

# Volcanismo de lodo

del Caribe Central Colombiano



**VOLCANISMO DE LODO  
DEL CARIBE CENTRAL COLOMBIANO**

**COLECCIÓN PUBLICACIONES ESPECIALES**



# VOLCANISMO DE LODO DEL CARIBE CENTRAL COLOMBIANO

## Parte 1. **Características del volcanismo de lodo**

José Henry Carvajal Perico

## Parte 2. **Catálogo de los volcanes de lodo**

José Henry Carvajal Perico

Domingo Mendivelso



## Servicio Geológico Colombiano

Oscar Paredes Zapata  
Director General

Alberto Ochoa Yarza  
Director de Geociencias Básicas

Gloria Prieto Rincón  
Directora de Recursos Minerales

Marta Lucía Calvache Velasco  
Directora de Geoamenzas

Margarita Bravo Guerrero  
Directora de Gestión de Información

Fernando Mosos Patiño  
Director de Asuntos Nucleares

Héctor Manuel Enciso Prieto  
Director de Laboratorios

## © Servicio Geológico Colombiano

### ©Volcanismo de lodo del Caribe central colombiano

#### Autores

José Henry Carvajal Perico  
Geólogo  
Domingo Mendivelso  
Geólogo

#### Colaboración

Gloria Obando Erazo  
Domingo Mendivelso  
Hugo Forero Onofre  
Juan Felipe Gómez  
Luis Eduardo Vásquez Ávila  
Héctor Mora Páez  
Rafael Cárdenas Santacruz  
Carmen Rosa Castiblanco Castiblanco  
José Vicente Franco Serna  
Gabriel Ruge  
Lyda Pinzón  
Miguel Ángel Prada  
Óscar Imbachi Bello

#### Preparación editorial

Luis Eduardo Vásquez Salamanca

Fotografía de portada: Gustavo Adolfo Ángel Sanín

Diseño, diagramación e impresión  
Imprenta Nacional de Colombia

ISBN: 978-958-59782-0-1

Bogotá, Colombia. 2017

© Servicio Geológico Colombiano



# Contenido

## Características del volcanismo de lodo del Caribe central colombiano

Resumen .....	7
Abstract .....	7
<b>1. Introducción .....</b>	<b>9</b>
1.1 Objetivos y alcances .....	9
1.2 Localización de la zona de estudio.....	10
1.3 Metodología aplicada .....	10
1.4 Características climáticas de la región.....	11
1.5 Características oceanográficas.....	11
1.6 Reconocimientos .....	12
<b>2. Marco geológico y geomorfológico regional del Caribe colombiano .....</b>	<b>12</b>
2.1 Geología .....	12
2.2 Geomorfolología.....	15
2.2.1 <i>Unidades y subunidades geomorfológicas diferenciadas .....</i>	<i>18</i>
<b>3. Características del volcanismo de lodo del Caribe central colombiano .....</b>	<b>20</b>
3.1 Características geológicas y geomorfológicas regionales .....	20
3.2 Características geomorfológicas de los volcanes de lodo .....	29
3.2.1 <i>Composición fisicoquímica de los lodos.....</i>	<i>31</i>
3.2.2 <i>Composición de los gases .....</i>	<i>35</i>
3.3 Actividad eruptiva de los volcanes de lodo de la región .....	35
3.4 Incidencias del diapirismo de lodo en la región Caribe colombiana.....	38
3.5 Susceptibilidad y amenazas geológicas asociadas al diapirismo de lodo.....	40
<b>4. Conclusiones .....</b>	<b>41</b>
<b>5. Recomendaciones.....</b>	<b>42</b>
5.1 Recomendaciones a corto plazo.....	43
5.2 Recomendaciones a mediano y largo plazo .....	43

## Catálogo de volcanes de lodo

Resumen .....	47
Abstract .....	47
<b>1. Introducción.....</b>	<b>47</b>
<b>2. Volcanes de lodo .....</b>	<b>47</b>
2.1 Marco geológico regional de los volcanes de lodo .....	47
2.2 Características asociadas a los volcanes de lodo.....	49
2.3 Georrecursos asociados a los volcanes de lodo .....	49
2.4 Amenazas geológicas asociadas al volcanismo de lodo .....	54
2.5 Recomendaciones .....	56
<b>3. Caracterización de los principales volcanes de lodo del Caribe central colombiano .....</b>	<b>57</b>
3.1. Volcán de lodo Galerazamba (v-1), departamento de Bolívar .....	57
3.2. Volcán de lodo Las Palomas (v-2), departamento de Bolívar .....	58
3.3. Volcán de lodo Los Olivos o Pueblo Nuevo (v-6), departamento de Bolívar .....	59
3.4. Volcán de lodo El Totumo (v-7), departamentos de Bolívar y Atlántico .....	60
3.5. Volcán de lodo La Bonga (v-9), departamento de Bolívar .....	63
3.6. Volcán de lodo Yerbabuena (v-11), departamento de Bolívar .....	64
3.7. Volcán de lodo El Reposo (v-12), departamento de Bolívar .....	66
3.8. Volcán de lodo El Rodeo (v-19), departamento de Bolívar .....	69
3.9. Volcán de lodo Membrillal (v-20), departamento de Bolívar .....	71
3.10. Volcán de lodo Cañaveral (v-21), departamento de Bolívar .....	73
3.11. Volcán de lodo Turbaco (v-23), departamento de Bolívar .....	75
3.12. Volcán de lodo Santa Catalina (v-25), departamento de Bolívar .....	77
3.13. Volcán de lodo Clemencia (v-26), departamento de Bolívar .....	78
3.14. Volcán de lodo Flamenco (v-27), departamento de Bolívar.....	79
3.15. Volcán de lodo La Lomita (v-29), departamento de Bolívar.....	81
3.16. Volcán de lodo La Laguna (v-30), departamento del Atlántico .....	82
3.17. Volcán de lodo El Bajo Las Palmas (v-31), departamento de Atlántico .....	83
3.18. Volcán submarino de Galerazamba (v-32), departamento de Bolívar .....	84
3.19. Volcán submarino Punta Canoas (v-33), departamento de Bolívar.....	84
<b>Referencias.....</b>	<b>86</b>

# Características del volcanismo de lodo del Caribe central colombiano

## Resumen

El volcanismo de lodo se constituye en una de las manifestaciones de un fenómeno geológico denominado diapirismo de lodos, el cual se origina por la presencia en profundidad de material arcilloso de características plásticas y gases en condiciones de alta presión, que se movilizan lateralmente y hacia la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad, generando tanto levantamientos y fracturamiento del terreno como expulsión de lodo y gases por bocas de variadas formas y tamaños.

El diapirismo de lodo es típico del llamado cinturón del Sinú, franja de rocas de la región costera colombiana situada entre el golfo de Urabá y Barranquilla, que incluye igualmente las zonas marinas de plataforma continental. Las geoformas, como cerros de aspecto cónico, plataformas arrecifales basculadas e islas arrecifales, encontradas en la región, deben su origen al diapirismo de lodo, generado al menos en parte por la tectónica convergente transpresiva de las placas Nazca, Caribe y Suramérica.

Los volcanes de lodo se presentan como cerros en forma de domo de morfología colinada, de laderas convexas y cima plana o en artesa, formados tanto por la acumulación de lodos producto de erupciones anteriores como por la deformación del terreno generada por diapirismo, y disparados por uno o varios de los siguientes factores: compresión tectónica, alto contenido de gases o diferencia de densidad entre los materiales confinados en profundidad y la cobertera sedimentaria superior más densa.

El Servicio Geológico Colombiano (antes Ingeominas), en desarrollo de su misión institucional, decidió divulgar sus investigaciones con el fin de dar a conocer los fenómenos de carácter geológico que inciden en la estabilidad de la franja costera del Caribe colombiano. En este documento, producto de los resultados del proyecto “Investigaciones del diapirismo de lodos y evolución costera del Caribe colombiano”, se describen y analizan la dinámica y las características geológicas y geomorfológicas de los volcanes de lodo presentes entre el canal del Dique y Barranquilla, definiendo la incidencia del fenómeno, en la conformación geomorfológica y geológica, tanto de la zona costera como de las zonas de plataforma continental próxima. Igualmente, se analizan las amenazas geológicas asociadas al fenómeno y se dan las recomendaciones pertinentes de planificación territorial de estos terrenos.

## Abstract

The “mud volcanism” constitutes one of the manifestations of a geological phenomenon called “mud diapirism” which is caused by the presence of plastic and clayish plastic material and gases under high pressure conditions in depth, which are moving to the surface through fractures or weakness zones. This process generates, both tilting and fracturing, as well gases and mud expulsion on the terrain surface.

The mud diapirism is a typical of so-called Sinú belt that is strip of sedimentary rocks located on the Colombian coastal region, between the Gulf of Urabá and Barranquilla, which also includes marine and continental shelf areas. Landforms such as domo hills, tilted reef platforms and reef islands found in the region, obey their origin to the “mud diapirism”, which is generated at least in part for the transpressive tectonic convergence of Nazca, Caribbean and South America plates.

The “mud volcanoes” are presented as dome-shaped hilly morphology, with convex slopes and flat top or trough formed both, by the accumulation of muddy breccia resulting from past eruptions,

such as terrain deformation generated by mud diapirism, and triggered by one or more of the following factors: tectonic compression, high gas content or the density difference between the confined materials and the upper and denser sedimentary cover.

The Colombian Geological Service (formerly named Ingeominas), in its institutional mission, has taken the decision to disclose their investigations about the geological phenomena that affecting the stability of the Colombian Caribbean coastline. This paper is the product of the results of the project "Mud diapirism and coastal evolution of the Colombian Caribbean coastal zone research" and describes and analyzes the dynamics and geological and geomorphological characteristics of the "mud volcanoes" found between the Dique's delta and Barranquilla city. This report defines the incidence of mud diapirism phenomenon, in shaping geomorphological and geological structure of both onshore and offshore zones. Likewise analyzes geological hazards associated with the phenomenon and give relevant recommendations of territorial planning of these lands. 

## 1. Introducción

El volcanismo de lodo se constituye en una de las manifestaciones de un fenómeno geológico denominado diapirismo de lodo. Este fenómeno se origina por la presencia en profundidad de material arcilloso de características plásticas y gases en condiciones de alta presión, que se movilizan lateralmente hacia la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad, generando levantamientos y fracturamiento del terreno, así como expulsión de lodo y gases por bocas de variadas formas y tamaños.

La morfología presente en el Caribe noroccidental colombiano debe su origen tanto a los levantamientos del terreno generados por el fenómeno del diapirismo, como al efecto transpresivo continental de las placas Nazca, Caribe y Suramérica. El fenómeno se desarrolla predominantemente en rocas del llamado cinturón del Sinú, ubicadas en la región costera colombiana, entre el golfo de Urabá y Barranquilla, incluyendo las zonas marinas de plataforma continental.

Los volcanes de lodo se presentan como cerros en forma de domo de morfología colinada y de laderas convexas y cima plana o en artesa, formados tanto por la acumulación de lodos, producto de erupciones anteriores, como por la deformación del terreno, causada por el empuje vertical de los materiales confinados en profundidad. El diapirismo generador del fenómeno se dispara por uno o varios de los siguientes factores: compresión tectónica, alto contenido de gas o diferencia de densidades entre los materiales confinados en profundidad y la cobertera sedimentaria superior más densa (Carvajal *et al.*, 2010).

El diapirismo de lodo es un proceso de deformación generado por el empuje de materiales finos de características plásticas presurizados en profundidad, que migran lateralmente desde zonas de altas a bajas presiones por el efecto de la diferencia de densidades entre estos materiales y la cobertera superior. La movilización de los materiales diapíricos es inducida igualmente por el contenido de gases (metano), compresión lateral en zonas de tectónica convergente y procesos de deshidratación de arcillas esmectíticas (Kopf, 2002). Según este mismo autor, las manifestaciones de diapirismo de lodo, a semejanza de los procesos de carácter ígneo, se manifiestan en el registro sedimentario como cuerpos arcillosos, que intruyen rocas preexistentes y salen a la superficie localmente.

Cuando estos materiales se emplazan y se mantienen confinados en profundidad, deformando la secuencia de rocas suprayacentes, se denominan diapiros de lodo; mientras que cuando los materiales diapíricos salen a la superficie a través de fracturas o fallas toman el nombre de volcanes de lodo.

Este fenómeno de deformación del terreno, además de definir en gran medida la conformación morfológica de la región (levantamientos y subsidencia local), incide indirectamente en la dinámica de las corrientes costeras, lo que ocasiona la concentración local del oleaje en determinados sectores de la costa y genera erosión de playas. Aunque las manifestaciones superficiales de diapirismo de lodo aparecen de manera cotidiana con una dinámica relativamente calmada, cada 20 o 30 años se presentan de modo esporádico erupciones violentas de lodo que contribuyen a la formación de los volcanes de lodo, constituyéndose en una

amenaza geológica para la vivienda e infraestructura localizada en cercanías de estas estructuras geológicas.

El Servicio Geológico Colombiano (SGC), en consonancia con su misión de contribuir al desarrollo económico y social del país, ha retomado sus investigaciones en la zona costera del territorio nacional con el estudio y evaluación de los fenómenos de carácter geológico que son comunes de la franja costera del Caribe colombiano e inciden en el comportamiento de las líneas de costa asociadas. En este texto se presentan los resultados de las investigaciones llevadas a cabo con el objeto de caracterizar las manifestaciones de diapirismo, en especial de los volcanes de lodo de la región estudiada.

La investigación se fundamentó en la elaboración de cartografía geomorfológica sistemática y aplicada en escala 1:25.000, con el propósito de inventariar los volcanes de lodo encontrados y su relación con las estructuras geológicas de fallamiento y plegamiento presentes en el área. Igualmente, se determinaron las características geomorfológicas de estas manifestaciones y se dieron a conocer las incidencias del fenómeno tanto en la variación de la línea de costa como en la morfodinámica local.

Esta información en su conjunto es básica para definir el geopotencial turístico y terapéutico de los productos emanados por los volcanes de lodo, y de paso sirve para analizar y evaluar las amenazas geológicas asociadas al fenómeno. Indudablemente, se constituye en información fundamental para definir el plan de desarrollo territorial y ambiental de cada municipio involucrado.

### 1.1 Objetivos y alcances

El objetivo principal de la investigación realizada estuvo enfocado en generar información temática aplicada y ampliar el conocimiento geológico y geomorfológico sobre el Caribe colombiano.

Específicamente, se pretendió:

- Determinar las características geomorfológicas y estructurales de los sectores investigados e inventariar las manifestaciones del fenómeno del diapirismo de lodos (volcanes de lodo).
- Avanzar en el conocimiento de la dinámica tectónica del área, determinar la influencia del fenómeno del diapirismo de lodo en la dinámica costera actual y, en lo posible, conocer los mecanismos de deformación asociados a este.
- Investigar y conocer en detalle las características geofísicas y geológicas de los volcanes de lodo en la zona piloto de Pueblo Nuevo y El Totumo (geoeléctrica, gravimetría y magnetometría), con el fin de establecer su estructura en profundidad.
- Caracterizar física y químicamente los lodos y gases expelidos por las “bocas” de los volcanes de lodo, con el objeto de conocer el comportamiento de estos materiales.
- Caracterizar morfológica y granulométricamente las playas presentes en el área para establecer su comportamiento dinámico y la posible incidencia del diapirismo en su conformación.



Dada la influencia del fenómeno del diapirismo de lodo sobre los litorales, se planteó la realización de perfiles de playa para caracterizar tanto su morfología como su granulometría, al igual que los cambios microtemporales asociados a los cambios climáticos estacionales. Adicionalmente, se hizo un análisis mesotemporal de las líneas de costa, en los sectores bajos más dinámicos de esta, mediante el análisis de fotografías aéreas multitemporales, procesamiento digital de imágenes de satélite y uso de cartografía topográfica antigua y reciente.

El propósito de la cartografía geomorfológica, como ya se indicó, es proporcionar información concisa, sistémica y sistemática sobre la ubicación de los volcanes de lodo y su relación con las geoformas –particularmente de origen estructural– presentes en la zona de estudio. No obstante lo anterior, el planteamiento va mucho más allá: se pretende, además, analizar las formas del terreno, su origen, los tipos de material involucrados y los procesos naturales tanto antiguos como activos que las modifican, con el fin de proporcionar información básica del terreno, que se pueda utilizar como cartografía base integradora de otros tipos de información (geología, cobertura vegetal, y localmente, ingeniería geotécnica), para facilitar la evaluación de amenazas naturales y la elaboración de planes de ordenamiento territorial y minero.

En los mapas geomorfológicos se presentan unidades y subunidades, cada una de las cuales está asociada con rasgos geomorfológicos y procesos geomórficos, típicos de cada unidad. Cada elemento cartográfico está representado por símbolos, convenciones y colores usados en estándares de uso internacional (Metodología ITC: Verstappen y Van Zuidam 1992), con las modificaciones establecidas por Carvajal (2008, 2011 y 2012a).

En ese sentido, en el Caribe colombiano, para geoformas de origen morfoestructural denudacional se utilizan tonos púrpura, para geoformas de origen denudacional se usan tonos marrón, para geoformas de origen fluvial y lagunar se emplean tonos azules, para geoformas de origen marino costero y deltaico se utilizan colores verdes, para geoformas de origen eólico se usan tonalidades amarillas y localmente, para geoformas de origen kárstico, se emplean colores naranja. Referente a las formas del terreno cuyo origen está relacionado con la actividad antropogénica, estas se diferencian mediante achurados con fondo blanco o del color de la unidad geomorfológica infrayacente.

La evolución de las geoformas está ligada tanto a la génesis geológica de estas (procesos endogenéticos) como a los procesos morfoclimáticos y morfodinámicos que han modificado las formas preexistentes (procesos exogenéticos), determinando su expresión morfológica actual. En ese orden de ideas, las geoformas están relacionadas con las escalas de trabajo y la génesis de estas, por lo cual se aplican las jerarquías geomorfológicas establecidas por Carvajal (2008, 2011 y 2012a) (figura 2).

Dichas jerarquías relacionan las escalas de trabajo con la génesis de las geoformas y los ambientes morfogenéticos. Su aplicación es variada, de acuerdo con los objetivos de trabajo, y están definidas de menor a mayor en geomorfoestructuras, provincia geomorfológica, región geomorfológica, unidades y subunidades geomorfológicas y componente geomorfológico (Carvajal, 2008 y 2011) (figura 2).

### 1.4 Características climáticas de la región

El clima de la región es tropical semiárido, con temperaturas ambientes en promedio de 27 °C y variaciones de 1 °C. En el área de Cartagena se presentan tres periodos con diferentes grados de precipitación: uno desde diciembre hasta abril, con 7,8 % de precipitación anual; uno de transición de seco a lluvioso, con precipitaciones intermedias (31,9 %), que va de mayo a agosto, denominado veranillo de San Juan, y uno lluvioso, que cubre los meses de septiembre a noviembre, con precipitaciones de 48,4 %. El mes más lluvioso es octubre y el más seco es febrero (Ingeominas, 2001).

Las zonas costeras estudiadas se encuentran sometidas al régimen de los vientos alisios, provenientes de manera constante del N-NE durante los meses de diciembre a abril. El resto del año los vientos son muy variables, tanto en duración como en fuerza.

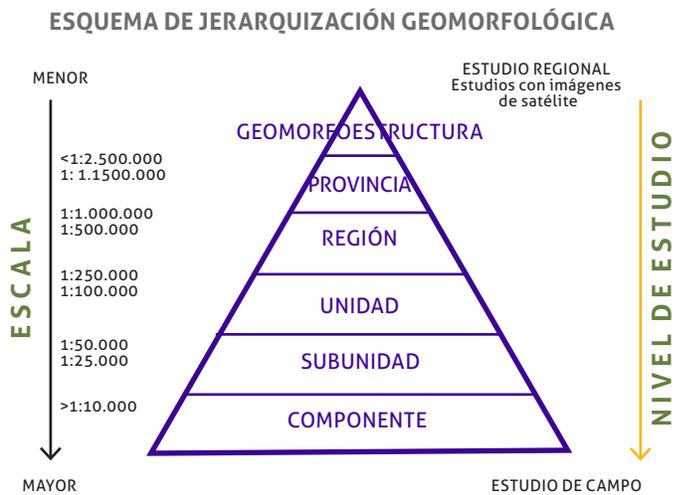


Figura 2. Esquema de jerarquización geomorfológica propuesto para Ingeominas por Carvajal (2008), con fuentes de Velásquez (1999), Ingeominas (1999) y Carvajal (2000).

Fuente: Carvajal (2012a).

### 1.5 Características oceanográficas

Las condiciones atmosféricas (vientos y temperatura superficial del mar), al igual que la morfología submarina y costera, gobiernan tanto el comportamiento de los parámetros oceanográficos de corrientes marinas de mar profundo y litorales; como el oleaje y las mareas que prevalecen en la zona de estudio. El Caribe colombiano está influenciado por la presencia de dos corrientes marinas: la corriente del Caribe, generada por los vientos alisios del NE, y la contracorriente de Panamá, que se dirige al N a lo largo de la costa, alcanza en época invernal la desembocadura del río Magdalena e incluso llega hasta las costas de La Guajira (Puyos *et al.*, 1986; Urbano *et al.*, 1992, en Ingeominas; 2001).

Los frentes de ola arriban a la costa bajo la influencia de los vientos predominantes. Por lo tanto, en época seca (diciembre-abril), cuando soplan los alisios, se presentan olas de los sectores norte y noreste, mientras que en el resto del año, al cambiar la dirección y velocidad del viento, los frentes de olas varían y

proviene variablemente con menor intensidad del NW hasta el SW. La altura de las olas en el área de Cartagena varía entre 20 y 70 cm, pero durante la estación seca se incrementa a 1 m.

La deriva litoral neta en la zona de estudio se dirige del norte hacia el sur, y está influenciada por la dirección de los vientos y las corrientes marinas prevalecientes. Tal situación determina la disposición de las geoformas marinas costeras bajas, como espigas, barras espigas y tómbolos en esa misma dirección.

Por otro lado, a consecuencia del desequilibrio atmosférico se presentan mares de leva que producen olas de 1,50-2,70 m de altura, las cuales han generado procesos erosivos intensos en las playas y ruptura de las barras espigas que delimitan los cuerpos de agua internos (lagunas costeras). Como resultado de tales eventos de alta energía, en las bocas que comunican estas lagunas con el mar abierto se forman deltas de flujos de marea más desarrollados y localmente cubiertos de manglar.

La ocurrencia entre una pleamar máxima y una mínima es de aproximadamente doce horas. Dichas características permiten clasificar la marea de esta región como semidiurna mixta, con un rango mareal inferior a 0,60 m, lo que indica que es de tipo micromareal. Este escaso rango mareal no se constituye en un agente moderador del diseño de las playas, debido a su poca influencia sobre el régimen dinámico e hidrosedimentario del litoral en estudio; sin embargo, sí se puede constituir en un agente amortiguador temporal de las aguas que desembocan en los cuerpos de agua internos, lo que facilita la formación de deltas de reflujos de marea por ser temporal y localmente mayor la energía fluvial sobre la marina (Ingeominas, 2001).

## 1.6 Reconocimientos

El presente documento se constituye en una actualización de los resultados obtenidos en el Área de Geología Básica de Ingeominas durante los años 2008 y 2009, en desarrollo del proyecto “Investigación del diapirismo de lodo y evolución costera del Caribe colombiano”. Se agradece el aporte hecho por Domingo Mendivelso, Lyda Marlén Pinzón, Carmen Rosa Castiblanco, Gloria Obando, Luis Eduardo Vásquez Ávila, Hugo Forero, Juan Felipe Gómez, Gabriel Ruge, Óscar Imbachi, Miguel Ángel Prada, José Vicente Franco, Fredy Díaz y Gina Patricia Martínez, quienes participaron en el proyecto.

Igualmente, se hace un reconocimiento especial a Héctor Mora Páez por su colaboración e interés en enfocar sus investigaciones en el monitoreo geodinámico en las zonas costeras del Caribe colombiano; a los químicos Alicia Montes, Lucila Bobadilla, Luis Carlos Ospina, Édward Salazar y Marcela Pachón por su dedicación en las actividades de análisis de laboratorio de gases y lodo, y a los funcionarios Jorge Bohórquez y Joaquín Beltrán por su acompañamiento en las actividades de campo.

Así mismo, se les da las gracias a los geólogos Orlando Navas, subdirector de Geología Básica de Ingeominas, y César David López Arenas, director técnico del Servicio Geológico de Ingeominas, por la confianza depositada en el autor para desarrollar este proyecto, así como al geólogo Jaime Orlando Martínez, tanto por la lectura y análisis crítico del manuscrito, como por las sugerencias dadas para mejorarlo.

## 2. Marco geológico y geomorfológico regional del Caribe colombiano

La evolución geológica y geomorfológica del Caribe colombiano está ligada al origen de la placa Caribe y a la interacción con las placas de Cocos y Suramérica (Duque-Caro, 1979, 1984 y 1990; Duque-Caro *et al.*, 1987; Cediel *et al.*, 2003; Guzmán *et al.*, 2004; Guzmán, 2007; Ordóñez, 2008; Mantilla *et al.*, 2009). Los efectos de esta interacción generaron a su vez diferencias en el desarrollo estratigráfico de la cuenca, lo que originó la formación de subcuencas en varios sitios de la zona de estudio.

Los rasgos geomorfológicos evidenciados, identificados y descritos indican un claro control estructural en la topografía y el relieve, tanto en zonas continentales como submarinas, los cuales obedecen a movimientos tectónicos de placas, favorecidos por diapirismo de lodo. La reconstrucción del movimiento oblicuo de las placas en la esquina NW de Suramérica confirma una amplia influencia de la ocurrencia de un desplazamiento dextrolateral en el borde W de Colombia, el cual también ha afectado el borde Caribe. Varios autores han reconocido que esta aproximación oblicua de la placa de Nazca ha tenido una influencia muy importante durante el Mesozoico-Cenozoico (Meissner *et al.*, 1976; Taboada *et al.*, 2000; López, 2005; Kennan & Pindall, 2009), lo que indica que las rocas del Mesozoico formadas en el margen W de Colombia se generaron al W-SW del territorio colombiano y luego se acrecieron a la cadena montañosa de los Andes (como consecuencia de movimientos de fallas dextrolaterales (Nivia, 1987-1989).

### 2.1 Geología

Los elementos claves del NW colombiano, como la llamada sutura de Romeral, el lineamiento de Sinú, el arco de Magangué-Cicuco, la falla de Santa Marta y la falla de Oca, han desempeñado un papel importante en la evolución tectónico-estratigráfica desde el Cretácico Superior hasta la actualidad, modelando las grandes cuencas de sedimentación en el área Caribe de Colombia. Estas megaestructuras de W-E son el cinturón plegado del Sinú, el cinturón plegado de San Jacinto y las cuencas de San Jorge y Plato, términos establecidos por Duque-Caro (1979).

La sutura de Romeral se prolonga desde el sur de Colombia, lo que ha evidenciado en los perfiles sísmicos, gravimétricos y magnetométricos realizados a través de la región Caribe (Duque-Caro, 1979; Ruiz *et al.*, 2000; Flinch *et al.*, 2003; Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2006; Mantilla *et al.*, 2009). No obstante, esta sutura existente desde el Cretáceo, considerada uno de los mayores límites geofísicos entre dos grandes morfoestructuras, una con corteza o basamento continental al oriente y otra con corteza oceánica al occidente, la interpretó Flinch (2003) como obducción y Mantilla *et al.*, (2009) como subducción de bajo ángulo, producto del emplazamiento por cabalgamiento (*backthrust*) oblicuo de una retrocuña bivergente (limitada por fallas inversas convergentes), generada por movimientos transpresivos destrales.

Las unidades de roca aflorantes en la región estudiada se depositaron en cuencas de sedimentación generadas en el margen de las dos morfoestructuras mencionadas. Particularmente al occidente, en la morfoestructura con basamento oceánico, se encuentran las provincias asociadas con los cinturones de San Jacinto y Sinú; en este último se presentan las mayores manifestaciones de diapirismo, asociado con volcanes de lodo (Duque-Caro, 1979, 1984 y 1990; Duque-Caro *et al.*, 1987; Cediél *et al.*, 2003).

El cinturón de San Jacinto es una faja sedimentaria plegada y fallada, que limita al W con el lineamiento del Sinú y al E con el lineamiento de Romeral (Duque-Caro, 1979). Con base en la orientación de sus estructuras y características estratigráficas, Duque-Caro divide el cinturón de San Jacinto en dos bloques tectónicos, limitados por lineamientos WNW. Dichos bloques se denominan, de S a N, bloques tectónicos de El Carmen y de Luruaco.

Las rocas del bloque de Luruaco del cinturón de San Jacinto (norte de la zona de estudio) corresponden a las formaciones San Cayetano, Pendales, Perdices y Tubará. En el bloque tectónico del Carmen, 16 km al este de Cartagena, localmente se presentan rocas de la formación San Cayetano (figura 3).

El cinturón del Sinú es una faja de rocas sedimentarias con edades que varían desde el Oligoceno hasta el Plioceno (Duque-Caro 1979). Se extiende desde el golfo de Urabá hasta Barranquilla, e incluye zonas continentales y submarinas (plataforma y talud continentales); limita al SW con la falla de Uramita, al W con el lineamiento de Colombia y al E con el lineamiento del Sinú. En la zona continental y costera se presenta en dos sectores separados por el mar: uno al S, denominado sinclinorio de Abibe-Las Palomas, y otro al N, llamado el anticlinorio de Turbaco, el cual involucra el área del presente estudio.

El anticlinorio de Turbaco se encuentra ubicado al oriente de la ciudad de Cartagena, donde las estructuras principales se caracterizan por presentar inflexiones hacia el N 15°-20° E, asociadas con fallas transcurrentes inversas con vergencia hacia el W, algunas de las cuales terminan en forma curva contra el lineamiento del Sinú. Esta estructura regional se extiende por el borde costero en la región de Turbana, Arjona y Turbaco, pero al sur la interrumpe la depresión asociada con el canal del Dique. En la región estudiada afloran rocas de las formaciones Arjona, Bayunca y La Popa, cubiertas localmente por sedimentos de origen marino, denudacional, fluvial y eólico.

Al occidente, en zonas marinas del cinturón del Sinú, se encuentran afectadas por la imbricación frontal del prisma de acreción, que evidencia actividad desde el Mioceno hasta la actualidad. Este frente de deformación está ampliamente documentado (Vernette, 1985; Vernet *et al.*, 1988, 1990 y 1992; Flinch *et al.*, 2003; Mantilla *et al.*, 2009; Ordóñez, 2008; Vinnels *et al.*, 2010), evidenciando sierras y lomos de presión localmente colonizados de coral y conservando la misma disposición estructural de lo establecido en zonas continentales (N20° E).

El cinturón del Sinú en dirección N-S se divide en bloques limitados por fallamiento transversal de desgarre dextrales y sinestrales, de dirección NW-SW y W-E, que determinan cambios locales tanto en la conformación tectónica del prisma

sedimentario como en la plataforma continental asociada. Este ensamblaje en bloques posiblemente se deba a diferencias en la velocidad y al emplazamiento transcurrente de las placas, facilitado por el diapirismo de lodo, considerado uno de los factores más importantes de deformación.

Los volcanes de lodo se presentan emplazados predominantemente en rocas de las formaciones Arjona y Bayunca. En el sector septentrional de la zona de estudio, se encuentran en rocas de la formación Hibácharo, considerada por Guzmán *et al.*, (2004) como correlacionable con la formación Bayunca; mientras en el sector sur, en el área de Flamenco, los volcanes de lodo están asociados a rocas de la formación Mucacal.

Estructuralmente, el lineamiento del Sinú se considera el límite con el Bloque Tectónico de Luruaco, que en esta área estaría representado por la falla de Villanueva-El Totumo. Mientras más antiguas las rocas, más deformadas están.

