas de gas y material incoherente, permiten interpretar estos sistemas en las imágenes sísmicas de un área y definir los mecanismos de su formación (Berndt et al., 2007; Medialdea et al., 2008; Milkov, 2000).

5. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de trabajo se encuentra localizada en el mar Caribe colombiano, cercana a los municipios de Cartagena y Galerazamba, cubriendo totalmente una zona submarina (figura 6). La tabla 1 muestra las coordenadas entre las cuales se enmarca.

Punto	X	Y
A	794.408	1' 636.726
B	773.789	1' 661.486
C	872.503	1' 704.267
D	849.854	1' 727.565

Tabla 1. Coordenadas de localización de la zona de estudio.

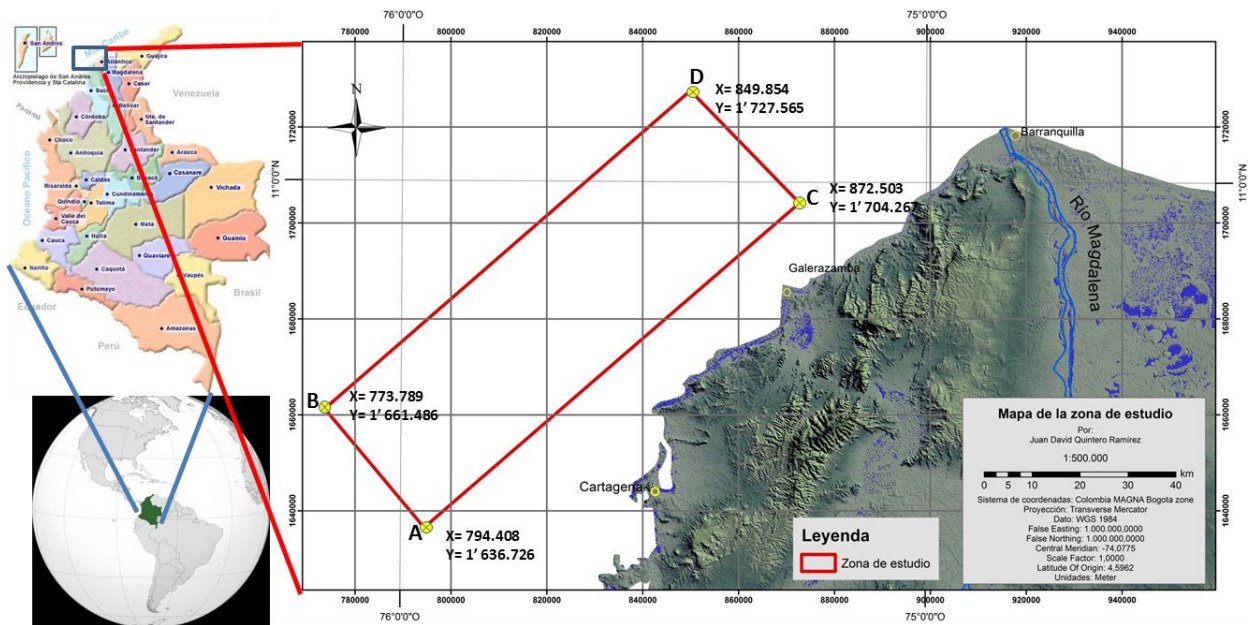


Figura 6. Mapa de ubicación de la zona de estudio del proyecto.

6. MARCO REGIONAL

6.1 GEOLOGIA REGIONAL

El área de estudio se encuentra en la zona noroccidental de Suramérica. Esta región está afectada por la convergencia de las placas Cocos, Caribe, Suramérica y Nazca (Cediel et al., 2003; Duque -Caro, 1979, 1984, 1990; Duque -Caro et al., 1987; Guzmán et al., 2004; Guzmán, 2007; Ordoñez, 2008; Mantilla et al., 2009).

La situación anterior generó diferentes subcuencas dentro de esta zona, debido a la compleja interacción que se da entre estas placas tectónicas. Las unidades estratigráficas “se depositaron al margen de dos provincias: provincia con basamento oceánico al oeste; provincia con basamento continental al este” (Carvajal et al., 2010).

El cinturón de San Jacinto (figura 7), posee las rocas de edad más antigua y está conformado por aglomerados, carbonatos precipitados y escamas de basaltos, principalmente. También existen depósitos de borde de talud, cubiertos por depósitos deltaicos, cuerpos arrecifales y en la parte más superior, depósitos aluviales (Carvajal et al., 2010).

El Cinturón del Sinú comprende rocas de edades entre el Oligoceno, hasta el Plioceno (Duque-Caro, 1979). Se extienden desde el golfo de Urabá, desde la falla de Uramita, hasta Barranquilla al nororiente. Al oriente limita con el lineamiento del Sinú y al oeste con el Cinturón Deformado del Caribe Meridional o Lineamiento de Colombia (figura 7) (Carvajal, 2011).

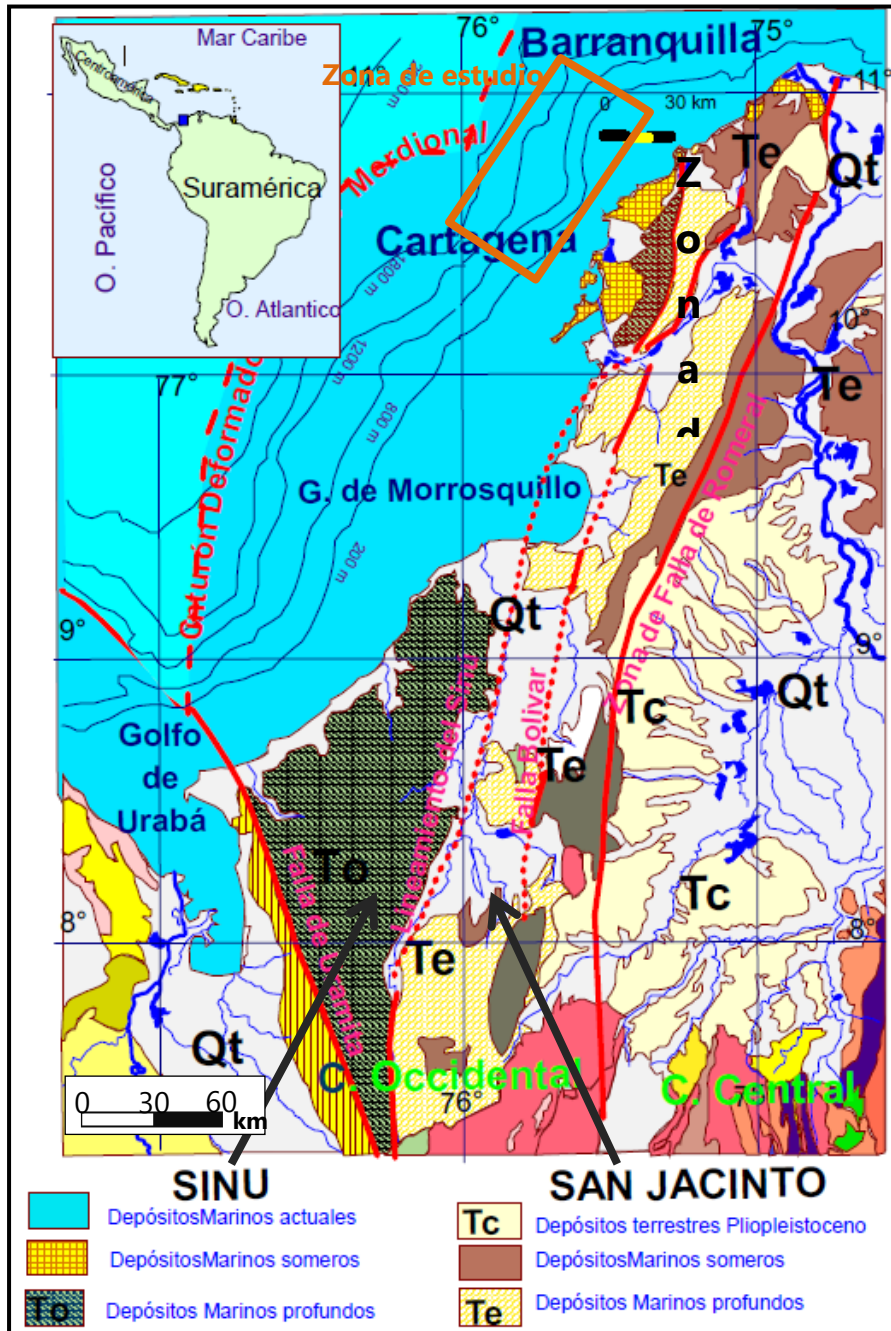


Figura 7. Mapa geológico de la zona noroccidental de Colombia. En la imagen se muestran los Cinturones del Sinú y San Jacinto, y los principales rasgos morfo-tectónicos que delimitan estos grupos de rocas. Además, se muestra la zona de estudio dentro de este contexto (modificado de Duque Caro, 1984 en Carvajal et al., 2010).

6.2 EVOLUCION DEL CARIBE

En la zona Caribe de Colombia, existen rasgos estructurales y geomorfológicos muy marcados, los cuales son evidencia del movimiento de las placas tectónicas que intervienen en la formación de esta área (Carvajal, 2011).

Se ha llegado a la conclusión de que existe un desplazamiento dextro-lateral, que influye en la zona occidental y noroccidental de Colombia. Este movimiento esta provocado por el choque oblicuo de la placa Nazca, lo que ha llevado que varios autores concluyan que muchas de las rocas de edad mesozoica de esta zona, se formaron en el occidente y suroccidente de donde están ubicadas y por movimientos y desplazamientos fueron adheridos a la esquina occidental de Suramérica (figura 8) (Meissner et al., 1976; Taboada et al., 2000; Kennan y Pindell, 2009; Nivia, 1989).

6.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La zona de estudio esta dominada por varias geoformas como anticlinales, lomos de presión, sierras y otras, las cuales tienen en general una orientación NE (Figura 9). Además existen fallamientos con dirección E-W y NW-SE (Carvajal, 2011).

Existen también bloques conformados gracias al fallamiento de desgarre sinistral y dextral con direcciones predominantemente NW-SW y W-E. Estos producen variaciones locales en la conformación del prisma acrecionario que se forma allí y la configuración de la plataforma, debido a que existen diferentes velocidades en el emplazamiento de las placas tectónicas que interactúan, lo que está asociado también al diapirismo de lodo, el cual es un agente de deformación muy importante en la zona (Vermette et al., 1992; Mantilla et al., 2009; Ordoñez, 2008; Vinnels et al., 2010).

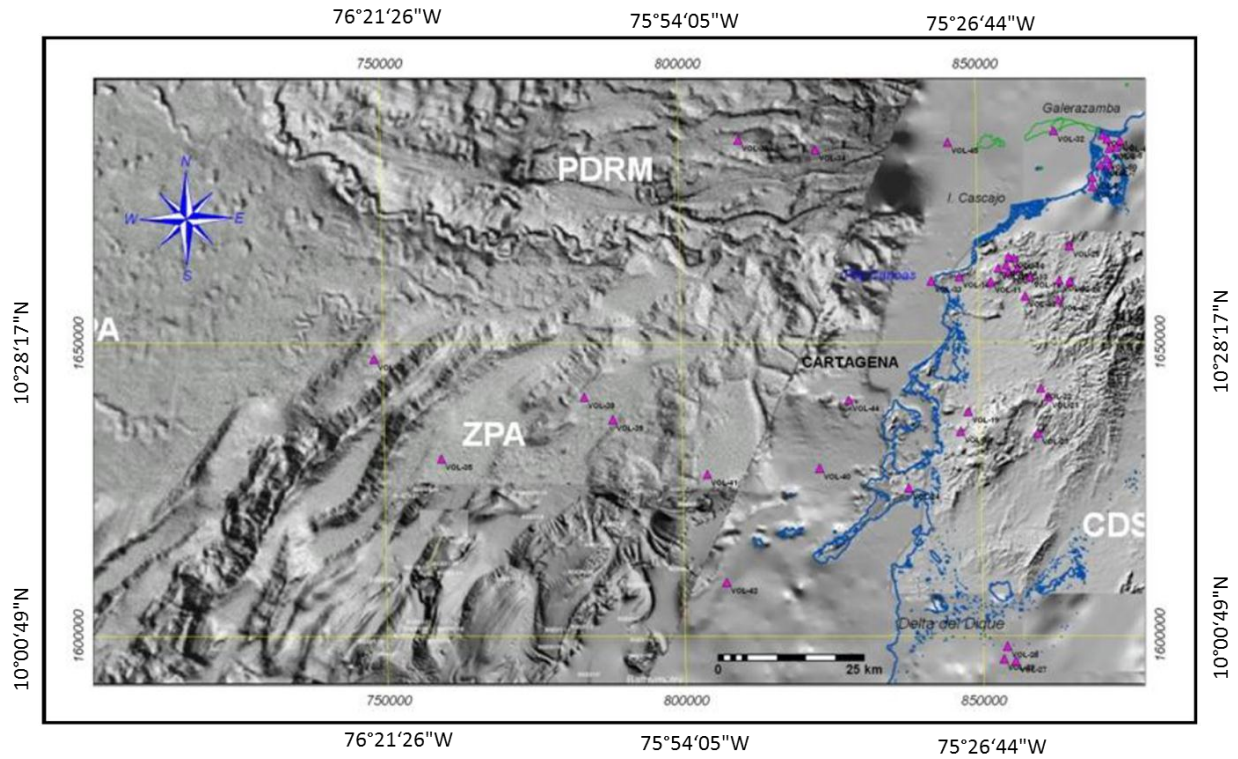


Figura 9. Mapa de configuración topográfica y batimétrica de la zona cercana a Cartagena. Se puede observar el desarrollo de lomos de presión, en la parte submarina los cuales coinciden en dirección, de tendencia NE, con las estructuras principales ubicadas en la zona subaerea, al occidente (Tomado y modificado de Ordoñez 2008, en Carvajal et al., 2011).

Figura 10. Mapa Geológico de la zona de costa adentro, cercana a la zona de estudio. **Pgsc** = F. San Cayetano, **Pgsj** = F. San Jacinto, **PgNgc** = F. Carmen, **PgNgp** = F. Perdices, **Ngh** = F. Hibácharo, **Ngd** = F. Tubará, **PgNga** = F. Arjona, **Ngb** = F. Bayunca, **Qpp** = F. Popa, **Qpr** = F. Rotinet, **Qpag** = F. A. Grande, **Qe** = D. Eólicos, **Qfl** = D. Fluviales, **Qma** = D. Marinos, **Qcal** = D. Coluvioaluviales, **Qlc** = D. Costeros, **Qlal** = D. Aluviales Subactuales (Tomado de Carvajal, 2011).

Las formaciones que se encuentran en esta área están compuestas principalmente de rocas formadas en ambientes marinos someros y profundos. Estos últimos dominan la parte sur del cinturón del Sinú y la zona oriental del área de estudio. También se encuentran muchos depósitos cuaternarios de tipo marino, eólico y fluvial, las cuales cubren gran parte de esta área (Carvajal, 2011).

Las edades de las rocas son principalmente cenozoicas y cuaternarias. Los contactos entre estas unidades a menudo se encuentran fallados, siguiendo las tendencias de las fallas dominantes allí como la falla de Pasacaballos, Luruaco, el Totumo, entre otras, las cuales tienen una tendencia NE, que también siguen las formaciones geológicas presentes allí (Carvajal, 2011).

En la figura 10, además de observar las principales unidades geológicas de la zona, se pueden denotar los principales volcanes de lodo reconocidos en el área (triángulos morados). Se puede inferir que muchos de ellos siguen las tendencias de las principales fallas presentes (Carvajal, 2011).

El mapa geológico mostrado en la figura 10, representa las unidades geológicas subaereas cercanas a la zona de estudio. La continuidad o configuración geológica en la zona submarina, en donde se encuentra el área de estudio, no es tomada en cuenta ya que no se cuenta con un mapa que describa la correlación de estos cuerpos en esta zona.

7. METODOLOGIA

El presente trabajo se llevó a cabo en tres etapas principales: a) Revisión bibliográfica de la información disponible del estudio de volcanes de lodo y las técnicas usadas para su interpretación y localización basadas en información sísmica; b) interpretación de la información sísmica y c) análisis de los resultados.

En la primera etapa, se creó el marco teórico del proyecto, el cual se hizo a través de la revisión de la información disponible acerca del origen, formación y evolución de los volcanes de lodo; además de los métodos usados para su localización y caracterización a través de información sísmica.

La segunda parte del estudio, comprendió la revisión de la información contenida en el volumen del levantamiento sísmico Magdalena 3D, realizado por Equion Energía durante la exploración de los bloques situados en la zona de costa afuera, RC-4 y RC-5. Se ha escogido esta área debido a que se cuenta con una buena calidad en los datos y por el potencial impacto de los volcanes de lodo ubicados en esta zona en las actividades de exploración de los bloques mencionados.

El volumen sísmico interpretado pertenece a la versión migrada antes de apilar, con postprocesos aplicados, garantizando la mejor imagen sísmica para el estudio. El cubo sísmico tiene polaridad positiva y fase cero. Posee una extensión de área de 2.400 km² aproximadamente y cubre la zona de estudio. En la figura 11 se muestran la ubicación y cubrimiento superficial del cubo 3D anteriormente mencionado, simbolizado por el recuadro de color amarillo.

Sobre este volumen sísmico se hizo una extracción de amplitudes con base en el horizonte que representa el fondo marino. Además de este nivel, se asignó una ventana de profundidad de 50 metros como límite inferior para este proceso.

Los mapas de extracción de amplitudes se realizan teniendo un nivel de referencia, que generalmente es un horizonte interpretado en la información sísmica, el cual es de interés y al que se le asigna una ventana, ya sea de tiempo o profundidad, entre los

cuales se hace un barrido de la variación de las amplitudes entre el nivel base y el límite de la ventana escogida y así encontrar zonas de altos contrastes en las amplitudes asociadas a los cuerpos rocosos presentes y determinar áreas de anomalías de estos atributos sísmicos (Veeken, 2008).