En el área Arjona el fallamiento es acentuado en la formación Arjona, mientras en Pasacaballos predomina el fallamiento y plegamiento pronunciado en la formación Bayunca (Mioceno-Plioceno). Por su parte, en la isla Barú y en la meseta de Turbaco las rocas de la formación La Popa (Pleistoceno) se encuentran ligeramente deformadas y localmente basculadas, y los pliegues en las rocas infrayacentes de la formación Bayunca se presentan fallados, esto localmente asociado con procesos diapíricos.

Los estudios de gravimetría y aeromagnetometría adelantados en la zona de estudio durante la investigación (Obando, 2011 y 2011a) permitieron la definición de lineamientos, asociados localmente con el fallamiento evidenciado, definido y cartografiado por Ingeominas (Reyes *et al.*, 2001; Barrera, 2001; Guzmán *et al.*, 1998 Reyes y Zapata, 1996). Particularmente, se define el límite correspondiente al lineamiento del Sinú (lineamiento geofísico mayor, LGM), el cual determina dos patrones estructurales predominantes: uno al oriente con patrones N-S-E-W, asociado con el cinturón de San Jacinto, y otro al occidente, con lineamientos N25°E-N45W, correspondientes con el cinturón del Sinú, donde son comunes las manifestaciones de volcanismo y diapirismo de lodo, figura 4 (Obando, 2011 y 2011a).

Hacia el sector norte de la zona estudiada a partir de la falla de Hibácharo, predominan los lineamientos N-S interrumpidos por lineamientos predominantemente E-W, característicos del cinturón de San Jacinto. Llama la atención en la región de Barranquilla la presencia de lineamientos curvos, que coinciden con una zona cómica de gran extensión, definida en la geomorfología y evidente en los modelos digitales del terreno del sector; en ese sentido, la cuesta definida por las calizas de la formación La Popa, donde se encuentra el casco urbano de Barranquilla, corresponde a una plataforma arrecifal basculada que forma parte de un paleoatolón.

En la región norte solo se identificaron tres volcanes de lodo, dos al SE de Puerto Colombia y uno al SW de Barranquilla, los cuales limitan por el costado suroccidental y suroriental, respectivamente, con la zona cómica mencionada (figuras 3, 4 y 5). El volcán de lodo al SW de Barranquilla lo caracterizó Carvajal (1997) como una zona de aspecto cómico, pero durante esta investigación no fue posible visitarlo.

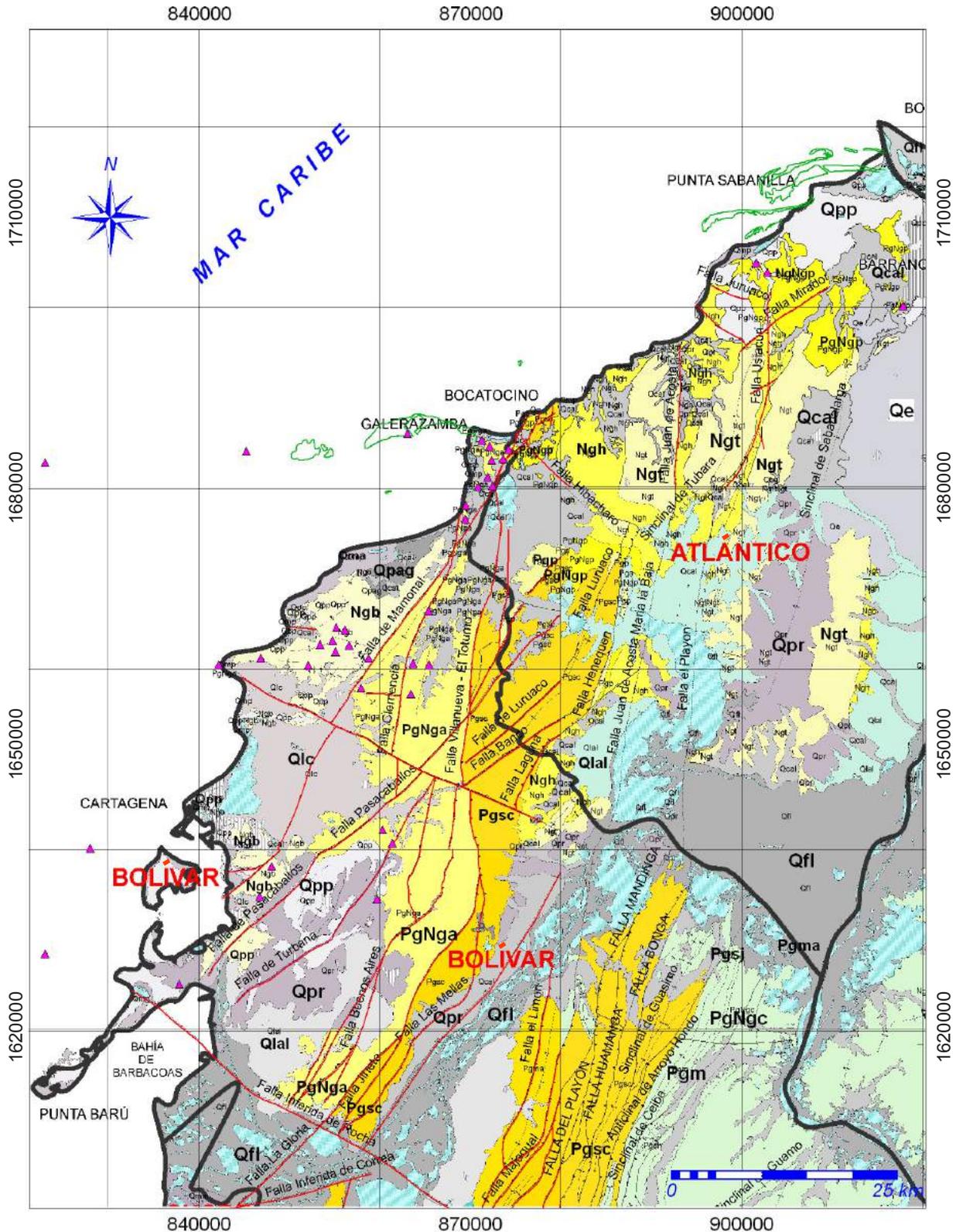


Figura 3. Mapa geológico del Caribe central colombiano. Pgsc = Falla San Cayetano, Pgsj = Falla San Jacinto, PgNgc = Falla Carmen, PgNgp = Falla Perdices, Ngh = Falla Hibácharo, Ngt = Falla Tubará, PgNga = Falla Arjona, Ngb = Falla Bayunca, Qpp = Falla La Popa, Qpr = Falla Rotinet, Qpag = Falla A. Grande, Qe = D. eólicos, Qfl = D. fluviales, Qma = D. marinos, Qcal = D. coluvioaluviales, Qlc = D. costeros, Qlal = D. aluviales subactuales.

Fuente: Tomado y modificado de Reyes *et al.* (2001), Barrera (2001), Guzmán *et al.*, (1998), Reyes y Zapata (1996).

Nótese la ubicación de los "volcanes" en púrpura y en zona costera las antiguas espigas arenosas en verde (autor, 2011).

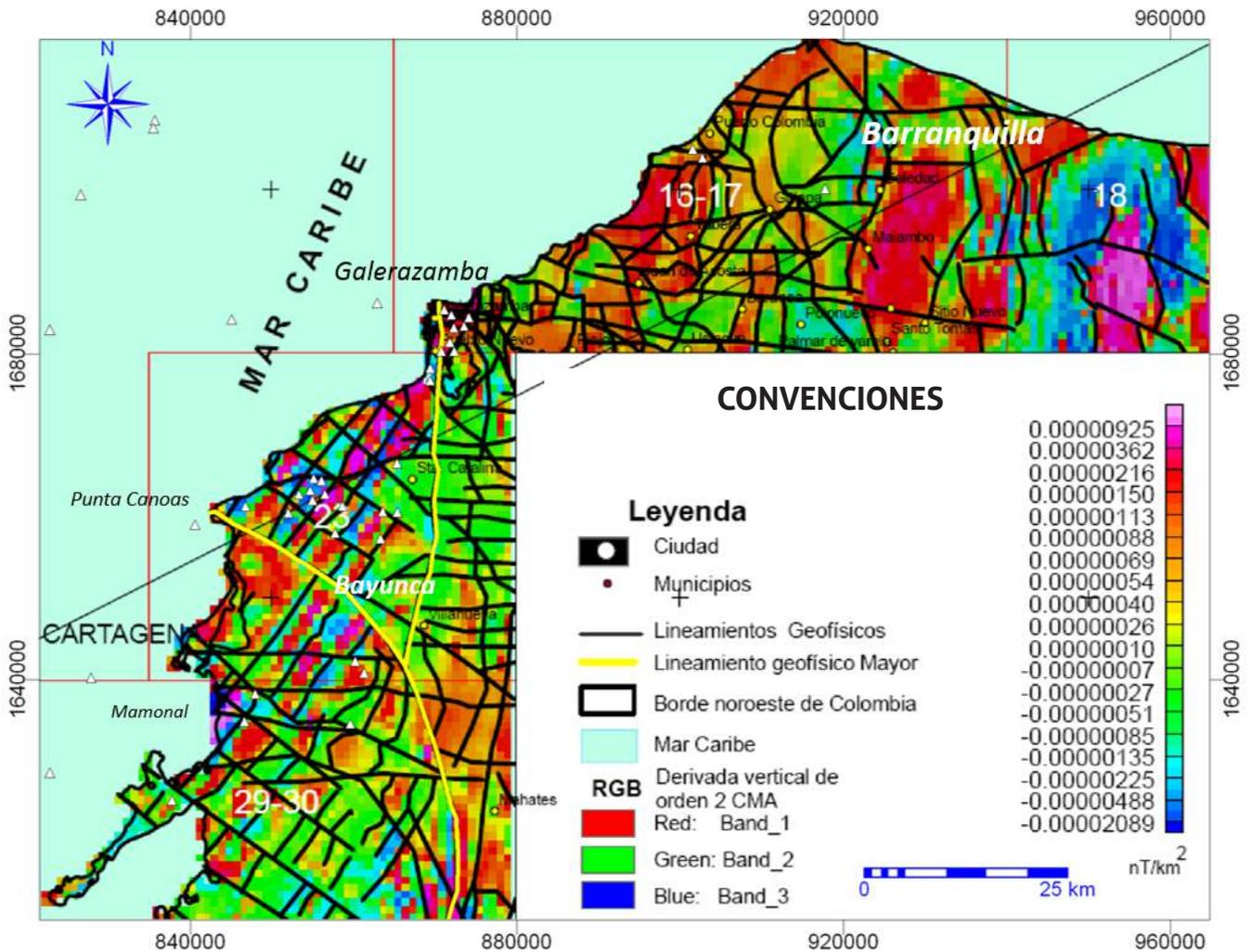


Figura 4. Lineamientos geofísicos obtenidos y colocados sobre los resultados de la derivada vertical de orden 2 del campo magnético anómalo. Note en el sector SW en amarillo el lineamiento, que define un cambio estructural abrupto.

Fuente: Obando (2011).

El análisis de la información gravimétrica y aeromagnetométrica permitió la delimitación de cuerpos relacionados con la presencia de material diapírico en profundidad. Estas características se asocian localmente con los “edificios volcánicos” identificados en superficie (figura 5).

Obando (2011) identifica un cuerpo diapírico en la región de Mamonal, en el sur de Cartagena, entre las coordenadas: 1) X = 843164 Y = 1638722, 2) X = 846897 Y = 1636726, 3) X = 844125 Y = 1631588 y 4) X = 838728 Y = 1634693 (figura 5), el cual, por su cercanía, puede estar relacionado con los volcanes de lodo de Membrillar y El Rodeo, en el suroriente del casco urbano de la ciudad de Cartagena.

## 2.2 Geomorfología

Según la jerarquización propuesta por el SGC, siguiendo los lineamientos metodológicos de Carvajal (2008, 2011, 2012a), es posible indicar que la zona estudiada se encuentra geomorfoló-

gicamente en la geomorfoestructura correspondiente al sistema orogénico costero, emplazado sobre la corteza oceánica, la cual involucra las provincias geomorfológicas de los cinturones formados por las serranías y sierras de San Jacinto y el Sinú. Acordando con los lineamientos de Cediel *et al.*, (2003), esta geomorfoestructura forma parte del dominio tectónico occidental en el llamado terreno Caribe, el cual se limita al oriente por el sistema fallado transpresivo destrolateral de Romeral-San Jacinto y por el occidente con el frente de deformación del Caribe meridional (Flinch *et al.*, 2003; Cediel *et al.*, 2003; Mantilla *et al.*, 2009).

Las provincias geomorfológicas asociadas con los cinturones de los sistemas montañosos de San Jacinto y Sinú se encuentran morfológicamente limitadas por zonas planas, correspondientes a las planicies aluviales del canal del Dique y el río Magdalena. El cinturón de San Jacinto, localizado al oriente de la zona de estudio, se caracteriza por presentar terrenos muy plegados y fallados, con elevaciones superiores a los 650 m. mientras que en el cinturón del Sinú, localizado al occi-

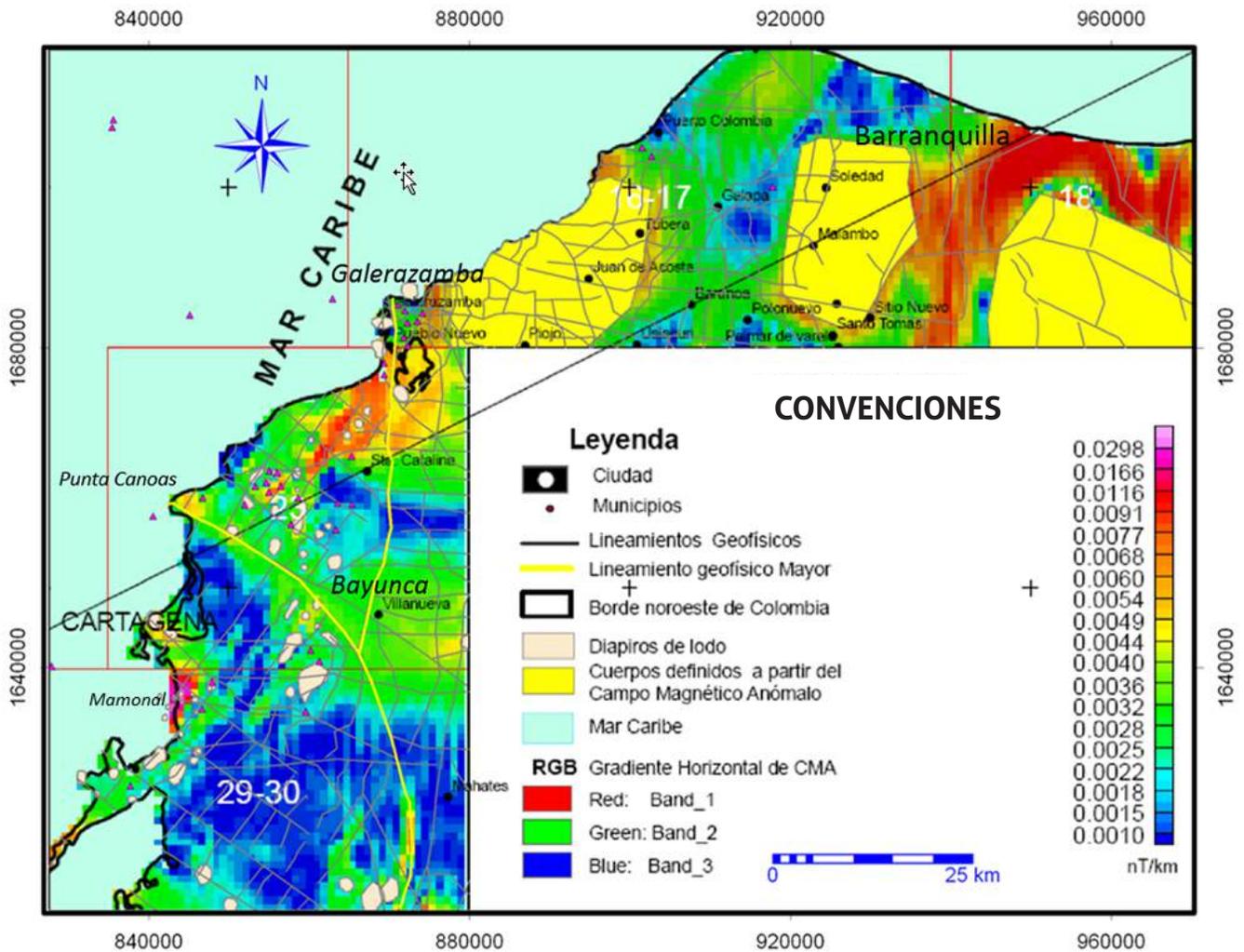


Figura 5. Cuerpos determinados a partir del campo magnético anómalo. Nótese al sur de Cartagena el cuerpo morado definido como zona diapírica.

Fuente: Obando (2011).

dente del anterior, el grado de plegamiento y elevación es menor y se presenta afectado por el fenómeno del diapirismo, el cual determina en gran parte la deformación del terreno y la generación de volcanes de lodo, procesos que definen en gran medida la morfología y la dinámica de la zona costera en estudio.

La provincia geomorfológica del cinturón del Sinú involucra tanto la región de serranías estructurales más occidentales del Caribe meridional, como el margen continental Caribe colombiano frente a la zona de estudio, el cual se compone de las unidades geomorfológicas correspondientes a la plataforma continental, el talud y la rampa continental, en zonas submarinas.

Las provincias se dividen en regiones geomorfológicas, las cuales están definidas por los ambientes geomorfológicos. Durante la investigación se diferenciaron los siguientes ambientes: morfoestructural denudacional, marino costero, denudacional, eólico, fluvial, kárstico y antrópico. A continuación se describen los procesos y actividad de estos ambientes morfo-genéticos.

### Ambiente morfoestructural denudacional

En la zona estudiada, las regiones de origen morfoestructural están relacionadas con la geodinámica interna que ha contribuido a la disposición actual del territorio. Están asociadas con el emplazamiento de los cinturones de San Jacinto y Sinú como resultado de acrecimiento continental transcurrente transpresivo y transtensivo, proceso que ha evolucionado a lo largo del tiempo geológico, como consecuencia del efecto convergente de las placas Nazca, Caribe y Suramérica, favorecido en gran parte por los procesos de diapirismo de lodo (Duque, 1979; Mantilla *et al.*, 2009).

Esta historia geológica ha determinado el marco tectónico y estructural regional del Caribe colombiano, al igual que la conformación de serranías estructurales y tectónicas (sierras homoclinales, sierras sinclinales y anticlinales, lomos de presión y de falla), las cuales se orientan preferencialmente en dirección 20° NE, aunque localmente se presentan en dirección

E-W por el efecto compresivo oblicuo de la placa Caribe. Tal efecto ha estado asociado a levantamientos del terreno, que han determinado la generación de basculamientos, plegamientos y fallamiento, localmente por el efecto del llamado “fenómeno de diapirismo”, el cual, como ya indicó, genera deformación vertical, la conformación de zonas dómicas y la presencia local de volcanes de lodo en el sector estudiado.

### Ambiente morfodinámico denudacional

El contraste del relieve del territorio en estudio, el alto fracturamiento del terreno montañoso y la poca consistencia de los materiales presentes en la zona, en asocio con el clima semiárido prevaleciente de la región, han contribuido al desmantelamiento de las geoformas morfoestructurales preexistentes, generando la formación de planicies complejas de lomeríos y colinas de baja altura, asociadas localmente con glacis de erosión y acumulación de la llamada planicie del Caribe.

En la región son comunes los procesos de reptación de suelos y la formación local de patas de vaca y terracetas, que localmente se encuentran asociados con procesos de remoción en masa tipo deslizamientos rotacionales, caídas y flujos de lodo y detritos. En los edificios volcánicos, dado el carácter semiconsolidado de los materiales constituyentes, producto de erupciones de lodo, son comunes los procesos de sofusión o tubificación y, en estados más avanzados, la formación de cárcavas hasta de 2,5 m de profundidad. Las corrientes aluviales de carácter intermitente ejercen una gran influencia en el modelamiento del paisaje, pues la mayor parte drena terrenos de relieve montañoso y colinado y profundiza los valles. En este tipo de ambiente predominan los procesos de remoción en masa y la disección del terreno; donde la actividad antrópica ha sido intensa se pueden observar procesos acentuados de erosión y generación local de tierras malas.

### Ambiente morfodinámico marino y costero

La acción del oleaje marino en la zona litoral, en particular los avances y retrocesos de la línea de costa en el pasado subactual y subreciente, ha modelado el paisaje y determinado la conformación de grandes **planicies costeras**, formadas tanto por la abrasión de geoformas preexistentes, como por la acumulación de sedimentos. Se presentan tanto llanuras costeras como tómbolos, barras espigas y espigas, que en un lapso de 20 a 25 años han generado grandes extensiones de terreno, del orden de los 4-15 km<sup>2</sup>, sin contar con las grandes llanuras deltaicas asociadas con el canal del Dique y el río Magdalena, consideradas de origen transicional marino-fluvial.

La presencia de plataformas de abrasión elevadas y terrazas marinas, localmente basculadas, y la evolución de grandes cuerpos sedimentarios de origen marino en la región son indicadores de la dinámica marina prevaleciente en el sector. Esta dinámica de erosión-sedimentación ha sido igualmente asociada, en parte, con la actividad actual del fenómeno del diapirismo de lodo.

### Ambiente morfodinámico eólico

La región Caribe se caracteriza por la influencia que ejercen los vientos alisios del noreste en la época seca. Tal situación, asociada con la presencia de grandes planicies costeras y fluviales y la cobertura vegetal rala de carácter xerofítico, determina la movilización de arenas por la acción del viento y la formación de planicies de campos de dunas actuales y subactuales. En la cartografía geomorfológica obtenida durante la investigación se diferenciaron dunas de diversos tipos, entre las que se destacaron por su tamaño y estado actual las dunas parabólicas y barjanes coalescentes, localizadas al NW de Barranquilla, en la región de Galerazamba, donde alcanzan alturas de 20 m, y los grandes campos de duna en la región de Ponedera y Santo Tomás, en el departamento del Atlántico, las cuales se encuentran estabilizadas por vegetación arbustiva, típica de estos ambientes.

### Ambiente morfodinámico fluvial y lagunar

Las corrientes fluviales poseen gradientes altos en las zonas prominentes. Estos gradientes disminuyen en las zonas bajas, lo que ocasiona la disminución de la capacidad de transporte de materiales detríticos de las corrientes de agua y facilita su depositación rápida. Este proceso ha permitido la formación de grandes planicies fluviales, asociadas con el paleocurso del río Magdalena y en particular con el canal del Dique, presente en el sector SW de la zona de estudio.

El carácter intermitente de los arroyos y los levantamientos del terreno por actividad neotectónica han contribuido localmente a la disección de las llanuras aluviales actuales y subrecientes, generando la formación de terrazas y flujos de detritos, que al encauzarse y al llegar a zonas abiertas forman deltas y conos de deyección. Sobresalen en la región las grandes planicies fluviales subactuales, algunas de las cuales han sido basculadas, dejadas tanto por el antiguo río Magdalena en la región de Arroyo Grande, como por las planicies actuales del mismo río, en el sector de Barranquilla y el canal del Dique.

### Ambiente morfodinámico kárstico

El cinturón del Sinú contiene rocas calcáreas de origen arrecifal que han sido basculadas, fracturadas y afectadas por procesos de disolución, generando mesetas karstificadas muy denudadas. Allí es común el desarrollo de dolinas y valles angostos, que se han profundizado con el transcurso del tiempo, dejando remanentes prominentes, que sobresalen de la topografía del lugar. Presentan su mayor desarrollo en la región de Puerto Colombia y muy localmente en Cartagena de Indias y Turbaco.

### Ambiente morfodinámico antropogénico

Las actividades humanas ejercen una influencia marcada en el modelamiento del paisaje y en los cambios geomorfológicos terrestres. Entre estas manifestaciones se destacan –respecto a este trabajo– las grandes planicies intervenidas y habilitadas para la cría del camarón en sectores del canal del Dique y Pueblo Nuevo. Así mismo, se destacan los pequeños embalses

construidos por los habitantes de la región con el fin de proveerse de agua para la época seca, sobre todo en Santa Catalina, Turbaco y Cañaveral, y adicionalmente las obras civiles en zonas de playa, como espolones, tajamares y rompeolas, que localmente producen playas de manera natural, o con rellenos de arena traída de otros sectores de playa o de plataforma continental cercana.

### 2.2.1 Unidades y subunidades geomorfológicas diferenciadas

En desarrollo del estudio se cartografiaron a escala 1:25.000 unidades y subunidades de los ambientes geomorfológicos descritos previamente. Las unidades geomorfológicas se definieron con criterios genéticos, morfológicos y geométricos, en función de los procesos geomórficos específicos que las generan, ya sea de carácter erosivo o de acumulación. Las subunidades, por su parte, se establecieron con base en los contrastes morfométricos, relacionando el tipo de sedimento o de roca y la disposición estructural, tanto con la topografía del terreno como con los procesos morfodinámicos activos actuales (Carvajal *et al.*, 2010) (figura 6).

**Las unidades morfoestructurales denudacionales** son geoformas cuya expresión morfológica está definida por la litología de las rocas y su disposición estructural. Se presentan afectadas por procesos erosivos intensos y se caracterizan en la zona de estudio por su relieve colinado a alomado de laderas con pendientes abruptas y escarpadas, dispuestas en dirección NE a E-W, con inclinaciones del orden de 16-45 grados, dejando valles localmente profundos, de laderas rectas y convexas. Entre las unidades y subunidades geomorfológicas se cartografiaron en la zona de estudio sierras homoclinales, espinazos estructurales, cuestras, sierras anticlinales, sierras sinclinales y mesetas, diferenciando en todas sus laderas estructurales y de contrapendiente (figuras 6 y 7).

Adicionalmente, se diferenciaron espolones estructurales, ganchos de flexión por fallamiento, sierras y lomos de presión y volcanes de lodo. Los lomos de presión y las sierras homoclinales tienen gran importancia en la región por la relación genética directa con la ocurrencia local de volcanes en la región en estudio (figura 7).

Estas geoformas son de morfología montañosa a alomada (predominantemente de 50-100 m de altura y 2-6 km de longitud), localmente curvas en planta y formadas por plegamiento intenso, en asocio de fallamiento inverso desarrollado en zonas de transpresión de falla de rumbo o transcurrente. Se caracterizan tanto por presentar verticalización local de las secuencias sedimentarias como por estar limitadas por fallas de rumbo con componente inverso, que muestran en perfil transversal estructuras en flor positivas.

**Las geoformas de origen marino costero** se originaron por la acción dinámica y continua del oleaje marino y las variaciones (avances y retrocesos de línea de costa) del límite mar-continente y atmósfera, en el pasado subreciente. Producto de esta interacción se han generado geoformas tanto de erosión como de acumulación, que deben su conformación y configuración en gran parte a las condiciones tectónicas asociadas al diapirismo de lodo.

En este ambiente, se identificaron y cartografiaron las siguientes geoformas: llanuras costeras, espigas, barras espiga, tómbolos, lagunas costeras, plataformas de abrasión elevada y terrazas marinas, diferenciando sus acantilados y paleoacantilados, arrecifes de barrera y franjeantes, bajos arrecifales subactuales, lóbulos y llanuras deltaicas actuales (Carvajal y Mendivelso, 2010; Mendivelso y Pinzón, 2010). Igualmente, se cartografiaron playas, deltas de sobrelavado, llanuras intermareales, llanuras y planos con manglar, deltas de flujo y reflujos de marea (figuras 6 y 7).

**Las geoformas de origen eólico** están relacionadas con las geoformas de origen marino, aunque también se encuentran dunas estabilizadas alejadas de las costas actuales en Santo Tomás y Ponedera, en el departamento del Atlántico. Se diferenciaron dunas transversales, parabólicas y longitudinales, barjanes, campos de dunas de sombra y remontantes, y mantos de duna.

Estas geoformas se originan por la acumulación de arena, traídas por la acción del viento desde las playas y localmente desde llanuras de inundación fluvial. Las arenas de duna costeras son de grano fino a medio bien calibradas y de composición predominantemente cuarzo-feldespáticas. Así mismo, en particular hacia el sector de Galerazamba, se encuentran concentraciones locales de minerales ferromagnesianos, en especial magnetita fina.

Los materiales se acumulan en la parte trasera de las playas y forman cordones arenosos de diversos tamaños y formas, dependiendo de la amplitud de estas, la velocidad y capacidad de arrastre del viento, al igual que la morfología preexistente, asociada con obstáculos que se encuentren. Se presentan formando uno a tres cordones o franjas, y localmente se encuentran tanto estabilizadas por vegetación herbácea o arbustiva, como remontando zonas de morfología prominente de origen estructural o marino.

**Las geoformas de origen denudacional** deben su expresión y configuración a la acción erosiva asociada con procesos tanto gravitacionales y meteóricos (meteorización-erosión) como de escorrentía superficial sobre geoformas prominentes preexistentes de origen endogenético. Se incluyen igualmente las geoformas producto del desprendimiento, transporte y acumulación de los materiales generados de los procesos anteriores.

Dadas las características climáticas semiáridas y la alta erodabilidad de las rocas aflorantes en la zona de estudio, los procesos denudacionales y de acumulación son acentuados. En esta zona se identificaron geoformas, como cerros remanentes o relictos, colina por denudación, lomas estructurales muy denudadas, glaciares de erosión y de acumulación, flujos de lodo y detritos, conos y lóbulos coluviales, talus y deslizamientos (Carvajal *et al.*, 2010; Mendivelso & Pinzón, 2010).

Se destacan los flujos producto de erupciones volcánicas de lodo, constituidos por arcillas de composición predominante de caolinita y esmectita, con bloques angulares de variada composición (areniscas, arcillolitas, limolitas, calcáreos, *chert* bandeado). Los bloques se caracterizan por presentar muy baja densidad y por estar muy fracturados, situación atribuida al alto contenido de gases que se despresurizan al llegar a la superficie (Carvajal 2001). Los flujos alcanzan espesores del orden de

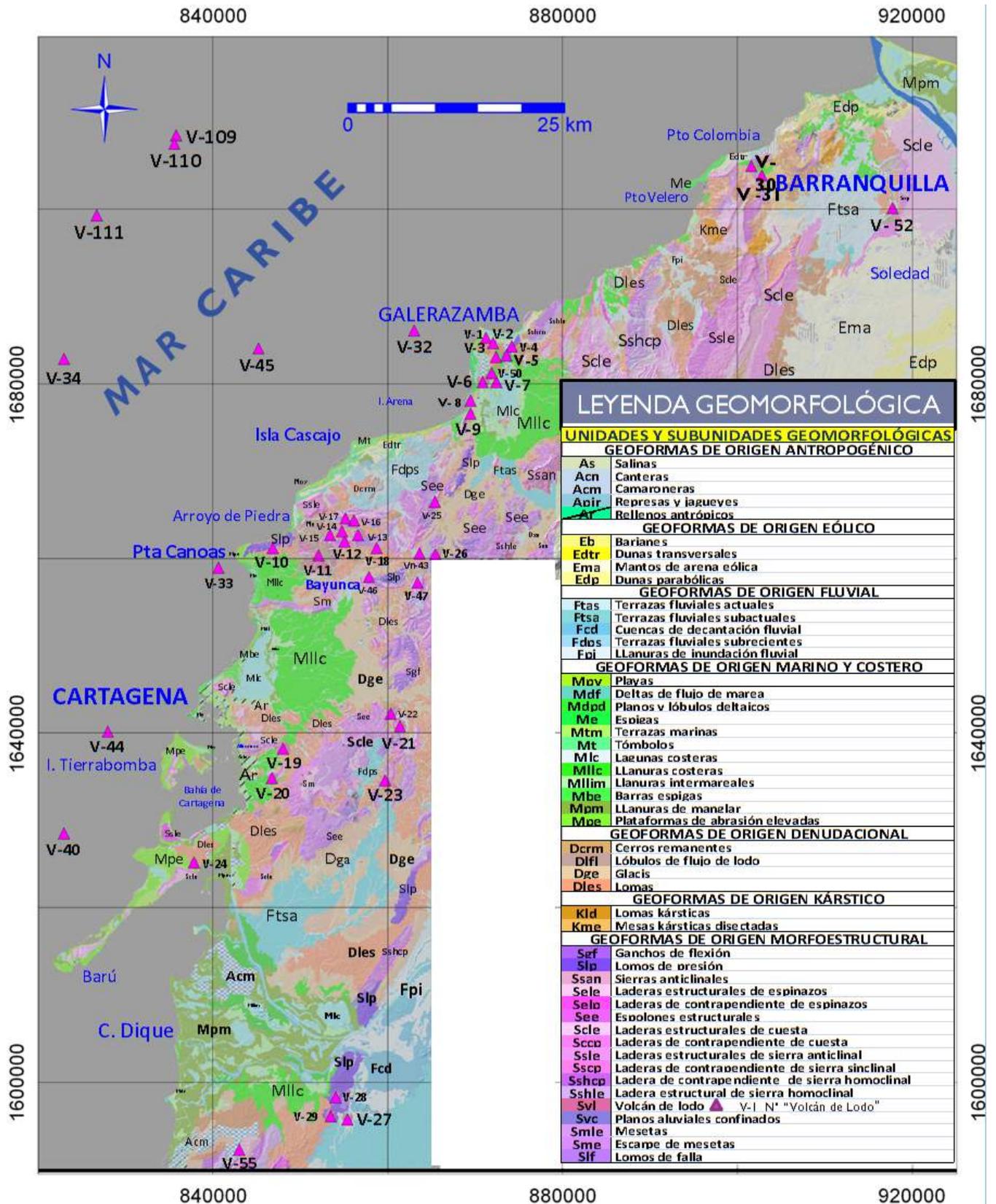


Figura 6. Mapa geomorfológico regional del Caribe central colombiano. Nótese la diferenciación de unidades y subunidades con base en los ambientes morfogenéticos, diferenciados por colores, al igual que con la localización de los volcanes de lodo con triángulos color púrpura.

Fuente: Tomado y modificado de Carvajal et al. (2011).

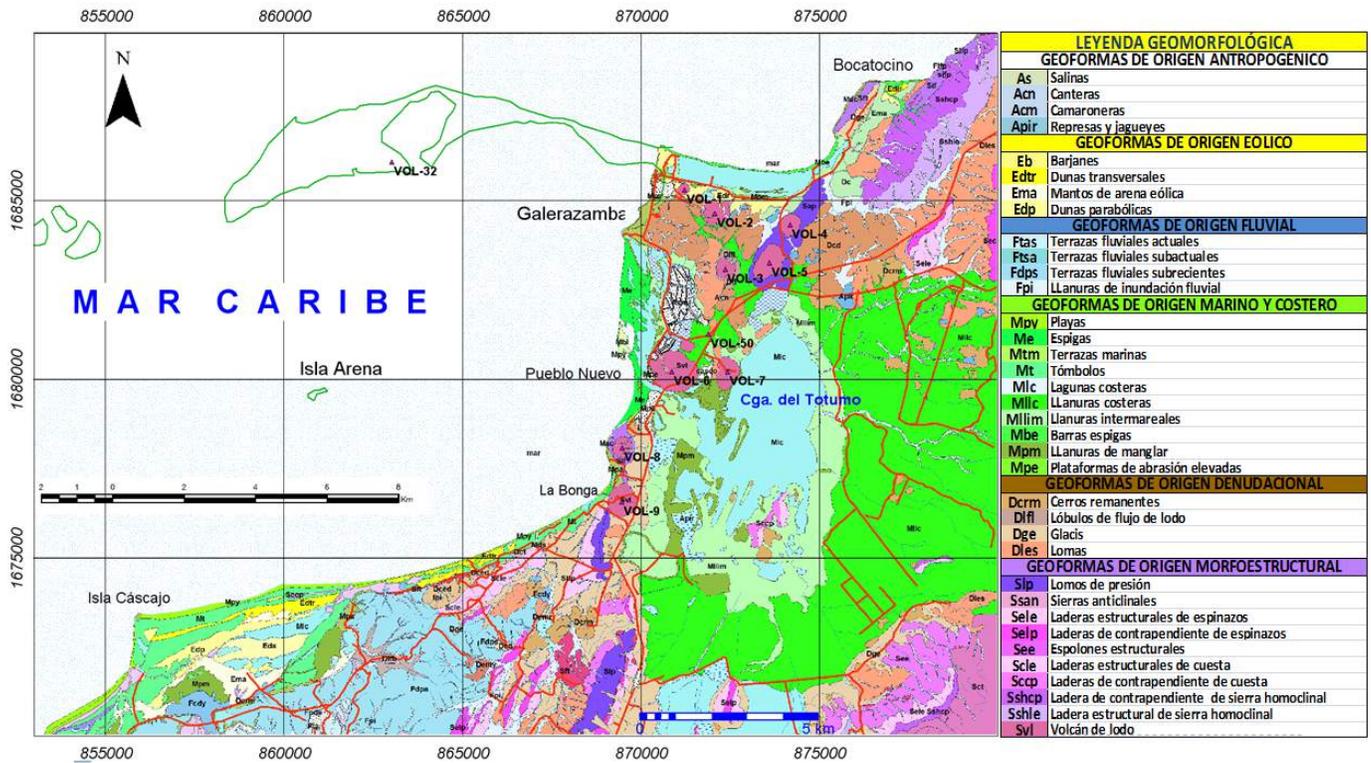


Figura 7. Detalles de la cartografía geomorfológica del sector de Galerazamba-Isa Cascajo. Nótese la ubicación de volcanes de lodo en la cima de las sierras homoclinales donde se pueden diferenciar sus subunidades: laderas estructurales y de contrapendiente. Igualmente, nótese la conformación del tómbolo de la isla Cascajo como una secuencia de barras espigas que unen el continente con la isla.

1-5 m y son comunes los procesos de sofusión y carcavamiento por colapso (Carvajal *et al.*, 2010).

Las geomorfos del origen fluvial y lagunar deben su origen a la actividad de procesos morfogenéticos específicos de acumulación y erosión en los cauces y llanuras aluviales actuales y subrecientes. Son producto de las dinámicas fluvial y lacustre desarrolladas sobre extensas llanuras aluviales ocupadas por los cauces naturales y artificiales que permanecen activos, o sobre aquellas llanuras que por diversas razones han sido abandonadas por cambios eustáticos del mar o por variaciones en el nivel de base por tectónica en tiempos subactuales a subrecientes, dejando los remanentes sedimentarios o erosivos en alturas alejadas de los cauces mayores actuales (ver sector de Arroyo Grande, al oriente de la isla Cascajo) (figura 7).

Entre las geomorfos de origen fluvial y lagunar se cartografiaron llanuras y planos de inundación fluvial, terrazas y llanuras fluviales subactuales, llanuras fluviales subrecientes y terrazas fluviales de acumulación actual. Igualmente, se detallaron cuencas de decantación, planos anegadizos, albardones, barras fluviales longitudinales, deltas de desborde natural, meandros y cauces abandonados, barras puntuales y conos de deyección.

Las geomorfos de origen kárstico se forman por procesos de disolución acentuada en rocas de composición calcárea de la formación La Popa. Presentan su mayor desarrollo en el sector septentrional de la zona de estudio, en la región de Puerto Colombia. En este sector, las rocas de origen arrecifal se encuen-

tran fracturadas y basculadas, al igual que afectadas por procesos de disolución, como dolinas y barrancas, lo que genera la formación de mesas karstificadas y lomas y colinas disectadas.

Igualmente, se diferenciaron geomorfos de origen antropogénico. Entre estas, se cartografiaron canteras, presas, planos y campos de relleno, camaroneras, además de salinas, canales y cauces artificiales.

### 3. Características del volcanismo de lodo del Caribe central colombiano

#### 3.1 Características geológicas y geomorfológicas regionales

El volcanismo de lodo es una de las manifestaciones de diapirismo de lodo, fenómeno originado por la presencia en profundidad de material arcilloso de características plásticas y gases en condiciones de alta presión, que se movilizan lateralmente y hacia la superficie, produciendo tanto levantamientos y fracturamiento del terreno como expulsión de lodos y gases a través de fracturas o zonas de debilidad. Este proceso es de común ocurrencia en márgenes continentales convergentes del Cenozoico, hacia donde se han desplazado numerosos sedimentos por el proceso cinemático de diapirismo de lodo, favorecido por la tectónica de placas, cuyos materiales se caracterizan por su pobre consolidación y alto contenido de gases.

Los volcanes de lodo reportados en Europa, Asia, Oceanía, África y América presentan similitud en su geometría, edad y tipo de materiales extruidos (sedimentos y gases). Según Higgins & Saunders (1974) y Kopf (2002), las regiones de común ocurrencia de volcanismo de lodos están en el mar Mediterráneo, que se extienden desde el sur de Grecia, el mar Caspio, Azerbaiyán e Irán, entre otros. También se encuentran en el norte de África, España, Pakistán, India, islas de Sumatra, Java y Borneo, y en América en Venezuela, Trinidad y Tobago, Barbados, Costa Rica, México y Panamá, entre otros países.

En Colombia, este fenómeno es característico del cinturón del Sinú, en el Caribe (Duque-Caro, 1979, 1984; Vernet, 1985; Vernet *et al.*, 1988; Carvajal 1996, 2002), el cual involucra no solo la costa atlántica entre Barranquilla y el golfo de Urabá, sino que forma parte de un prisma diapírico extendido por Centroamérica, desde Panamá hasta Trinidad y Tobago, como resultado de procesos de acrecimiento del terreno a causa de la tectónica convergente de placas (Duque-Caro, 1984 y 1998; Vernet, 1985; Vernet *et al.*, 1988). En ese sentido, no es descabellado indicar que la evolución del Caribe colombiano está ligada a la historia geológica de acumulación de sedimentos y de

deformación, asociada con la interacción tectónica convergente de las placas Caribe, norte de Suramérica y de Nazca.

Acorde con el modelo Pacífico de la placa del Caribe (Pindell & Kennan, 2009; Mantilla *et al.*, 2009; Pelgrain de Lestang, 1990; Vernet, 1985; Taboada *et al.*, 2000; Cediel *et al.*, 2003), esta convergencia ha generado desde el Cretáceo el acrecimiento de terrenos alóctonos provenientes del suroccidente, que a lo largo del tiempo geológico ha determinado las características geomorfológicas parentales y litoestructurales actuales del Caribe colombiano. Según Pindell & Kennan (2009), los Andes del norte han tenido una prolongada historia de eventos, como expansión en márgenes pasivas, acrecimientos de *plateaus* basálticos oceánicos y arcos de islas, y generación de cuencas de retroarco (*Back-arc*), asociados con procesos de movimientos de cizallamiento y fallamiento transcurrente dextral, que hoy en día prevalecen (figura 9).

Las placas de Norteamérica, Suramérica y el Caribe se han movido hacia el occidente desde el Cretáceo superior, estableciéndose que el movimiento de la placa Caribe es más lento, causando un movimiento relativo de esta última hacia el oriente con respecto a las Américas (Bachmann, 2001). Según Kellogg

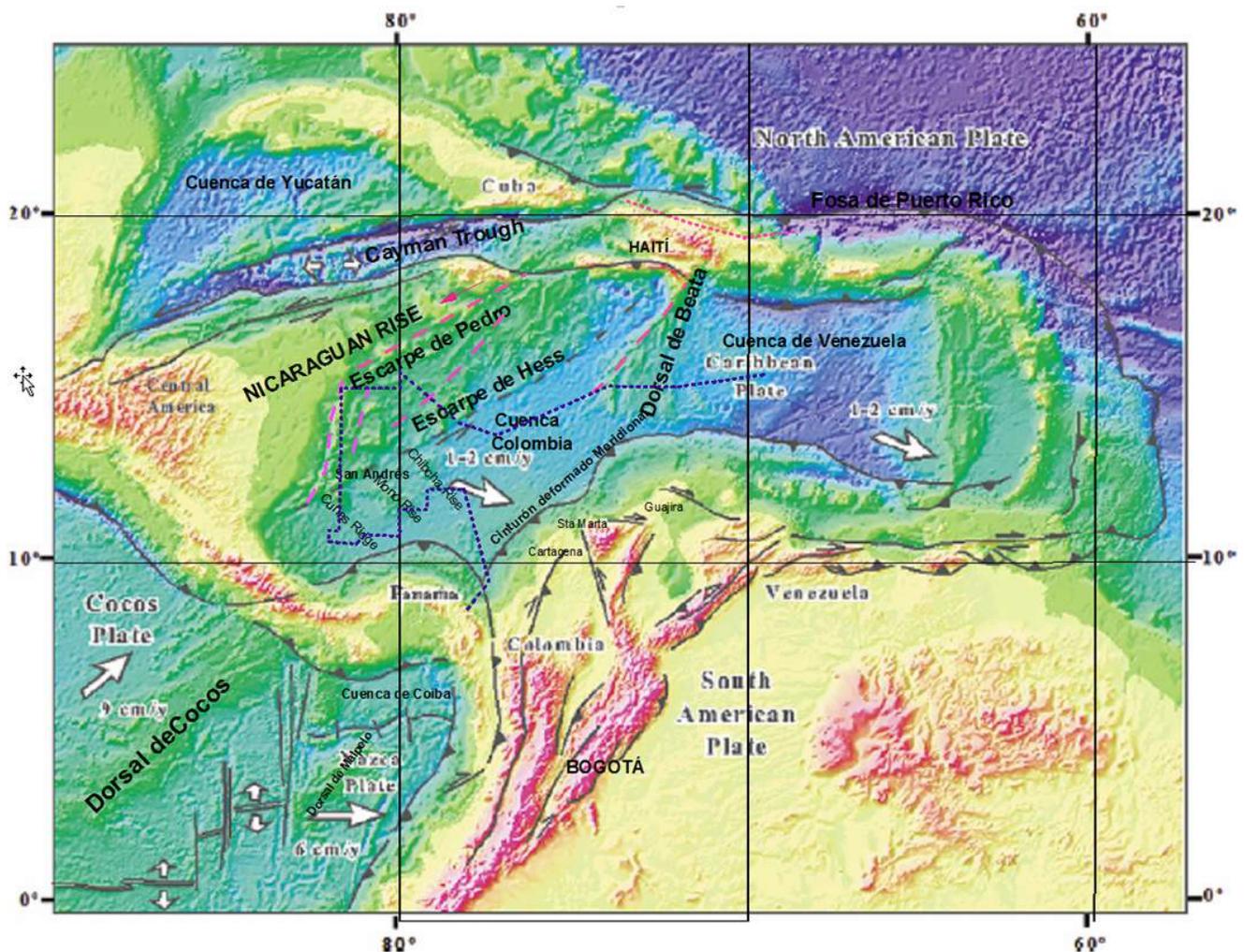


Figura 8. Marco tectónico regional del Caribe colombiano. Nótese la localización del cinturón deformado meridional, límite W del cinturón del Sinú.

Fuente: Tomado y modificado de Mantilla *et al.* (2009).

et al., (1983), las placas del Caribe y Suramericana convergen a una velocidad promedio de  $1,7 \pm 0,7$  cm/año, en una dirección SE-NW; mientras las placas de Nazca y Suramérica se aproximan a una tasa promedio de  $7,3 \pm 0,5$  cm/año, en dirección noreste (figura 8).

La interacción de las placas Caribe y Suramérica en el Caribe colombiano ha generado un frente de deformación y un fallamiento de cizalla de direcciones E-W y NW-SE. Las mediciones microtectónicas hechas en el área de Cartagena (Reyes & Clavijo, 1996; Ordóñez, 2008) dan datos suficientes para establecer la tendencia de los tensores de esfuerzos durante el Cenozoico. Para las unidades litológicas pleistocénicas, los datos tomados en la formación La Popa, en el área de Turbaco, dan una muy buena distribución de esfuerzos y su tensor de  $115^\circ/24^\circ$ . Igualmente, Ordóñez (2008) establece, mediante medidas de microtectónica, un tensor de esfuerzos predominantemente NW-SEE para la región de Cartagena-Punta Canoas, lo cual coincide con los modelos propuestos para la región. Adicionalmente, identifica lineamientos E-W, catalogados como estructuras sintéticas distensivas.

La migración de la placa Caribe prosigue en la actualidad con movimientos conjugados globales hacia el NE, como lo confirman los datos de GPS obtenidos del monitoreo permanente que hace Ingeominas con cooperación internacional (Mora Páez, 2016) (figura 9).

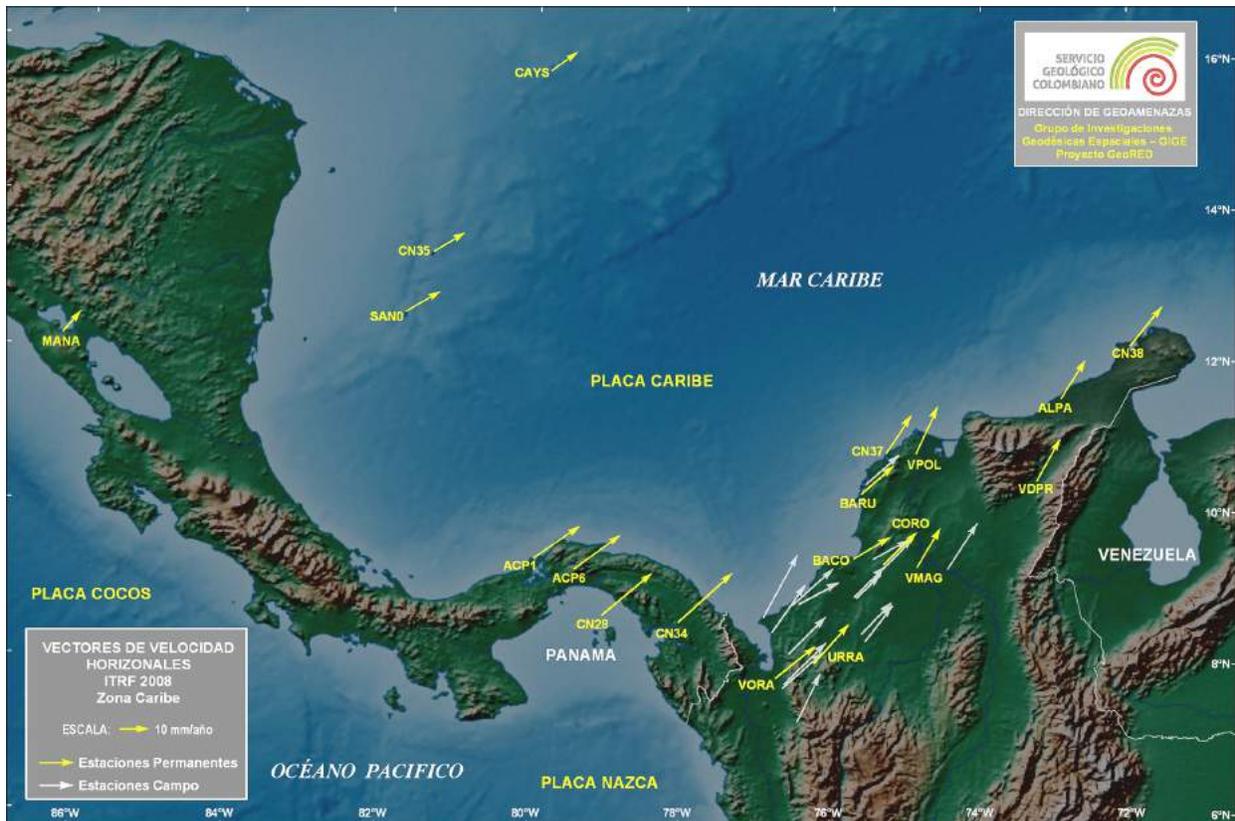
Los datos preliminares, obtenidos en las estaciones de campo localizadas en la zona de estudio, indican en general

la misma tendencia de las estaciones regionales (figura 9). No obstante lo anterior, los datos conseguidos en las estaciones ubicadas en la región de Cartagena, en particular en la cima de los volcanes de lodo de Pueblo Nuevo y El Totumo, indican movimientos hacia el N y NW, muy diferentes del patrón general, debido posiblemente a la deformación reciente de los edificios volcánicos de lodo, lo cual está en proceso de análisis.

Los resultados preliminares de cambios verticales obtenidos en estas mismas estaciones muestran variaciones, sobre todo en las estaciones localizadas en los “edificios volcánicos”, donde, contrario a lo esperado, se presentaron tendencias al hundimiento o subsidencia del orden de los 17-35 mm/año, comparativamente alta con respecto a la estación de Galerazamba, que también tiende a la subsidencia (2 mm/año) (figura 10). Tal situación puede deberse preliminarmente al vacío generado por la expulsión de lodos y gases de la estructura “volcánica” o también a la actividad de las arcillas expansivas del lugar.

En las estaciones localizadas en Tierrabomba, Manzaniello y Galerazamba, se evidenciaron tendencias diferenciales de levantamiento –hundimientos del orden de 6-7 mm/año-. De todos modos, estos resultados son preliminares; una tendencia definitiva de subsidencia o levantamiento del terreno solo se obtendrá con mayor tiempo de monitoreo.

La historia compleja de procesos de extensión, transporte y acumulación de sedimentos y deformación, asociada con el acrecimiento oblicuo de la tectónica imperante del Caribe

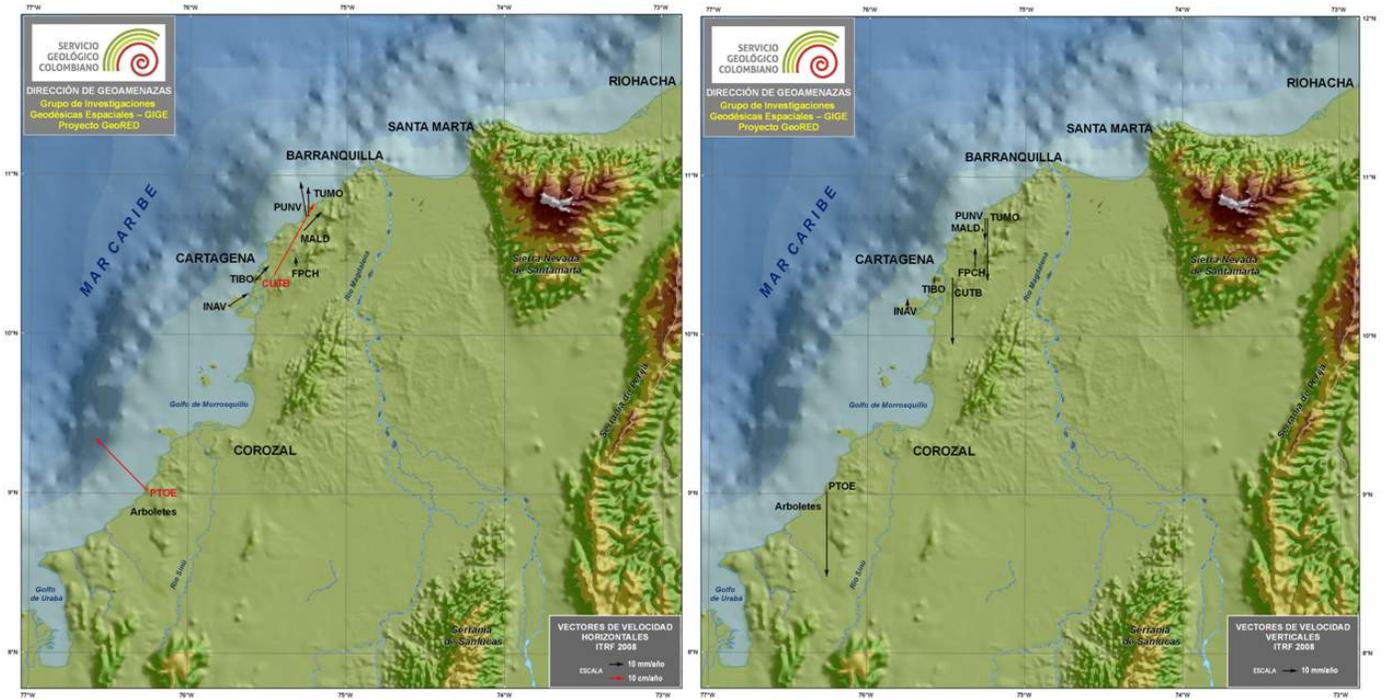


**Figura 9.** Mapa general de velocidades relativas respecto al ITRF 2008 obtenidas de las estaciones GPS permanentes en la región del Caribe colombiano. Nótese la dirección NE predominante de los vectores.

**Fuente:** Imagen facilitada por Mora Páez (2016).

colombiano, ha determinado la formación de un sistema transpresivo-transtensivo de cuñas o prisma sedimentarios imbricados en el margen continental colombiano. Esta tectónica,

acompañada con la formación de pequeñas cuencas de distensión, en cuya generación ha intervenido como fenómeno deformativo el proceso del diapirismo de lodo (Duque-Caro, 1984;



**Figura 10.** Resultados preliminares de desplazamiento horizontal y vertical en las estaciones GPS ocupadas de la región Caribe Noroccidental, TIBO = Tierrabomba, CARS = Manzanillo, PUNV = Pueblo Nuevo, TUMO = El Totumo, MALD = N Santa Catalina, PCH = Villanueva, CUTB = Universidad Tecnológica de Bolívar, PTOE = Puerto Escondido. Nótese el hundimiento acentuado de las estaciones localizadas en los volcanes de lodo de Pueblo Nuevo y El Totumo.

**Fuente:** Imágenes facilitadas por Mora Páez, 2016.

Pelgrain, 1990; López, 2005), es favorecida por la disposición particular de bloques hundidos o levantados del basamento, que ejercen control efectivo en la forma y movimientos de los frentes de deformación, al ser sometidos a esfuerzos de compresión.

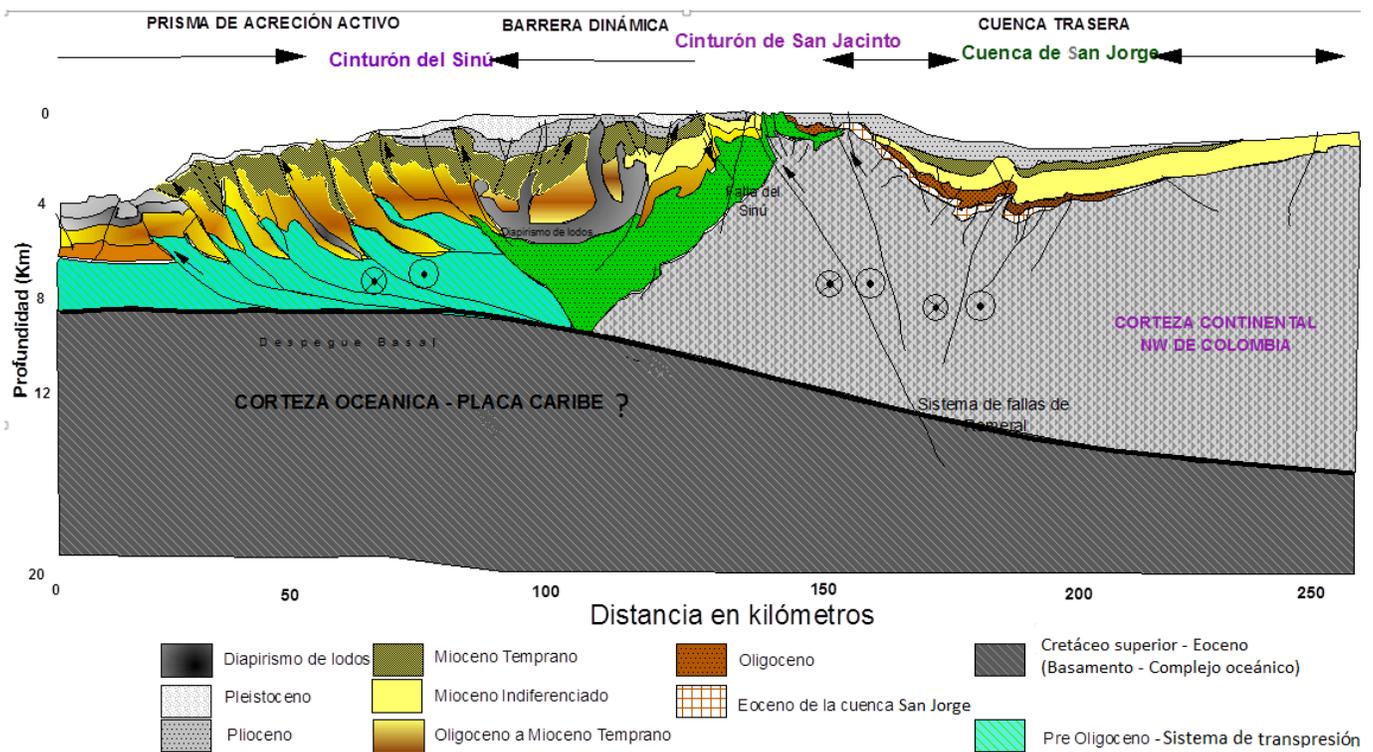
El cinturón rocoso del Sinú, donde son de común ocurrencia las manifestaciones de volcanismo de lodo, presenta un grado de plegamiento y elevación menor que el cinturón de San Jacinto, además de que el grado de litificación es muy bajo. En la región suroccidental del Caribe colombiano (Córdoba-Antioquia) es donde se evidencia en mayor grado la influencia de los procesos diapíricos en la conformación morfoestructural actual del Caribe NW colombiano. Allí es común la ocurrencia de amplias artesas sinclinales, localmente simétricas dispuestas en dirección NNE, limitadas por lomos de presión, anticlinales estrechos, sierras homoclinales, asociadas con fallamiento de rumbo dextral con componentes inversas, donde en general se encuentran las manifestaciones de volcanismo de lodo (Duque-Caro, 1984; Geotec-Ingeominas, 2003).

En el sector norte del cinturón del Sinú (Cartagena-Barranquilla), por el contrario, el marco tectónico está definido por sierras anticlinales apretadas, sierras homoclinales y lomos de presión curvos, dispuestos en dirección NEE. Así mismo, se

presentan localmente pliegues sinclinales deformados y afectados en diagonal por el fallamiento E-W y NW-SE, al menos desde el canal del Dique hasta la región de Galerazamba, evidenciando en esta región el predominio tectónico de convergencia de placas sobre el diapirismo.

Las rocas del cinturón de San Jacinto, presentes en la zona de estudio al SW de Barranquilla y al oriente de Cartagena, se caracterizan por ser terrenos muy plegados y fallados con elevaciones superiores a los 650 m. Estos terrenos, incluyendo la parte más oriental del cinturón del Sinú, han sido considerados por Mantilla *et al.* (2009) como la parte fósil de un prisma de acreción, el cual se comporta como la barrera (*backstop*) del prisma sedimentario de acreción frontal activo, correspondiente al sector más occidental del cinturón del Sinú (figura 11).

La conformación en bloque dispuesta en dirección N-S ha determinado, en el transcurso del Mioceno Superior al Plioceno, el acuñaamiento de las secuencia sedimentarias en la parte oriental del cinturón del Sinú. Tal situación genera la formación de estructuras *pop up* en la parte occidental del cinturón de San Jacinto, particularmente en el sector entre Santa Catalina y Campo de la Cruz, donde se presentan una serie de sierras homoclinales limitadas por fallamiento transpresivo dextral (Agencia Nacional de Hidrocarburos-Unión Temporal, 2006).



**Figura 11.** Modelo general del acrecimiento de los prismas sedimentarios de los cinturones Sinú y San Jacinto en el Caribe colombiano. Nótese la formación de las cuencas interdiapíricas y el acuñaamiento y formación de levantamientos en la parte intermedia.

**Fuente:** Tomado y modificado de Mantilla *et al.* (2009).

Esta disposición, así entendida, determina levantamientos regionales diferenciales, la formación local de cuencas limitadas por fallamiento transpresivo activo, en especial en la parte media del cinturón del Sinú. Esta tectónica, favorecida por diapirismo de lodo, define en parte tanto la configuración festoneada de la línea de costa como la geomorfología circundante, asociada con sierras sinclinales elevadas, basculamiento de plataformas arrecifales, formación local de terrazas marinas y plataformas de abrasión elevada a diferentes alturas, y la generación de grandes bahías acompañadas de lagunas costeras (figuras 6 y 7).