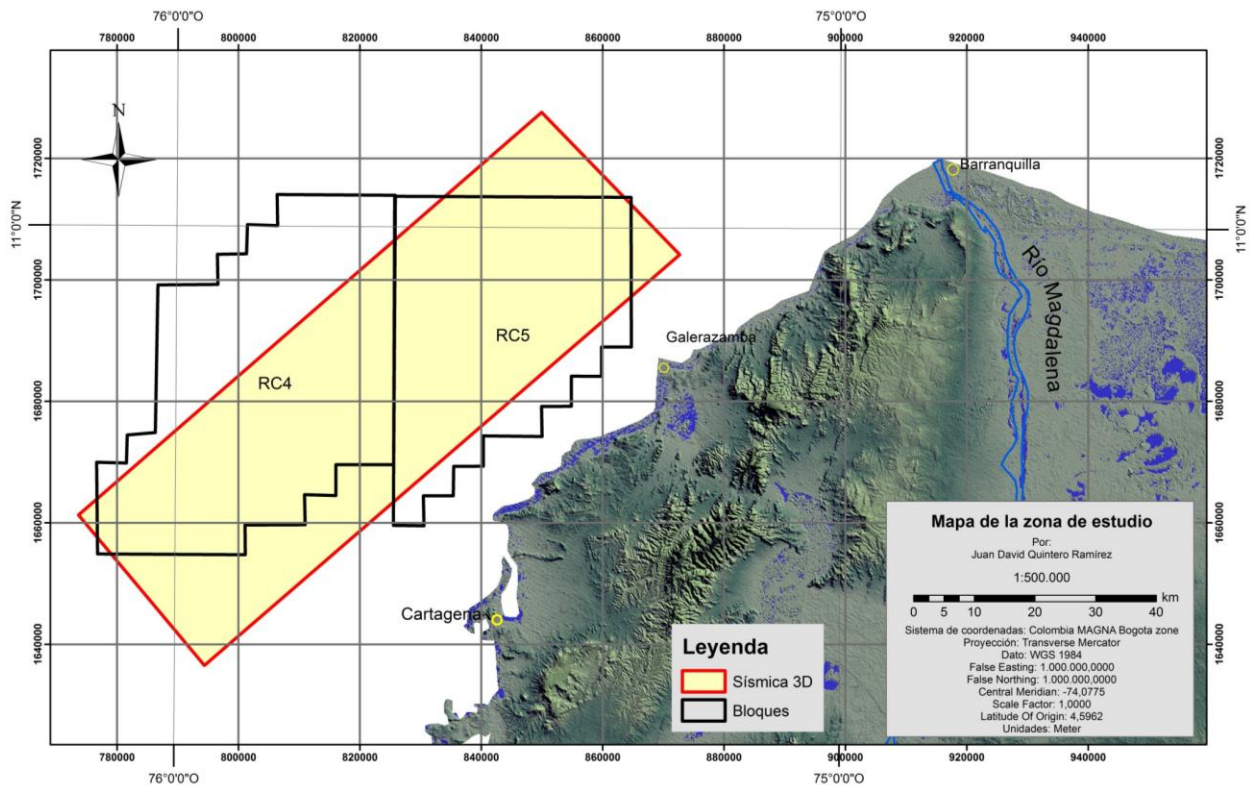


Figura 11. Mapa de ubicación del cubo sísmico 3D utilizado para el estudio del proyecto.

El mapa de amplitudes muestra zonas anómalas, las cuales fueron revisadas una vez fue generado. Estas zonas corresponden a cambios laterales en el comportamiento sísmico de los cuerpos presentes en el área, ya que sugieren variaciones en la litología, presencia de fluidos y/o materiales de comportamiento sísmico caótico. Para el caso de los volcanes de lodo, estas anomalías se producen gracias a que el material que expulsan, es poco cohesivo y tiene alto contenido de gases, lo que hace que las amplitudes asociadas a estos cuerpos muestren variaciones notables, debido al contraste de estos materiales con respecto a los cuerpos rocosos circundantes en

donde no existe tal perturbación. Las anomalías marcadas en el mapa fueron inspeccionadas con el fin de encontrar rasgos batimétricos que insinúen la geometría de los volcanes de lodo y así definir su localización inicial.

También fueron encontradas otras zonas con presencia de anomalías aun mas fuertes que las presentes en los volcanes de lodo, correspondientes a lugares en donde se dan cambios de facies sísmicas fuertes, correspondientes a variaciones litológicas o la presencia de material derivado de movimientos en masa.

Una vez determinados los lugares donde se encuentran los volcanes de lodo, sobre el mapa de extracción de amplitudes, se revisaron las imágenes sísmicas ubicadas en estas zonas, y se realizaron varios perfiles verticales y algunos horizontales, para buscar expresiones geométricas o algunas características particulares que permiten identificar los volcanes de lodo: morfologías cónicas o de domo, cráteres y/o derrames de lodo adyacentes (Aharon, 1994; Milkov, 2000).

Además de las características geométricas de los volcanes de lodo, se interpretaron también las zonas que se encuentran debajo de estos cuerpos, en donde fueron reconocidas tendencias lineales en la imagen sísmica, los cuales son interrupciones de los reflectores sísmicos o distorsión de la continuidad de los mismos, interpretados como fallas o fracturas, que generalmente están conectados con el volcán de lodo ubicado en la parte superior, y que se ha identificado que sirven como conductos para el desplazamiento del material lodoso expulsado por los volcanes.

Los niveles fuente, de donde proviene el material expulsado por los volcanes de lodo, fueron interpretados en la imagen sísmica, gracias a que se visualizan como paquetes de facies sísmicas transparentes, correspondientes a intervalos de baja velocidad, los cuales se comportan de esta forma debido a la presencia de gases y material suelto, que finalmente conforman los derrames de lodo expulsados por los volcanes.

Por otra parte, la etapa final correspondió al análisis de los resultados del estudio, la cual se hizo teniendo en cuenta la información obtenida en la segunda fase, en donde

se definieron parámetros como la localización de los volcanes de lodo, la definición del mecanismo que los genera y algunos parámetros de su morfología.

Con base en lo anterior se definió un mapa de riesgos que esta en función de la localización y posible zona de influencia de cada volcán de lodo encontrado. También se generó una clasificación general para los volcanes, la cual esta basada en los mecanismos de formación de volcanes de lodo que Milkov (2000) menciona. Por último se hizo una comparación de los diámetros y alturas de los volcanes de lodo ubicados en la zona de estudio, con los que se encuentran en la zona costera cercana, en donde existen varios volcanes de lodo subaéreos, los cuales presentan características similares a algunos de los volcanes encontrados. En la figura 12 se muestra el resumen de cada etapa que comprendió la elaboración de este trabajo.

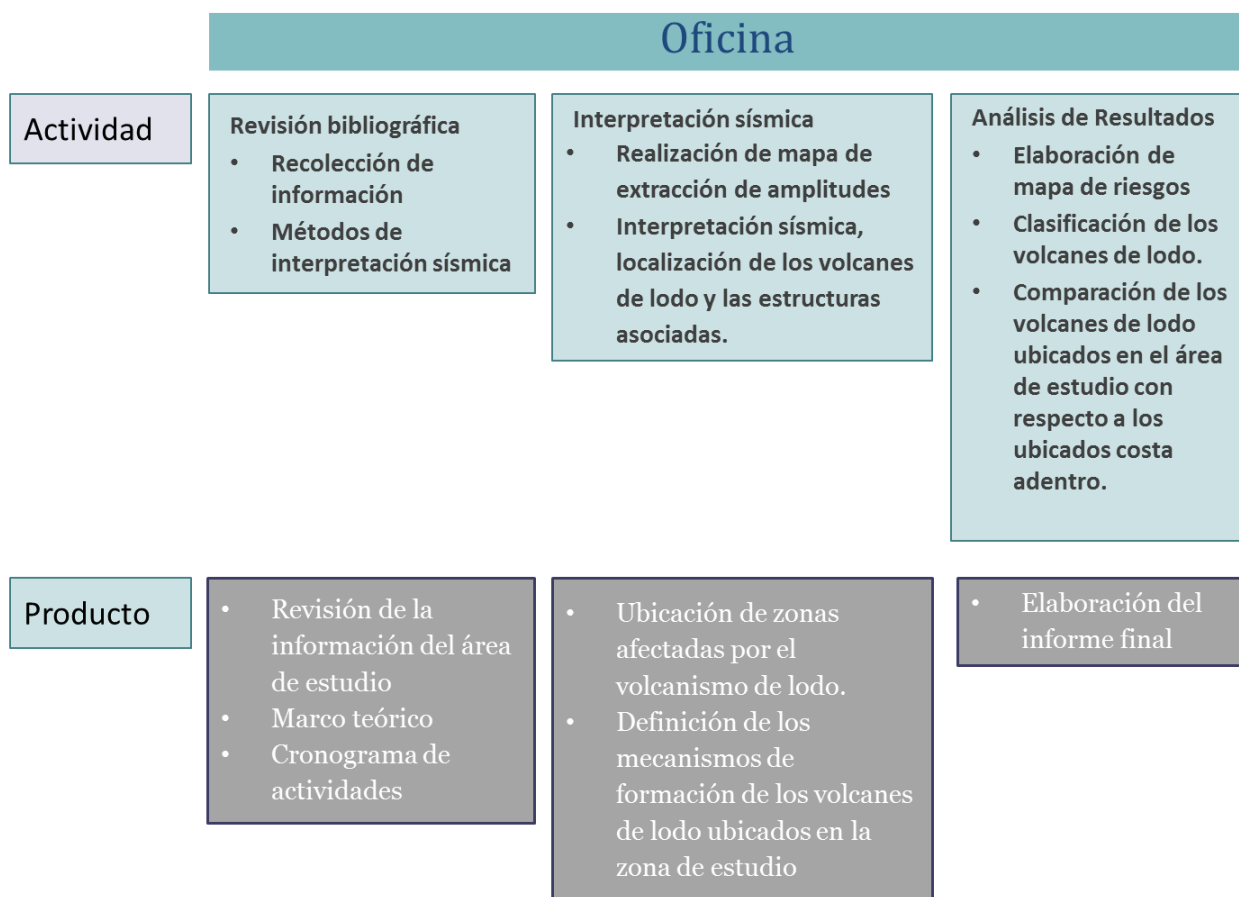


Figura 12. Cuadro metodológico en donde se describen las principales actividades y resultados de cada una de las etapas del desarrollo del proyecto.

8. VOLCANES DE LODO EN LA ZONA DE ESTUDIO

8.1 DETECCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS VOLCANES DE LODO

El mapa de amplitudes mostrado en la figura 13, indica en colores negros o grises las áreas en donde las amplitudes y la respuesta sísmica son débiles. Zonas de moderado a alto contraste de amplitudes se marcan con colores blancos a rojos. En donde existen los volcanes de lodo, se observa una anomalía de carácter moderado o alto de amplitudes en la zona central del cuerpo del edificio volcánico; esto es probablemente producido por el material que expulsan, el cual es poco cohesivo y de baja densidad, lo cual genera un contraste marcado entre estos cuerpos y los adyacentes que no están afectados por este fenómeno y presentan una diferencia en su comportamiento sísmico, ya que los mapas de amplitudes marcan principalmente zonas de contrastes en las respuestas sísmicas de los cuerpos y su variación lateral a lo largo y ancho de la zona analizada.

Cabe decir que no todas las zonas de altos contrastes de amplitudes (colores rojos), en el mapa de la figura 13, corresponden a la zona central de un volcán de lodo, ya que estas pueden corresponder también a cambios litológicos fuertes, zonas de presencia de material derivado de movimientos en masa u otros factores que pueden incidir en esta respuesta.

La zona de la plataforma del abanico del Magdalena, ubicado al NE del área de estudio tiene algunos volcanes de lodo reportados por el servicio geológico colombiano, pero no fueron detectados a través de los métodos usados en este estudio, debido a que esta zona en particular, presenta un deterioro en la calidad de la información sísmica; La zona del talud tiene presencia de estos cuerpos de interés, al igual que la zona distal del abanico, en donde se han desarrollado varias expresiones del volcanismo de lodo, pero las configuraciones morfológicas y los sistemas de formación de éstos, varían según el área en donde se encuentren.

En las zonas en donde fueron detectados los primeros indicios de la presencia de volcanes de lodo, indicadas por las anomalías en el mapa de amplitudes y algunas características topográficas del fondo marino (figura 13), se inspeccionaron las trazas sísmicas localizadas en estas áreas, para así realizar la interpretación de las estructuras de estos cuerpos e identificar mejor sus características. En la tabla 2, se muestran las coordenadas en donde se ubican los volcanes de lodo indicados por las anomalías de amplitudes presentes en el mapa mencionado.

En la zona inferior de la secuencia asociada a los rasgos geométricos de los volcanes de lodo observados en el fondo marino, se buscaron las posibles fuentes del material lodoso. Para estos elementos fueron identificados dos tipos de niveles fuente:

- Compuesto por capas sedimentarias o niveles estratigráficos, que geoméricamente, tienen aspecto de estratos o formas tabulares. Algunas de estas capas sedimentarias interpretadas presentan poca deformación, siguiendo tendencias horizontales o subhorizontales. Los volcanes de lodo que presentan este tipo de niveles fuente son los volcanes 1, 2 y 3 (figura 14 a 18); o están deformadas, ya que hacen parte de pliegues, como los asociados a los volcanes 4 a 8 (figura 19 a 23);
- Compuesto por lo que se interpretan como diapiros de lodo, los cuales tienen forma de domo alargado y de un carácter sísmico caótico, asociados a los volcanes 9 y 10 (Figura 24 a 26).

En general, los niveles que fueron clasificados como fuente, se visualizan en la imagen sísmica como paquetes de facies transparentes, de amplitudes bajas o con carácter caótico, esto es producido por la presencia de material suelto, agua, gases y otros elementos, que son los que componen los derrames lodos expulsados por los volcanes de lodo.

	Coordenadas	
Volcán de lodo	X	Y
1	835 793.57	1 708 462.85
2	835 612.63	1 707 519.15
3	826 728.94	1 699 330.41
4	815 700.42	1 675 671.45
5	814 935.21	1 670 252.88
6	812 889.18	1 669 492.8
7	808 495.19	1 667 517.78
8	795 493.77	1 658 483.59
9	810 318.44	1 659 066.06
10	791 422.26	1 651 288.24

Tabla 2. Coordenadas de localización para cada volcán de lodo identificado en el volumen sísmico interpretado. El sistema de coordenadas de referencia es Colombia Magna Bogotá Zone, datum: WGS1984.

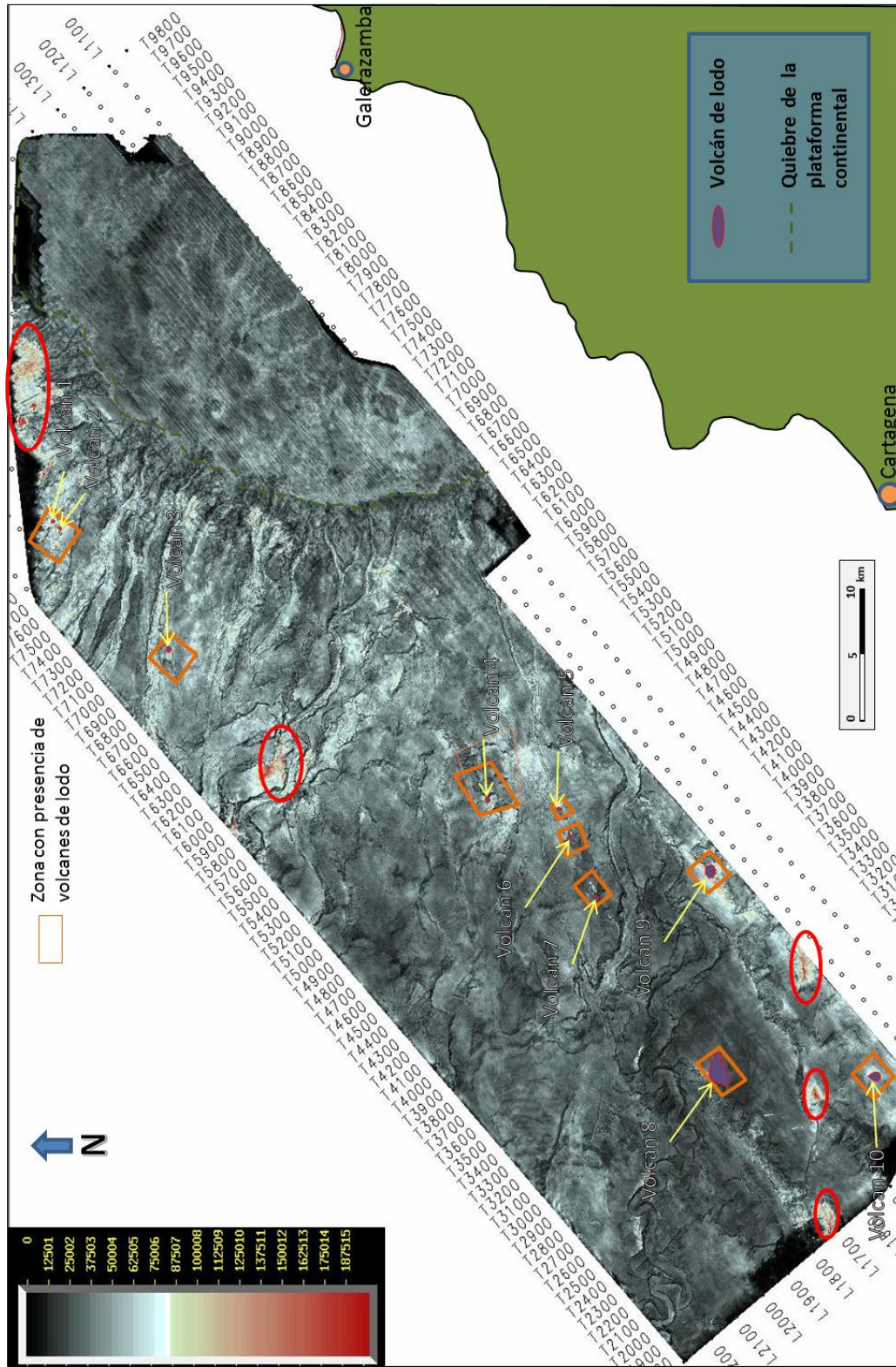


Figura 13. Mapa de amplitudes con la localización de las zonas afectadas por el vulcanismo de lodo. En los recuadros de color naranja se indican las zonas en donde se encontraron volcanes de lodo a través de la interpretación sísmica. Los elipses de borde rojo indican las zonas con mayor contraste de amplitudes marcadas por el mapa, estas corresponden a cambios litológicos fuertes y/o zonas de movimientos en masa, los cuales generan una variación lateral de la continuidad de los cuerpos y es marcada por un alto contraste de amplitudes.

Otro de los elementos que contribuyen a la interpretación de los volcanes de lodo en las secciones sísmicas es el BSR (bottom simulator reflector). Este reflector corresponde al nivel en donde termina la zona de estabilidad de hidratos de gas, GHSZ, por sus siglas en inglés. Los hidratos de gas son minerales de aspecto similar al hielo, en los cuales gases, que pueden ser hidrocarburos o no, son atrapados dentro de la estructura molecular de agua. El metano es el hidrocarburo dominante en los hidratos de gas (Milkov & Sassen, 2003). Para la formación de los hidratos de gas se necesitan grandes presiones y bajas temperaturas, por lo que los lugares en donde se encuentran más a menudo son en sedimentos del fondo marino y en áreas de permafrost de espesores grandes (MacLeod, 1982).

En la zona donde termina la GHSZ, se presenta una reflexión subparalela al fondo oceánico, el BSR, el cual tiende a cortar otros reflectores, los cuales generalmente corresponden a capas sedimentarias. Otra de sus características es que tiene la polaridad invertida con respecto a la que posee el reflector del fondo marino. EL BSR se reconoce también, gracias a que por encima de este, las amplitudes de las reflexiones decrecen, por lo que le da un aspecto de “blanqueamiento” a la imagen sísmica en esta zona, esto implica que no siempre el BSR está representado por un reflector continuo, sino que puede definirse por otros criterios, como el límite más inferior de la zona anteriormente mencionada (MacLeod, 1982).

El BSR siempre se interrumpe en la zona en donde existen las fracturas o diapiros de lodo asociados a los volcanes de lodo encontrados. Esto puede deberse al cambio de propiedades de presión y temperatura en estas áreas, que no permiten la formación de hidratos de gas.

Una vez identificadas las geoformas de los volcanes de lodo, las fracturas y conductos asociados y los niveles fuentes del material lodoso, se puede establecer el mecanismo que le da origen a los volcanes de lodo interpretados. A continuación se mostraran algunas de las secciones interpretadas en el área de estudio y también se presentan algunos cortes horizontales en profundidad (“depth slices”) que complementan la interpretación del sistema que conforman y así mejorar su comprensión y caracterización.

Volcanes 1 y 2:

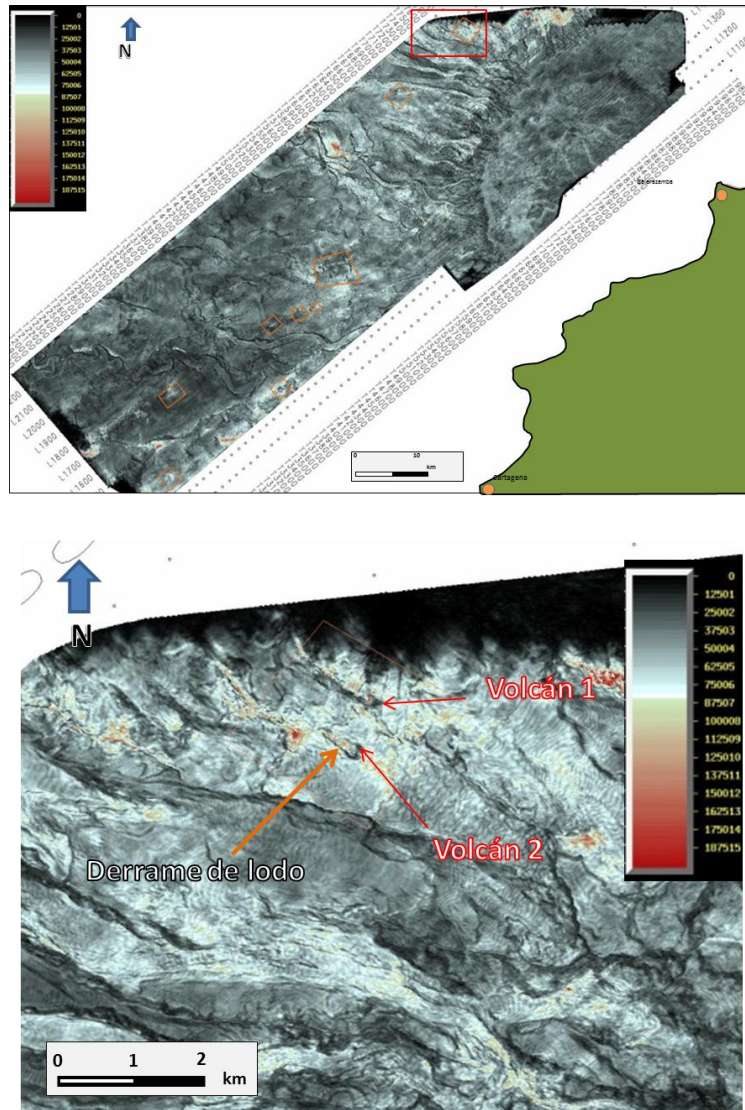


Figura 14. Ubicación de los volcanes 1 y 2, sobre el mapa de amplitudes. En la imagen inferior se observa en detalle el mapa que cubre esta área; la flecha de color naranja señala un derrame de lodo, emitido por el volcán 2.

Volcán de lodo 1:

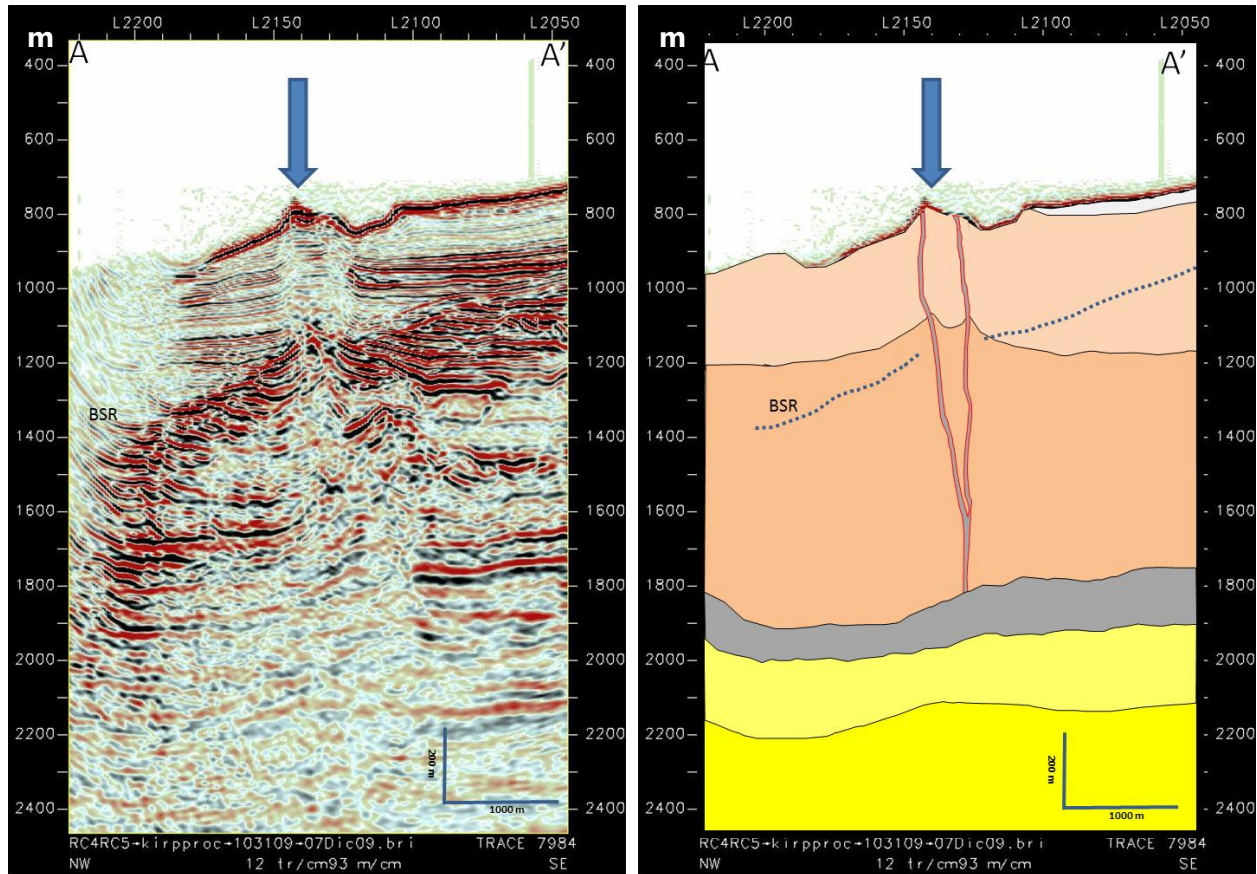


Figura 15. Corte vertical A-A' (Segmento de la traza 7984) y la sección sísmica correspondiente. Al lado derecho se encuentra la interpretación de esta imagen sísmica. La flecha de color azul indica el volcán de lodo situado allí; las fracturas que comunican el volcán con el nivel estratigráfico que sirve de fuente para el material (color gris, correspondiente a facies sísmicas transparentes), se simbolizan con un color gris con borde rojo. Se puede notar que existe un reflector interpretado con una línea de color azul punteada, este indica el BSR (Bottom simulator reflector), presente en gran parte de la zona de estudio.

Volcán de lodo 2:

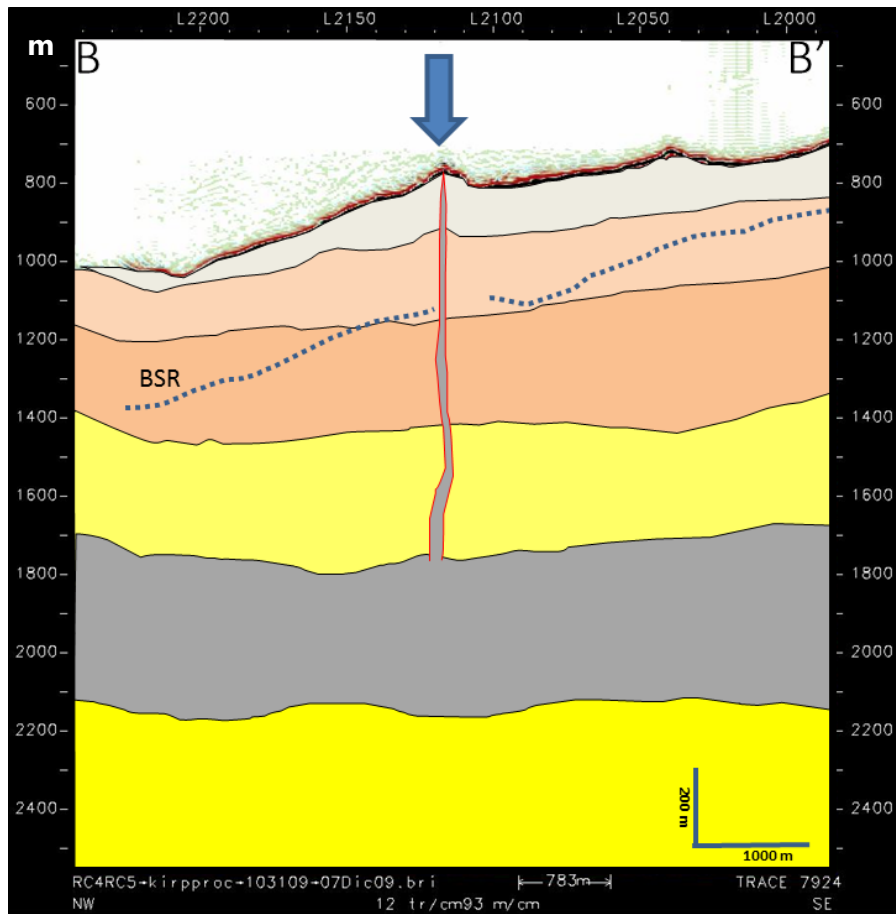


Figura 16. Interpretación del corte B-B' (segmento de la traza 7924). El paquete de color gris indica las capas sedimentarias desde las cuales asciende el material que es expulsado en el volcán de lodo. Asociado a este nivel, existe una fractura que sirve de conducto (color gris con bordes rojos). También es indicado con una línea azul punteada el BSR.

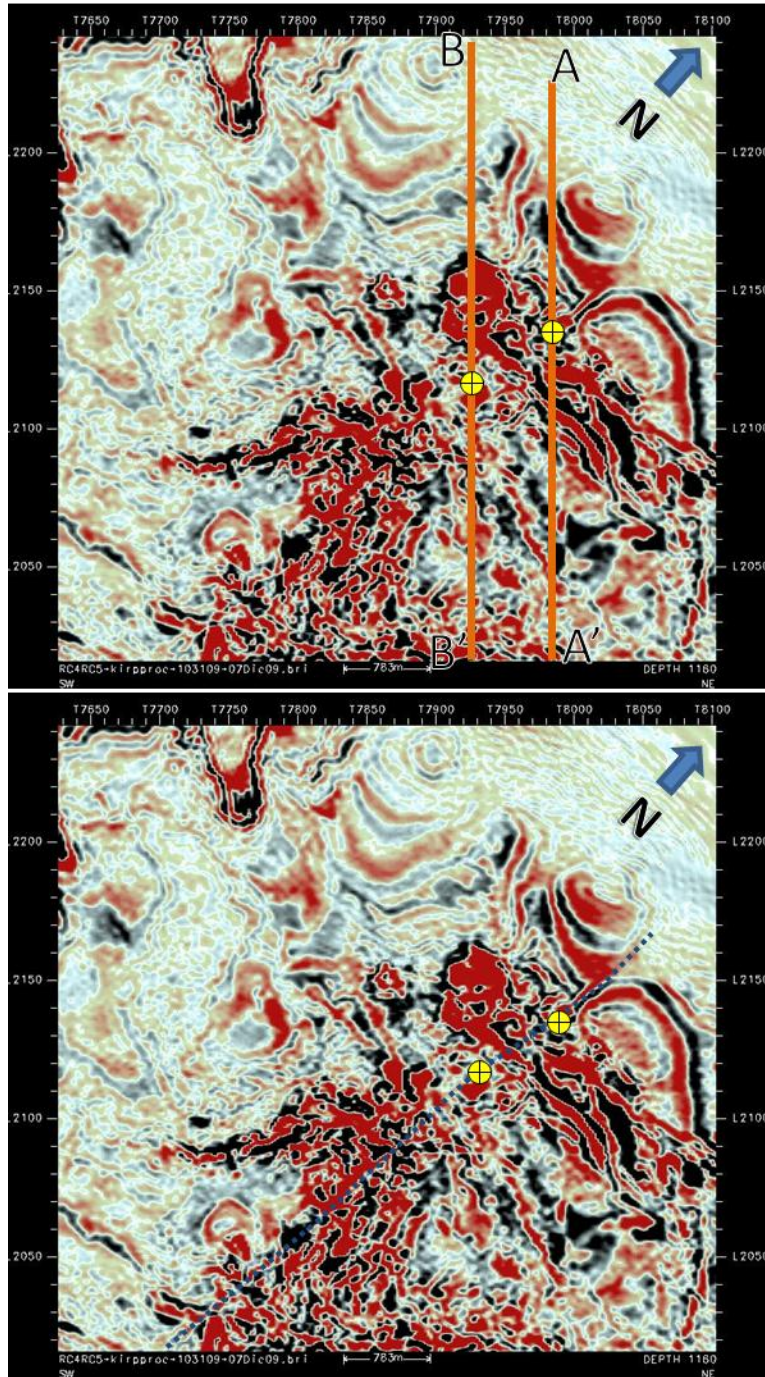


Figura 17. Corte sísmico horizontal en profundidad situado a 1160 m bajo el nivel del mar, cruzado por los perfiles A-A' y B-B' (Líneas de color naranja). En la imagen se indican con círculos amarillos, la ubicación en superficie de los volcanes de lodo interpretados allí. Se puede observar que hay una tendencia en la sísmica que coincide con la posición de los volcanes de lodo, la cual es interpretada como una fractura (línea punteada de color azul) de dirección N, a través de la cual, asciende el material lodoso que expulsan los volcanes.