El límite entre los cinturones del Sinú y San Jacinto corresponde al llamado por Duque-Caro (1984) lineamiento del Sinú, el cual localmente se asocia en superficie con las planicies del río del mismo nombre, al suroccidente del Caribe colombiano. En la zona de estudio corresponde al trazo de las fallas de Villanueva-El Totumo, pero Mantilla *et al.* (2009), con base en información gravimétrica, no encuentran contrastes significativos en profundidad, lo cual puede indicar, según estos autores, que el límite entre los dos cinturones está asociado más con un alto topográfico de deformación, que se comporta como una barrera (*backstop*), posiblemente por un cambio de convergencia oblicua a ortogonal, en el proceso de emplazamiento de los prismas sedimentarios.

Los resultados de magnetometría alcanzados en desarrollo del presente estudio evidencian en este sector un lineamiento geofísico mayor que corresponde al lineamiento del Sinú, el cual limita dos patrones de lineamientos diferentes: uno al oriente, de lineamientos N-S y E-W, y otro al occidente, de direcciones N25° E-N45° W (figuras 4 y 5). De hecho, este límite se manifiesta geomorfológicamente al oriente de Bayunca, Clemencia y Santa Catalina como sierras homoclinales montañosas, paralelas del cinturón de San Jacinto, que sobresalen y contrastan con los espinazos y espolones estructurales localizados al occidente, pertenecientes al cinturón del Sinú.

El límite occidental del cinturón del Sinú se encuentra geomorfológicamente en el talud continental, asociado con la imbricación frontal del prisma de acreción, activo tectónicamente desde el Mioceno hasta la actualidad. Este frente de deformación está ampliamente documentado por Vernette *et al.*, (1988, 1990 y 1992), Toto & Kellogg (1992), Flinch *et al.* (2003), Mantilla *et al.* (2009), y se caracteriza por su conformación en bloques en dirección S-N, limitados por fallamientos de desgarres dextrales y sinestral, los cuales determinan cambios tanto en la conformación tectónica del prisma como morfologías y amplitudes de plataforma continental distintas, posiblemente por diferencias en la velocidad de emplazamiento.

La plataforma continental presenta sus máximas amplitudes frente al golfo de Morrosquillo y frente a Galerazamba, con amplitudes de 78 y 30 km, respectivamente. Estos sectores de plataforma continental se caracterizan por su morfología plana, a causa de la cobertura de sedimentos deltaicos pliocenos y holocenos, asociados con los ríos Sinú y Magdalena, donde localmente sobresalen islas de origen arrecifal, como San Bernardo, Tortuguilla e Isla Fuerte en el sector sur, e islas Cascajo, Arenal y Verde en el área del paleodelta del río Magdalena.

Estas islas de origen calcáreo, con la presencia de corales vivos, se encuentran bordeadas de sedimento predominante-

mente detrítico. Tal situación permite inferir la acumulación de dichos sedimentos como asociados con eventos climáticos mundiales.

En el área frente a la localidad de Galerazamba, la plataforma tiene forma de abanico, con los sectores más angostos de plataforma de 7 y 5 km de amplitud, en Punta Canoas, al noreste de Cartagena y en el sector de Morro Hermoso, respectivamente. El quiebre de plataforma hacia zonas abisales se determina en el veril de los 30 m, con pendientes de 1-2 grados (2 m/km<sup>2</sup>), y se caracteriza por la presencia de chimeneas de gas metano y volcanes de lodo en la parte media distal del paleodelta del río Magdalena frente a Galerazamba (Carvajal, 1992; Carvajal & Mendivelso, 2015) en este artículo.

Acorde con Vernette (1986) en Carvajal (1989), en esta plataforma se evidencian prismas y bancos sedimentarios litorales en el veril de los 25 m de profundidad, al igual que un borde de plataforma elevada a los 50 m de profundidad. Se calcula un espesor de 500 a 2000 m de sedimentos pleistocenos y holocenos, que cubre el sistema imbricado del cinturón del Sinú, el cual continúa hacia el norte sin modificación aparente por debajo de la cobertera sedimentaria del paleodelta del río Magdalena (Flinch 2003); no obstante, reciente información sísmica profunda de la plataforma continental frente a Galerazamba evidencia la ocurrencia de fallamiento de distensión.

Al sur de Punta Canoas, la plataforma se hace paulatinamente más ancha hasta el sector del golfo de Morrosquillo. Al frente de Cartagena, la morfología es abrupta y asociada con lomos y sierras dispuestos en dirección N20° E y alturas de 50-100 m (figura 12).

Estos lomos y sierras se encuentran colonizados por corales que en algunos sectores han emergido a la superficie, formando islas, como las del Rosario, El Tesoro y Tierrabomba, y bajos arrecifales, como Salmedina y Tortugas, cuyo emplazamiento se atribuye a diapirismo y donde se han reportado recientemente manifestaciones locales de volcanismo de lodo (Enap, 2008). El fenómeno del diapirismo en la plataforma continental es claro en los registros sísmicos, tanto por su transparencia acústica como por la formación de abombamientos, domos y generación de volcanes de lodo (Shepard *et al.*, 1968; Shepard, 1973; Vernette, 1985; Quintero, 2012).

Recientemente, Vinnels *et al.* (2010), fundamentados en información sísmica de reflexión en 2D y batimetría multihaz en el talud continental situado al occidente del Caribe centro-occidental colombiano (figura 13), determinaron la manera de emplazamiento y la imbricación actual en el talud continental. Es manifiesta la aparición de pliegues y lomos de presión formados por la imbricación generada por el acrecimiento del prisma reciente del Sinú, los cuales se comportan como trampa de los sedimentos más recientes del río Sinú y probablemente del río Magdalena.

Esta misma conformación de sierras homoclinales, anticlinales y lomos de presión, dispuestos en dirección N20° E, aparece en zonas subaéreas de la región estudiada. Igualmente, son ostensibles, en las artesas sinclinales, las acumulaciones de grandes depósitos de gravas y arenas de origen fluvial de la formación Rotinet, encontradas entre los pliegues formados en rocas de la formación Arjona (Carvajal *et al.*, 2010).

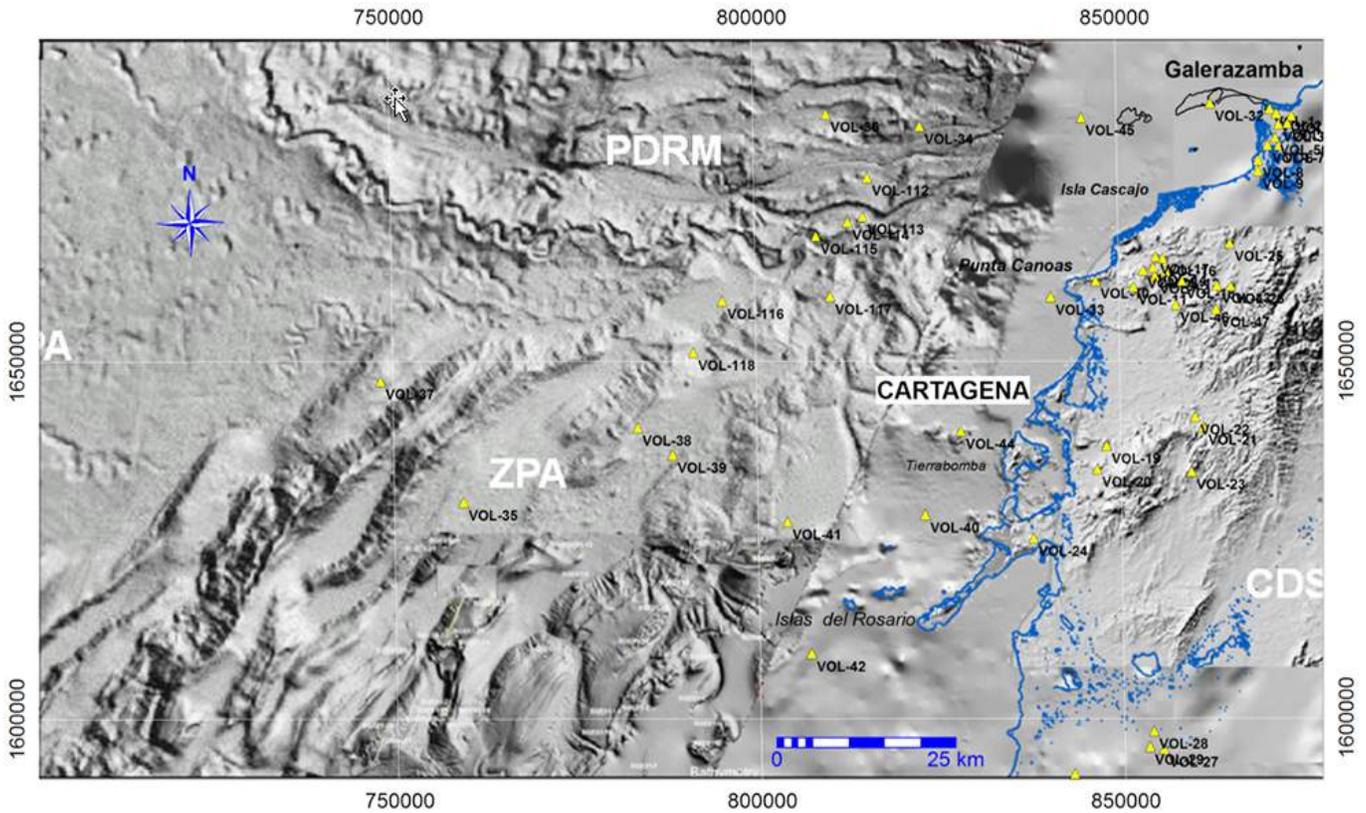


Figura 12. Mapa topobatemétrico de Cartagena y zonas de influencia submarina. Nótese la batimetría frente a Cartagena asociada con lomos de presión dispuestos en dirección NE, paralelos a las estructuras presentes en el continente y la localización de los volcanes de lodo (triángulos amarillos), tanto subaéreos como submarinos.

Fuente: Base tomada y modificada de Ordóñez (2008).

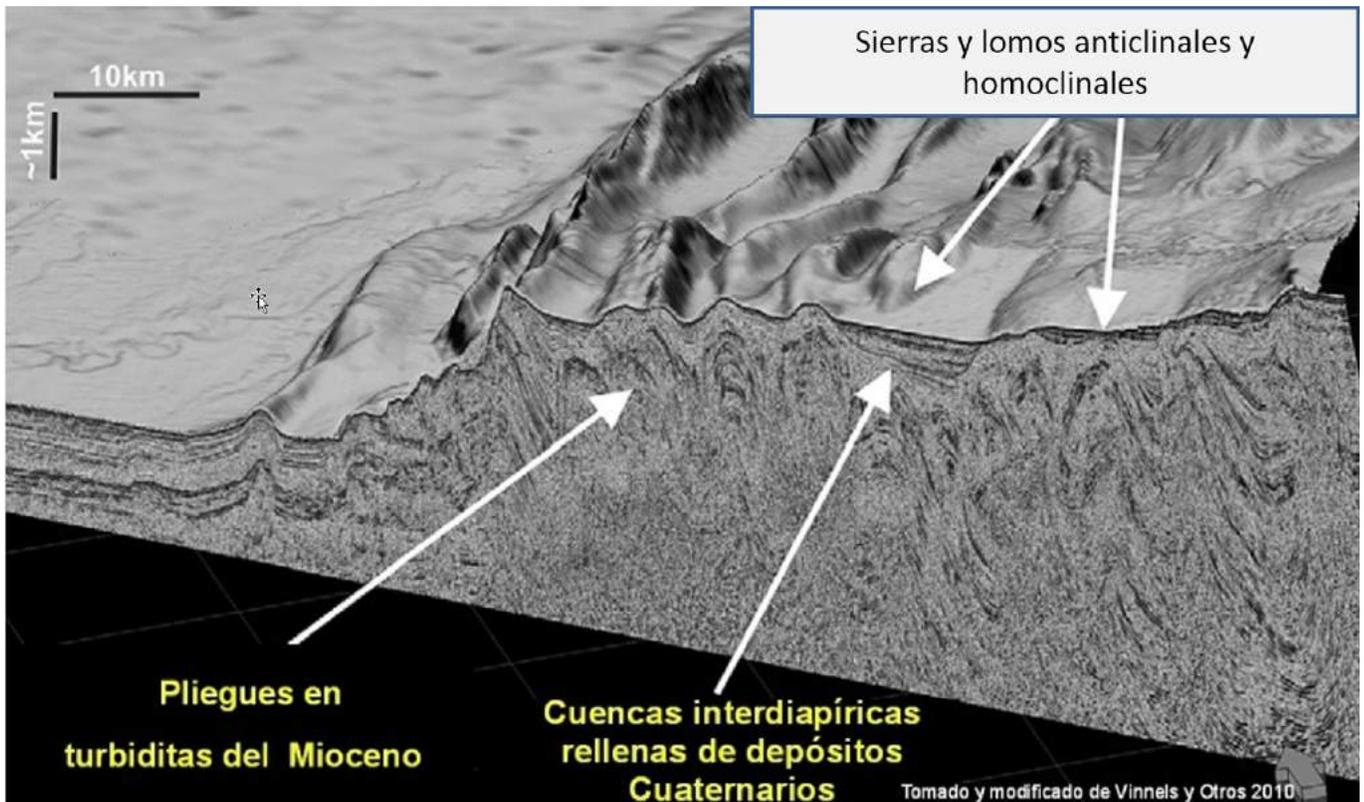
Sectores de la región de Arroyo Grande, las llanuras costeras del oriente de Manzanillo del Mar y de la ciénaga de Cartagena, los sectores norte y noreste de Santa Rosa, así como la región oriental de Turbaco y sur de Arjona, son buenos ejemplos de estos mismos procesos en tiempos subactuales (Carvajal *et al.*, 2010). Tal situación, favorecida por procesos de diapirismo de lodo, permite establecer una evolución de la región, asociada en sus comienzos tanto con el plegamiento y la formación de cuencas interdiapíricas y el consecuente relleno de estas, como con la ocurrencia de movimientos en masa en el talud continental, favorecidos por la alta concentración de hidratos de metano en estas zonas.

Así mismo, el continuo apilamiento de sedimentos terciarios en el talud continental determina la somerización continua de las secuencias rocosas y sedimentarias, que en estados avanzados del proceso genera el levantamiento diferencial de la cuña sedimentaria en las zonas continentales actuales, conformando localmente estructuras *pop up*, limitadas tanto al occidente como al oriente por fallamiento inverso (figura 11). La caracterización paleontológica de la secuencia sedimentaria conocida le ha permitido a Duque-Caro (1984) la definición de dos fases principales de deformación para los cinturones: Eoceno Medio para el de San Jacinto y Plioceno-Pleistoceno para el del Sinú.

Esta evolución explica, al menos en parte, la ocurrencia en la región estudiada de pliegues sinclinales con relieve invertido, la presencia de por lo menos dos niveles de terrazas marinas y plataformas de abrasión elevadas. Tales procesos de tectónica vertical favorecida por diapirismo de lodo son acentuados por procesos de erosión intensa, facilitada por el bajo grado de consolidación de los materiales y el clima semiárido, típico de la región (Carvajal *et al.*, 2010).

Los volcanes de lodo en la región del Caribe central colombiano se encuentran localizados en su mayoría en la cima de anticlinales asociados con fallas generadas por transpresión (sierras homoclinales), lomos de presión asociados con fallamiento de rumbo con componente inversa (figura 14) y localmente aislados en zonas de fallamiento normal. Tal situación se ha evidenciado, como ya se explicó, tanto en zonas continentales como submarinas.

En zonas continentales, Duque-Caro (1998), en Carvajal (2001), clasifica los volcanes de lodo en dos clases: los caracterizados por presentar erupciones violentas, asociados con fracturas y fallamiento de carácter regional, y los asociados con terrenos alomados bajos, con flujo de lodos a través de ventosas activas y sin modificación aparente del terreno desde su generación. Esta disposición, según Carvajal (2001), representa estadios en la evolución tectónica del fenómeno del diapirismo de



**Figura 13.** Corte esquemático de los lomos de presión y las trampas de sedimentos generadas en el talud continental por los procesos de transpresión asociados a la convergencia de placas.

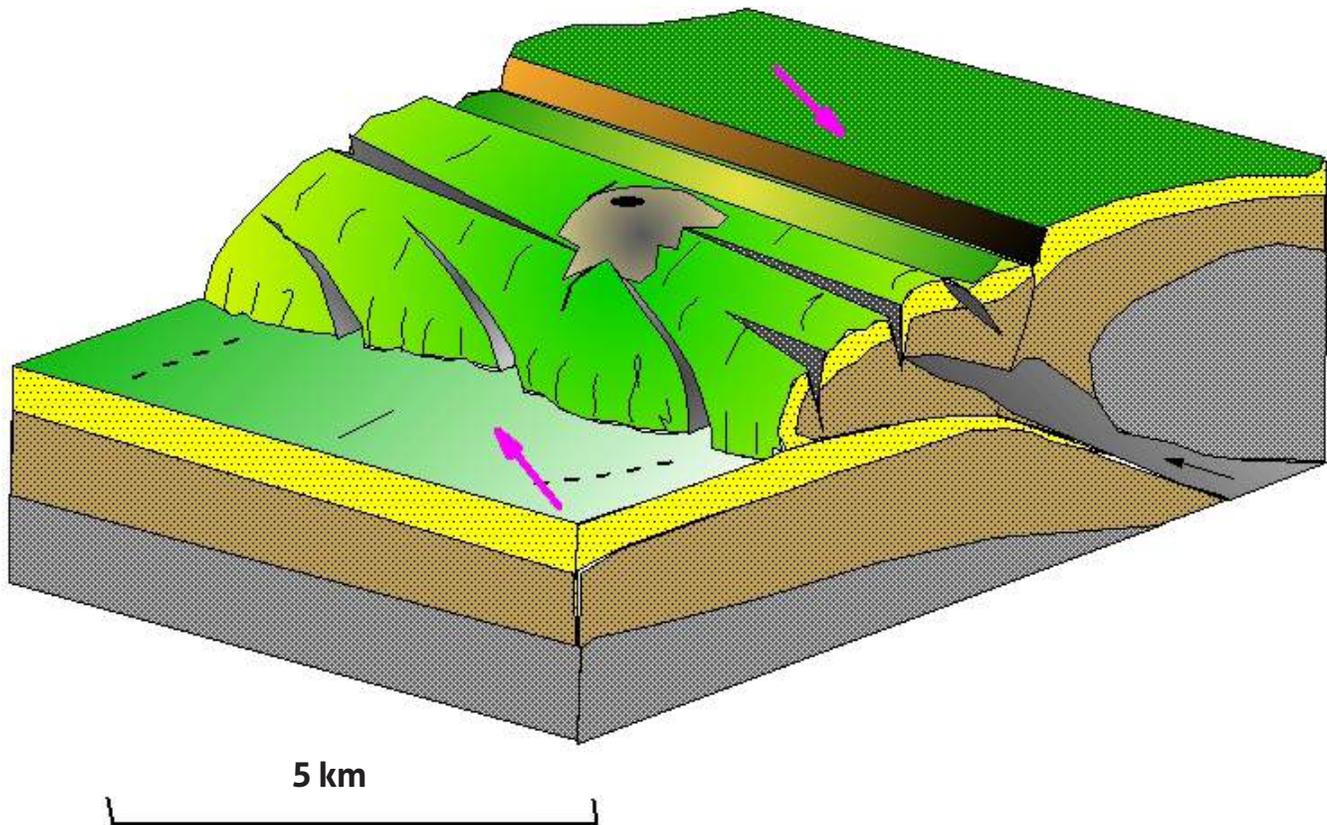
**Fuente:** Tomado y modificado de Vinnels (2010).

lodo y evidencia la localización y la asociación de dichas manifestaciones a modelos tectónicos diferentes. En el primer caso, relaciona los volcanes de lodo con los lomos de presión asociados con fallamiento de rumbo con componente inversa (figura 14), y en el segundo caso, relaciona tales volcanes con zonas de distensión. Igualmente, hacen notoria la migración de la actividad diapírica hacia el occidente, siendo los procesos más jóvenes los que migran hacia zonas de plataforma y talud continentales.

Los mecanismos de generación de los volcanes de lodo se inician en grandes cuencas de hundimientos (depocentros), caracterizadas por la acumulación rápida de sedimentos y la generación de cargas diferenciales que determinan sobrepresiones en el núcleo de los pliegues anticlinales formados por el desplazamiento vertical y lateral de los lodos. La tectónica transpresiva imperante en la región es favorecida por la migración de los lodos, lo cual genera zonas de distensión en la parte alta de los pliegues anticlinales y la formación de volcanes de lodo en estos sectores (figura 14).

En etapas más avanzadas del proceso se presenta la verticalización de las secuencias sedimentarias; dado el alto grado de inconsolidación de los materiales involucrados permite la erosión y desmantelamiento de las estructuras anticlinales, lo cual facilita la salida del lodo por las zonas de debilidad formadas previamente. En tal sentido, se establece una secuencia de formación de geoformas morfoestructurales favorecidas por diapirismo de lodo, desde sierras anticlinales simétricas en estados iniciales, sierras homoclinales por fallamiento transpresivo (anticlinales tumbados), y finalmente, en estadios más avanzados, la formación y generación de lomos y sierras de presión.

En la región de Córdoba, Geotec-Ingeominas (2003), en Carvajal *et al.* (2010), reportan la presencia de megabrechas a lo largo de los trazos de falla y sobre el bloque yacente, lo cual explican estos autores como transporte local de sedimentos asociados localmente con bloques alóctonos (¿olitostromos?) desprendidos del bloque cabalgante de las fallas. Este tipo de manifestaciones diapíricas son de común ocurrencia en la parte



**Figura 14.** Modelo esquemático de emplazamiento de los volcanes de lodo en sierras y lomos de presión generados por transpresión en el Caribe central colombiano.

**Fuente:** Autor (2015).

frontal de las cuñas sedimentarias acrecionadas como producto de la actividad compresiva es favorecido por la presencia de hidratos de metano.

Esta disposición, tanto en crestas de lodo (*Mud ridges*) como en cadenas de volcanes de lodo relacionadas con anticlinales estrechos y fallas inversas, se ha reportado en zonas submarinas, limitando cuencas marginales en la parte interna del complejo de crestas de Barbados. Además, como ya se indicó, estructuras de este tipo se encuentran alineadas en dirección N20° E en el talud continental y plataforma continental externa al W de Cartagena (Brown y Westbrook 1988; Vernetto *et al.*, 1988, en Carvajal 2001; Ordóñez 2008; Mantilla *et al.*, 2009; Vinnels *et al.*, 2010) (figuras 12 y 13).

En la región en estudio igualmente se presentan volcanes de lodo en zonas de distensión generadas por el movimiento conjugado de fallas transcurrentes dextrales, que forman estructuras en flor negativas (figura 15). En estos sectores, el relieve se encuentra asociado a lomas bajas, en particular en la región de Bayunca-Arroyo de Piedra.

En dichos lugares, el movimiento dextral de las fallas E-W crea zonas de tensión y genera los espacios propicios para la salida abundante de lodo. Llama la atención la ocurrencia del

volcán de lodo de Yerbabuena, considerado el más grande de la región, con 6 km de diámetro, producto de erupciones ocurridas en el pasado actual y subactual.

Las disposiciones estructurales indicadas previamente, en asocio con la ocurrencia de los volcanes de lodo en la región en estudio, indican el predominio de la tectónica convergente sobre la tectónica vertical asociada con el diapirismo de lodo. De igual manera, se evidencia que el efecto compresivo parece ser posterior al desarrollo del diapirismo, que de hecho se inició durante la deposición de las turbiditas de edad Mioceno y tuvo su máxima expresión en el Plioceno-Pleistoceno, durante la orogenia andina (Duque-Caro, 1980 y 1984).

La génesis de la región de Cartagena está asociada también con la ocurrencia de cuerpos arrecifales actuales y subactuales. Estos cuerpos calcáreos, que se encuentran a manera de parches localmente sobre las sierras y lomas formadas durante el proceso del levantamiento del área, y los corales colonizaron tanto las zonas dómicas generadas por diapirismo de lodo como los lomos de falla generados por los movimientos transcurrentes (cerros El Siglo y Winches, al sur de Cartagena).

En los sectores sur y sureste de la población de Arjona es notoria la ausencia de volcanes de lodo, lo cual se atribuye a la

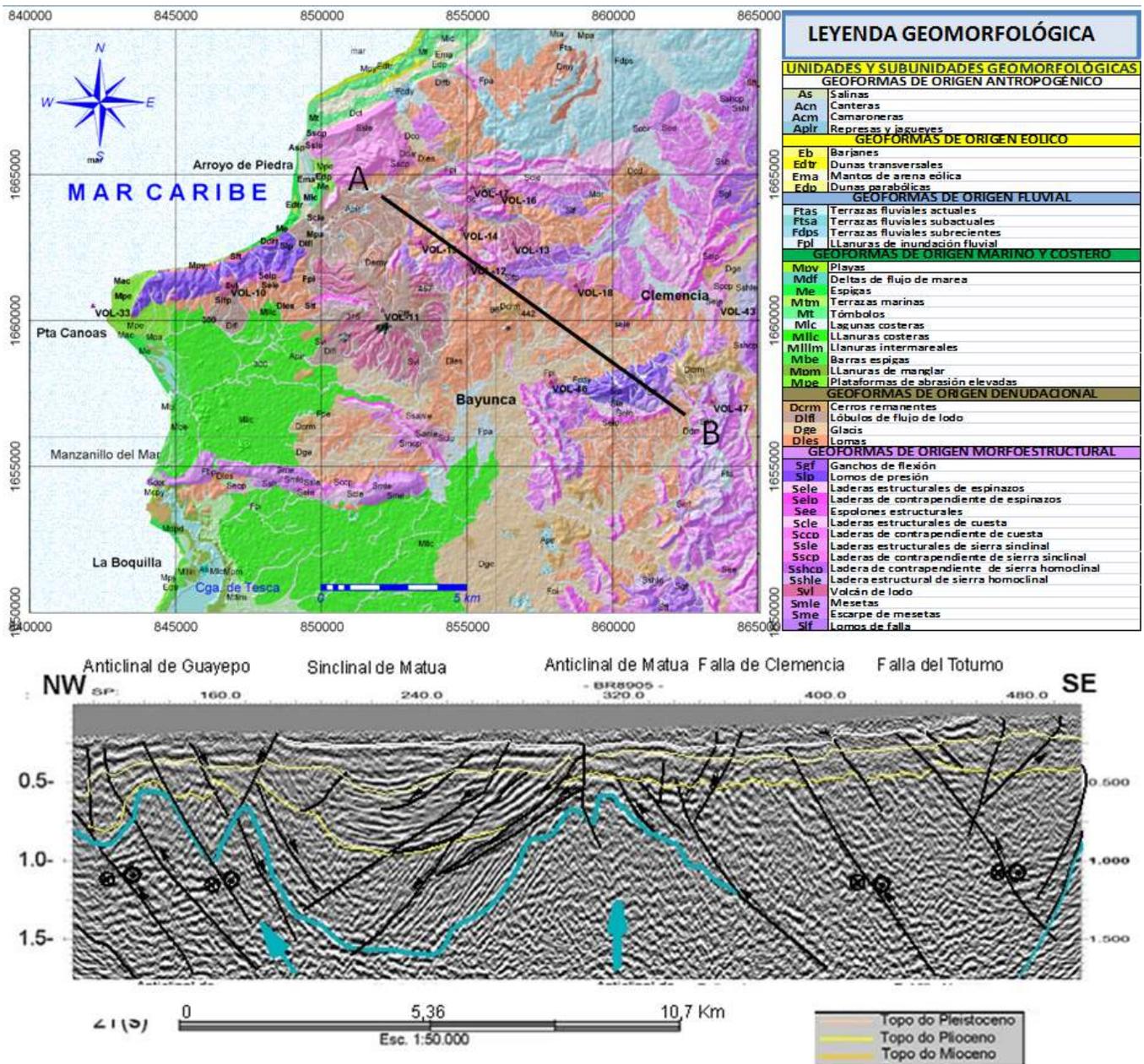


Figura 15. Mapa geomorfológico y la localización de registro sísmico al norte de Bayunca. Nótese la formación de zonas distensivas asociadas con estructuras en flor negativas y la generación de cuencas sinclinales.

Fuente: Tomado y modificado de Carvajal (2011), de Ordóñez (2008).

incidencia de fallamiento predominantemente inverso, asociado con la convergencia ortogonal de este bloque tectónico. Tal situación genera el engrosamiento de la cobertera superior, inhibiendo el proceso de extrusión de los lodos confinados en profundidad.

### 3.2 Características geomorfológicas de los volcanes de lodo

Los volcanes de lodo se presentan geomorfológicamente como cerros en forma de domo de morfología colinada y de

laderas convexas y cima plana o en artesa, formados tanto por la acumulación de lodos producto de erupciones pasadas, como por la deformación del terreno generada por el empuje vertical de los materiales confinados en profundidad (figura 16). Tales materiales son disparados por uno o varios de los siguientes factores: compresión tectónica, alto contenido de gases o por la diferencia de densidades entre los materiales confinados en profundidad y la cobertera sedimentaria superior (Carvajal *et al.*, 2010).

Los volcanes de lodo tienen en general 0,8-1 km de diámetro y 20 a 70 m de altura (figuras 6, 7 y 16; sin embargo, en la

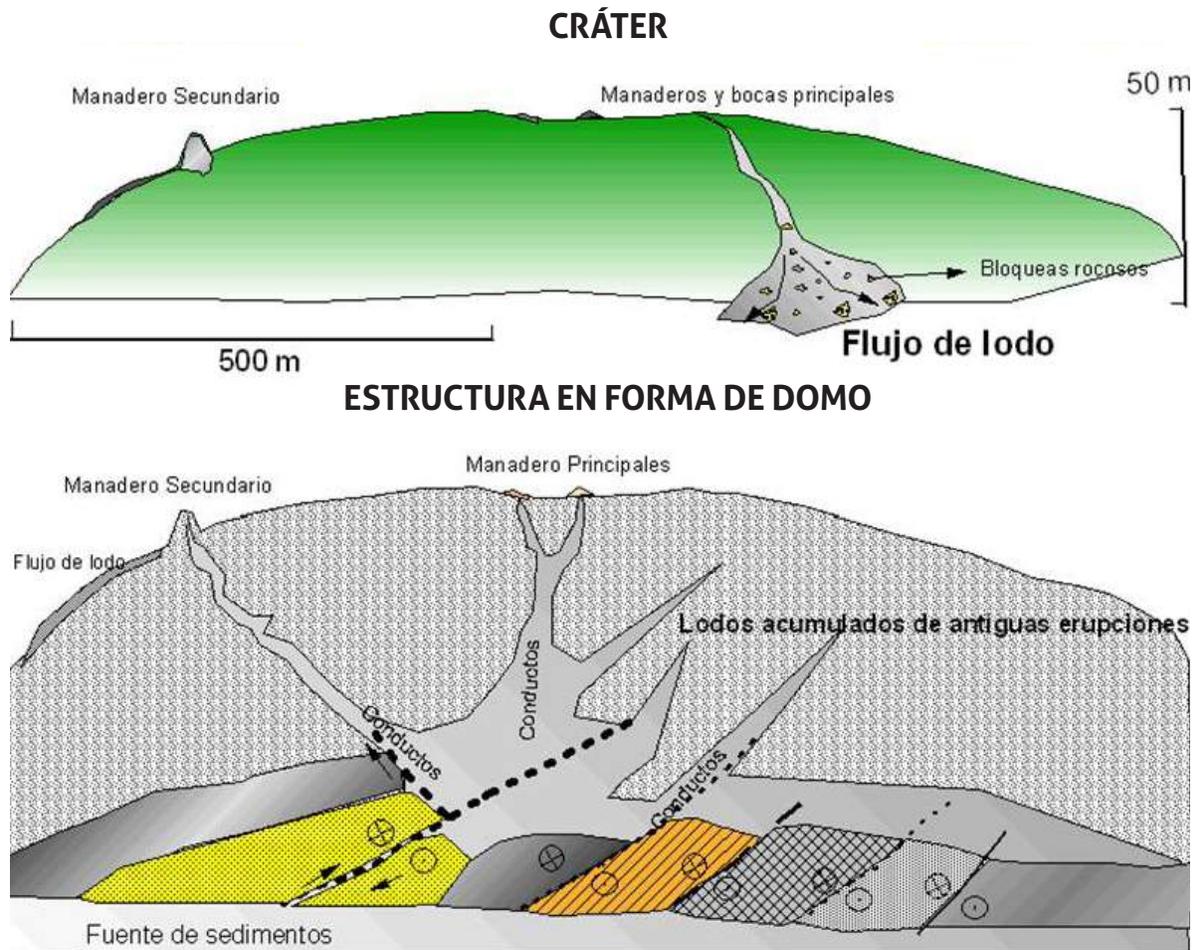


Figura 16. Perfil esquemático general de un volcán de lodo, en superficie y en profundidad.  
Fuente: F. H. Carvajal.

región de Yerbabuena, N de Pontezuela, se presenta una estructura “volcánica” de 4-5 km de diámetro y una altura de 70 m (figura 15).