Volcán de lodo 3:

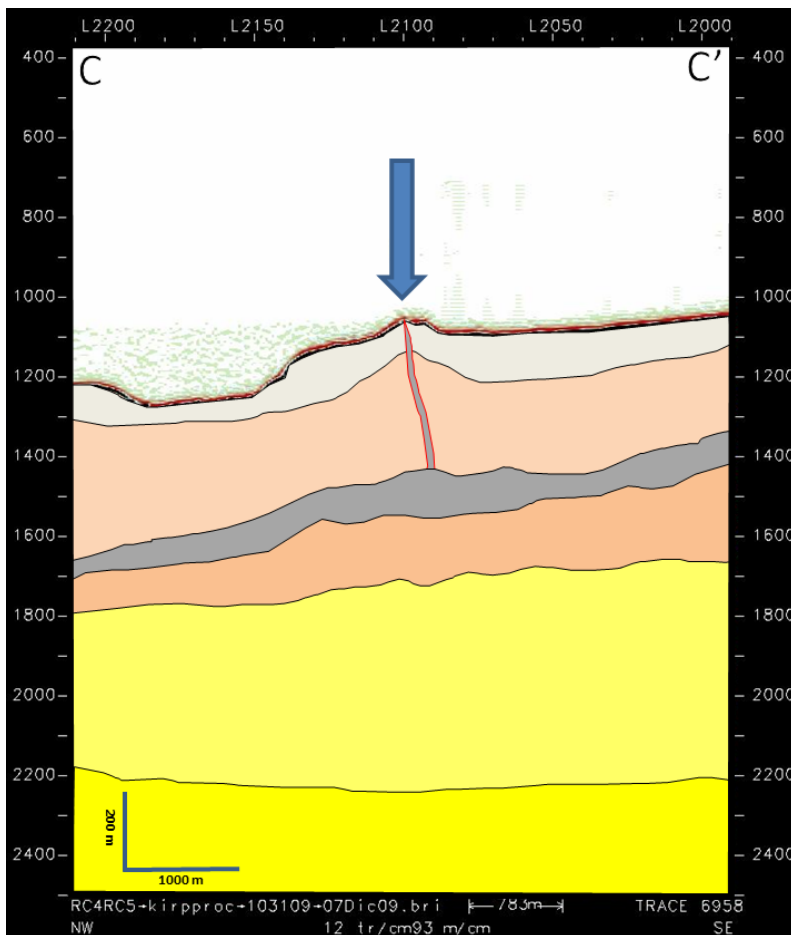
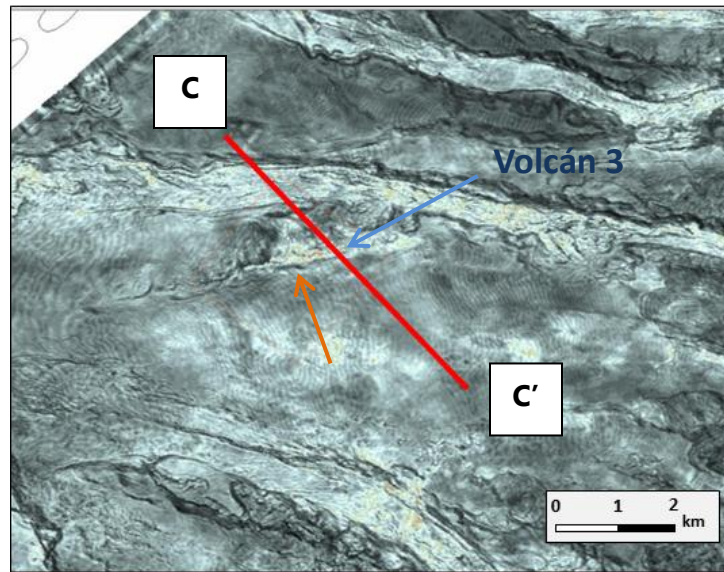


Figura 18. Ubicación del corte vertical C-C' (Segmento de la traza 6958) en el mapa de amplitudes y la sección interpretada correspondiente. La flecha de color naranja indica un derrame de lodo emitido por el volcán de lodo interpretado en este perfil. La flecha azul señala el edificio volcánico desarrollado allí. El paquete de color gris indica el nivel (capas sedimentarias) desde el cual asciende el material que es expulsado en el volcán. Las fracturas que sirven de conductos para este material se simbolizan con un color gris con borde rojo.

Volcán de lodo 4:

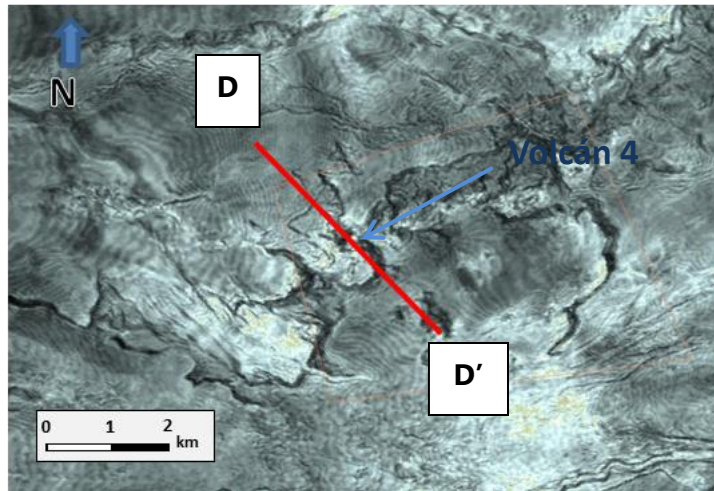
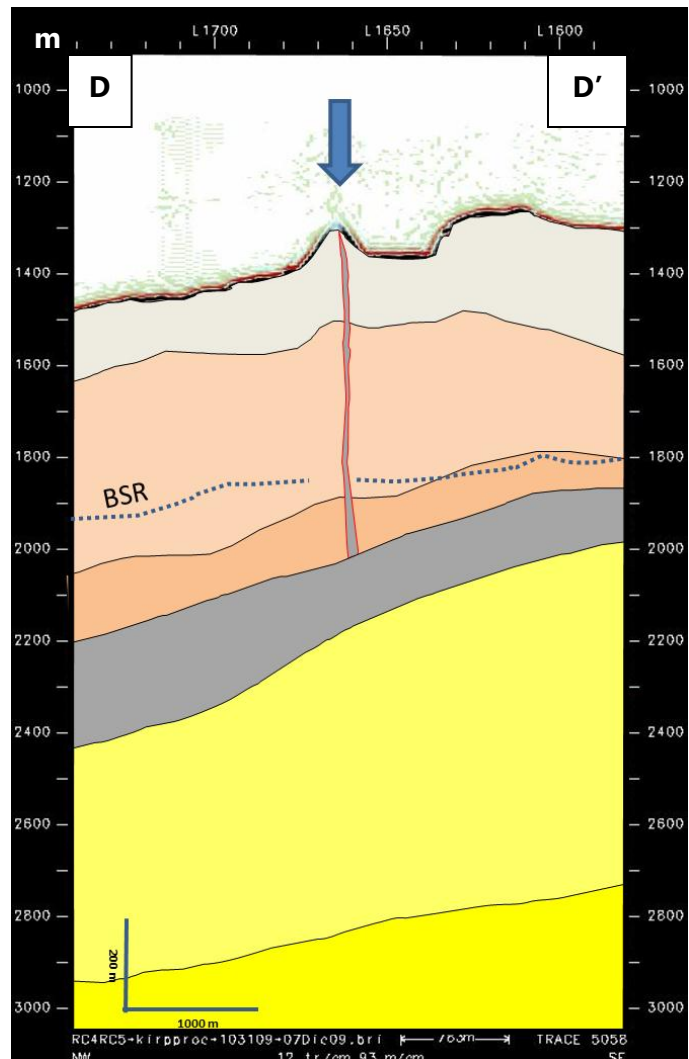


Figura 19. Corte vertical D-D' (Segmento de la traza 5058) y la interpretación del mismo. Allí se puede reconocer el edificio volcánico, indicado por una flecha de color azul. Se representan en color gris el nivel alimentador del sistema y en gris con bordes rojos, las fracturas por donde se transporta el material. Nótese que el volcán de lodo se desarrolla en la parte superior de un pliegue anticlinal.



Volcán de lodo 5:

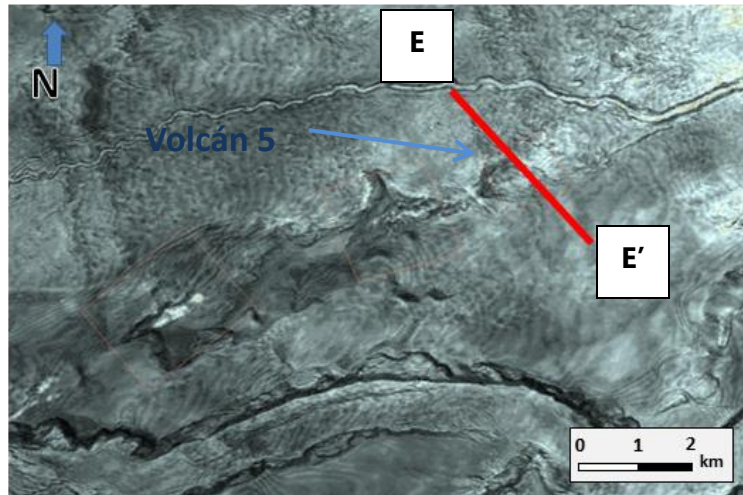
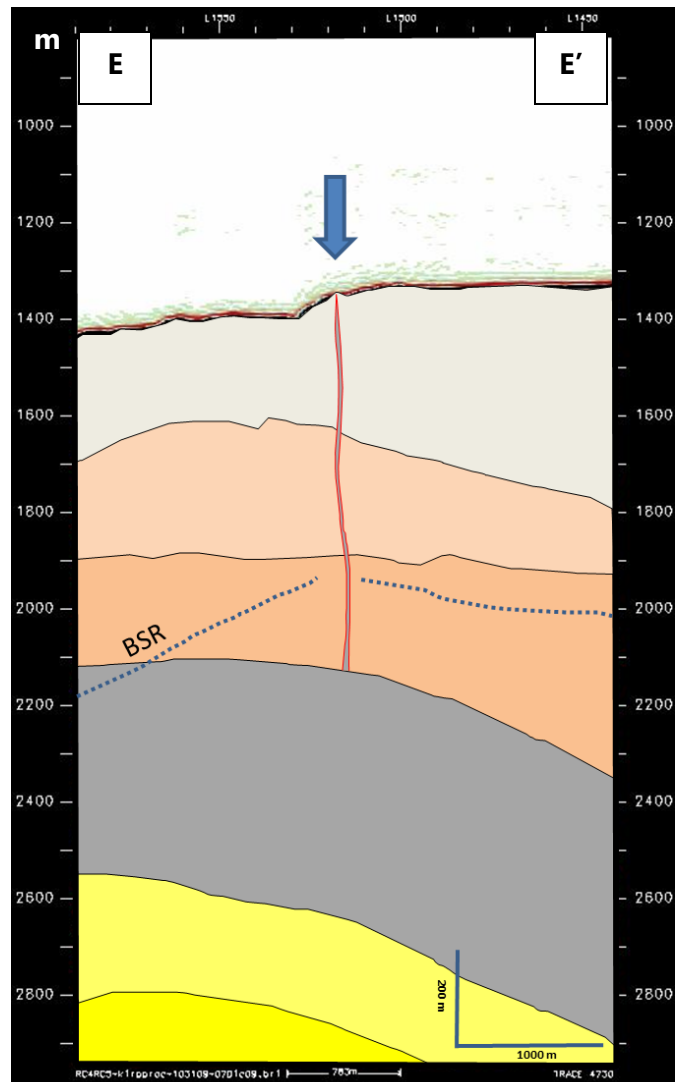


Figura 20. Sección E-E' (Segmento de la traza 4730) y la interpretación correspondiente. La flecha azul indica la posición del volcán de lodo; el nivel de color gris es la capa fuente del material expulsado por el volcán. La línea azul punteada, muestra la disposición del BSR en esta sección.



Volcán de lodo 6:

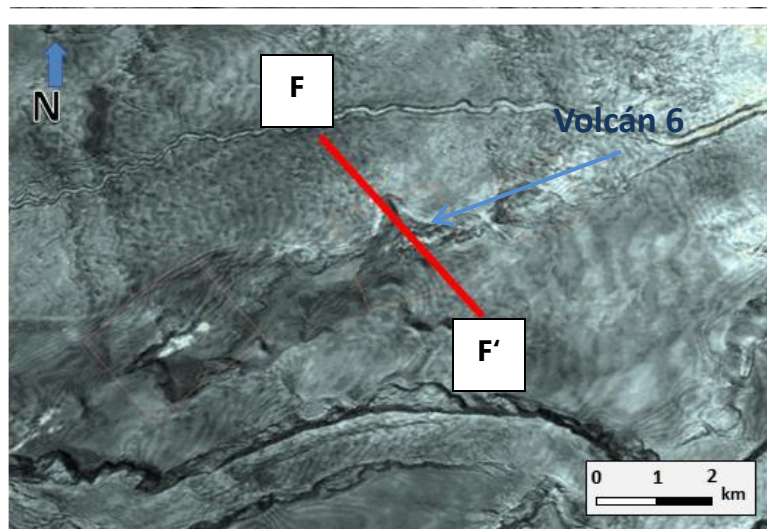
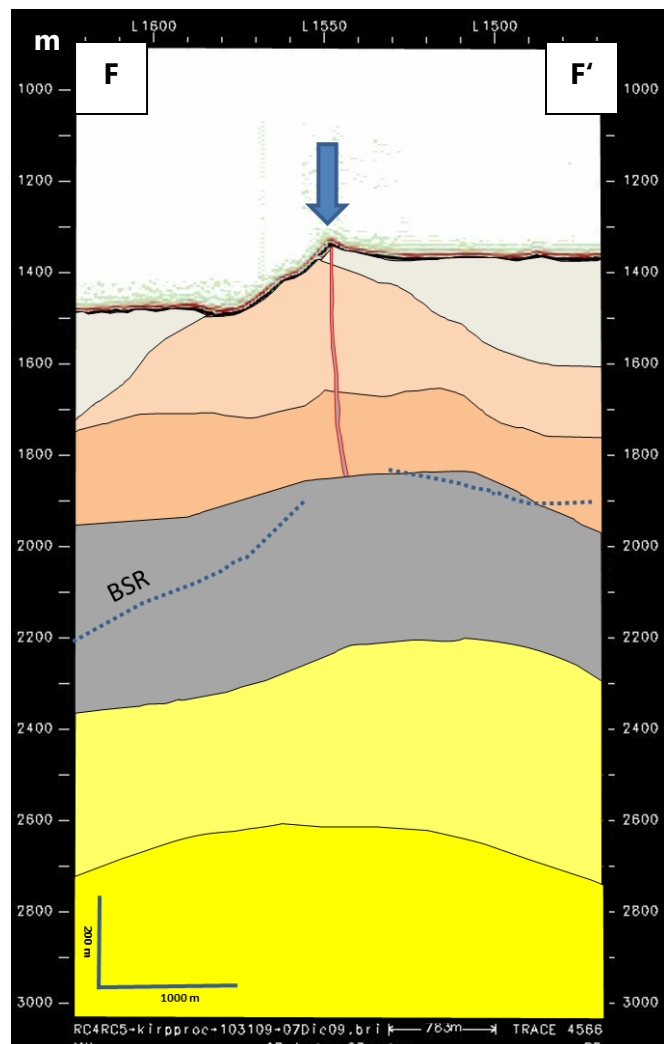


Figura 21. Corte vertical F-F' (Segmento de la traza 4566) y la interpretación del perfil mencionado. Se indican en color gris el nivel alimentador del sistema y en color gris con bordes rojos, las fracturas por donde se transporta el material lodoso. La flecha azul indica el volcán de lodo. La línea punteada de color azul representa el BSR; nótese como éste retrocede en profundidad cuando se encuentra en la zona de influencia de las fracturas asociadas al volcán.



Volcán de lodo 7:

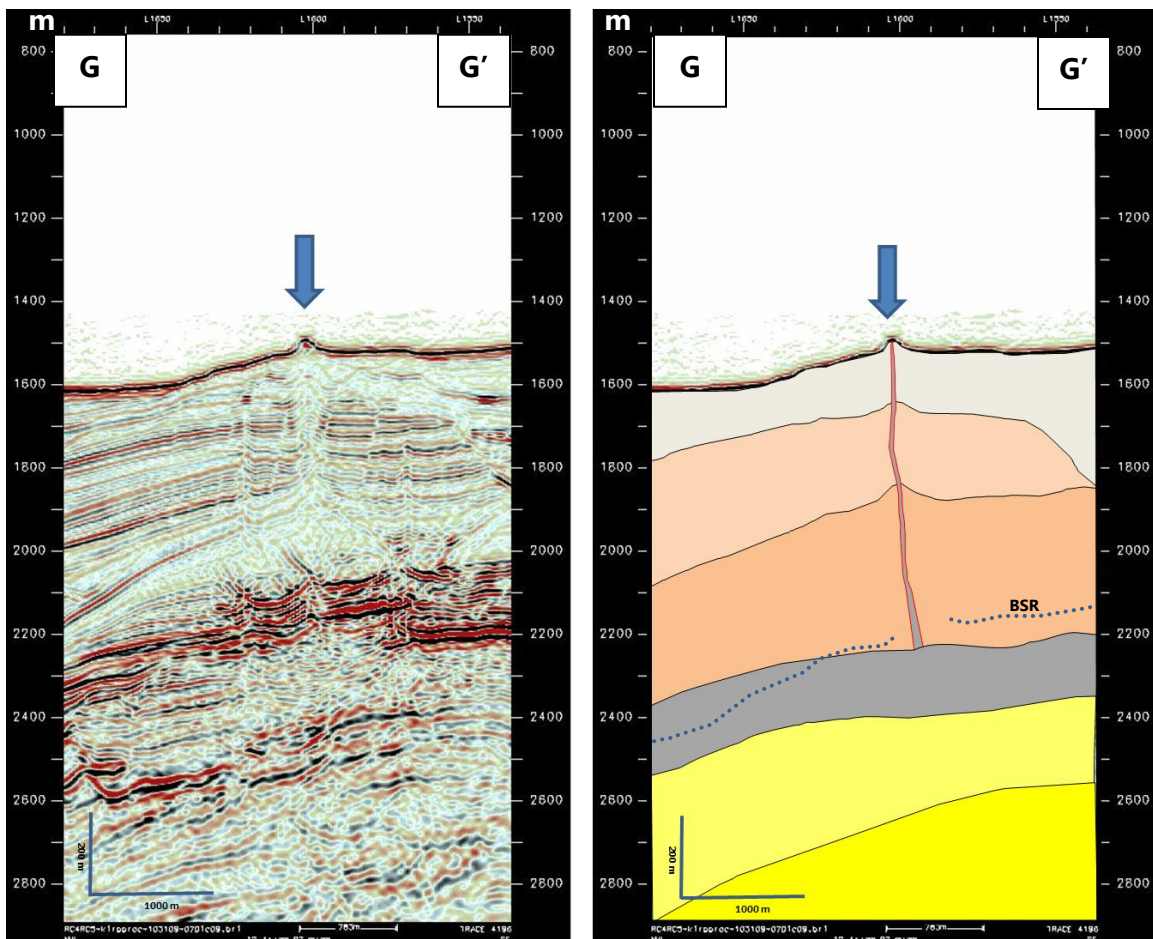
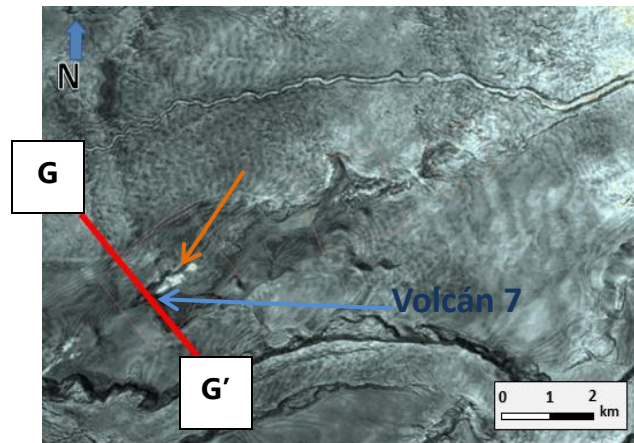


Figura 22. Ubicación del corte G-G' (Segmento de la traza 4196) en el mapa de amplitudes y la interpretación del perfil mencionado. Se indican en color gris el nivel alimentador del sistema y en color gris con bordes rojos, las fracturas por donde se transporta el material lodoso. La flecha azul indica el volcán de lodo. El BSR está indicado por las líneas punteadas de color azul. En la parte superior la flecha de color naranja indica un derrame de lodo asociado al volcán interpretado.

Volcán de lodo 8:

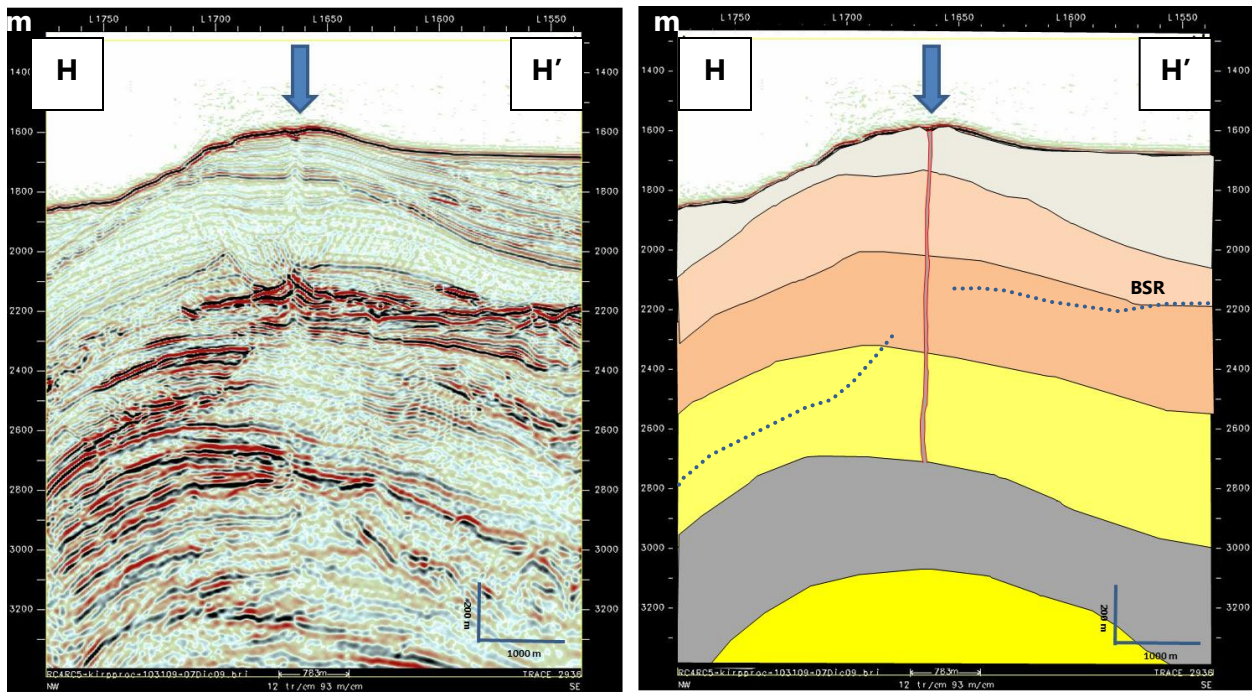
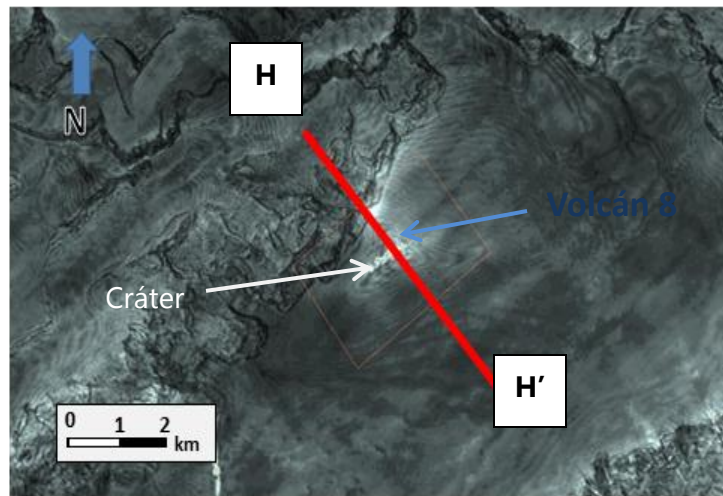


Figura 23. Ubicación del corte H-H' (Segmento de la traza 2936) en el mapa de amplitudes y su imagen sísmica correspondiente. La flecha azul señala el edificio volcánico desarrollado allí, el cual tiene forma de domo, con un cráter de aproximadamente 1,4 km de largo y 170 m. de ancho. Nótese que este volcán se encuentra sobre un pliegue correspondiente a un anticlinal. El BSR está señalado por la línea punteada de color azul.

Volcán de lodo 9:

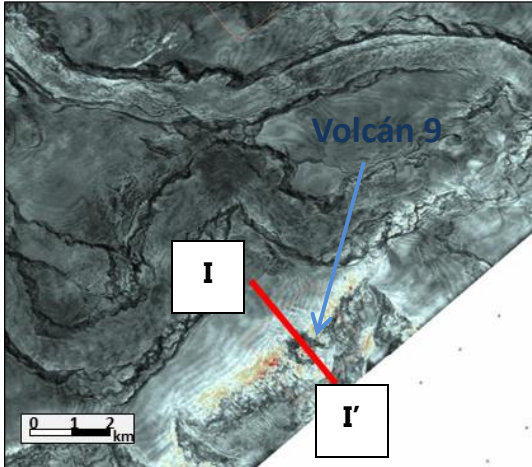
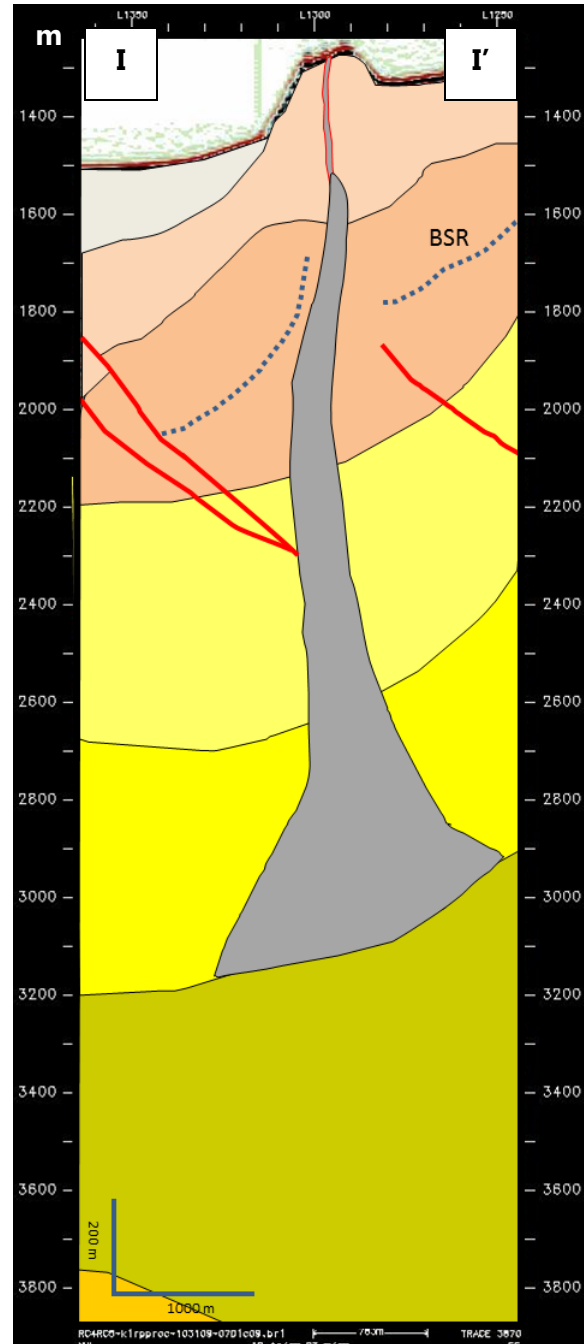


Figura 24. Ubicación del corte I-I' (Segmento de la traza 3870) en el mapa de amplitudes y la interpretación de la imagen sísmica situada allí. En la parte derecha, se puede observar como este volcán está comunicado en profundidad a través de fracturas con un diapiro de lodo (color gris). Además se puede ver en líneas azules punteadas el BSR el cual no es continuo en la zona donde se encuentra con el diapiro mencionado.



Volcán de lodo 10:

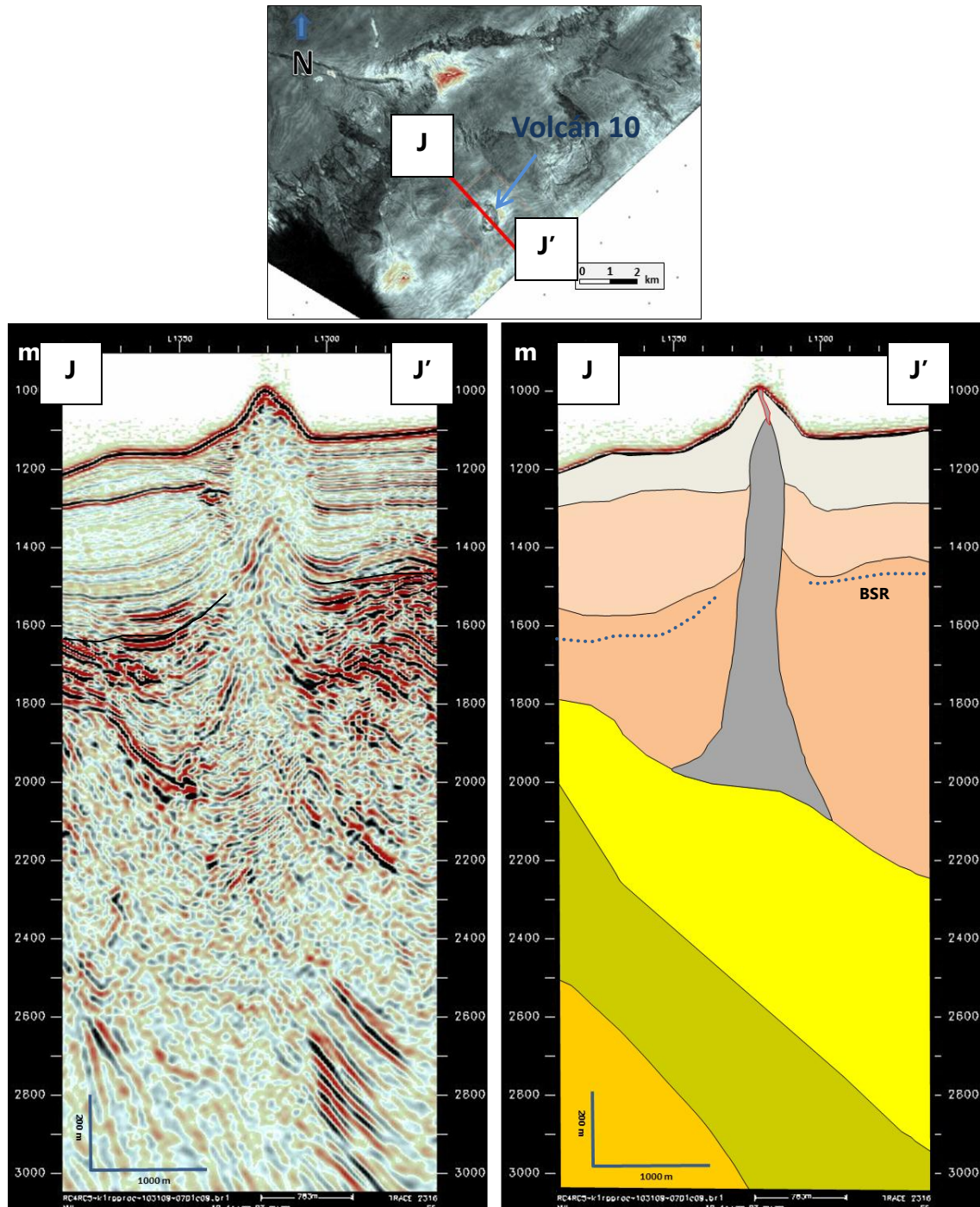


Figura 25. Ubicación del corte J-J' (Segmento de la traza 2314) en el mapa de amplitudes y su imagen sísmica correspondiente. Al igual que el volcán mostrado en la figura 24, estos son los de mayor tamaño en todo el área, lo cual indica diferencias entre estos y los demás encontrados, También es importante observar la zona debajo del cono volcánico, la cual presenta un carácter sísmico caótico y con blanqueamiento en muchas zonas, indicando un diapiro de lodo asociado; característica que también comparte con el volcán 9. La línea punteada de color azul representa el BSR.

Volcán de lodo 10:

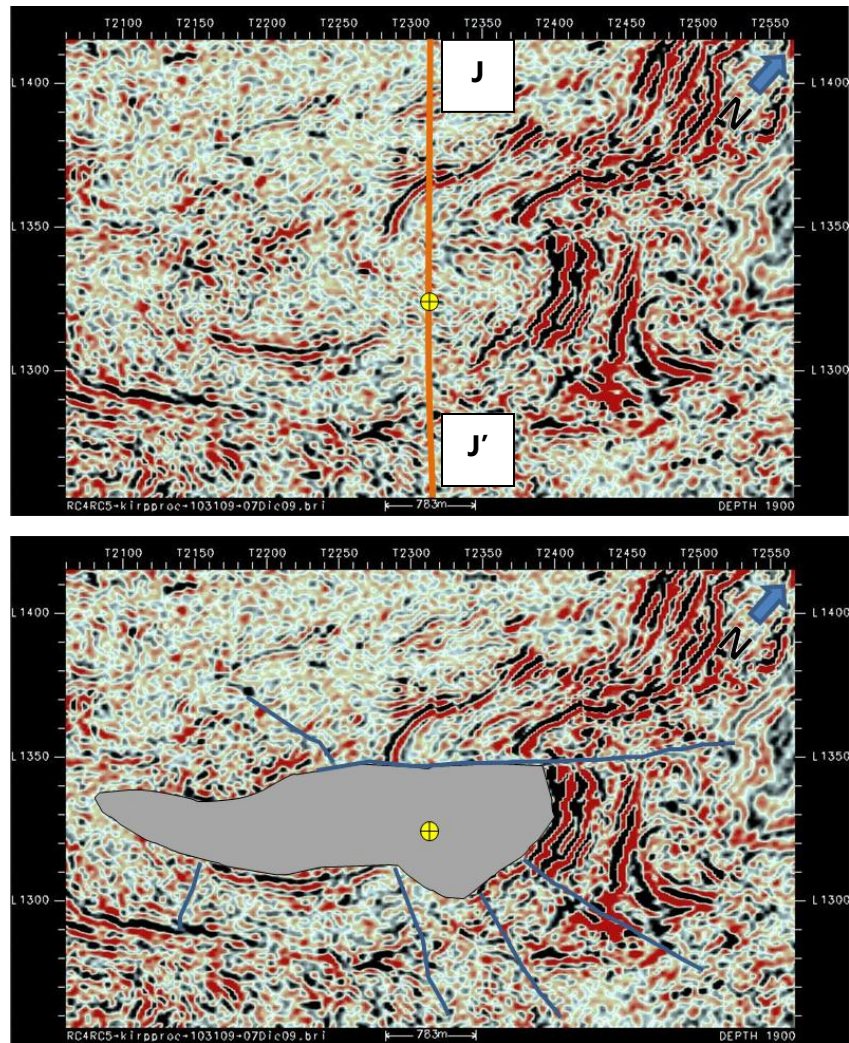


Figura 26. Corte sísmico horizontal en profundidad situado a 1900 m bajo el nivel del mar, cruzado por el perfil J-J' (Línea de color naranja). En la imagen se indica con un círculo amarillo la ubicación en superficie del volcán de lodo interpretado. El cuerpo de color gris representa el diapiro de lodo que sirve de nivel fuente para este volcán. Las líneas de color azul de la imagen de la parte inferior derecha indican fallas radiales interpretadas, producidas por la presión ejercida por el ascenso del diapiro de lodo hacia niveles superiores.

8.2 MORFOLOGÍA Y TAMAÑO DE LOS VOLCANES DE LODO

En la tabla 3, se muestran las dimensiones principales de cada uno de los volcanes de lodo identificados en este trabajo. La figura 27 muestra la explicación de las medidas enunciadas:

Volcán	Diámetro del cuerpo del volcán de lodo (m)	Altura (m)
1	410	65
2	369	60
3	545	42.5
4	422	85
5	284	30
6	278	43
7	205	30
8	2500	50
9	800	163
10	1020	140

Tabla 3. Dimensiones de los volcanes de lodo presentes en el área de estudio.

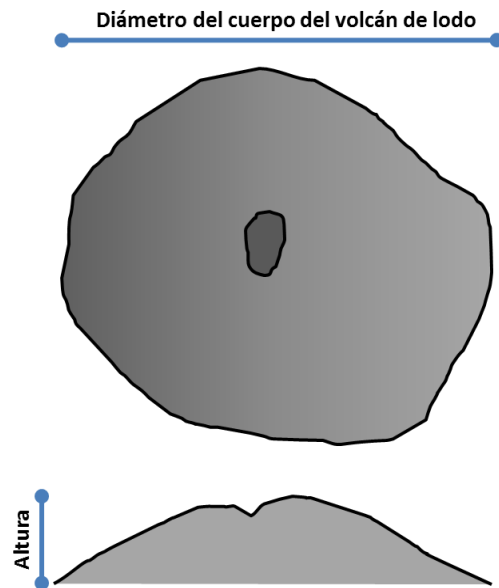


Figura 27. Diagrama esquemático que explica las medidas usadas de los volcanes de lodo en este estudio.