Localmente, bordeando los edificios volcánicos de lodo, se presentan artesas (sinclinales orleados o *rim syncline*), que generan un drenaje anular en la base de estos (Carvajal & Mendivelso, 2011-2015) en dicho volumen. Esta característica se puede ver en los “volcanes” de Las Palomas, El Totumo y Cañaveral, y se evidencia igualmente 36 km al norte de Barranquilla, en zonas marinas del delta del río Magdalena. Shepard *et al.* (1968) y Shepard (1973) atribuyen su formación al vacío generado en profundidad, por el material erupcionado.

Los volcanes de lodo en general tienen forma de domo con pendientes entre 15-20° y se constituyen en superficie, de lodos consolidados con gravas y bloques hasta de 1 m, embebidos en material arcilloso gris oscuro, localmente pardusco. Los bloques son en su mayoría de areniscas cuarzo-feldespáticas, arcillolitas, limolitas y calizas arrecifales, cuya principal característica es el alto grado de fracturamiento debido a la expansión de los gases contenidos en los bloques al llegar a la superficie. A causa del alto grado de inconsoli-

dación de los materiales, se presentan comúnmente procesos de tubificación, colapso y formación de cárcavas y hondonadas profundas, hasta de 2,5 m.

Particularmente hacia la cima, la cual constituye una hondonada en forma de artesa de 100 a 500 m de diámetro (figura 16), se presentan materiales arcillosos grises, que emergen de manera constante y a intervalos de tiempo diferentes a través tanto de simples huecos o ventosas de variados tamaños, entre 0,5 y 60 m, como conos entre 0,6 y 20 m de altura y 1-30 m de diámetro de base.

Según Higgins & Saunders (1974), en Carvajal (2001), las bocas o manaderos de lodo de este tipo de “volcán” se clasifican de acuerdo con la forma de estos y la pendiente de los flancos de los conos formados:

- Tipo A = cono con pendiente >20°
- Tipo B = cono con pendiente de 5-20°
- Tipo C = cono con pendiente <5°
- Tipo D = formas de caldera-cráter de varios metros de diámetro
- Tipo O = huecos o cráteres de pocos centímetros de amplitud

Un total de 62 volcanes de lodo se han identificado preliminarmente en el Caribe central colombiano (anexo 1), de los cuales 35 son manifestaciones localizadas y cartografiadas en zonas continentales, incluyendo dos zonas de ventosas (figura 6). Están distribuidos por zonas en Galerazamba, Bayunca-Arroyo de Piedra, Cartagena y de manera aislada al NW de Santa Catalina, NE de Clemencia, NEE de Turbaco, W de Cañaveral y al sur de Flamenco en dos sectores, Flamenco y Loma Bonita, localizados al sur del canal del Dique (Carvajal *et al.*, 2010; Carvajal & Mendivelso, 2011). Al norte del departamento del Atlántico se encuentran los “volcanes” de La Laguna y Las Palmas (SE de Puerto Colombia), y otro al SE de Barranquilla (Mendivelso & Pinzón, 2010).

### 3.2.1 Composición fisicoquímica de los lodos

Los análisis químicos y físicos llevados a cabo durante la investigación de los lodos emanados constantemente por las bocas de los volcanes de lodo, en la región ubicada entre Galerazamba y Flamenco, indican una composición predominantemente de arcillas tipo caolinita (>40 %) y esmectita (10-40 %) y en menor proporción, en su orden, clorita, illita y pirofilita. Además, hay cuarzo tamaño limo, así como bajos porcentajes de feldespatos, pirita, yeso y halita (Bobadilla, 2008-2009; Carvajal *et al.*, 2010; Carvajal & Mendivelso, 2010a) (tabla 1). A diferencia de estos resultados, los lodos analizados de la región de Puerto Colombia muestran una mayor concentración de esmectita con referencia a caolinita (Mendivelso & Pinzón, 2010).

Los lodos emanados a través de las bocas de los volcanes de lodo del Caribe central colombiano están compuestos, mineralógicamente, de sílice, alúmina y menores proporciones de óxidos ferrosos, óxidos de calcio, potasio, magnesio, manganeso y titanio. Tal situación determina características físicas como humedades entre 1 y 2 %, pérdidas por calcinación en promedio entre 7 y 9 y un pH entre 7 y 8 (tabla 2).

Basados en la información geofísica (gravimetría, magnetometría y sondeos geoelectrónicos superficiales –tomografías–) obtenida del sector de Pueblo Nuevo-El Totumo y en información sísmica publicada, se puede establecer que los lodos se mueven hacia la superficie mediante fracturamiento fallado, el cual produce la verticalización de las secuencias sedimentarias, facilitando el tránsito de lodos a través de las mismas fracturas e igualmente por la fluidización generada entre capas o estratos areníticos de características friables y porosas (Obando & Vásquez, 2010).

El origen de los materiales lodosos extruidos durante las erupciones de los volcanes de lodo es localmente incierto en

esta región, pero se asocia preliminarmente con los niveles arcillolíticos de la formación Perdices, de edad Oligoceno-Mioceno inferior, aflorantes al noreste de Galerazamba y en la región de Barranquilla. No obstante lo anterior, en el proceso de ascenso del material diapírico hacia la superficie se incorporan fragmentos de roca de secuencias sedimentarias superiores, particularmente de la formación Arjona (areniscas, limolitas, arcillolitas, calizas), y muy localmente gravas de la formación Rotinet en el volcán de lodo de El Totumo.

Las investigaciones geofísicas de detalle (gravimetría, magnetometría y geoelectrónica) llevadas a cabo por Obando & Vásquez (2009) en Pueblo Nuevo y El Totumo indican localmente dos fuentes para material diapírico extruido en estos volcanes de lodo (figuras 17 y 18). Un diapirismo antiguo, originado en profundidad asociado con las secuencias turbidíticas del Mioceno, y un segundo diapirismo, más superficial y de edad pleistoceno, que involucra los materiales del paleodelta del río Magdalena, encontrados tanto en la región de Galerazamba como en el sector sur del canal del Dique (volcanes de lodo de El Totumo y Flamenco, respectivamente).

Una característica de los materiales emanados a través de las bocas de los “volcanes” es el diferente grado de fluidez y viscosidad. Mientras en algunos lugares de una misma estructura se hallan lodos viscosos y espesos, en otros solo se encuentra lodo acuoso y localmente agua semicristalina. Tal situación se atribuye tanto a la procedencia de diversas fuentes líquidas halladas en el transcurso de ascenso de los materiales hacia la superficie, como al efecto de presión ejercido por los materiales en ascenso sobre los acuíferos localmente confinados existentes en la zona (Carvajal 2001). Este proceso determina la formación de diatremas, cuyas características en la superficie se asemejan a las mismas bocas de volcán de lodo. De hecho, una vez que se acumulan los materiales en las cuencas de sedimentación, se inician procesos de compactación e intercambio iónico entre las partículas sólidas y los fluidos, y en procesos más avanzados se inicia la pérdida de agua de la estructura de las esmectitas y el enriquecimiento de fluidos (Kopf, 2002).

Estos procesos químicos generados ocasionan el enriquecimiento mineralógico de los lodos, principalmente de Na, K, Mg, Ca y Mn, lo cual les confiere propiedades medicinales, que es importante investigar en detalle, para definir sus usos potenciales terapéuticos y cosméticos. Investigaciones efectuadas con ese propósito en los “volcanes” de Pueblo Nuevo, El Totumo, Rodeo, Cañaveral y Turbaco indican conductividades de los lodos mayores de 20.000  $\mu\text{s}/\text{cm}$ , salinidades entre 12 y 25 %, pH mayores de 8 y temperaturas del orden de los 31 °C (Bernal *et al.*, 2000).

VOLCAN DE LODO	MINERALES DE ARCILLA				SILICATOS		SULFUROS	CARBONATOS		SULFATOS			OXIDOS		
			ILLITA (ND)	PIROFILITA		FELDSPATOS (ND)	PIRITA	CALCITA	ARAGONITA	YESO	ALUNITA (ND)			RUTILO	ANATASA
Santa Catalina V1	++	+++	++	*	++++	+	*								
Arroyo Carabajal V4	++	+++	+	+	++++	+	*			*				*	
la Bonga JHC388A	++	++++	++	0	++	+	*	*	+					*	
Pueblo Nuevo JHC369	++	++++	+	+	+++	+	+			*				+	
Pueblo Nuevo CmFD-1	++	++++	+	+	++++	+	*			*				*	
Galerazamba JHC317A	++++	+++	+	+	+++	+	*	+		*	*			*	
Las Palomas JHC373	+++	++++	+	+	+++	+	*	+		*	*			+	
Totumo JHC370	++	++++	+	+	+++	+	*			*					
Totumo P JHC370 COM	+	++++	+	+	++++	+	*			*	*			*	
Totumo JHC336A	++	+++	+	+	++++	+	*			*		*	*	*	*
Totumo S JHC413	++	+++	+	*	++++	+	+	*		*				*	*
Yerbabuena M1 LMP	+++	+++	++	*	+++	++	+	+						*	
Yerba buena M4 MLP	+++	++++	+	*	+++	+	+			*	*	*			
Cañaveral M2 MLP	+++	+++	+	+	+++	+	+			*		+		*	*
Turbaco LV 2A	+++	++++	+	+	++	+	+			*	*	*	*	+	
Turbaco LV 2B	+++	+++	+	+	++++	++	*			*	*			*	
Turbaco LV 2C	++	+++	+	+	++++	+	*			*	*			*	
Turbaco LV 2E	++	+++	+	+	++++	++	+			*		*		*	
Turbaco LV 2F	+++	+++	+	+	+++	+	+					*		*	
Turbaco LV 2D	+++	+++	+	*	+++	+	*			*	*?		*	*	
Flamenco FM 1A	+++	+++	+	+	+++	+	+			*	*				
Flamenco FM 1B	+++	++++	++	+	+++	+	+	+		*	*	*	*		
Flamenco FM 1C	++	++++	+	+	+++	+	+			*	*			+	
La Lomita FL 3A	++	+++	+	+	++++	++	+	*						*	
La Lomita FL 3B	++	+++	+	+	++++	+	+			*				*	
La Lomita FL 3C	++	++++	+	+	++++	+	+			*				*	
La Laguna	++++	+++	+												
La Laguna	+	+	++++												

++++ = Abundante (>40%), +++ = Común (20 – 40%), ++ = Pobre (10 – 20%), + = Escaso (3 – 10%), \* = Trazas, 0 = Nada

Tabla 1. Composición mineralógica de muestras de lodo de los volcanes del Caribe central colombiano

CARACTERÍSTICAS DEL VOLCANISMO DE LODO DEL CARIBE CENTRAL COLOMBIANO

Volcán	Humedad	P. calcinación	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	PH	Sólidos
	%												%
Santa Catalina	2,06	9,02	6,51	2,71	1,60	0,05	15,87	57,36	0,55	1,46	1,97	7,11	57,33
Carvajal	1,31	7,64	6,75	2,51	1,59	0,05	17,57	57,36	0,78	1,09	1,87	7,37	42,35
Zabalo	3,22	9,83	7,69	1,08	1,90	0,06	18,71	49,23	0,63	3,60	2,70	8,19	37,41
Zabalo	2,29	11,13	7,71	1,32	1,84	0,06	18,33	49,44	0,75	2,90	2,74	7,76	36,96
La Bonga	3,01	10,77	6,68	2,90	1,87	0,05	15,49	55,86	0,92	0,74	1,69	6,97	22,24
Olivos	4,80	9,00	6,85	2,72	1,41	0,05	16,25	53,52	0,78	0,95	1,92	7,91	33,07
Galerazamba	1,89	8,71	7,42	3,32	1,68	0,09	16,44	55,22	0,92	0,98	1,66	7,75	46,26
Palomas	1,55	7,60	7,28	3,17	1,51	0,06	16,06	58,65	0,67	0,97	1,94	8,89	53,16
El Totumito	1,57	7,31	5,40	2,28	1,68	0,05	16,06	62,07	0,95	1,11	1,11	7,45	47,44
El Totumito	2,17	7,60	5,25	2,02	1,68	0,05	16,25	60,36	0,72	0,88	1,21	7,40	40,22
El Totumo	1,05	6,56	5,09	2,18	1,25	0,05	13,98	66,78	0,70	0,90	0,88	7,35	52,73
Yerbabuena	1,93	7,84	6,73	2,82	1,68	0,06	14,74	58,86	0,85	2,07	1,72	7,59	56,25
Cañaveral	2,15	9,58	7,32	2,09	1,52	0,06	15,87	57,15	0,70	1,16	1,92	7,87	45,59
Yerbabuena	1,43	7,66	6,42	2,22	1,42	0,05	16,25	58,86	0,72	1,33	1,96	7,40	48,76
Flamenco	1,24	6,34	6,59	3,26	1,57	0,08	14,17	62,29	0,83	1,30	2,04	8,12	52,13
Flamenco	2,43	9,53	8,35	4,16	1,47	0,05	15,87	54,58	0,97	0,53	2,02	7,70	88,40
Flamenco	2,72	7,77	7,79	3,77	1,57	0,05	16,63	55,65	0,93	0,69	1,94	7,41	20,19
Turbaco	3,60	9,71	8,16	3,87	1,65	0,06	16,82	52,87	1,02	0,41	1,79	7,46	19,42
Turbaco	1,57	7,62	7,72	2,25	1,51	0,06	15,87	57,79	0,92	0,77	2,04	7,40	69,41
Turbaco	1,24	8,19	7,46	3,40	3,15	0,05	16,44	56,29	0,72	0,62	1,94	7,72	54,37
Turbaco	0,89	5,99	6,38	2,79	1,48	0,05	12,85	66,14	0,80	0,71	1,29	7,49	55,27
Turbaco	2,33	9,01	8,09	3,29	1,60	0,05	16,44	54,58	0,88	0,67	1,76	7,35	28,03
Turbaco	1,52	8,67	7,93	2,22	1,53	0,06	17,19	55,65	0,75	0,98	2,30	7,50	46,20
La Lomita	1,47	6,47	6,98	2,88	1,40	0,06	15,49	60,79	0,85	0,73	1,53	7,67	41,18
La Lomita	1,47	8,11	7,18	2,78	1,80	0,06	17,01	56,29	1,00	0,94	2,06	7,57	24,88
La Lomita	1,15	8,51	7,43	2,67	1,66	0,08	16,25	57,15	0,90	0,98	1,56	7,56	40,53
El Totumo	1,37	7,09	5,35	2,01	1,51	0,05	17,57	60,57	0,73	0,92	1,28	7,40	48,11
Olivos	1,55	8,11	5,62	2,06	1,52	0,05	16,44	61,64	0,73	0,69	1,03	7,22	59,52

Tabla 2. Características fisicoquímicas de los lodos de los volcanes de lodo del Caribe central colombiano

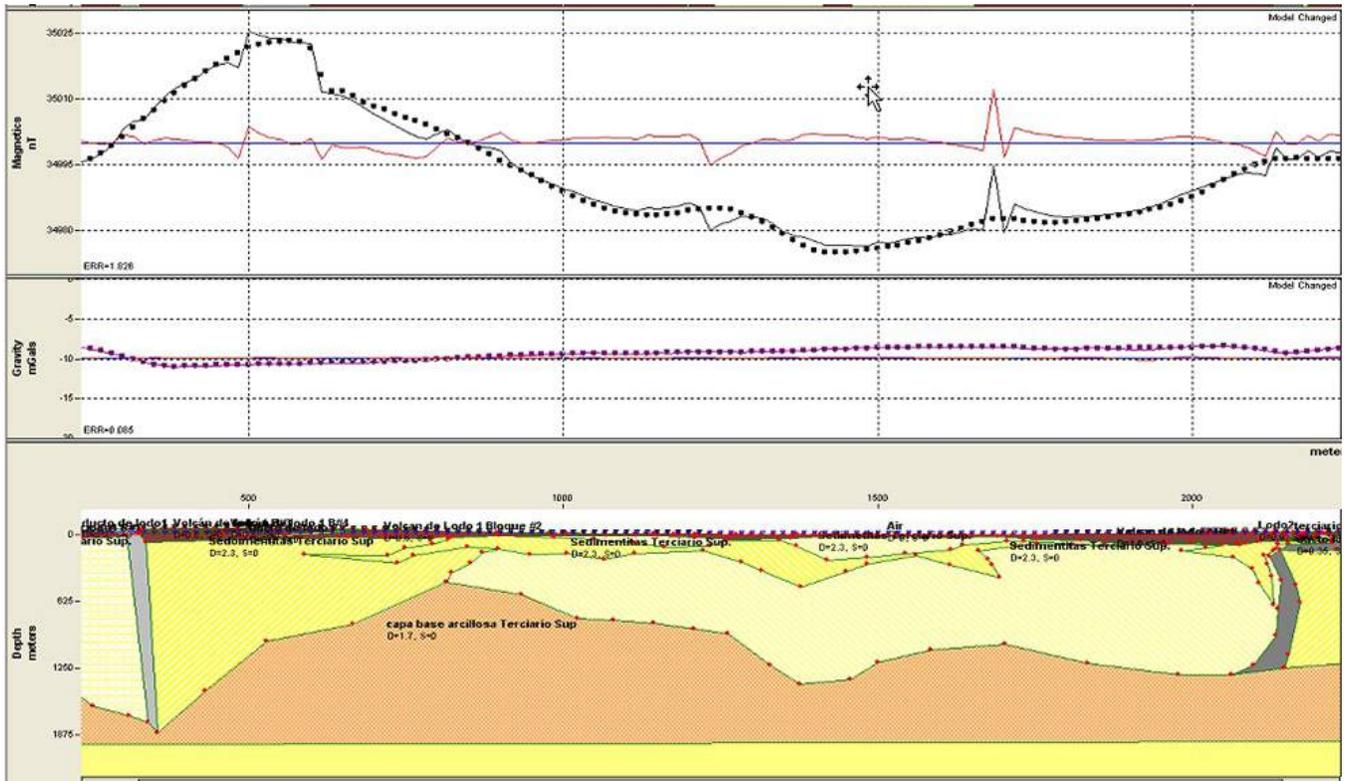


Figura 17. Vista resultante del modelamiento del perfil-2 E-W, donde se observan de forma relevante la capa base arcillosa (naranja) y dos ductos de lodo: uno al oeste (izquierda), cuya base está a una profundidad de 1950 m, y otro al este (derecha), a una profundidad de 1250 m. Fuente: Tomado de Obando y Vásquez (2009).

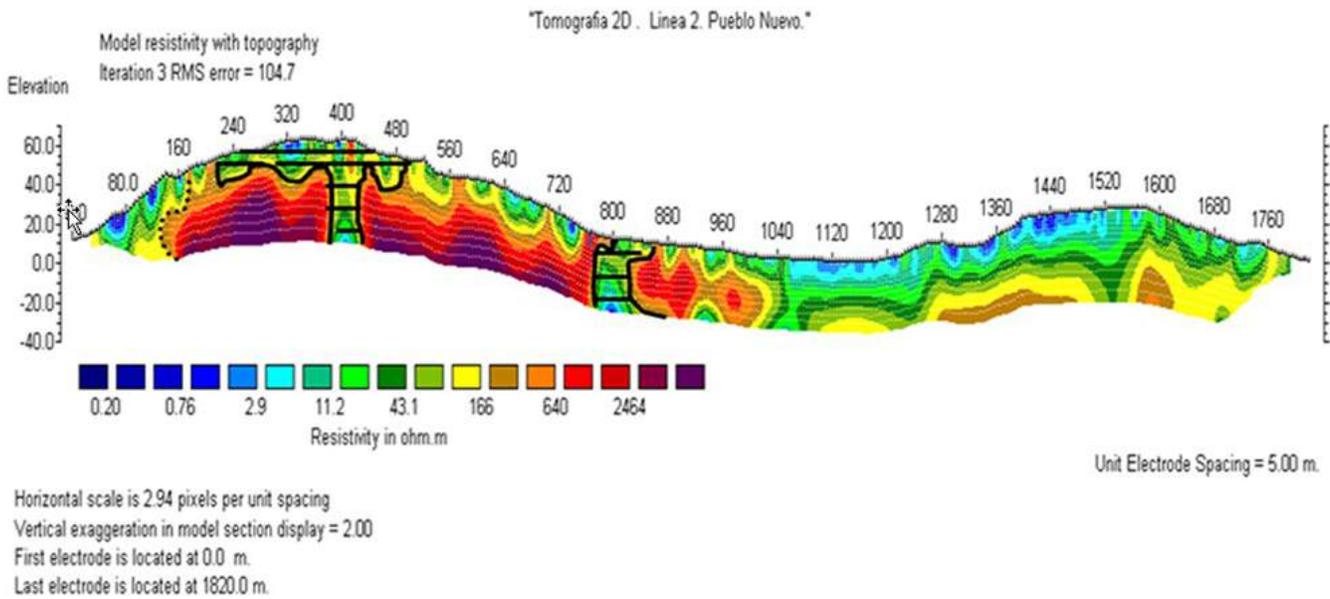


Figura 18. Interpretación de la tomografía eléctrica del perfil 2 E-W. Nótese el contraste en subsuperficie entre el predominio de valores medios a altos, 640-2470  $\Omega m$ , al oeste (izquierda), y los valores bajos, 0,20 -43,1  $\Omega m$ , al oriente (derecha). Los valores bajos corresponden a zonas con lodo salino. Se observa en líneas de color negro la morfología de los ductos de lodo. Fuente: Tomado de Obando y Vásquez (2009).

### 3.2.2 Composición de los gases

El metano es el gas predominante en los volcanes de lodo del Caribe central colombiano. Igualmente, se presentan trazas de etano, propano, butano y CO<sub>2</sub>. Estos resultados composicionales (tabla 3) son similares a los de otros sectores del mundo, con predominio de metano (Higgins & Saunders, 1974, en Carvajal 2001).

### 3.3 Actividad eruptiva de los volcanes de lodo de la región

La composición de las arcillas, sobre todo de los gases contenidos y expulsados por los volcanes de lodo, define el comportamiento eruptivo de estos. En ese sentido, aparte del incremento de la presurización de fluidos, Kopf (2002) considera que el metano es el más poderoso agente de sobrepresurización, licuefacción y extrusión de lodos, así como el disparador de las erupciones de este tipo de “volcanismo”.

La concentración y el tipo de gas determinan en gran medida su explosividad al hacer contacto violento con el aire. Esta explosividad se puede incrementar, dependiendo del tipo de arcilla predominante y las características tixotrópicas de estas, al comportarse localmente como sellante del edificio

“volcánico”, generando su sobrepresurización y el posterior estallido, con las consecuencias conocidas.

En la región comprendida entre la localidad de Flamenco, al sur del canal del Dique, y Galerazamba predominan las arcillas caoliniticas (tabla 1), las cuales se caracterizan por su comportamiento semiplástico y quebradizo al secarse, lo cual determina una continua despresurización de las cámaras de lodo y gas de los volcanes de lodo. Tal situación favorece la ocurrencia de explosiones no tan violentas e inhibe la generación de incendios, al menos en zonas continentales (Carvajal *et al.*, 2010).

En la región de Córdoba y Antioquia, por el contrario, es común la ocurrencia de erupciones de lodo, acompañadas de la generación de fuego e incendios, lo cual se ha atribuido, al menos en parte, a la mayor concentración en esta región de arcillas esmectíticas (montmorillonita). Este tipo de arcillas, por su mayor poder de hinchamiento, al asimilar mayor cantidad de agua en su estructura se constituyen en un sellante y confinante de las cámaras de gases, que luego se libera violentamente y causa la ignición de estos (Carvajal & Vega 1992; Carvajal *et al.*, 2010; Carvajal & Mendivelso, 2010a). Los resultados obtenidos en el tipo de arcillas de la región de Puerto Colombia indican igualmente un predominio de esmectitas (¿montmorillonita?), pero no se tienen registros históricos de erupciones violentas de lodo en esta región.

Número	Número IGM	Volcán	Aire %	Aire mg/L	CH <sub>4</sub> %	CH <sub>4</sub> mg/L	CO <sub>2</sub> %	CO <sub>2</sub> mg/L
1	14508-I	Pueblo Nuevo	43,05	383,68	56,53	1796,10	0,42	3,62
2	14509-I	El Totumo P	9,89	55,62	89,05	2596,64	1,06	10,57
3	14510-I	Galerazamba	4,53	5,52	94,33	2596,64	1,14	10,74
4	14511-I	La Lomita	94,25	831,57	5,61	167,64	0,14	<0,13
5	14512-I	Membrillal	80,64	713,28	18,69	567,14	0,67	6,42
6	14513-I	Flamenco	74,49	656,76	25,24	766,93	0,27	1,67
7	14514-I	Santa Catalina	97,87	884,32	1,99	59,93	0,14	0,13
8	14515-I	El Reposo	52,16	425,10	47,28	1363,16	0,56	4,79
9	14516-I	Clemencia	3,64	<0,1	94,37	2552,92	1,99	19,46
10	14517-I	Cañaveral	97,96	850,85	1,94	56,12	0,10	<0,13
11	14518-I	Turbaco	92,48	808,50	7,11	210,81	0,31	2,16
12	14519-I	El Rodeo	66,74	577,48	32,83	985,70	0,43	3,49
13	14520-I	Yerbabuena	41,26	374,92	58,04	1883,80	0,70	7,34
14	18686-I	Laguna Boca 1	88,14	580,5	11,55	262,8	0,31	1,19
15	18687-I	Laguna Boca 2	49,94	326,7	49,13	1160,8	0,93	7,00
16	18688-I	Bajo Las Palmas M-1	53,95	404,4	44,73	1190,0	1,32	12,25
17	18689-I	Bajo Las Palmas M-2	29,45	175,6	68,61	1593,1	1,94	16,08

**Tabla 3.** Composición de los gases obtenidos de volcanes de lodo del Caribe central colombiano

**Fuente:** Tomado de Bobadilla (2008 y 2009).

Según Kerr *et al.*, (1970), en Carvajal (2001), el alto contenido de humedad en las arcillas, en especial de las montmorillonitas, determina igualmente una alta movilidad y un gran poder de transporte, favorecido tanto por la presión del gas como por la compresión de origen tectónico. Tal situación, asociada con el contenido de gas, favorece la movilización del material, lo que produce flujos de lodo más extensos, acompañados de alto contenido de bloques fracturados, dispersos en las masas expulsadas durante los eventos de alta energía.

El conocimiento de las manifestaciones violentas del volcanismo de lodo en la zona de estudio está fundamentado en la información obtenida durante atenciones de emergencia llevadas a cabo por Ingeominas (hoy Servicio Geológico Colombiano) en los sectores de Galerazamba, Bayunca y recientemente en Cartagena (Carvajal, 1996, 1999, 2000; Cadavid & Rico, 1992; Carvajal & Imbachi, 2012; Carvajal & Calderón, 2013). Es característico de las erupciones conocidas de los volcanes de lodo de la región continental en estudio la emisión violenta de lodos sin generación de fuego, y la formación

tanto de flujos de lodo encauzados por los drenajes como de mesetas de lodo cuando la cima de los edificios “volcánicos” es muy amplia (figuras 19 y 20). Así mismo, son características la formación de agrietamientos, hundimientos y levantamientos del terreno, y localmente movimientos en masa producidos por el hinchamiento y la perturbación de la estructura durante la erupción.

Las erupciones de lodo se han presentado también en zonas marinas cercanas a la costa, asociadas con la aparición de islas localmente acompañadas con manifestaciones de fuego. Los eventos mejor documentados corresponden al volcán de lodo submarino de Galerazamba, localizado a unos 6 km al W del casco urbano de la población, donde se han presentado erupciones en 1820, 1839, 1948, 1958 y 1991 (figura 21) (Ramírez, 1959; Carvajal, 2001).

Así mismo, se conocen reportes de la erupción de diciembre de 1979 en volcán de lodo localizado frente a la población de Punta Canoas, el cual formó una isla que destruyó posteriormente el oleaje marino (Correa, 1998; Carvajal, 2001).



**Figura 19.** Aspecto de los flujos de lodo encauzados, generados durante la erupción del volcán de lodo de Pueblo Nuevo en 1999.

**Fuente:** Imagen Google (2010).



**Figura 20.** Meseta de lodo formada en la cima del volcán de lodo de Bayunca durante la erupción de mayo de 1996.  
**Fuente:** Diario *El Periódico* de Cartagena, del 10 de mayo de 1996.



**Figura 21.** Vista hacia el occidente del incendio generado durante la erupción del volcán de lodo submarino de Galerazamba.  
**Fuente:** Ramírez (1959).

En la región de Córdoba y Antioquia, como ya se señaló, es común la ocurrencia de erupciones acompañadas de incendios, posiblemente por la mayor concentración de los gases considerados más maduros en la escala de los hidrocarburos (Carvajal & Vega, 1992; James & Ríos, 1987; Corpourabá, 2010; Parra, 2002; Ingeominas, 2006; Carvajal & Mendivelso, 2010). Así mismo, en la zona de plataforma continental cercana a Damaquiel (Antioquia) periódicamente se forma una isla, cuya última aparición se documentó durante una erupción de lodo en 1979.

### 3.4 Incidencias del diapirismo de lodo en la región Caribe Colombiana

La ocurrencia del diapirismo de lodo en la región Caribe colombiana es, en gran parte, el fenómeno responsable de la conformación geomorfológica de la región y particularmente de la configuración de la línea de costa en estudio. Este fenómeno se manifiesta con la deformación del terreno y la formación de volcanes de lodo.

El fenómeno diapírico de lodo no es de exclusividad de las zonas continentales, sino que también se encuentra en zona de plataforma y talud continentales, asociados con lomas dispuestas en dirección N20° E (Vernette, 1985; Vernet *et al.*, 1988; Carvajal, 2001; Ordóñez, 2008). El diapirismo submarino muestra su máxima expresión de deformación en la plataforma continental frente a Cartagena, donde la génesis de las islas del Rosario está asociada a la actividad actual del fenómeno. Recientes investigaciones han documentado emanaciones de lodo y gases en los bajos de Salmedina (ENAP, 2008), e igualmente se reporta un “edificio volcánico” en las zonas submarinas frente a Barranquilla que, al igual que las islas Verde, Cascajo y Arena, tienen su origen en el mismo proceso.

La configuración de la línea de costa entre Barranquilla y Cartagena se caracteriza por ser festoneada con entrantes y salientes, lo cual se ha atribuido tanto a la dureza litológica diferencial como a la disposición estructural de las rocas aflorantes en el área. No obstante lo anterior, la evolución de la línea de costa actual (últimos 500 años), en particular de las costas bajas, ha evidenciado cambios significativos en geoformas como las espigas y tómbolos, atribuidos en gran medida a la tectónica imperante influenciada por el diapirismo de lodo, el cual produce cambios en la batimetría de la plataforma continental y procesos diferenciales de erosión y acrecimiento de las zonas de playa aledañas (Ramírez, 1959; Molina *et al.*, 1996; Posada *et al.*, 2008; Martínez *et al.*, 1990).