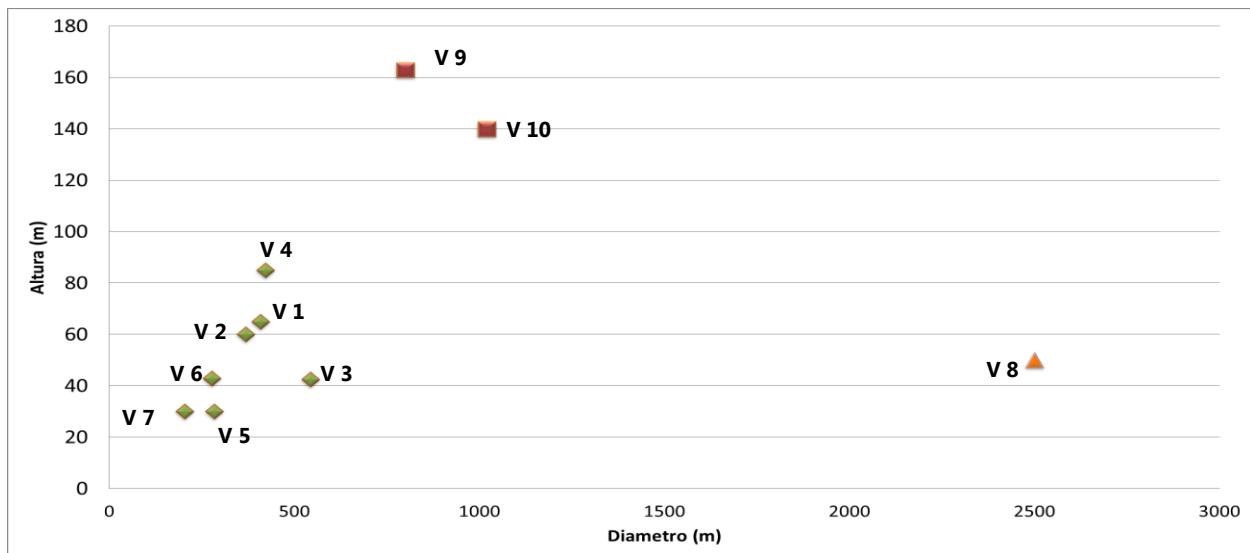


Figura 28. Grafica que muestra la relación altura vs diámetro de las dimensiones de los volcanes de lodo interpretados en el área, enunciadas en la tabla 3.

Las formas de los volcanes encontrados presentan variaciones en cuanto al tamaño y su morfología. La figura 28 muestra tres grupos diferenciados en cuanto a la relación de sus dimensiones principales (altura y diámetro). El primer grupo indicado por los rombos de color verde, comprenden los volcanes 1 al 7, los cuales presentan formas que se acercan a las “clásicas”, de cuerpo en forma semicónica. Sus alturas varían entre los 20 y 85 m.; sus diámetros oscilan entre los 164 y 545 m. y estas medidas indican que son cuerpos de pendientes moderadas, debido a su baja altura en comparación al diámetro de su cuerpo.

El volcán 8 conforma el único elemento del segundo grupo mostrado en la figura 28. Presenta características particulares en cuanto a su morfología y tamaño. Tiene forma de domo alargado y apariencia plana. Su altura es de 50 m. y un diámetro máximo de 2,5 km. Esto lo hace similar al volcán de lodo Malishev reportado en Dimitrov (2002), el cual tiene aproximadamente 1,5 km de diámetro y una altura de 40 metros (Figura 29).

El tercer grupo de volcanes que se puede diferenciar en la figura 28, indicado por cuadros de color rojo, es el comprendido por los volcanes 9 y 10. Estos presentan alturas de 163 y 140 m. respectivamente, sobrepasando los demás volcanes de lodo encontrados en esta área. Las pendientes de estos cuerpos son más altas que las del grupo 1 y 2. Estos volcanes tienen dimensiones similares al volcán MSU, ubicado en el mar negro (figura 30).

El volcán 10 presenta una forma cónica mas definida que el volcán 9, aunque en tamaño son similares, lo cual puede estar provocado por un diferencia en las características de los materiales que expulsa el volcán 10, los cuales pueden ser mas viscosos, lo que le permite desarrollar pendientes mas altas o esto puede responder a diferencias en las etapas de desarrollo de ambos volcanes (Dimitrov, 2002; Istadi et al., 2012; Kholodov, 2002).

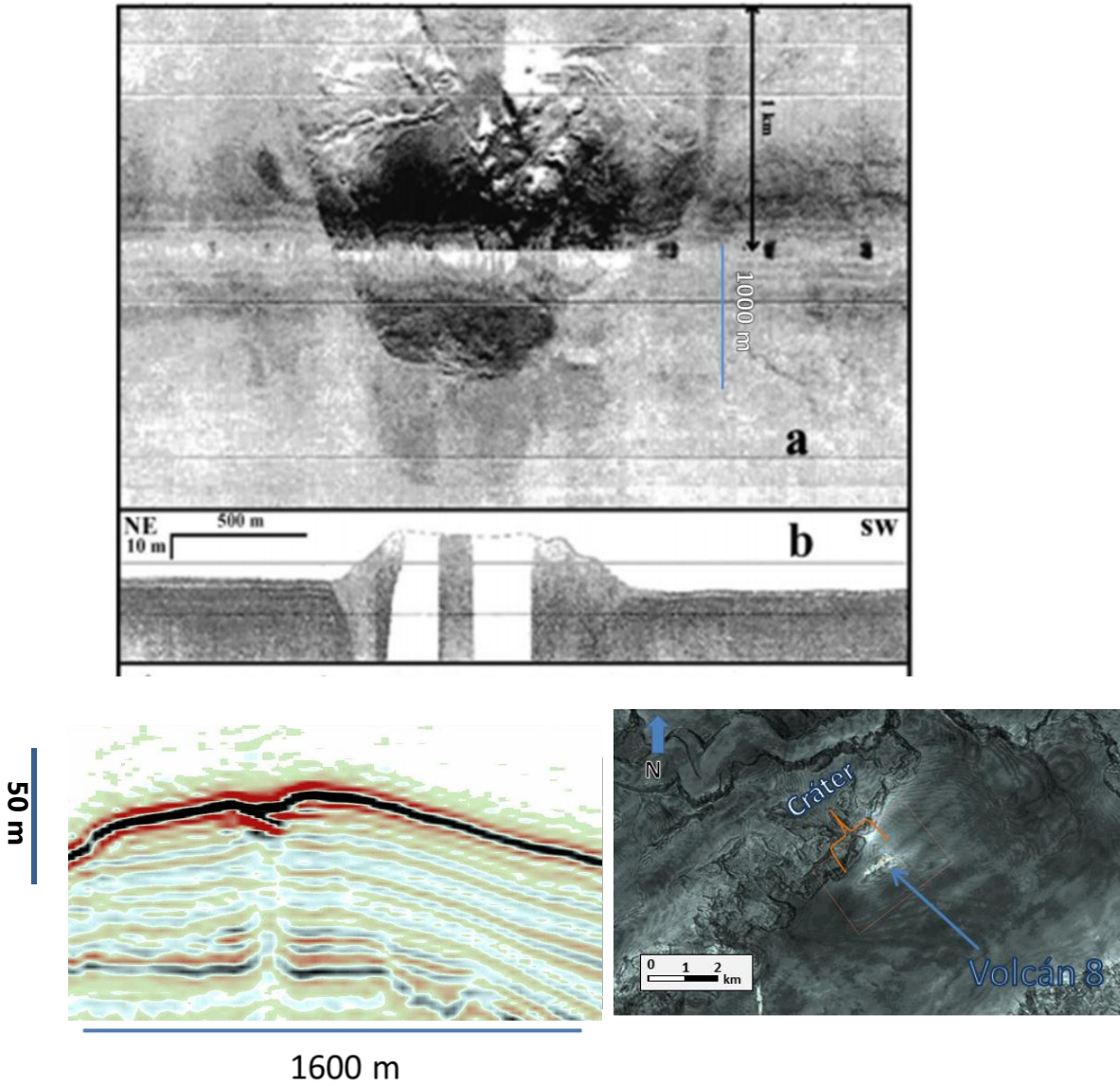


Figura 29. Comparación de forma y tamaño del volcán de lodo Malishev (imagen tomada y modifica de Dimitrov, 2002) y el volcán 8 (imágenes inferiores). Se pueden observar dimensiones cercanas. En la parte inferior derecha de la imagen se puede distinguir la presencia del cráter situado en el volcán 9, el cual mide aproximadamente 170 m. de ancho y se extiende por casi 1.4 km; está orientado en dirección NE.

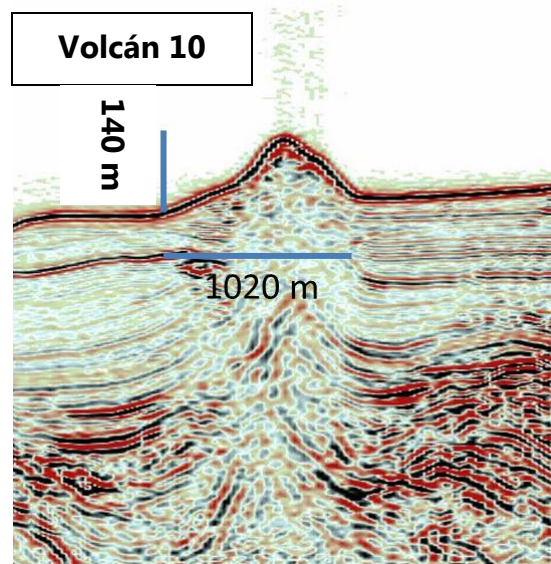
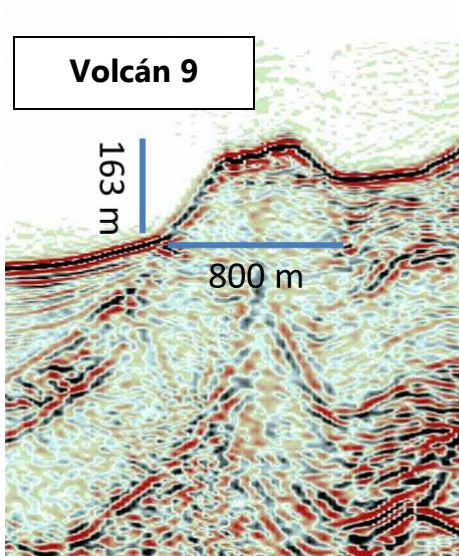
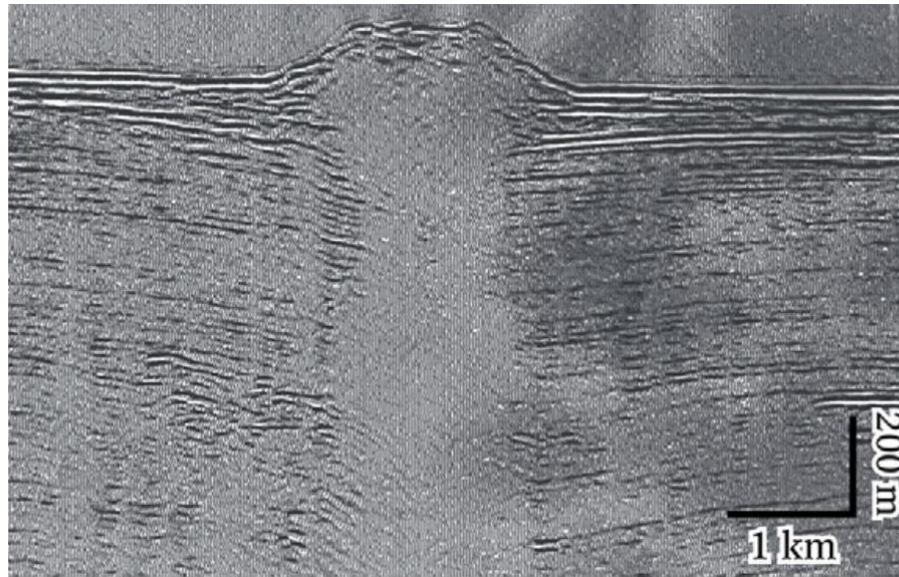


Figura 30. Volcanes 9 y 10, con su posible análogo el volcán de lodo MSU, ubicado en el mar Negro (parte superior de la imagen; imagen tomada y modificada de Ivanov et al., 1992). En la imagen se puede observar que los volcanes mostrados presentan dimensiones similares.

La diferencia en las formas y tamaños de los volcanes de lodo interpretados, sugieren cambios en cuanto a las características de los materiales que expulsan, como su

viscosidad, la cual puede generar diferencias en las morfologías de los volcanes (Kholodov, 2002). Basados en esto, se podría sugerir que los volcanes 1 al 7, liberan materiales de viscosidad moderada, que les permiten desarrollar una forma semicónica y alcanzar alturas promedio. Los volcanes 9 y 10, presentan dimensiones mayores que los anteriormente mencionados y esto puede estar influenciado además del tipo de material que expulsan, por la presencia de diapiros de lodo que se encuentran debajo de ellos, los cuales pueden ejercer un efecto de levantamiento del cuerpo volcánico, permitiéndoles alcanzar mayores dimensiones. El volcán 8, presenta una topografía alargada, de bajas pendientes y altura, relacionado posiblemente con material menos viscoso, en comparación con el resto de volcanes presentes o podría sugerir diferencias en el estado de desarrollo del mismo (Dimitrov, 2002; Kholodov, 2002).

8.2.1 Comparación de los volcanes de lodo interpretados y volcanes de lodo presentes en la zona costera adyacente al área de estudio.

En la región costa adentro, adyacente al área de estudio, entre los departamentos de Bolívar y Atlántico, se encuentran varios volcanes de lodo, los cuales Carvajal & Mendivelso (2011) han descrito y catalogado; la figura 31 muestra la localización de los volcanes encontrados en el área de estudio y los volcanes presentes en la zona costera cercana. El diámetro y altura de estos volcanes son variables y se muestran en la tabla 4.

Volcán	Diámetro del cuerpo del volcán de lodo (m)	Altura (m)
Volcán de lodo "Galerazamba"	300	15
Volcán de lodo "Las Palmas"	300	25
Volcán de lodo "La Laguna"	350	30
Volcán de lodo "Santa Catalina"	600	40
Volcán de lodo "Clemencia"	700	50
Volcán de lodo "La Bonga"	850	45

Volcán de lodo “ El Totumo”	900	25
Volcán de lodo “Membrillal”	900	25
Volcán de lodo “Las Palomas”	1000	30
Volcán de lodo “El Reposo”	1000	50
Volcán de lodo “Turbaco”	1000	50
Volcán de lodo “Flamenco”	1000	50
Volcán de lodo “La Lomita”	1100	35
Volcán de lodo “El Rodeo”	1200	60
Volcán de lodo “Olivos o P. Nuevo”	1500	50
Volcán de lodo “Cañaverall”	1600	60
Volcán de lodo “Yerbabuena”	4500	75

Tabla 4. Dimensiones principales de los volcanes de lodo situados costa adentro en los departamentos de Bolívar y Atlántico (Fuente Carvajal & Mendivelso, 2011).

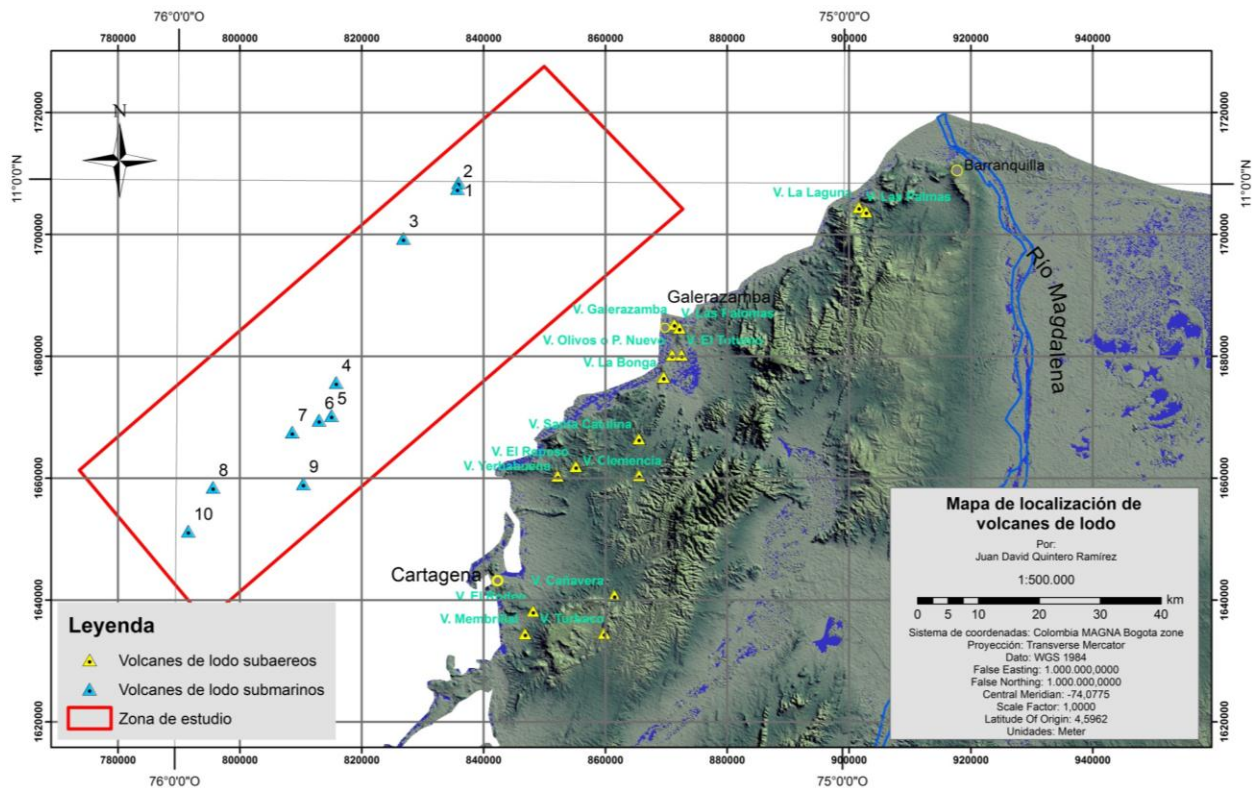


Figura 31. Localización de los volcanes de lodo ubicados en la zona de estudio y los volcanes de lodo situados en la zona costera cercana reportados en Carvajal & Mendivelso, 2011.