En los reportes históricos de la región de Galerazamba se documenta la ocurrencia de una espiga de aproximadamente 12,5 km, dispuesta en dirección E-W (Ramírez, 1959; Carvajal, 1992) (figuras 6 y 7), cuya configuración aún se conserva en profundidad en los mapas batimétricos del área con el nombre de bajo zamba (CIOH 2004). El primer autor mencionado reporta en esta espiga manifestaciones de volcanismo de lodo, las cuales son consideradas por Carvajal *et al.* (2010) como bajos e islas, que sirvieron de amarre a barras espigas arenosas en las etapas iniciales de la formación de un antiguo tómbolo por el sector.

La configuración perpendicular a la línea de costa no es común en las espigas de la región, las cuales actualmente se disponen en dirección N-S, paralelas a la línea de costa por la influencia de la deriva litoral neta hacia el sur y por el diseño de la costa festoneada, que favorece la acumulación de sedimentos en zonas protegidas. Esta dinámica permite evidenciar los estadios iniciales de formación de geoformas, como los tómbolos, generados en principio con la formación de barras espigas, amarradas por bajos producidos por diapirismo (volcanes de lodo e islas arrecifales); formación de lagunas costeras asociadas con llanuras intermareales y de manglar en la parte trasera por el efecto de sombra generado por la geoforma; desarrollo de dunas costeras transversales, mantos de arena y dunas parabólicas, y colmatación parcial o total de lagunas costeras. Estos procesos costeros son visibles en el tómbolo de la isla Cascajo (figuras 6 y 7), donde se han determinado por lo menos cinco eventos en la conformación actual de la geoforma.

El registro evolutivo de la línea de costa de la región entre Galerazamba y la isla Cascajo, documentado por Correa (1984), Correa (1990), Martínez *et al.*, (1990), y Ruge *et al.*, (2010), permite establecer en resumen una evolución asociada inicialmente a la conformación de barras barrera perpendiculares a la línea de costa, sustentadas por bajos generados en plataforma continental próxima por deformación y localmente por extrusión de lodo (volcanes de lodo), ruptura temporal de las barras arenosas por la misma actividad “volcánica” o eventos marinos de alta energía, migración de estos materiales hacia el sur y la conformación posterior de la espiga de Juan Moreno y el tómbolo de la isla Cascajo.

Este mismo proceso se presentó más al norte, en la antigua barra espiga de Salgar-Puerto Colombia, perpendicular (E-W) a la línea de costa y amarrada inicialmente a la isla Verde. Las evidencias obtenidas en el análisis mesotemporal de fotografías aéreas permite establecer también una migración hacia el sur del cuerpo arenoso, hasta Puerto Salgar (figura 6), conformando posteriormente la barra espiga de Puerto Colombia (Martínez *et al.*, 1990; Ruge *et al.*, 2010a). Este proceso sedimentario de migración de los cuerpos arenosos inutilizó el antiguo muelle de esta localidad, el cual en la actualidad se ha roto en varios sectores desde 2010 y se encuentra próximo a desaparecer por el embate del oleaje marino del sector.

Aunque la ruptura de la barra barrera unida con la isla Verde se atribuye a una acción antrópica según algunos habitantes del lugar, es posible atribuir igualmente este proceso a una actividad neotectónica asociada con el fenómeno del diapirismo de lodo. De hecho, la barra espiga de Puerto Colombia presenta en su parte media distal crecimientos o protuberancias anómalas en su configuración, que permiten evidenciar el control de la geoforma por bajos arrecifales atribuidos al fenómeno diapírico, siendo igualmente notoria la migración, por varios kilómetros hacia el sur, de la espiga en el sector de Puerto Velero.

La formación de geoformas como las descritas anteriormente tiene lugar por la abundancia de materiales involucrados en la deriva natural desde el río Magdalena como fuente principal de sedimentos. De hecho, la desaparición de las espigas perpendiculares, que existieron en la región de Puerto

Salgar y Puerto Colombia, se ha atribuido a la construcción de los tajamares en la boca del río Magdalena, lo cual encauzó los sedimentos hacia profundidades abisales y ocasionó un déficit de sedimentos hacia el sur y el retroceso de la barra espiga que separa el mar de la ciénaga de Mallorquín (Martínez *et al.*, 1990; Alvarado, 2004; Alvarado *et al.*, 2008).

No obstante lo anterior, como lo indican Carvajal *et al.* (2010), para mantener configuraciones de costa como las descritas se hace necesaria la presencia de bajos en la superficie marina de plataforma cercana, que sirvan de amarre a los cuerpos arenosos descritos. El diapirismo de lodo, un proceso de deformación actual del fondo marino, es considerado el fenómeno responsable de los levantamientos del fondo marino en zonas de plataforma continental interna, los cuales se constituyen en puntos de refracción y difracción del oleaje, procesos que a su vez han facilitado localmente la concentración de la energía del oleaje en ciertos sectores de la línea de costa, ocasionando erosión o acrecimiento de playas en zonas abrigadas o protegidas del oleaje.

En la actualidad, procesos geomórficos como el descrito se observan en el sector norte del tómbolo de la isla Cascajo (figuras 6, 7 y 22), donde se encuentra isla Arena, la cual es de constitución calcárea arrecifal y cuyo origen se asocia a diapirismo de lodo. En los últimos años esta isla ha generado tanto procesos de refracción y difracción del oleaje en el sector, como un efecto de sombra de este proveniente del norte, lo cual facilita la formación de una saliente arenosa que migra hacia la isla por el sector norte de los playones constituyentes del tómbolo de isla Cascajo (figura 22).

Vale la pena llamar la atención, entonces, sobre la ocurrencia de los procesos geomórficos descritos en zonas asociadas al del paleodelta del río Magdalena. Este sector es considerado por Flinch (2003) como un depocentro, asociado con un prisma extenso de sedimentos holocénicos que favorecen la evolución del área. Los levantamientos en los fondos marinos cercanos a la costa se constituyen sin duda en zonas de amarre de estas barras arenosas, determinando la formación de tómbolos y la progradación rápida de espigas arenosa hacia el SW, como se evidencia actualmente al suroccidente, tanto en la barra espiga de Puerto Colombia como en la espiga de Puerto Velero, localizada más al sur.

En la actualidad, las espigas o flechas litorales de Juan Moreno, Arroyo de Piedra y Punta Canoas se caracterizan por encontrarse en procesos avanzados de evolución, dada la progradación que han sufrido a lo largo del tiempo. Se muestran localmente adosadas a la zona continental en los dos extremos, conformando barras espigas que delimitan en su interior lagunas costeras someras en proceso de colmatación.

Esta condición se debe tal vez a la disminución de sedimentos provenientes del río Magdalena, el cual, con la construcción de los tajamares en su desembocadura, redujo la cantidad de sedimentos involucrados en la deriva litoral. Producto de esta actividad se presentan tanto procesos erosivos en las partes proximal y central de las espigas, como la acumulación de tales sedimentos en las zonas distales de estas, produciendo la progradación de dichas geoformas, como se documenta en el registro histórico y evolutivo de las líneas de costa de la zona estudiada (Correa, 1984, 1990; Ruge *et al.*, 2010; Barrera, 2010).



**Figura 22.** Vista panorámica hacia el E en el sector de isla Cascajo. Nótese los procesos de difracción del oleaje y el efecto de sombra generados por la isla Arena, lo cual facilita los acrecimientos de arena de playa hacia la isla.

**Fuente:** Imagen Google (2005).

Pese a lo anterior, temporalmente se forman barras litorales frontales en la desembocadura del río Magdalena que obstruyen el paso de sedimentos hacia los fondos abisales a través de los cañones submarinos. Tal situación genera tanto la restricción de acceso al muelle marítimo como la incorporación de arenas a las playas localizadas más al sur.

Este proceso ha favorecido recientemente la inclusión de más sedimento en la deriva litoral hacia el sur, lo cual ha ocasionado quizá la progradación rápida de la espiga de Puerto Velero y los cambios manifiestos de acrecimiento local de las espigas de Juan Moreno y Arroyo de Piedra, entre las localidades de Galezamba y Punta Canoas (Carvajal *et al.*, 2010). Análisis sedimentarios y de tectónica que han influenciado el río Magdalena en el Plioceno-Cuaternario, efectuados por Restrepo & Kjerfve (2000) en Martínez & López (2005), documentan la influencia del cambio climático en la variación de aporte de sedimentos del río Magdalena y determinan variaciones interanuales tres veces superiores a la carga de sedimentos y caudales durante la fase La Niña con respecto a la fase El Niño; tal situación explica el acrecimiento o la erosión temporal y local de las geoformas marino-costeras bajas y arenosas durante la última década.

La tectónica imperante, favorecida por el diapirismo de lodo, es responsable también de la conformación geomorfológica de la zona costera en estudio, asociada con sierras, lomos, colinas y terrazas marinas, producto de la interacción de los procesos tectónicos previamente analizados y los procesos denudacionales tanto pluviales como marinos. La presencia en la zona de sinclinales con relieve invertido, localmente asociados con escarpes paleocantilados, cerros con coronas calcáreas (calizas arrecifales) en sus cimas, basculamientos de plataformas arrecifales en tiempos actuales y la formación de varios niveles de terrazas marinas y plataformas de abrasión elevada en Tierrabomba e isla Barú, son ejemplos de la actividad neotectónica asociada con el fenómeno.

Martínez *et al.* (2010), basados en información estratigráfica y estudio paleontológico de moluscos, ostrácodos, corales y foraminíferos en las terrazas holocénicas de Tierrabomba, Manzanillo del Mar y Punta Canoas, ponen de manifiesto tanto la influencia de los procesos climáticos y costeros, en particular la tectónica activa local asociada con el diapirismo de lodo, como las causas locales de los cambios del nivel del mar de la región en el Holoceno Superior, en la región de Cartagena de Indias. Estos autores establecen una curva paleobatimétrica de la región y definen tasas de levantamiento de más o menos 1,5 mm/año en Manzanillo del Mar, 3,78 mm/año en Punta Canoas y 3,11 mm/año en Tierrabomba, lo cual está de acuerdo preliminarmente con los resultados y tendencias hallados con el monitoreo iniciado con las estaciones GPS.

La conformación en bloques limitados por fallas bajo la influencia de la tectónica imperante en el área determina levantamientos y hundimientos del terreno diferenciales de la región investigada. Tal situación se evidencia por la conformación alternante de zonas de morfología elevada en Cerro Púa, Punta Canoas, cerros de La Popa, Marión y Albornoz, entre zonas bajas intermedias, como la región de Manzanillo del Mar, oriente de la ciénaga de Tesca, zonas bajas de Mamonal en Cartagena y el delta del canal del Dique, entre otras de menor extensión.

La cartografía geomorfológica de la región de Cartagena permitió evidenciar geoformas diagnósticas e indicativas de actividad neotectónica en el área. La presencia de aluviones confinados, pliegues sinclinales de arrastre asociados a las fallas de rumbo, sierras sinclinales y llanuras aluviales subactuales elevadas y basculadas, plataformas de abrasión elevadas y terrazas marinas a diferentes alturas en la isla de Tierrabomba y Punta Canoas y, sobre todo, la ocurrencia de volcanismo de lodo en el trazo de las zonas falladas, son factores indicadores de actividad neotectónica en la región (Carvajal *et al.*, 2010).

Chicangana *et al.*, (2007), con base en el análisis de la sismicidad y el modelo geotectónico del Caribe meridional, llaman la atención sobre la sismicidad de la región de Cartagena, la cual, a su juicio, se debe catalogar en un nivel más alto del establecido actualmente por el reglamento de construcciones sismorresistentes. De hecho, la mayor ocurrencia de registros históricos de sismicidad en el Caribe se encuentra distribuida a lo largo del llamado cinturón del Sinú y son predominantemente de baja magnitud (Mb 2-4).

Los sismos de mayor magnitud (>4) se encuentran vinculados tanto al cinturón deformado del Caribe meridional como a las fallas de rumbo sinistral de dirección NW-SE asociadas al lineamiento del Sinú. La sismicidad baja, característica del cinturón del Sinú, se ha atribuido a la litología predominantemente arcillosa, blanda y semiconsolidada, que tiene una alta capacidad de deformación sin producir sismos de gran magnitud.

Los resultados GPS obtenidos hasta ahora confirman la actividad neotectónica de la región; el seguimiento posterior de esta dinámica permitirá establecer en el futuro tanto la evolución de la región como las futuras investigaciones en el Caribe central colombiano. De hecho, esta actividad se ha puesto de manifiesto durante la construcción de la vía alterna de la Troncal de Occidente hacia la zona industrial de Mamonal en Cartagena, la cual se construyó en terrenos del volcán de lodo de El Rodeo, donde se reportaron levantamientos hasta de 11 cm/mes, lo cual se debe en parte a la expansibilidad de los suelos (Franco, 1996).

### 3.5 Susceptibilidad y amenazas geológicas asociadas al diapirismo de lodo

Las zonas con volcanismo de lodo son susceptibles de afectación ante la ocurrencia de erupciones violentas, en especial por uno o varios de los siguientes factores: expulsión violenta de gases inflamables, lanzamientos de bloques, incendios, flujos de lodo, hundimientos, levantamientos y fracturamiento del terreno en los alrededores de los cráteres. El empuje progresivo de la masa ascendente de lodo provoca, igualmente, deformaciones progresivas del relieve y la generación local de movimientos en masa en los flancos de las estructuras, que pueden afectar obras civiles emplazadas en estos sitios.

En la región estudiada se han registrado varias erupciones de lodo, documentadas gráficamente por Carvajal & Mendivelso (2011-2015) en este libro. Se tiene conocimiento de las erupciones de los volcanes de lodo de Don Juan en abril de 1990; El Reposo, en mayo de 1996 (figura 20), diciembre de 1997 y el 11 de mayo de 2012; Pueblo Nuevo, el 27 de abril de

1999 (figura 19); El Totumo, el 23 de agosto de 2000, y El Rodeo, al SE de Cartagena de Indias, en dos oportunidades: una a finales de 2012 y otra el 17 de febrero de 2013 (Cadavid & Rico, 1992; Carvajal, 1996; Carvajal, 1999; Carvajal, 2000; Carvajal & Imbachi, 2012; Carvajal & Calderón, 2013). Durante estos eventos se generaron flujos de lodo, localmente encauzados, agrietamientos del terreno, lanzamiento de bloques a 20-30 m de altura y expulsión violenta de gases sin generación de incendios, aunque en la erupción del volcán de lodo El Rodeo algunos sectores resultaron afectados por quemaduras de pastos, sin confirmar su origen (Carvajal & Calderón, 2013).

En estadios previos de erupciones volcánicas de lodo, la comunidad misma reporta verbalmente cambios en la periodicidad de emisión de lodos y gases y local fracturamiento del terreno, lo cual debe tomarse en cuenta en actividades de prevención de daños ocasionados por estos eventos. Carvajal (2013) documentó tanto la disminución de los niveles de lodo en la boca turística de El Totumo como el secado de varias bocas en los volcanes de El Totumo y de Pueblo Nuevo, para lo cual se han dado y tomado las medidas pertinentes de prevención.

Las erupciones de lodo se manifiestan en zonas marinas de plataforma continental cercana, con la aparición de islas acompañadas con manifestaciones de fuego. En la región se tiene documentada la aparición de una isla, durante la erupción sucedida frente a la población de Punta Canoas en el mes de diciembre de 1979, y quizás la zona más conocida corresponde al volcán de lodo submarino localizado al occidente de Galerazamba, que ha tenido erupciones en 1820, 1839, 7 de octubre de 1848, 9 de noviembre de 1958 (figura 21), y el 27 de diciembre de 1991 (Ramírez, 1959; Carvajal, 2001; Ordóñez, 2008).

Estas últimas manifestaciones son indicadoras de la deformación ejercida por el diapirismo de lodo en la plataforma continental próxima, lo cual, como ya se indicó, puede producir procesos erosivos o de acrecimiento diferencial en ciertos sectores de las zonas costeras bajas e inconsolidadas. Igualmente, la ocurrencia de diapirismo de lodo y la concentración de gas metano asociada, en zonas del talud continental, favorecen la ocurrencia y pueden ser el factor detonante de grandes deslizamientos en esta región, lo que sin duda puede afectar directa o indirectamente la configuración geomorfológica de la zona costera.

La ocurrencia y la evidencia de un gran deslizamiento en el sector del talud continental al NW de Galerazamba, al igual que la ruptura de los cables submarinos frente a Barranquilla, reportados por Elmedor & Heezen (1957) en Shepard *et al.* (1968), en parte pueden atribuirse a estos fenómenos.

## 4. Conclusiones

El volcanismo de lodo es una de las manifestaciones del fenómeno denominado diapirismo de lodo, el cual se origina por la presencia en profundidad de material arcilloso (de características plásticas) y gases en condiciones de alta presión, que se movilizan lateralmente hacia la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad, generando tanto levantamientos y fracturamiento del terreno como expulsión de lodos y gases.

En desarrollo de la investigación realizada, se diferenciaron y cartografiaron geoformas de orígenes morfoestructural denudacional, denudacional, marino costero, eólico, fluvial y antrópico, a escala 1:25.000. Esto se constituye en un aporte del Servicio Geológico Colombiano (antes Ingeominas) al conocimiento de la dinámica geológica y geomorfológica regional del Caribe colombiano, que hay que tomar en cuenta como información básica de los planes de ordenamiento territorial y ambiental de la región.

Geomorfológicamente, la zona de estudio se encuentra incluida en el sector norte de la geomorfoestructura correspondiente al sistema orogénico costero, que involucra las provincias geomorfológicas de los cinturones formados por las serranías y sierras de San Jacinto y el Sinú. Esta geomorfoestructura forma parte del dominio tectónico occidental en el llamado terreno Caribe, que limita al oriente con el lineamiento de Romeral-San Jacinto y al occidente con el frente de deformación del Caribe meridional.

En el sector norte del cinturón del Sinú (Cartagena-Barranquilla), la disposición estructural está definida por sierras anticlinales apretadas, sierras homoclinales y lomos de presión, asociados con pliegues sinclinales deformados y afectados diagonalmente por el fallamiento E-W y NW-SE. Tal situación permite establecer el predominio en la región de los procesos tectónicos de convergencia de placas sobre el diapirismo.

Los estudios de gravimetría y aeromagnetometría efectuados en la zona de estudio permitieron identificar el límite correspondiente al lineamiento del Sinú (lineamiento geofísico mayor -LGM), el cual define dos patrones estructurales predominantes: uno al oriente, con patrones N-S - E-W, asociado con el cinturón de San Jacinto, y otro patrón al occidente, de lineamientos N25° E-N45° W, correspondiente al cinturón del Sinú, donde son comunes las manifestaciones de vulcanismo y diapirismo de lodo.

Hacia el sector norte, a partir de la falla de Hibácharo, predominan los lineamientos N-S, interrumpidos por lineamientos predominantemente E-W, característicos del cinturón de San Jacinto. Llama la atención la presencia de lineamientos curvos en la región de Barranquilla, que coinciden con una zona cómica de gran extensión, definida en la geomorfología y evidente en los modelos digitales del terreno del sector.

Un total de 62 manifestaciones de volcanismo de lodo se han identificado en el Caribe central colombiano, de los cuales 35 se localizan en la zona continental estudiada, incluyendo dos zonas de ventosas. Se encuentran distribuidos en las regiones de Galerazamba, Bayunca-Arroyo de Piedra, Cartagena y Flamenco, y de manera aislada al NW de Santa Catalina, NE de Clemencia, NEE de Turbaco, W de Cañaveral, SE de Puerto Colombia y SE de Barranquilla.

Los volcanes de lodo, ubicados tanto en zonas continentales como de plataforma, están asociados a estilos estructurales relacionados, ya sea con zonas de transpresión (lomos de presión) o zonas de transtensión (cuencas de tracción). Igualmente, los datos obtenidos en este estudio han permitido establecer que el volcanismo de lodo no solo está asociado al cinturón del Sinú, sino que también se encuentra localmente en rocas del cinturón de San Jacinto.

El análisis de la información gravimétrica y aeromagnetométrica permitió también diferenciar cuerpos con características geofísicas relacionadas con la presencia de material diapírico presente en profundidad. Se evidenció un cuerpo diapírico en la región de Mamonal, al sur de Cartagena, y dada su cercanía, puede estar relacionado con los volcanes de lodo de Membrillal y El Rodeo, localizados al suroriente del casco urbano de la ciudad de Cartagena.

Las investigaciones geofísicas de detalle (gravimetría, magnetometría y geoelectrónica), realizadas en la región de Pueblo Nuevo-El Totumo, ayudaron a definir la estructura de los volcanes de lodo, así como el origen de los materiales extruidos en superficie. Tal situación permitió identificar preliminarmente dos tipos de diapirismo: uno antiguo, originado en profundidad y asociado con las secuencias turbidíticas del Mioceno, y otro más superficial y de edad pleistoceno, asociado con los materiales del paleodelta del río Magdalena, encontrados tanto en la región de Galerazamba como en el sector sur del canal del Dique.

Los mecanismos de generación de los volcanes de lodo se inician en grandes cuencas de sedimentación (depocentros), caracterizadas por la acumulación rápida de sedimentos y la generación de cargas diferenciales que determinan sobrepresiones en el núcleo de los pliegues anticlinales favorecidas, tanto por el desplazamiento vertical de los lodos como por la tectónica transpresiva imperante en la región, lo cual produce zonas de distensión en la parte alta de los pliegues anticlinales y la formación de volcanes de lodo en estos sectores.

La verticalización local de las secuencias sedimentarias y el alto grado de consolidación de los materiales involucrados permiten la erosión y el desmantelamiento de las estructuras, lo cual facilita la salida del lodo por las zonas de debilidad; en ese sentido, se puede establecer una secuencia evolutiva de las geoformas morfoestructurales favorecidas por diapirismo, así: sierras anticlinales simétricas en estados iniciales, sierras homoclinales por fallamiento transpresivo (anticlinales tumbados), y finalmente, en estadios más avanzados del proceso, la formación y generación de lomos y sierras de presión.

La génesis de la región en estudio está asociada con los procesos de deformación en zonas marinas de plataforma continental cercana y la ocurrencia de cuerpos arrecifales actuales y subactuales, los cuales se encuentran a manera de parches, colonizando tanto las zonas dómicas generadas por volcanismo de lodos como los lomos de falla asociados con el fallamiento transcurrente.

Es patente, en la información sísmica publicada de la región occidental del cinturón de Sinú, la imbricación activa del prisma de acrecimiento asociado con fallamiento inverso con vergencia al occidente y la compresión hacia el oriente. Tal situación, favorecida por el diapirismo de lodo, ha contribuido al apilamiento de la secuencia sedimentaria terciaria, la cual, en estados avanzados del proceso, ha ocasionado el levantamiento diferencial de la cuña sedimentaria en zonas continentales actuales.

Los procesos geológicos y geomorfológicos asociados con la dinámica del diapirismo de lodo son responsables, al menos en parte, de la conformación geomorfológica de la región, en particular de la configuración de la línea de costa baja asociada

con espigas y tómbolos, las cuales han evidenciado cambios significativos en su configuración, distribución y tamaño en los últimos 500 años.

La cartografía geomorfológica de la región estudiada ha permitido definir geoformas diagnósticas e indicativas de actividad neotectónica en el Caribe central colombiano, la cual preliminarmente se ha evidenciado con los datos obtenidos hasta el momento mediante las estaciones GPS permanentes y de campo localizadas en la zona de estudio.

Los lodos emanados por los volcanes de lodo localizados entre Galerazamba y el canal del Dique están constituidos predominantemente por arcillas tipo caolinita y esmectita, y en menor proporción clorita, illita y pirofilita, en ese orden. Sin embargo, en el material de los volcanes de lodo del SE de Puerto Colombia predominan localmente las arcillas esmectíticas sobre las caolinitas.

El predominio de arcillas caoliníticas sobre las esmectitas determina un comportamiento semiplástico y quebradizo de los materiales arrojados por los volcanes de lodo localizados entre Galerazamba y el canal del Dique, los cuales, al secarse, determinan una continua despresurización de las cámaras de lodo, inhibiendo tanto la ocurrencia de explosiones violentas como la generación de incendios. Por el contrario, en la región SE de Puerto Colombia, donde los lodos muestran composicionalmente predominio de esmectitas, se facilitarían el sellamiento y presurización de las estructuras volcánicas de lodo, lo cual hace estos terrenos vulnerables a erupciones violentas de lodo con posibilidad de incendios, como se ha documentado en la región de Antioquia y Córdoba.

Mineralógicamente, los lodos emanados por los volcanes de lodo del Caribe central colombiano se constituyen sobre todo de sílice, alúmina, y proporciones menores de óxidos ferrosos, óxidos de calcio, potasio, calcio, magnesio, manganeso y titanio. Dicha situación determina características físicas tales como humedades entre 1 y 2 % de pérdidas por calcinación, en promedio entre 7 y 9, y un pH entre 7 y 8. La composición de los gases emanados por las ventosas y bocas de los volcanes de lodo corresponde predominantemente a metano y, en menor proporción, dióxido de carbono.

Las amenazas relacionadas con eventuales explosiones de los volcanes de lodo son expulsión violenta de gases inflamables, lanzamientos de bloques, flujos de lodo, hundimientos, levantamientos, fracturamiento del terreno y generación de movimientos en masa en los flancos de las estructuras volcánicas. El empuje progresivo de la masa ascendente de lodo provoca con el tiempo deformaciones progresivas del relieve, que pueden afectar obras civiles emplazadas en estos sitios. Tal situación en zonas del talud continental puede producir, en parte, macrodeslizamientos capaces de afectar, indirectamente, la estabilidad de la línea de costa.

## 5. Recomendaciones

Es fundamental la difusión de los resultados de este estudio y, en lo posible, insistir en que los mapas geomorfológicos sean incorporados al Esquema de Ordenamiento Territorial

(EOT) de los municipios y corregimientos involucrados en el estudio. Especial énfasis de prevención se debe hacer en los sectores de Membrillal y El Rodeo, en Cartagena, Pueblo Nuevo y El Totumo, y en Santa Catalina, Clemencia y Flamenco, cuyos perímetros urbanos se encuentran muy próximos, o en zonas de influencia de edificios volcánicos de lodo.

Igualmente, se propone el uso y aplicación de la metodología geomorfológica aquí desarrollada, diferenciando y sectorizando la región con fundamento en los ambientes morfogenéticos.

### 5.1 Recomendaciones a corto plazo

Es recomendable emprender campañas educativas entre la población, tendientes a hacerle conocer a la ciudadanía las causas y consecuencias de los fenómenos geológicos que se pueden presentar en la región, tales como volcanismo de lodos, sismicidad y remoción en masa.

Es recomendable hacer un monitoreo visual diario de las bocas de los volcanes de lodo, tanto de las que están activas como de las inactivas, en los centros eruptivos considerados previamente. Debe prestarse una especial atención a la aparición y formación de agrietamientos, formación de nuevas bocas, la disminución súbita del burbujeo (burbujas/minuto) o la expulsión violenta de gases y reporte de ruidos en el interior de la estructura volcánica de lodo. En esta actividad es fundamental la colaboración de los habitantes del lugar, ya que ellos conocen en detalle el comportamiento de los volcanes de lodo.

En razón de que el diapirismo de lodos es un fenómeno de deformación del terreno, se recomienda revisar la estabilidad de viviendas e infraestructuras civiles localizadas en la cima y los flancos de los volcanes de lodo. Así mismo, es importante evaluar los riesgos de la infraestructura localizada en zonas con volcanismo de lodo y tomar medidas de mitigación o procurar su relocalización.

### 5.2 Recomendaciones a mediano y largo plazo

Para efectos de planes de ordenamiento territorial, los terrenos con manifestaciones de este tipo de volcanismo deben ser de uso restringido para la colonización y construcción de viviendas e infraestructuras rígidas. El análisis de amenazas y riesgos de la población debe servir para definir el empleo más adecuado de estos terrenos.

Es recomendable hacer un inventario detallado de las manifestaciones de volcanismo de lodo en la región, teniendo en cuenta su localización, características geomorfológicas, erupciones documentadas, número de bocas y tipo, con localización (consulta de periódicos, revistas, noticieros, registros de planeación municipal). Esta actividad es fundamental para definir los periodos de recurrencia de erupciones que puedan afectar a las personas y su infraestructura.

Estos estudios son la base para determinar las georrestricciones y georrecursos asociados al fenómeno del volcanismo de lodo, con fines de ordenamiento territorial de los municipios involucrados. Para tal efecto, es fundamental el concurso mancomunado de las gobernaciones y municipios, las corporaciones autónomas regionales y la comunidad misma.

Dada la carencia de información cartográfica reciente y detallada, es prioritario realizar planes de vuelo tendientes a obtener un registro de fotografías aéreas en escalas regionales y de detalle de toda la zona donde el fenómeno se presenta. Igualmente, se plantea proseguir con el monitoreo dinámico de los volcanes de lodo, y con el tiempo, estudiar la posibilidad de incrementar la red sismológica y de estaciones GPS con propósitos geodinámicos, para conocer el grado de deformación del terreno de esta región del cinturón del Sinú.

Se aconseja efectuar los estudios geológicos, geomorfológicos, geofísicos, geoquímicos y geotécnicos detallados de las zonas volcánicas de lodo, en particular de las zonas actualmente habitadas, con el fin de definir el grado de susceptibilidad y amenazas geológicas asociadas tanto a posibles erupciones futuras como a movimientos en masa. Estos estudios se deben basar en la realización de una topografía de detalle a escalas 1:2000 o 1:1000. Adicionalmente, es fundamental llevar a cabo apiques para obtener muestras, con el fin de datar los materiales emitidos en erupciones pasadas y poder definir la recurrencia del fenómeno con la ayuda de mayor información geológica.

Es recomendable hacer un análisis composicional y fisicoquímico de las arcillas y gases emitidos en estas zonas, al igual que la caracterización geomecánica de los materiales involucrados, con el propósito de conocer su incidencia en la generación de las erupciones. Así mismo, esta información sirve para conocer las bondades medicinales de dichos lodos y poder explotar localmente este recurso de una manera planificada. En ese sentido, es importante investigar en detalle las características fisicoquímicas siguiendo la normativa internacional para los peloides, con el objeto de definir su uso potencial como terapéuticos.

Es clave conocer la morfología de la plataforma continental, especialmente en las zonas cercanas a la costa, lo cual se debe hacer con la realización de perfiles batimétricos de alta resolución que permitan evidenciar las variaciones recientes (levantamientos-hundimientos) de los sedimentos pleistocenos y holocenos, que ayuden a establecer y confirmar la actividad neotectónica de la región. Igualmente, es fundamental desarrollar modelos numéricos, teniendo en cuenta las variaciones morfológicas de la plataforma continental cercana.

Finalmente, se recomienda como prioridad estudiar la actividad neotectónica de la región de una manera sistemática y detallada. Tal actividad se debe llevar a cabo con la toma de datos de microtectónica, modelamiento estructural cinemático y dinámico y elaboración de modelos de la tectónica de la región Caribe.



# Catálogo de volcanes de lodo

## Resumen

Los volcanes de lodo son una de las atracciones turísticas más destacadas del Caribe colombiano, no solo por su expresión paisajística sino también por el uso local, terapéutico y medicinal de los materiales extruidos por sus bocas. Producto de las investigaciones especiales efectuadas en los últimos años por Ingeominas (hoy Servicio Geológico Colombiano), se ha hecho un inventario de las manifestaciones de volcanismo de lodo en el Caribe noroccidental de Colombia, que ha permitido evidenciar hasta el momento 118 de estas estructuras, de las cuales 62 se han encontrado en la región del Caribe central, comprendida entre el sur del delta del canal del Dique y Barranquilla, que incluye tanto zonas costeras como submarinas.