Las dimensiones de los volcanes de lodo subaereos son comparadas con los volcanes de lodo interpretados en el volumen sísmico 3D a través de la figura 32.

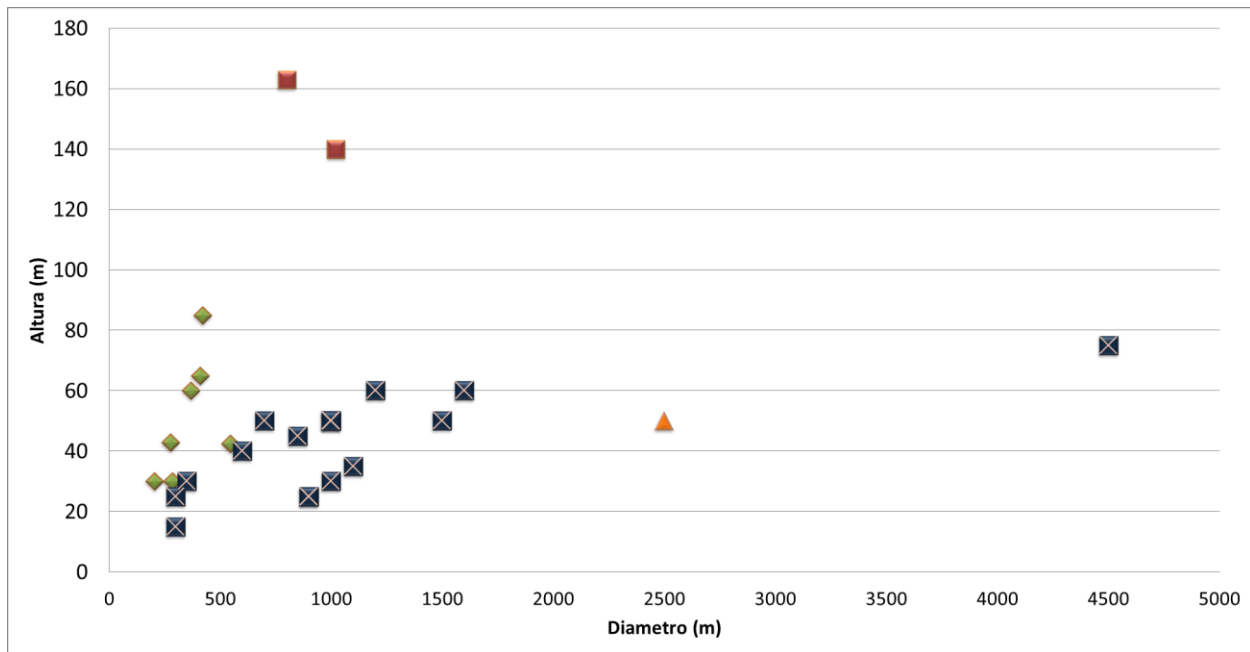


Figura 32. Grafica comparativa de las dimensiones de volcanes de lodo interpretados y los presentes en la zona costera cercana al área de estudio. Modificación de la grafica mostrada en la figura 28, en donde se incluyen las dimensiones de los volcanes enunciados en la tabla 4, simbolizados por los cuadrados de color azul oscuro, con una equis en su interior.

El grupo de volcanes interpretados que comprenden los volcanes 1-7, tienen similitudes con las dimensiones de los volcanes de lodo “Galerazamba”, “Las Palmas”, “La Laguna”, “Santa Catalina” y “Clemencia” (figura 32). Esto en cuanto a alturas y diámetros cercanos. Los volcanes restantes tienen diámetros que superan los presentes en el grupo de volcanes simbolizados con los rombos de color verde (volcanes 1-7), pero presentan alturas similares. El volcán 8 (triangulo naranja), no presenta correlación inmediata con ningún volcán de costa adentro, aunque se podría inferir que puede presentar similitud con el resto de volcanes no tomados en cuenta en la primera comparación, los cuales presentan un gran diámetro y una altura comparablemente más baja, lo que les da una apariencia de domos aplanados, alejándose de la tendencia semicónica que gobierna en los demás volcanes

encontrados. Los volcanes 9 y 10, interpretados sísmicamente, no parecen tener análogos en la zona de costa adentro, debido a que presentan diámetros similares a muchos de estos cuerpos, pero sus alturas son comparablemente mayores.

Los volcanes de lodo situados en el área de estudio presentan variaciones notables en cuanto a sus dimensiones con respecto a su ubicación. En esta área se puede observar que los volcanes de lodo con diámetros y alturas mayores se encuentran al suroriente. Este patrón se puede extender con respecto a los volcanes situados en la zona subaerea cercana al área de estudio, los cuales presentan dimensiones comparablemente más grandes que los que presentan los volcanes de lodo 1 a 7, ubicados al noroccidente de la zona investigada, pero poseen diámetros similares a los que presentan los volcanes 8, 9 y 10.

Se puede concluir que estas diferencias están en función a la ubicación espacial, que a su vez responde a mayores patrones de deformación en la zona oriental del abanico del rio Magdalena y la zona terrestre contigua, en la cual existen múltiples patrones de fallamiento, los cuales favorecen la formación de diapiros de lodo, y grandes pliegues, que a su vez permiten la formación de volcanes de lodo mas grandes.

8.3 CLASIFICACIÓN DE LOS VOLCANES DE LODO

De acuerdo al análisis realizado a las imágenes interpretadas a partir de la información sísmica observadas en las figuras 13 a 26, se definieron tres tipos de volcanes de lodo en el área de estudio, clasificados según los mecanismos de formación propuestos por Milkov (2000): a) asociados a fracturas que comunican niveles estratigráficos profundos (capas sedimentarias), con el suelo marino; b) asociados a fracturas formadas en crestas de pliegues como anticlinales y c) asociados a diapiros de lodo, más grandes y de expresiones morfológicas más fuertes que los anteriores.

8.3.1 Volcanes de lodo asociados a niveles o capas sedimentarias

Se pueden observar en la zona NW del área de estudio; se caracterizan por tener tres elementos principales: nivel estratigráfico (capas sedimentarias), del cual proviene el material expulsado; fracturas, las cuales sirven de conductos para el material que asciende desde estas capas que finalmente llegan al volcán de lodo, el cual es el sitio por el cual este material es liberado hacia el fondo marino (figuras 15, 16 y 18).

8.3.2 Volcanes de lodo asociados a anticlinales

Están en la zona central del área de estudio (figuras 19 a 22). Se encuentran asociados a material expulsado desde la zona de la cresta de un gran anticlinal que conforma esta área, el cual tiene un eje orientado aproximadamente NE, dirección que comparten los volcanes asociados a esta estructura.

8.3.3 Volcanes asociados a diapiros de lodo

Ubicados en la zona sur, se encontraron dos volcanes asociados a diapiros de lodo (figuras 24 y 25), los cuales están a su vez están ligados al área más fuertemente deformada y fallada, de la zona de estudio. Estos alcanzan alturas que pueden superar los 100 m. de alto y un radio de hasta 500 m. aproximadamente, siendo los volcanes más grandes encontrados en toda esta área.

La distribución de estos tipos de volcanes enunciados se puede observar en la figura 33, en donde se observa la distribución espacial de los mismos en el área de estudio.

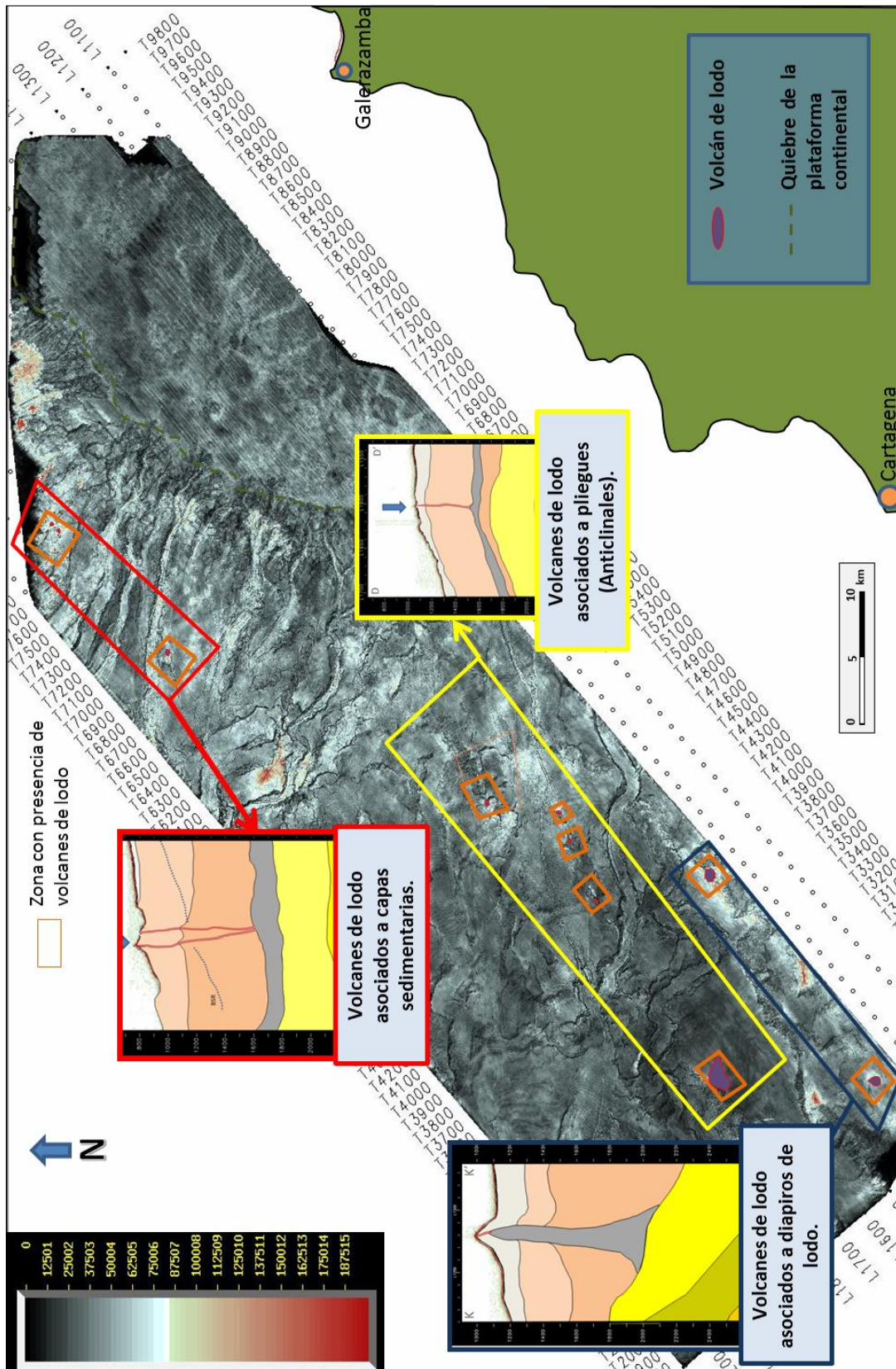


Figura 33. Mapa de la ubicación general de los tipos de volcanes encontrados.

La figura 34 muestra la ubicación del perfil sísmico mostrado en la figura 35. Es importante indicar que las capas dibujadas en esta sección corresponden a paquetes sísmicos de carácter similar. En algunos tramos, los límites superiores o inferiores de los mismos, están dados por bases de canales turbidíticos, presentes en la zona o las bases de MTCc (Mass Transport Complexes), los cuales también se pueden visualizar en las imágenes sísmicas, a diferentes intervalos de profundidad.

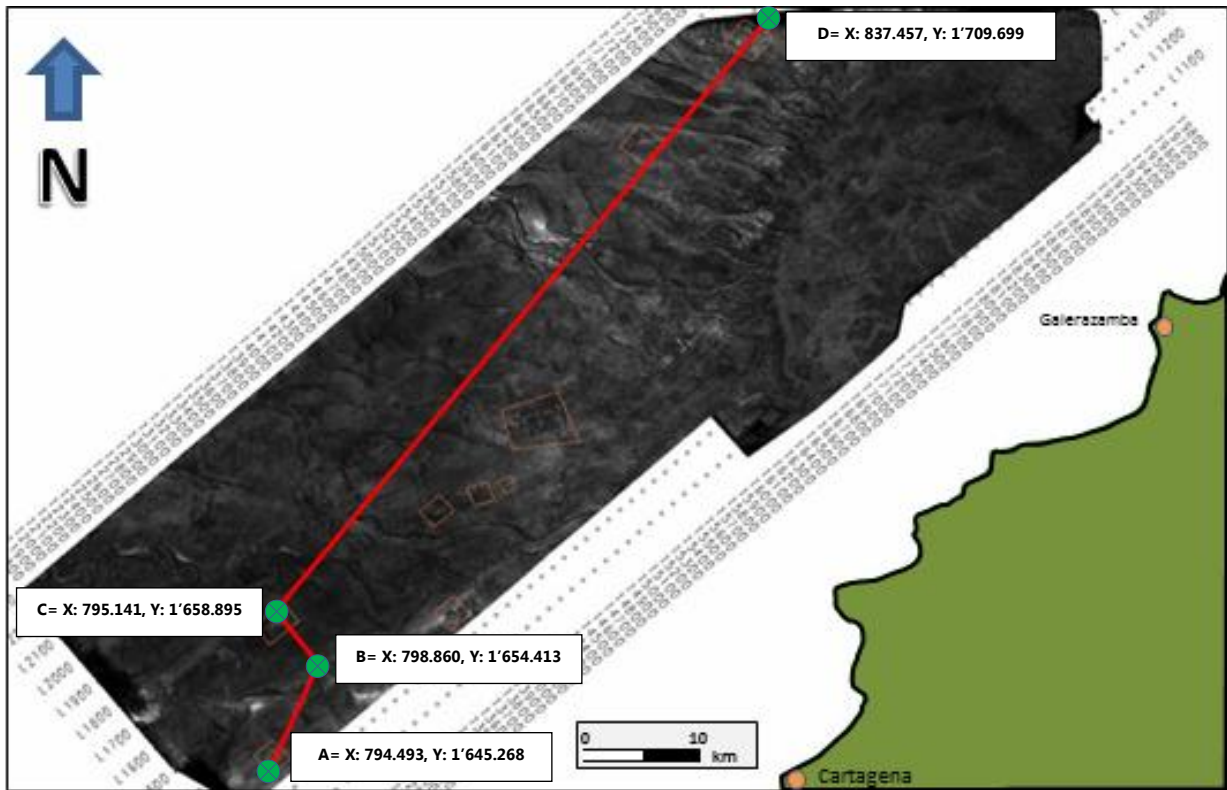


Figura 34. Mapa de ubicación de la línea arbitraria mostrada en la figura 35. Además se pueden observar las coordenadas entre las cuales está realizado el corte. El sistema de coordenadas de referencia es Colombia MAGNA-Bogotá zone; con datum WGS 1984.

En este perfil son mostrados los volcanes 1, 8 y 10, los cuales son representantes de cada grupo de volcanes clasificados en la sección 8. 3.

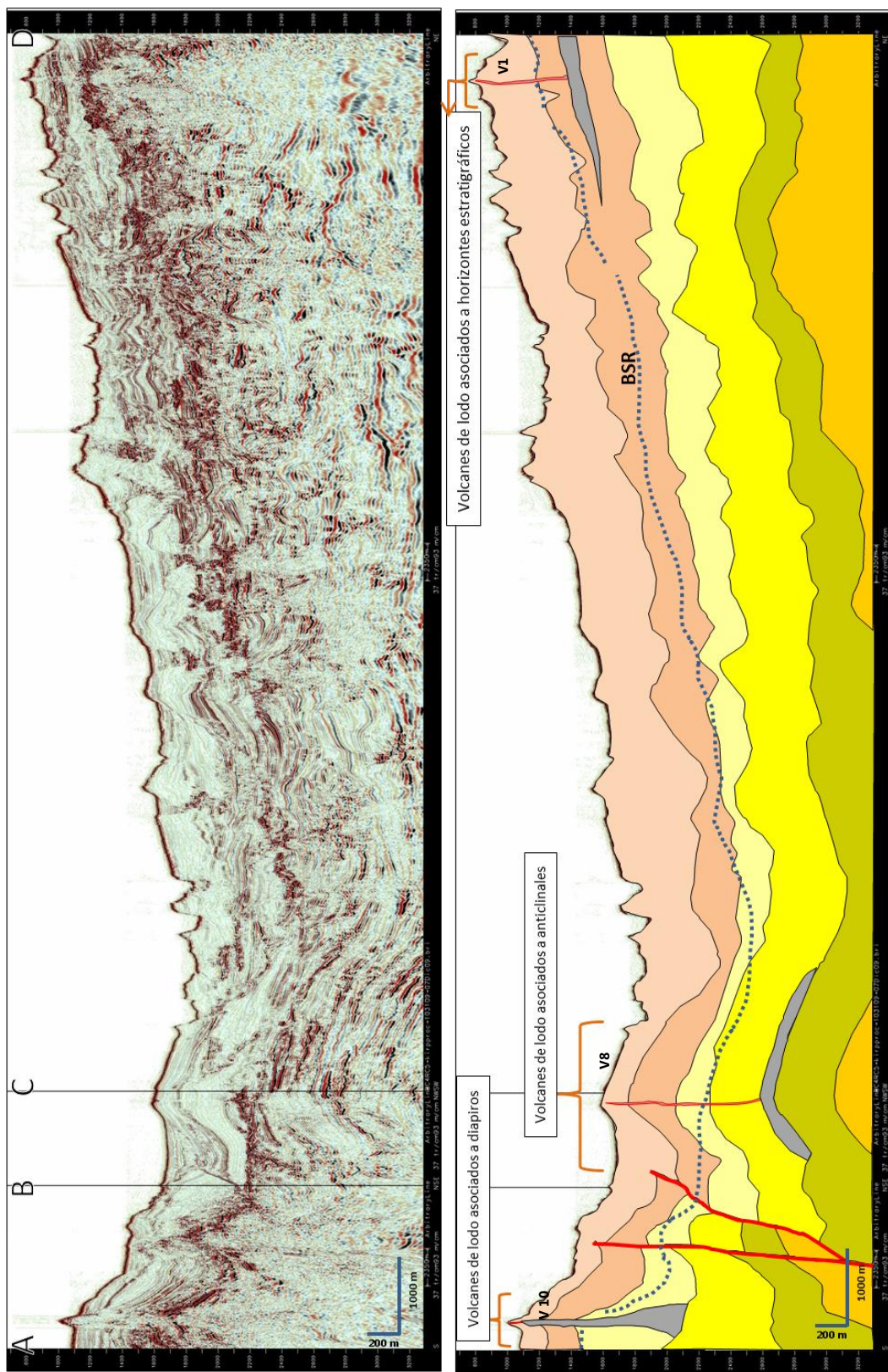


Figura 35. Línea sísmica arbitraria en donde se interpretan y ubican ejemplos de los tipos de volcanes de lodo que existen en el área de estudio. En la parte superior se observa la sección sin interpretar. En la parte inferior, la sección interpretada, mostrando ejemplos de cada uno de los tipos de volcanes hallados en la zona occidental del abanico del río Magdalena.