El Servicio Geológico Colombiano (SGC), consciente de la necesidad de información geológica y geomorfológica básica de las zonas marinas y costeras colombianas, da a conocer el estado actual de las manifestaciones de volcanismo de lodo en el Caribe colombiano. En este texto, que se constituye en una actualización de la información compilada internamente por el SGC en el *Catálogo de los volcanes de lodo del Caribe central colombiano* (2011), se habla en particular de las características geológicas y geomorfológicas de los volcanes de lodo del Caribe central colombiano, de su génesis, así como de las condiciones físicas y químicas de los materiales (lodos y gases) extruidos por sus bocas o ventosas. Adicionalmente, se hace una reseña de los georrecursos y las geoamenazas geológicas asociados al fenómeno del diapirismo de lodos.

Por último, se describe –mediante fichas individuales y de una manera preferencialmente gráfica– la expresión morfológica de los principales volcanes de lodo hallados en la región. Así mismo, se muestran los tipos de “edificios volcánicos” y las bocas o ventosas asociadas a estos.

## Abstract

The mud volcanoes are one of the most important tourist attractions of the Colombian Caribbean zone, not only for the landscape expression, but also by local, therapeutic and medicinal use of material extruded from their mouths. Product from the special investigations conducted in recent years by Ingeominas (today Colombian Geological Service, SGC), it has conducted an inventory of the manifestations of mud volcanism in the Northwest Colombian Caribbean zone, finding so far, 118 of these structures, of which 62 are found in the central Caribbean region, between the Dique's Delta and Barranquilla city, including both coastal and offshore zones.

The Colombian Geological Service (SGC), aware of the need for basic geological and geomorphological information from the Colombian marine and coastal areas, disclosed through this document, the current state of knowledge about the manifestations of mud volcanism in the Colombian Caribbean zone. This document constitutes an update of the information compiled internally by the SGC in the document *Catalog of mud volcanoes of the central Colombian Caribbean zone* (2011). In this document, are disclosed in particular geological and geomorphological characteristics of the mud volcanoes of the Colombian Caribbean Central zone, its genesis' and the physics and chemistry of materials conditions (mud and gases), extruded through their mouths or suckers. Additionally, a brief review is made of the georesources and geological hazards associated with the phenomenon of mud diapirism.

Finally, described –through individual and a graphical way– the morphological expression of the mud volcanoes found in the region. Also is shown the different types of “volcanic edifices” and mouths associated with them. 



## 1. Introducción

Los volcanes de lodo se constituyen en una de las atracciones turísticas más visitadas en la costa del Caribe en Colombia, no solo por su expresión paisajística, sino también por el uso medicinal y terapéutico que los turistas les dan a sus lodos. El Servicio Geológico Colombiano (antes Ingeominas), con el propósito de socializar sus investigaciones e incentivar el turismo geológico de manera responsable en estos lugares, publica el presente documento con el fin de hacer conocer las características de estos fenómenos, sus manifestaciones, bondades e incluso las geoamenazas asociadas.

El volcanismo de lodo es una de las manifestaciones del fenómeno geológico denominado diapirismo de lodos. Este fenómeno se produce por la presencia en profundidad tanto de material arcilloso de características plásticas como de gases en condiciones de alta presión, que se movilizan hacia la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad, generando levantamientos y fracturamiento del terreno, tales como la expulsión de lodos y gases por bocas de variadas formas y tamaños.

En desarrollo de la investigación, iniciada en 2008, se han identificado 62 volcanes de lodo en zonas continentales y marinas del Caribe central colombiano, de los cuales en este libro se reseñan de manera gráfica las principales manifestaciones presentes entre el sur del canal del Dique y Barranquilla. El atlas de volcanes de lodo se divide en dos partes: la primera parte está enfocada en conceptualizar de modo general el fenómeno del diapirismo de lodos y sus manifestaciones, en particular los “volcanes”, sus características geológicas y geomorfológicas. Se hace énfasis en la expresión morfológica de estos, su estructura interna, las amenazas geológicas asociadas al fenómeno y el uso de los lodos como un georrecurso turístico y medicinal; igualmente, se dan las recomendaciones pertinentes de uso y manejo de tales territorios. La segunda parte es absolutamente fotográfica, tanto de la expresión geomorfológica de los “volcanes” como de las bocas o manaderos de lodo encontrados. Se describen geomorfológicamente los “edificios volcánicos” y se caracterizan los tipos de material expelido por éstas, a la vez que se indica localmente el registro histórico de erupciones pasadas.

Los autores agradecen la colaboración prestada a los funcionarios participantes en el proyecto *Andén Caribe*: Gloria Obando, Carmen Rosa Castiblanco, Luis Vásquez, Juan Felipe Gómez, Hugo Forero, Gabriel Ruge, Lyda Marlén Pinzón, Miguel Ángel Prada, José Vicente Franco, Fredy Díaz, Gina Patricia Martínez, Héctor Mora, Lucila Bobadilla, Alicia Montes, Édward Salazar, Henry Villegas, Rafael Cárdenas, Joaquín Beltrán y Jorge Bohórquez (q. e. p. d.).

## 2. Volcanes de lodo

Los volcanes de lodo se constituyen en una de las manifestaciones de un fenómeno geológico denominado diapirismo de lodos. Este fenómeno se origina por la presencia en profundidad de material arcilloso (de características plásticas) y gases en condiciones de alta presión, que se moviliza hacia la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad, generando tanto

levantamientos y fracturamiento del terreno como expulsión de lodos y gases por bocas de variadas formas y tamaños.

Las geoformas, tales como domos, colinas e islas, localizadas en el borde occidental del Caribe colombiano entre Urabá y Barranquilla, deben su origen tanto a los levantamientos del terreno generados por el fenómeno del diapirismo de lodos como al efecto compresivo continental de las placas Caribe y Suramérica. El fenómeno es típico del llamado cinturón del Sinú, faja de rocas presentes en la región costera colombiana entre el golfo de Urabá y Barranquilla, incluyendo igualmente zonas marinas de plataforma continental (figura 1a).

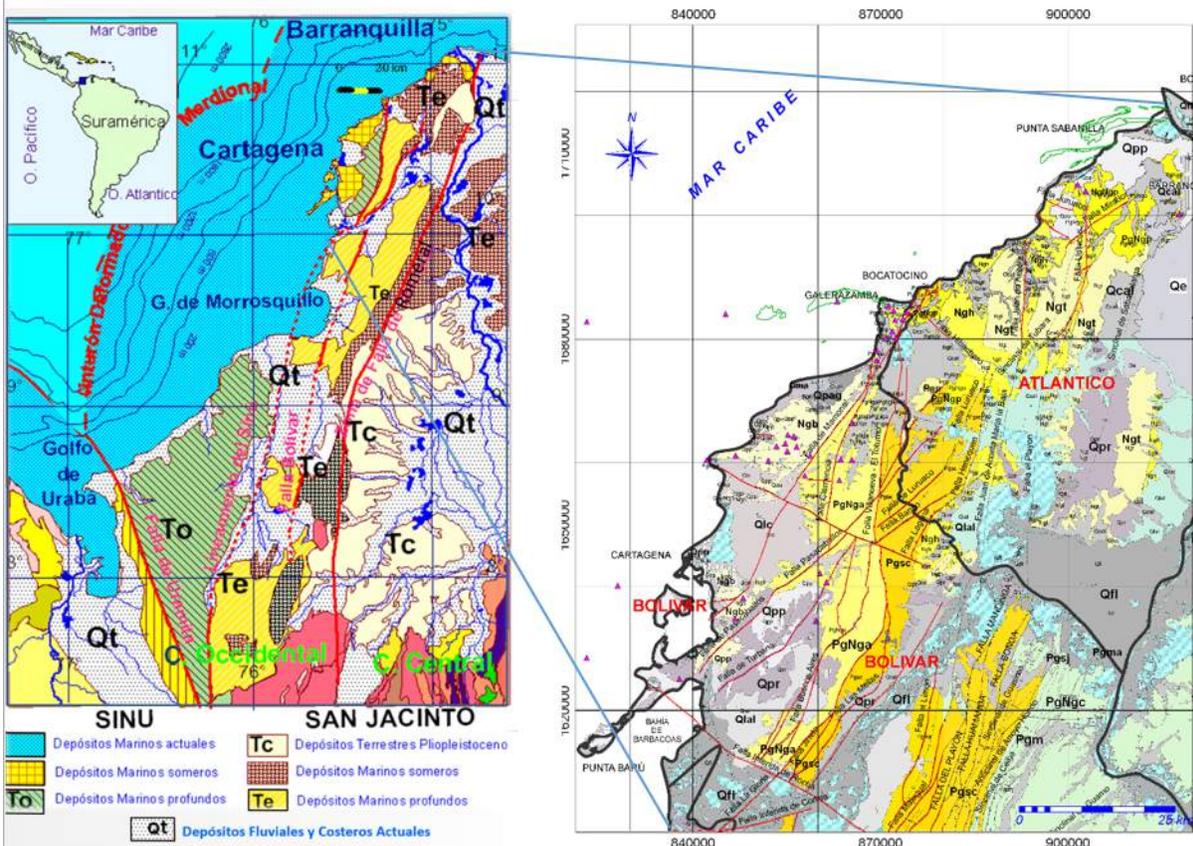
### 2.1 Marco geológico regional

Según Duque-Caro (1979-1979a), la región del Caribe colombiano está enmarcada en dos grandes zonas geológicamente diferentes, separadas por la falla o lineamiento de Romeral: una región estable o de plataforma al oriente, caracterizada por una corteza continental no plegada, afectada por una tectónica de bloques, con altos y depresiones en profundidad y en superficie, representada por los terrenos planos y cenagosos del valle inferior del río Magdalena, y una región inestable al occidente, constituida por dos elementos estructurales mayores, llamados por este autor cinturón fragmentado de San Jacinto y cinturón del Sinú (figura 1a).

Estos dos elementos estructurales han sido considerados como dos prismas de acrecimiento, producto de la interacción convergente y transcurrente de las placas Caribe y Suramericana, proceso que empezó en el Eoceno-Oligoceno hace aproximadamente 36 millones de años (Pelgrain, 1990; Burke *et al.*, 1983, en Carvajal, 2011). Los cinturones de San Jacinto y Sinú están limitados entre sí por el llamado lineamiento Sinú, que en esta área estaría representado por la falla de Villanueva-El Totumo. El volcanismo de lodo es característico en las rocas del cinturón del Sinú, aunque igualmente se presentan emplazamientos en rocas del llamado cinturón de San Jacinto (figuras 1b y 1c).

El cinturón del Sinú se caracteriza porque está conformado por estructuras sinclinales amplias, limitadas por anticlinales estrechos, asociados localmente a fallamientos inversos, en los que son de común ocurrencia los volcanes de lodo y las estructuras cóncavas, producto del efecto del llamado diapirismo de lodo. Estas estructuras se encuentran afectadas por fallas de rumbo de dirección predominante noroeste-sureste, que determinan la conformación de cuencas de distensión aisladas (Duque-Caro 1979; Carvajal *et al.*, 2010).

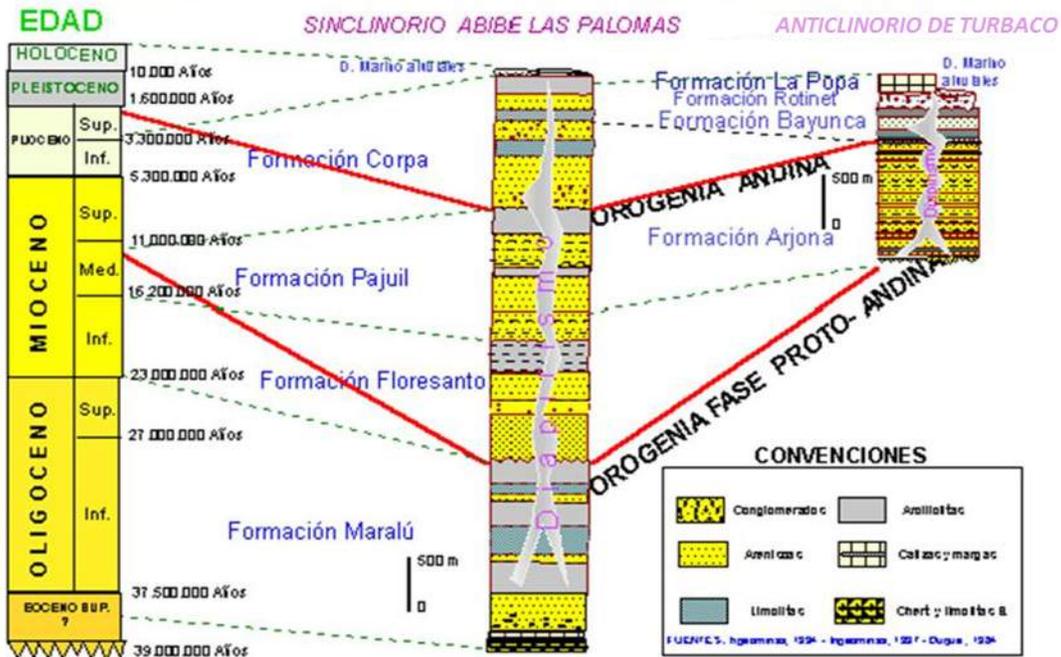
Los estudios de gravimetría y aeromagnetometría efectuados en la zona de estudio durante la investigación (Obando, 2010 y 2011) permitieron comprobar los lineamientos y fallamientos cartografiados por Ingeominas (Reyes y otros (2001); Barrera (2001); Guzmán y otros (1998); Reyes y Zapata (1996). En particular, se establece el límite correspondiente al lineamiento del Sinú (lineamiento geofísico mayor -LGM), que define dos patrones estructurales predominantemente distintos: uno al oriente, con patrones N-S y E-W, asociado con el cinturón de San Jacinto, y otro de lineamientos N25° E-N45 W, al occidente, correspondiente al cinturón del Sinú, en cuyos trazos son comunes las manifestaciones de volcanismo de lodo (figura 1c).



A)

B)

Columnas estratigráficas generalizadas - Cinturón del Sinú



C)

Figura 1. Características geológicas y estructurales del Caribe NW colombiano. a) Marco geológico estructural. b) Mapa geológico del Caribe central de Colombia. c) Columnas estratigráficas del cinturón del Sinú, donde son comunes los volcanes de lodo.

Fuente: Tomadas y modificadas de Duque-Caro (1984) y Carvajal (2001).

Hacia el sector norte, a partir de la falla de Hibácharo, prevalecen los lineamientos N-S, interrumpidos por lineamientos predominantemente E-W, característicos del cinturón de San Jacinto. Llama la atención en la región de Barranquilla la presencia de lineamientos curvos, que coinciden con una zona dómica de gran extensión, definida en la geomorfología y evidente en los modelos digitales del terreno del sector; en ese sentido, la cuesta estructural definida por las calizas de la formación La Popa, donde se encuentra el casco urbano de Barranquilla, corresponden a una plataforma arrecifal basculada, que conforman un paleoatolón en la región (Carvajal, 2011).

Las rocas que componen el cinturón del Sinú corresponden aproximadamente a 5000 m de pelagitas y hemipelagitas, lodolitas calcáreas y silíceas, *chert* y turbiditas muy finas del Mioceno superior-Plioceno, cubiertas por calizas arrecifales, arcillolitas, areniscas y conglomerados que pueden alcanzar los 4000 m de espesor (Duque-Caro, 1979). En la región estudiada afloran rocas de las formaciones Arjona, Bayunca y La Popa, cubiertas localmente por sedimentos de origen marino, denuclacional, fluvial y eólico (figuras 1b y 1c).

Los volcanes de lodo de la región de Cartagena están emplazados sobre todo en rocas de las formaciones Arjona y Bayunca, mientras en el sector septentrional de la zona de estudio se encuentran en rocas de la formación Hibácharo, considerada por Guzmán como correlacionable con la formación Bayunca. En el sector sur, en especial en el área de Flamenco, los volcanes de lodo están asociados a rocas de la formación Muca-cal, pertenecientes igualmente al cinturón de San Jacinto.

## 2.2 Características geomorfológicas de los volcanes de lodo

Los volcanes de lodo se presentan como cerros en forma de domo, de morfología colinada y de laderas convexas y cima plana, o en artesa, formados tanto por la acumulación de lodos producto de erupciones anteriores como por la deformación del terreno, generada por el empuje vertical de los materiales confinados en profundidad (figuras 2b y 2c). Estos materiales son movilizados o disparados por uno o varios de los siguientes factores: compresión tectónica, alto contenido de gases o por la diferencia de densidades entre los materiales confinados en profundidad y la cobertera sedimentaria superior más densa (Carvajal *et al.*, 2010).

Estas geofomas tienen por lo general un diámetro oscilante entre 0,8 y 1 km, con alturas variables entre 40 y 200 m; sin embargo, localmente pueden alcanzar diámetros superiores a los 6 km, como es el caso del volcán de lodo de Yerbabuena, al norte de Cartagena de Indias. Los volcanes de lodo en la región de Cartagena tienen en general forma de domo, con pendientes entre 15 y 20°; se constituyen en superficie de lodos consolidados, con gravas y bloques hasta de 1 m, embebidos en material arcilloso de color gris oscuro, localmente pardusco. Los bloques son predominantemente de areniscas cuarzofeldespáticas, arcillolitas, limolitas, calizas y calcitas; una característica sobresaliente de los bloques expulsados es su alto grado de fracturamiento, ocasionado por la expansión de los gases contenidos al llegar a la superficie.

Es común que en las laderas se generen procesos de tubificación, colapso y formación de surcos, cárcavas y hondonadas profundas (hasta de 2,5 m), debido al bajo grado de consolidación del material expulsado y a procesos posteriores de escoorrentía de agua superficial.

Hacia la cima de los edificios volcánicos de lodo se presenta una depresión a manera de cráter, en forma de artesa de 100 a 500 m de diámetro, dentro de la cual se presentan emanaciones de lodo por bocas de diferentes tamaños (entre 0,1 y 60 cm, en promedio). Estas bocas, también llamadas ventosas, se pueden encontrar además en los flancos de la estructura volcánica de lodo, aunque con menor frecuencia.

Dadas las diferencias de densidad, viscosidad y grado de fluidez de los materiales que emergen constantemente y a diferentes intervalos, se pueden formar simples orificios o ventosas de variados tamaños (entre 0,5 y 60 m), o conos (entre 0,6 y 20 m de altura y diámetro de base 1 y 30 m). Las bocas o manaderos de lodo de este tipo de volcán se clasifican según su forma y la pendiente de los flancos de los conos formados, así (Higgins & Saunders, 1974, en Carvajal, 2001):

Tipo A = cono con pendiente >20°.

Tipo B = cono con pendiente de 5-20°.

Tipo C = cono con pendiente <5°.

Tipo D = formas de caldera-cráter de varios metros de diámetro.

Tipo O = huecos o cráteres de pocos centímetros de amplitud.

Basados tanto en la información geofísica (gravimetría, magnetometría y sondeos geoelectrónicos superficiales, más conocidos como tomografías) obtenida del sector de Pueblo Nuevo-El Totumo (Bolívar) (figura 3), como en información sísmica publicada, se puede determinar que el desplazamiento de lodos hacia la superficie se lleva a cabo a través de fracturas y fallas de rumbo y normales, cuyo movimiento ha ocasionado la verticalización local de las secuencias sedimentarias, facilitando el tránsito de los lodos por medio de las mismas fracturas, e igualmente entre capas o estratos areníticos de características friables y porosas (Obando y Vásquez, 2009; Carvajal *et al.*, 2010). Estas condiciones se manifiestan sobre todo en sierras anticlinales, homoclinales y lomos de presión por fallamiento, aunque también se pueden encontrar en zonas de distensión generadas por fallamiento de rumbo (figuras 2, 3 y 4).

## 2.3 Georrecursos asociados a los volcanes de lodo

Los volcanes de lodo en la región del Caribe central colombiano son explotados local y artesanalmente como un recurso turístico, aprovechando las características composicionales y fisicoquímicas de los lodos extruidos pausada y constantemente por las bocas. De hecho, el único sitio donde se utiliza este recurso es la boca oriental en forma de cono de 16 m de altura, conocida como el volcán El Totumo (figura 5).

Según Carvajal *et al.* (2010), los lodos emanados periódica y constantemente están constituidos predominantemente de arcillas tipo caolinita (>40 %) y esmectita (10-40 %), y en menor proporción de clorita, illita y pirofilita, en ese orden. Además, se encuentra cuarzo tamaño limo, al igual que bajos porcentajes de feldespatos, piritita, yeso y halita.

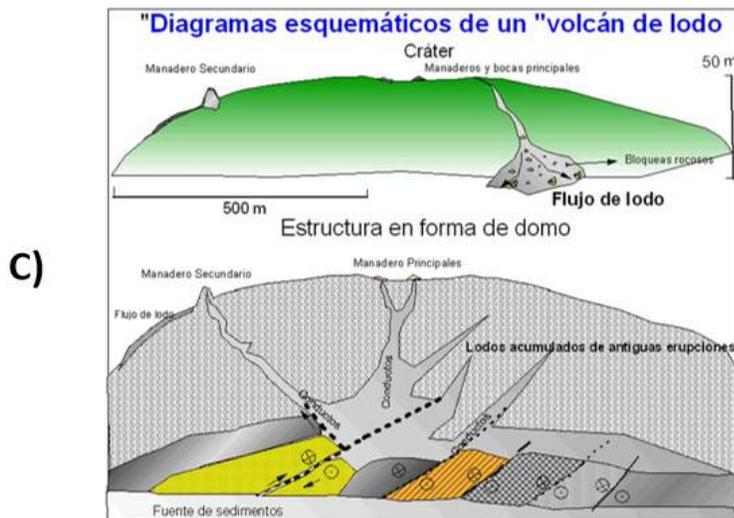
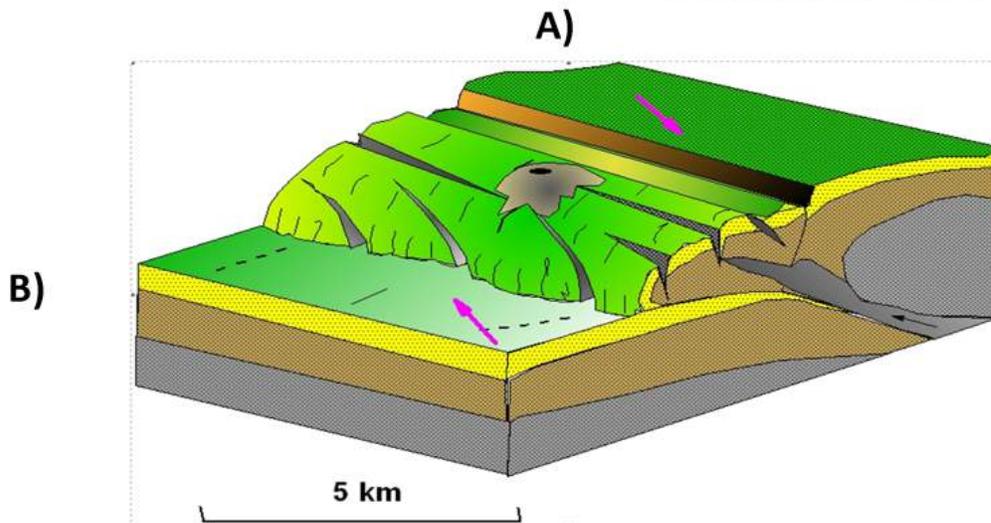
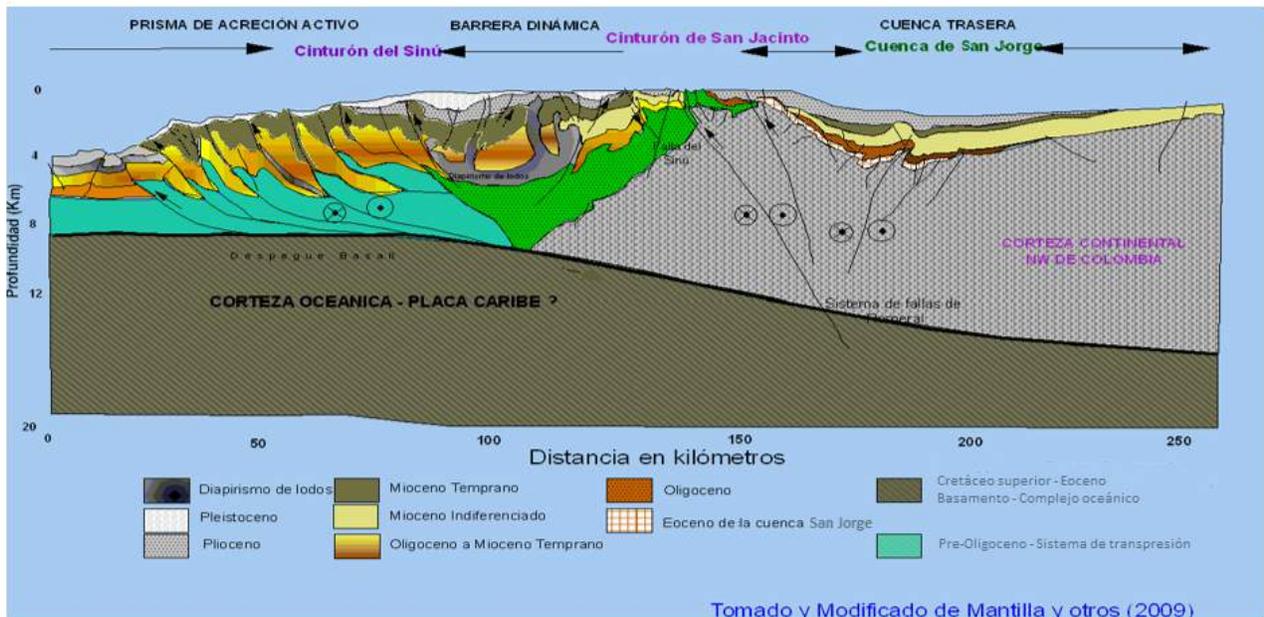


Figura 2. Modelos geológicos y geomorfológicos de los volcanes de lodo. a) Perfil geológico del margen continental. b) Modelo de emplazamiento de los volcanes de lodo. c) Perfiles esquemáticos de un volcán de lodo.

Fuente: Mantilla y otros (2009), Vinnels (2010) y Carvajal (2011).

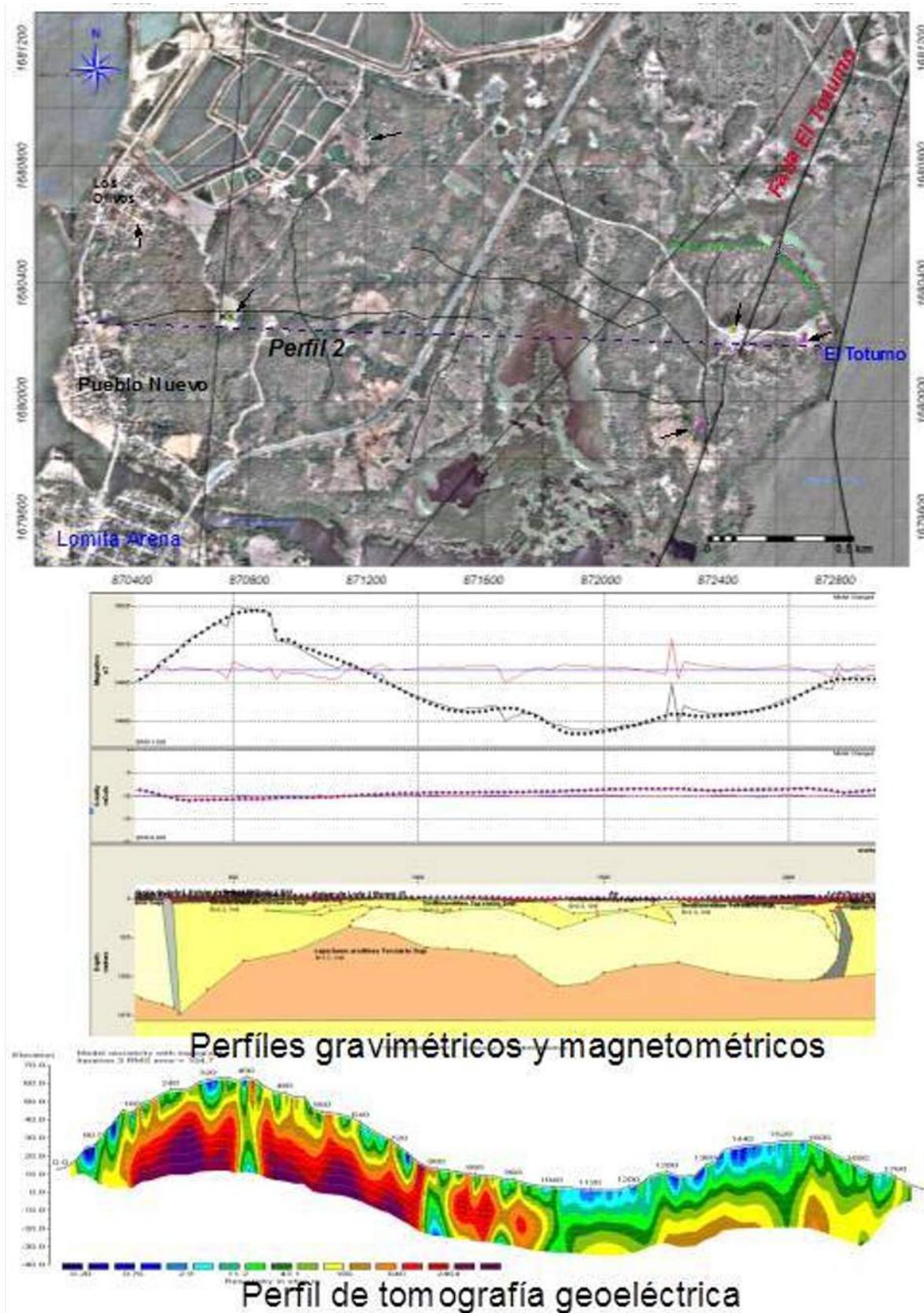


Figura 3. Perfiles resultantes del modelamiento de gravimetría-magnetometría y geoelectrica, respectivamente, en los volcanes de lodo de Pueblo Nuevo y El Totumo. Nótese en la tercera figura, en tonos grises oscuros, el tránsito de lodos a superficie, igualmente evidente en la información geoelectrica.

Fuente: Obando & Vásquez (2010) y Carvajal (2013).