9. DEFINICIÓN DE ZONAS DE RIESGO POR PRESENCIA DE VOLCANES DE LODO.

En base a la localización de los volcanes de lodo encontrados en el área de estudio, se elaboró un mapa de zonas que presentan riesgo (figura 36), principalmente para el posicionamiento de pozos exploratorios para la prospección de hidrocarburos, así como de instalaciones asociadas, las cuales pueden resultar afectadas por erupciones de material lodoso y presencia de gases expulsados por estos cuerpos.

Estas zonas de riesgo son inferidas de acuerdo a la localización de los volcanes y su área de influencia interpretada. Se requieren mayores estudios para refinar este mapa, debido a que son necesarios otros aspectos como la definición de la ciclicidad de las erupciones y la cantidad promedio de material expulsado en cada erupción de lodo, los cuales no están dentro del alcance de este trabajo. Lo anterior permitiría establecer de forma más clara las zonas de afectadas de los volcanes y su delimitación (Dimitrov, 2002; Kholodov, 2002).

El análisis de la composición y viscosidad de los materiales expulsados a través de los volcanes de lodo, podría permitir también establecer las propiedades físicas y mecánicas de estos materiales, y así se podrían delimitar zonas de mayor riesgo ante la afectación y desplazamiento de estos derrames(Dimitrov, 2002; Kholodov , 2002).

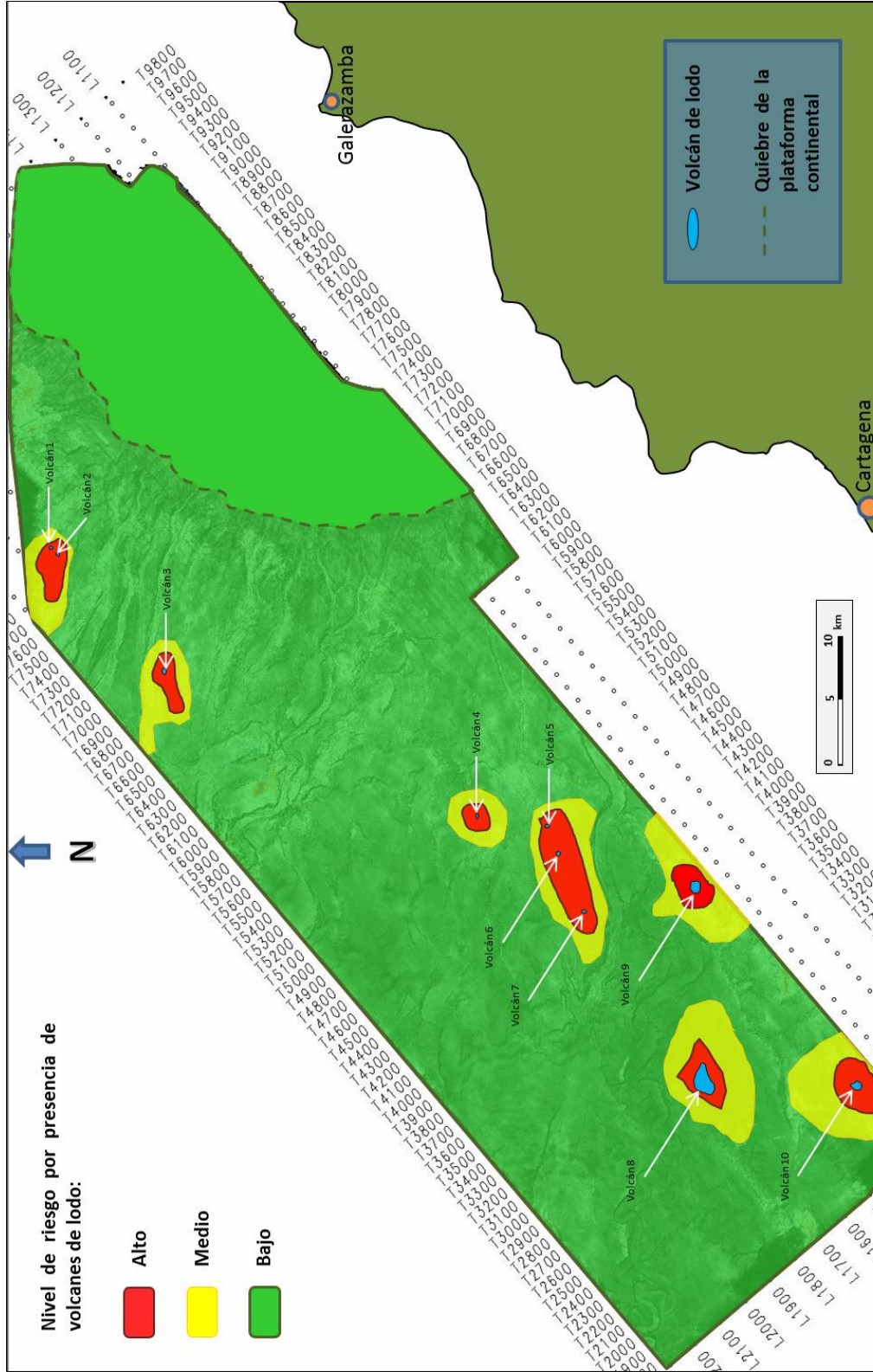


Figura 36. Mapa de riesgos por la presencia de volcanes de lodo. El nivel de riesgo está en función de la presencia de los volcanes de lodo, derrames de lodo y conductos a través de los cuales se pueden transportar estos materiales (canales y grietas en el suelo marino).

10. CONCLUSIONES

La interpretación de las trazas sísmicas en las zonas anómalas, identificadas con el mapa de amplitudes, permitieron validar la presencia de los volcanes de lodo, mostrando características morfológicas, así como inferir el proceso que los generó y definir sus rasgos asociados como fracturas, fallas, capas sedimentarias y diapiros de lodo.

En este estudio se definieron tres clases de volcanes de lodo, con base en el mecanismo que los genera: ascenso de lodo a través de fallas o fracturas desde capas sedimentarias, material lodoso que escapa al fondo marino por medio de fracturas ubicadas en crestas de pliegues anticlinales y diapiros de lodo comunicados con el fondo marino a través de algunas fracturas.

La variación en los mecanismos de formación de los volcanes de lodo mencionados anteriormente, sugiere que existen diferencias en los regímenes de esfuerzos que afectan la zona occidental del abanico del río Magdalena, los cuales pueden ser evaluados en investigaciones posteriores, para contribuir a mejorar el entendimiento sobre los procesos geológicos que están interactuando en esta provincia geológica.

Las diferentes dimensiones que presentan los volcanes de lodo situados en la zona de estudio, así como el área comprendida entre Cartagena y Barranquilla, están en función de su ubicación espacial, que a su vez responde a mayores patrones de deformación en la zona oriental del abanico del río Magdalena y la zona terrestre contigua, en la cual existen múltiples patrones de fallamiento, los cuales favorecen la formación de diapiros de lodo, y grandes pliegues, que a su vez permiten la formación de volcanes de lodo más grandes.

El mapa de riesgos elaborado, tiene limitaciones, ya que se basa en la localización de los volcanes y en la presencia de otros elementos como derrames de lodo y/o canales o grietas que pueden ser conductos para los materiales liberados por los volcanes durante las erupciones.

Sin embargo, estudios más detallados pueden ser realizados para refinar esta primera aproximación, ya que además de conocer su localización, se pueden realizar investigaciones que definan la ciclicidad de las erupciones de material lodoso, el volumen promedio del material que se expulsa y otras características como la viscosidad y composición de estos materiales, que permitirían entender su comportamiento físico y mecánico.

11. BIBLIOGRAFÍA

- Aharon, P. 1994. *Geology and Biology of Modern and Ancient Submarine Hydrocarbon Seeps and Vents: An Introduction*. *Geo – Marine Letters* 14: 69-73.
- Barrera, R. 2001. *Geología de las Planchas 16 – 17 Galerazamba y Barranquilla. Plancha escala 1: 100.000 con Memoria explicativa INGEOMINAS*. Bogotá, Colombia. 54 p.
- Berndt, C., Haeckel, M., Hensen, C., Heeschen, K., Klaeschen, D., Pe´re`z-Garçia, C., Planke, S., Akhmetzhanov, A., Masson, D.G., Reitz, A., Vanneste, H., Depreiter, D., Mhammdi, N., 2007. *Geological Controls on Fluid Flow from the Mercator Mud Volcano, Gulf of Cadiz*. EGU General Assembly, Vienna. April 15–20.
- Carvajal, J. H.; Mendivelso, D.; Forero, H.; Castiblanco, C. R.; Pinzón, L. M.; Prada, M. 2010. *Investigación del Diapirismo de Lodo y Evolución Costera del Caribe Colombiano, Geomorfología Sector 1*. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá. 234 p.
- Carvajal, J. H. 2011. *Características del “Volcanismo de Lodo” del Caribe central Colombiano*. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá, Colombia. 83 p.
- Carvajal, J. H. & Mendivelso, D. 2011. *Catálogo de “Volcanes de Lodo” Caribe Central colombiano*. INGEOMINAS. Bogotá, Colombia. 84 p.
- Cediél, F.; Shaw R.; Cáceres C. 2003. *Tectonic assembly of the northern Andean block*. In C. Bartolini, R. TBuffer, and J. Blickwede, Eds. *The circum – Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. AAPG Memoir, vo. 79: 815 – 848.
- Dimitrov, L. 2002. *Mud Volcanoes-The Most Important Pathway for Degassing Deeply buried Sediments*. Elsevier Science. *Earth Science Reviews* 59: 49-76.
- Duerto L. & MacClay K. 2002. *3D Geometry and Evolution of Shale Diapirs in the Eastern Venezuelan Basin*. Poster Sessions. AAPG Convention, Houston, Texas. En línea: <<http://www.searchanddiscovery.com/documents/duerto/>>. Fecha de consulta: 16 de Julio de 2012.

- Duque-Caro, H. 1979. *Major Structural Elements and Evolution of Northwestern Colombia*. In: J. S. Watkins, L. Montadert & P. W. Dickerson (Eds.): *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 29: 329-351.
- Duque-Caro, H. 1984. *Estilo Estructural, Diapirismo y Episodios de Acrecimiento del Terreno Sinú - San Jacinto en el Noroccidente de Colombia*. Boletín Geológico INGEOMINAS vol. 27 No.2: 1-29. Bogotá, Colombia.
- Duque-Caro, H. 1990. *El Bloque del Chocó en el Nor-occidente Suramericano: implicaciones Estructurales, Tectono-Estratigráficas y Paleo-geográficas*. INGEOMINAS, Bogotá, Colombia. Boletín Geológico, 31 (1): 48-71.
- Duque-Caro, H., Dueñas, H. & González, L. 1987. *Geology of the Cartagena and Carmen de Bolivar Area*. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, XXV Field Trip, Sept. 1987.
- Etiope, G.; Feyzullayev, A.; Baciú, C. L.; Milkov, A. V. 2004. *Methane Emission from Mud Volcanoes in Eastern Azerbaijan*. *Geology* 32: 465-468.
- Foucher, J. P.; Dupré, S.; Scalabrin, C.; Feseker, T.; Harmegnies, F.; Nouzé, H. 2010. *Changes in Seabed Morphology, Mud Temperature and Free gas venting at the Hakon Mosby Mud Volcano, Offshore Northern Norway, over the Time Period 2003-2006*. *Geo – Marine Letters*. Springer-Verlag. Volume 30. No 3-4: 157-167.
- Guzmán, G.; Gómez, L.; Serrano, S. 2004. *Geología de los Cinturones Sinú – San Jacinto y Borde Occidental del Valle Inferior del Magdalena*. Mapa escala 1: 300.000. INGEOMINAS – Université de Liegé. Belgique.
- Guzman, G. 2007. *Stratigraphy and Sedimentary Environment and Implications in the Plato Basin and the San Jacinto Belt Northwestern Colombia*. University of Liège, Ph. D. Thesis in Sciences Orientation: Geological Sciences, Academic year 2006-2007. Volumen 1. Text: 1-185.
- Istadi, B.; Wibowo, H.; Sunardi, E.; Hadi, S.; Sawolo, N. 2012. *Mud Volcano and its Evolution*. *Eath Sciences*: 375-434.

- Ivanov, M. K., Limonov, A.F., Woodside, J. 1992. *Geological and Geophysical Investigations in the Mediterranean and the Black Sea*, vol. 56. UNESCO Reports in Marine Science, 208 p.
- Kennan & Pindall. 2009. *Dextral Shear, Terraine Accretion and Basin Formation in the Northern Andes: Best Explained by Interaction with a Pacific – Derived Caribbean Plate*. Spected Publication in James K, Lorente M A y Pindell (Eds) *The geology and evolution of the region between North and South America*. Geological society of London. Special Publication. 57 p.
- Kholodov V. N. 2002. *Mud Volcanoes, Their Distribution Regularities and Genesis: Communication 1. Mud volcanic provinces and morphology of mud volcanoes*. *Lithology Miner Resources* 37(3):197–209.
- MacDonald, I. R.; Buthman, D. B.; Sager, W. W.; Peccini, M. B; Guinasso, N. L. 2000. *Pulsed oil Discharge from Mud Volcano*. *Geology* 28: 907-910.
- MacLeod, M. K. 1982. *Gas Hydrates in Ocean Bottom Sediments*. *AAPG Bulletin Volume 66*: 2649- 2662.
- Mantilla, A. M.; Jentzsch, G.; Kley, J.; Pava, C. 2009. *Configuration of the Caribbean margin: Constraints from 2D Seismic Reflection Data and Potencial Fields Interpretation*. S. lallemand and F Funicielo (eds). Springer – Verlag Berlin Heidelberg. *Subduction zones geodynamics*: 247 – 271.
- Mazzini, A. 2009. *Mud Volcanism: Processes and Implications*. *Marine and Petroleum Geology* 26: 1677-1680.
- Medialdea, T.; Somoza, L.; Pinheiro, L. M.; Fernandez-Puga, M. C.; Vazquez, J. T.; León, R.; Ivanov, M. K.; Magalhaes, V.; Díaz-del-Rio, V.; Vegas, R. 2008. *Tectonics and mud Volcano Development in the Gulf of Cadiz*. *Marine Geology. Volume 261*: 48–63.
- Meissner, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F. & Berg, E. 1976. *Dynamics of the Active Plate Boundary in Southwest Colombia According to Recent Geophysical Measurements*. *Tectonophysics*, 35: 115-136.
- Milkov, A. V. 2000. *Worldwide Distribution of Submarine Mud Volcanoes and Associated Gas Hidrates*. *Marine Geology* 167: 29-42.

- Milkov A. V., Sassen R. 2003. Two-dimensional modeling of gas hydrate decomposition in the northwestern Gulf of Mexico: significance to global change assessment. *Global and Planetary Change* 36: 31-46.
- Niemann, H.; Losekann, T.; Beer, D.; Elvert, M.; Nadalig, T.; Knittel, K.; Amann, R.; Sauter, E. J.; Schluter, M.; Klages, M.; Foucher, J. P; Boetius, A. 2006. Novel Microbial Communities of the Haakon Mosby Mud Volcano and their Role as a Methane Sink. *Nature* 443: 854 – 858.
- Nivia, A. 1989. El terreno Amaime - Volcánica una Provincia Acrecionada de Basaltos de Meseta Oceánica. Bogotá. V Congreso Colombiano de Geología, *Memorias, I*: 1-30.
- Ordoñez, C. I. 2008. Controle neotectónico de Diapirismo de Lama na Região de Cartagena, Colombia. Tesis de maestría presentada a la Universidad Federal Fluminense, Área de Geología y Geofísica marina. Brasil. 208 p.
- Pindell, J. L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. *Caribbean Geology: an introduction*. University of the West Indies Publishers Association/University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, p. 13-39.
- Stewart, S. A., Davis, R. J., 2006. Structure and Emplacement of Mud Volcano Systems in the South Caspian Basin. *AAPG Bull.* 90 (5), 771–786.
- Taboada A.; Rivera L.; Fuenzalida A.; Cisternas A.; Philip H.; Bijwaard H.; Olaya J.; Rivera C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subduction and Intracontinental Deformation – Colombia. *Tectonics* (S. L), Vol 19, p 787 – 813.
- Veeken, P. C. 2008. *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation*. Elsevier Publications. *Seismic Exploration, Volume 37*. 509 p.
- Vernet et al., 1992. Mud Diapirism, Fan Sedimentation and Strike – Slip Faulting, Caribbean Colombian Margin. Amsterdam. Holland. *Tectonophysics*. 335 – 349 p.
- Vinnels J.; Butler, R.; McCaffrey, William & Patton Douglas. 2010. Depositional Processes Across the Sinú Accretionary Prism, Offshore Colombia. United Kingdom. *Marine and Petroleum Geology* 27. P 794 – 809.