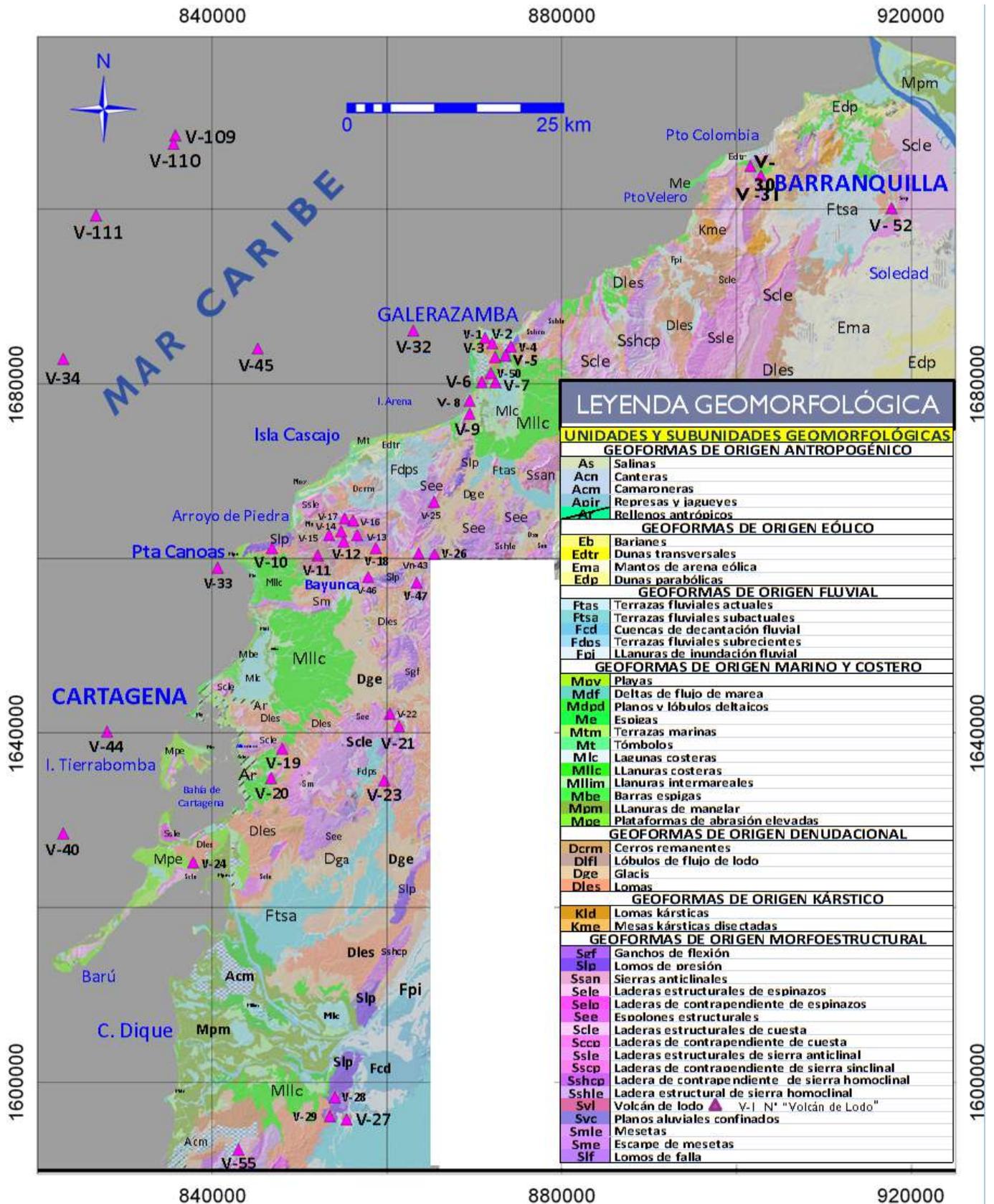


Figura 4. Mapa geomorfológico generalizado del Caribe central colombiano, con la localización de los volcanes de lodo. El número corresponde a la nomenclatura entre paréntesis encontrada en los volcanes de lodo reseñados posteriormente.

Fuente: Tomado y modificado de Carvajal. *Et, al*, 2011.

Mineralógicamente, los lodos emanados a través de las bocas de los volcanes de lodo de la zona de estudio están constituidos sobre todo de sílice, alúmina, y menores proporciones de óxidos ferrosos, óxidos de calcio, potasio, calcio, magnesio, manganeso y titanio (tabla 1).

Tal situación determina características físicas tales como humedades entre 1 y 5 %, pérdidas por calcinación en promedio entre 7 y 9 y un pH entre 7 y 8. Estas características composicionales se encuentran en los rangos permitidos en las normas internacionales para los peloides, pero se requieren análisis quí-

micos y biológicos detallados para utilizar estos materiales con propósitos terapéuticos y medicinales.

Los lodos en general son de texturas finas a muy finas, de color gris oscuro localmente y manchas de aceite marrón, lo cual les confiere buena untuosidad y adherencia a la piel. Según Bernal *et al.* (2000), con el lodo extruido por la boca del volcán de lodo de El Totumo, que se explota turísticamente, se hacen tratamientos y masajes consistentes en el baño del cuerpo con lodo y la posterior limpieza en aguas de la ciénaga cercana. De acuerdo con los residentes del lugar, se obtienen buenos resul-

Volcán	Humedad	P. Calcinación	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%Na <sub>2</sub> O	%K <sub>2</sub> O	MnO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	PH	Sólidos
	%												%
Santa Catalina	2,06	9,02	6,51	2,71	1,60	0,05	15,87	57,36	0,55	1,46	1,97	7,11	57,33
La Bonga	3,01	10,77	6,68	2,90	1,87	0,05	15,49	55,86	0,92	0,74	1,69	6,97	22,24
Olivos	4,80	9,00	6,85	2,72	1,41	0,05	16,25	53,52	0,78	0,95	1,92	7,91	33,07
Galerazamba	1,89	8,71	7,42	3,32	1,68	0,09	16,44	55,22	0,92	0,98	1,66	7,75	46,26
Palomas	1,55	7,60	7,28	3,17	1,51	0,06	16,06	58,65	0,67	0,97	1,94	8,89	53,16
El Totumito	1,57	7,31	5,40	2,28	1,68	0,05	16,06	62,07	0,95	1,11	1,11	7,45	47,44
El Totumito	2,17	7,60	5,25	2,02	1,68	0,05	16,25	60,36	0,72	0,88	1,21	7,40	40,22
El totumo	1,05	6,56	5,09	2,18	1,25	0,05	13,98	66,78	0,70	0,90	0,88	7,35	52,73
Yerbabuena	1,93	7,84	6,73	2,82	1,68	0,06	14,74	58,86	0,85	2,07	1,72	7,59	56,25
Cañaveral	2,15	9,58	7,32	2,09	1,52	0,06	15,87	57,15	0,70	1,16	1,92	7,87	45,59
Yerbabuena	1,43	7,66	6,42	2,22	1,42	0,05	16,25	58,86	0,72	1,33	1,96	7,40	48,76
Flamenco	1,24	6,34	6,59	3,26	1,57	0,08	14,17	62,29	0,83	1,30	2,04	8,12	52,13
Flamenco	2,43	9,53	8,35	4,16	1,47	0,05	15,87	54,58	0,97	0,53	2,02	7,70	88,40
Turbaco	3,60	9,71	8,16	3,87	1,65	0,06	16,82	52,87	1,02	0,41	1,79	7,46	19,42
Turbaco	1,24	8,19	7,46	3,40	3,15	0,05	16,44	56,29	0,72	0,62	1,94	7,72	54,37
La Lomita	1,47	6,47	6,98	2,88	1,40	0,06	15,49	60,79	0,85	0,73	1,53	7,67	41,18
La Lomita	1,15	8,51	7,43	2,67	1,66	0,08	16,25	57,15	0,90	0,98	1,56	7,56	40,53
Olivos	1,55	8,11	5,62	2,06	1,52	0,05	16,44	61,64	0,73	0,69	1,03	7,22	59,52

**Tabla 1.** Composición mineralógica y características fisicoquímicas de algunas muestras de lodo tomadas en las bocas de los volcanes

tados en el tratamiento de la piel y en patologías de las articulaciones.

Uno de los atractivos poco explotados en el país es el geoturismo asociado con la expresión paisajística y el significado científico de estos territorios, exclusividad del noroccidente del Caribe colombiano. Por eso hay que evaluar el potencial paisajístico, así como considerar indicadores de carácter intrínseco (complejidad y contraste del relieve, diversidad, presencia de agua, singularidad y alcance visual) y extrínseco (estado de conservación, condiciones para la observación, significado y existencia de puntos de panorámica). Así mismo, se ha de evaluar el potencial científico mediante indicadores como el estado

de conservación, el significado, el grado de conocimiento, la singularidad y la diversidad de las geoformas (en este caso, los volcanes de lodo) (Ingeominas & Cardique, 1999).

Los volcanes de lodo se caracterizan por su diversidad de formas y la singularidad en la expresión poco frecuente de sus manifestaciones, asociadas con la emanación lenta de lodos y gas. Llamen la atención tanto lo exótico de los paisajes de estas estructuras geológicas como las panorámicas obtenidas desde allí, particularmente hacia zonas marinas.

El sector de mayores perspectivas para explotar este potencial geoturístico corresponde a la región de Galerazamba, donde se encuentran unas cuatro de estas manifestaciones. El más



Figura 5. Aspecto del uso turístico de la boca principal del volcán de lodo El Totumo.

Fuente: Carvajal (1998).

conocido es el volcán de lodo El Totumo, por su forma cómica y por el desarrollo de conos de lodo hasta de 16 m de altura (Ingeominas & Cardique 1999). En la localidad de Cañaveral se encuentra el volcán de lodo de mayor altura y también el que muestra mayor diversidad de contrastes visuales por la conformación cómica; el desarrollo de un cráter de aproximadamente 250 m de diámetro y la presencia en este de varios conos de lodo de 2 a 5 m de altura. Otras zonas promisorias son aquellas en las que están los volcanes de lodo de Pueblo Nuevo, Flamenco, Turbaco, Yerbabuena y El Rodeo.

Aunque estas geoformas son turística y paisajísticamente explotables, es importante llamar la atención sobre la amenaza geológica que representan debido a la extrusión periódica y violenta de lodos, que pueden constituirse en riesgos para las personas e infraestructuras que se encuentren cerca de los centros de emisión de lodos.

#### 2.4. Amenazas geológicas asociadas al volcanismo de lodo

Los volcanes de lodo se muestran comúnmente como sitios donde la emanación de lodo es lenta y acompañada de un burbujeo intermitente de gas. Estos lodos se extienden lateralmente

varios metros, aprovechando la topografía del lugar, y se interdigitan con los flujos de otras bocas.

Este comportamiento pausado y lento es ocasionalmente interrumpido (cada 15-20 años en promedio) por erupciones violentas de lodo y bloques de roca, que se constituyen en amenazas y riesgos para las personas que transiten o vivan en cercanías del lugar (Carvajal 2001). Estos eventos se presentan asociados con el fracturamiento del terreno del “edificio volcánico” y la generación local de movimientos en masa. Flujos de lodo que forman mesetas de varios metros de diámetro y alturas del orden de los 2 m, así como lóbulos de flujo de lodo encauzados por los drenajes, lanzamiento violento de bloques rocosos en varias direcciones e incendios producidos por la ignición de gases (Carvajal 1996, 1999, 2000 y 2001; Carvajal *et al.*, 2010) (figura 6).

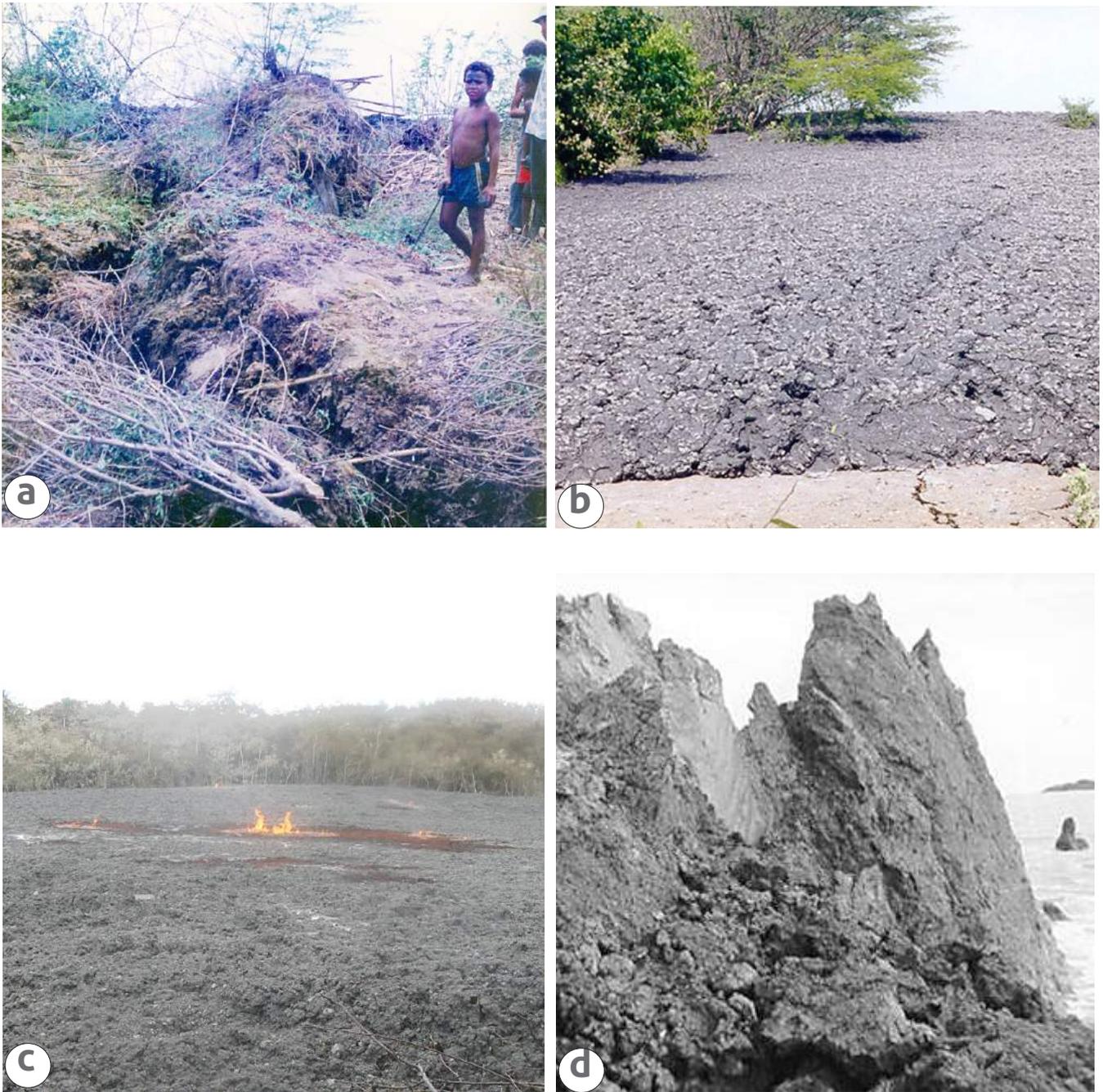
Carvajal (2001), fundamentado en las experiencias producto de los informes de atención de emergencias hechos por Ingeominas, establece que las amenazas relacionadas con la explosión de los volcanes de lodos están asociadas a una o varias de las siguientes manifestaciones: expulsión violenta de lodos y generación de flujos, expulsión violenta de bloques, fracturamiento del terreno circundante, emisión de gases, así como generación de incendios y ondas de choque. Además, incluye

la sismicidad local generada durante el evento, que puede ocasionar localmente movimientos en masa, e indirectamente un *shock* nervioso a las personas que viven en zonas cercanas a estas manifestaciones.

Los análisis de evaluación y zonificación de las amenazas asociadas a las erupciones de volcanes de lodo en la región solo tienen el alcance del rango de vulnerabilidad al fenómeno, definida esta como el grado de predisposición natural que tiene el terreno a que, en una región dada, se presenten eventos eruptivos

potencialmente dañinos para la población y las infraestructuras cercanas. Tal situación se debe al conocimiento limitado de la ocurrencia de registros eruptivos, que permita definir con cierta precisión la recurrencia de estos eventos en un lugar determinado.

Ingeominas (hoy Servicio Geológico Colombiano), en el marco de la zonificación geotécnica de Cartagena, llevó a cabo una zonificación de susceptibilidad del volcán de lodo de El Rodeo, fundamentada tanto en las características geológicas,



**Figura 6.** Manifestaciones asociadas a la ocurrencia de eventos eruptivos de volcanes de lodo. a) Fracturamiento del terreno-V. El Reposo. b) flujos de lodo-V. El Totumo, c) Incendios-V. Santafé de las Platas. d) Formación de islas-Punta Canoas.

**Fuente:** Carvajal, 1996-2000; Correa, 1988; Carvajal & Mendivelso, 2010.

geomorfológicas y geofísicas del terreno, como en la evidencia de antiguos flujos de lodo en el lugar y la información del comportamiento de otros “volcanes”, obtenida de las atenciones de emergencia reportadas (Ingeominas, 1999; Franco, 1996; Carvajal, 1996, 1999, 2000; Carvajal & Mendivelso, 2010; Carvajal, 2012). La ocurrencia de dos eventos eruptivos, a finales de 2012 y comienzos de 2013 (Carvajal & Calderón, 2013), permitió comprobar los daños generados por este tipo de erupciones (fracturamiento del terreno, flujos) en las zonas cercanas al cráter principal, y aunque se han dado pasos significativos en la evaluación del fenómeno, es importante seguir profundizando en el conocimiento de estos eventos, su recurrencia y el comportamiento del terreno en tales regiones.

La cercanía y la ocupación de los terrenos influenciados por volcanismo de lodo son un riesgo relativo alto para los habitantes y la infraestructura construida en estos terrenos, en especial para aquella gente cuyas viviendas se encuentran en cercanías de los volcanes de lodo de Membrillal, El Rodeo, Flamenco, Pueblo Nuevo, La Bonga y El Totumo, donde se deben tomar las medidas preventivas del caso.

La ocurrencia del diapiroismo de lodos en la región del Caribe colombiano es, en gran parte, el fenómeno responsable de la conformación geomorfológica de la región, en particular de la configuración de la línea de costa en estudio. La evolución actual (últimos 500 años), sobre todo de las costas bajas, indica cambios significativos en la configuración de geoformas como las espigas y tómbolos, favorecidos por la actividad diapírica de la región, sin desconocer los cambios en la carga de sedimentos involucrados en la deriva litoral, atribuidos en gran medida a los cambios climáticos, relacionados localmente como los fenómenos de El Niño y de La Niña (Correa, 1984, 1990; Martínez *et al.*, 1990; Carvajal *et al.*, 2010; Martínez, 1993; Molina *et al.*, 1996).

Carvajal *et al.* (2010) y Carvajal (2011) evidencian actividad neotectónica en el Caribe NW de Colombia, fundamentados en el análisis geomorfológico y la ocurrencia de geoformas indicativas y diagnósticas, como aluviones confinados, facetas triangulares, basculamiento de terrazas marinas y plataformas de abrasión elevadas, lomos de presión y de falla, y la misma ocurrencia de los volcanes de lodo en zonas de falla. Esta actividad está asociada en parte con el proceso del diapiroismo de lodos.

La dinámica tectónica de la región es activa y está asociada con los movimientos transcurrentes y convergentes de las placas Caribe, Nazca y Suramericana, que se aproximan a una tasa promedio de  $7,3 \pm 0,5$  cm/año, con movimientos conjugados en dirección noreste, predominantemente (Kellogg *et al.*, 1983, en Carvajal *et al.*, 2010; Mora, 2011). Los primeros datos del monitoreo de estaciones GPS de campo con propósitos geodinámicos, colocadas en la cima de los volcanes de lodo de Pueblo Nuevo y El Totumo, muestran movimientos en direcciones diferentes de la tendencia regional, posiblemente como consecuencia de procesos recientes de deformación de los “edificios volcánicos” (Carvajal, 2011). Así mismo, contrario a lo esperado, el movimiento vertical tiende hacia el hundimiento en un rango de 17-35 mm/año en estos “volcanes”, mientras que las estaciones de campo localizadas en Tierrabomba y Cartagena muestran tendencias hacia el levantamiento (Carvajal, 2011).

## 2.5. Recomendaciones

Según Carvajal *et al.*, (2010), los terrenos con manifestaciones de volcanismo de lodos se deben considerar de uso restringido para la colonización, al igual que para la construcción de viviendas e infraestructuras rígidas, de acuerdo con los planes de ordenamiento territorial. El análisis de amenazas y riesgos de la población debe servir para definir el modo de uso más adecuado de estos terrenos.

Es recomendable hacer un inventario detallado de las manifestaciones de volcanismo de lodos en la región, teniendo en cuenta su localización, características geomorfológicas, erupciones documentadas, al igual que número de bocas y tipo con su localización. Esta actividad es fundamental para determinar los periodos de recurrencia de erupciones que puedan afectar a la gente y su infraestructura. En tal sentido, se aconseja consultar periódicos, revistas, noticieros y registros de planeación municipal. Igualmente es importante la caracterización fisicoquímica de los lodos, con el fin de definir su potencial uso terapéutico medicinal, conforme a normas internacionales.

Estos estudios son la base para establecer las georrestricciones y georrecursos asociados al fenómeno del volcanismo de lodos, de acuerdo con el Plan de Ordenamiento Territorial de los municipios involucrados. Es fundamental el concurso mancomunado de las gobernaciones y municipios, de las corporaciones autónomas regionales y de la comunidad misma.

Dada la carencia de información cartográfica reciente y detallada, es prioritario realizar planes de vuelo tendientes a obtener un registro de fotografías aéreas en escalas regionales y de detalle de toda la zona donde el fenómeno se presenta. Igualmente, se plantea densificar estaciones sismológicas y de GPS con propósitos geodinámicos, para conocer el grado de deformación y basculamiento de las regiones litoral e insular.

Se sugiere llevar a cabo los estudios detallados en escalas 1:2000-1:1000 de topografía, geología, geomorfología, geofísica geoquímica y geotecnia de los volcanes de lodo, particularmente de las zonas habitadas, con el fin de definir el grado de susceptibilidad y amenazas geológicas asociadas a posibles erupciones y a movimientos en masa. Estos estudios se deben complementar tanto con análisis de vulnerabilidad física y socioeconómica de la infraestructura y de los habitantes, como de la socialización de la información obtenida.

Es clave hacer perfiles batimétricos multihaz de alta resolución, con el fin de conocer la morfología de la plataforma continental cercana, esto es, las variaciones recientes (levantamientos hundimientos) de los sedimentos del Pleistoceno y Holoceno. Igualmente, es importante desarrollar modelos numéricos que permitan conocer la dinámica litoral afectada por levantamientos diferenciales del fondo marino.

Finalmente, se recomienda estudiar la actividad neotectónica de la región de una manera sistemática y detallada. Tal actividad se debe llevar a cabo con la toma de datos de microtectónica, modelamiento estructural cinemático y dinámico, y elaboración de modelos de la tectónica de la región Caribe.

### 3. Caracterización de los principales volcanes de lodo del Caribe central colombiano

Se reseñan a continuación los principales volcanes de lodo encontrados en el Caribe central colombiano, entre el sur del canal del Dique y Barranquilla. El número entre paréntesis corresponde a la localización del volcán de lodo visualizado en el mapa de la figura 4, en coordenadas planas con Datum Bogotá-origen Gauss Central (Bogotá). Las planchas están a escala 1:25.000 de nomenclatura IGAC.

#### 3.1 Volcán de lodo Galerazamba (v-1), departamento de Bolívar



**Figura 7.** Vista panorámica hacia el N del volcán de lodo Galerazamba.  
**Fuente:** Imagen Google (2010).



**Figura 8.** Detalles de los manaderos de lodo tipo O del volcán de lodo de Galerazamba, sector NW de la cima.  
**Foto:** J. H. Carvajal (2009).

Descripción	Información básica
<p>Esta estructura en forma de domo, de 10 a 15 m de altura y diámetro cercano a los 300 m, está localizada al costado oriental del casco urbano de Galerazamba (Bolívar); tiene una artesa a manera de cráter de 60 m de diámetro, donde en el centro y en el costado NW se presentan aproximadamente siete manaderos de lodo de 10-50 cm de diámetro (tipo O). Los lodos son de color gris pardusco, viscoso y localmente muy fluidos.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 871.217  <b>Norte:</b> 1.685.296  <b>Plancha:</b> 16-IV-D  <b>Lugar:</b> municipio de Galerazamba  <b>Zona:</b> 1, sector sur  <b>Muestra IGM:</b> 14510-I  <b>Colectores:</b> J. H. Carvajal, L. Bobadilla  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, 20-40 %; esmectita, &gt;40 %; illita, 3-10 %, y clorita, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 4,53 %; metano (CH<sub>4</sub>), 94,33 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 1,14 %.</p>



**Figura 9.** Detalles de los manaderos de lodo tipo O del volcán de lodo de Galerazamba, sector NW de la cima.

**Foto:** J. H. Carvajal, 2008.

### 3.2 Volcán de lodo Las Palomas (v-2), departamento de Bolívar



**Figura 10.** Panorámica hacia el N del volcán de lodo Las Palomas.  
**Fuente:** Google (2010).



**Figura 11.** Detalles de las piscinas de lodo acondicionadas para el baño al unir varios manaderos tipo O en el volcán de lodo Las Palomas.

**Foto:** J. H. Carvajal, 2010.



**Figura 12.** Vista hacia el N de la zona de cráter del volcán de lodo Las Palomas, con manaderos de lodo. Tipo O intervenidos antrópicamente.

**Foto:** J. H. Carvajal.

Descripción	Información básica
Esta estructura en forma de domo, de 25 a 30 m de altura y 850 m de diámetro, se encuentra 1,5 km al SEE del casco urbano de Galerazamba (Bolívar). A pesar de estar intervenida antrópicamente, se evidencia una artesa a manera de cráter de 180 m de diámetro en la parte alta de la estructura, donde se encuentran 30-40 bocas tipos O y C, las cuales se han unido localmente para hacer piscinas de lodo. Cadavid & Rico (1992) reportan una erupción de lodo hace 45-50 años.	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 872.069 <b>Norte:</b> 1.684.652  <b>Plancha:</b> 16-IV-D  <b>Lugar:</b> municipio de Galerazamba  <b>Zona:</b> 1, sector norte  <b>Muestra IGM:</b> 14510-I  <b>Colector:</b> Carvajal  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, &gt;40 %; esmectita, 20-40 %, e illita, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> no se pudo recuperar muestra.</p>

### 3.3 Volcán de lodo Los Olivos o Pueblo Nuevo (v-6), departamento de Bolívar



**Figura 13.** Vista panorámica hacia el SEE del volcán de lodo Los Olivos.  
**Fuente:** Google (2010).



**Figura 14.** Vista hacia el SE del volcán de lodo Pueblo Nuevo, donde se aprecia el flujo de lodo de la erupción del 27 de abril de 1999.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 1999.



**Figura 15.** Vista hacia el E de los manaderos tipo A presentes en el cráter del volcán de lodo Pueblo Nuevo.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2002.



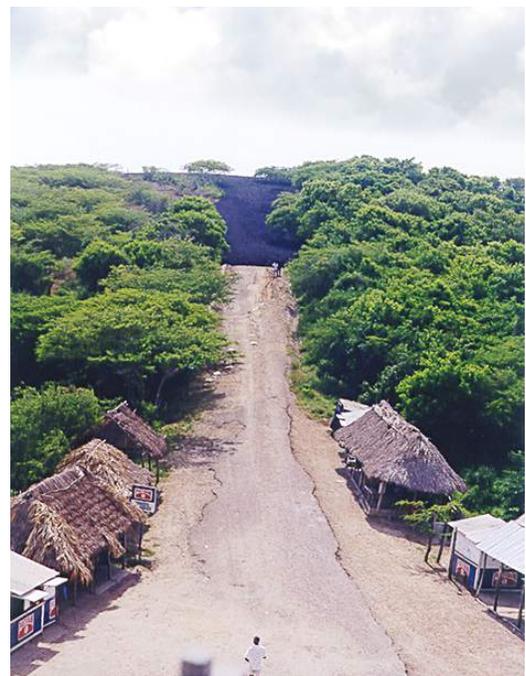
**Figura 16.** Vista hacia el S de flujo de lodo canalizado, formado durante la erupción del 27 de abril de 1999 en el volcán de lodo de Pueblo Nuevo.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 1999).

Descripción	Información básica
<p>Este volcán de lodo se encuentra en el corregimiento de Pueblo Nuevo, municipio de Santa Catalina (Bolívar). Corresponde a una estructura en forma de domo de 1500 m de diámetro y 50 m de altura. Presenta un cráter de 100 m de diámetro, con 12 bocas activas tipo A en forma de cono de 0,4-1,6 m de altura y 4 bocas tipo O, por las cuales fluye lodo viscoso gris plateado. El 27 de abril de 1999 se presentó una erupción violenta de lodo (60.000 m<sup>3</sup>), con un flujo canalizado por el costado NW de las laderas del volcán de lodo, que alcanzó a llegar hasta las proximidades de las piscinas de una camaronera y a pocos metros del barrio Los Olivos de Pueblo Nuevo.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 870.861  <b>Norte:</b> 1.680.211  <b>Plancha:</b> 16-IV-D y 23-II-B  <b>Lugar:</b> corregimiento de Pueblo Nuevo, SE barrio Los Olivos  <b>Zona:</b> 1, sector N  <b>Muestra IGM:</b> 14508  <b>Colector:</b> Carvajal  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, &gt;40 %; esmectita, 10-20 %, e illita, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 43,05 %; metano (CH<sub>4</sub>), 56,53 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,42 %.</p>

### 3.4 Volcán de lodo El Totumo (v-7), departamentos de Bolívar y Atlántico



**Figura 17.** Vista hacia el occidente del volcán de lodo El Totumo.  
**Fuente:** Google (2010).



**Figura 18** Vista hacia el W del flujo de lodo de la erupción del 23 de agosto de 2000 en el volcán de lodo de El Totumo.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2000.



**Figura 19.** Vista hacia el SE de la estructura volcánica de lodo de El Totumo. Nótese al lado izquierdo el manadero de lodo en forma de cono del mismo nombre. Foto: J. H. Carvajal, 2009.



**Figura 20.** Vista hacia el E de los manaderos tipos O y C del volcán de lodo El Totumo. Al fondo, boca tipo A turística, conocida como El Totumo. Foto: J. H. Carvajal, 2009.



**Figura 21.** Detalles de los manaderos de lodo tipo O en el centro principal de emisión del volcán de lodo El Totumo, sector El Totumito. Foto: J. H. Carvajal, 2009.



**Figura 22.** Vista de la boca o manadero turístico de El Totumo, tipo A, localizada al E de la estructura principal.  
Foto: J. H. Carvajal, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán de lodo se encuentra en zona limítrofe entre los departamentos de Atlántico y Bolívar, al oriente del corregimiento de Pueblo Nuevo. Tiene de diámetro entre 800-1000 m y de altura 25 m. En la cima de la estructura se encuentra una artesa como cráter de 25-30 m de diámetro, donde se aprecian 8-10 bocas de 10-50 cm de diámetro tipo O; lateralmente presenta varias bocas tipos A y O, de las cuales emana lodo gris y gas, siendo la boca más conocida el cono de El Totumo. Carvajal (2000) reporta una erupción de aproximadamente 35.000 m<sup>3</sup> de lodo el 23 de agosto de 2000.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 872.434  <b>Norte:</b> 1.680.218  <b>Plancha:</b> 16-IV-D  <b>Lugar:</b> sector W de la ciénaga de El Totumo  <b>Zona:</b> sector 1, zona sur  <b>Muestra IGM:</b> 14509-I  <b>Colector:</b> Carvajal  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, &gt;40 %; esmectita, 10-20 %; illita, 3-10 %; clorita, 3-10 %, y pirofilita, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 9,89 %; metano (CH<sub>4</sub>), 89,05 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 1,06 %.</p>



**Figura 23.** Vista de otra boca o manadero tipo A, localizada al sur del centro principal del volcán de lodo El Totumo.  
Foto: J. H. Carvajal, 2008.

### 3.5 Volcán de lodo La Bonga (v-9), departamento de Bolívar



**Figura 24.** Vista panorámica hacia el NE del volcán de lodo de La Bonga.  
**Fuente:** Google (2010).



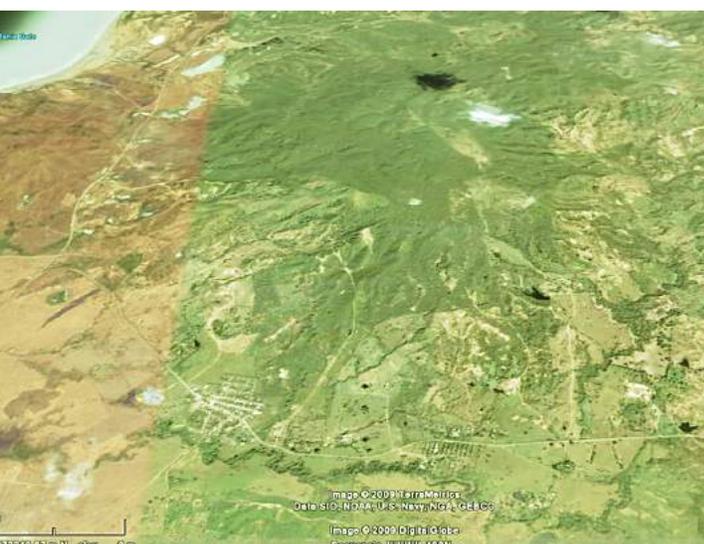
**Figura 25.** Vista hacia el SE de la estructura volcánica de lodo La Bonga. SW de Lomita Arena (Bolívar).  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2008.



**Figura 26.** Detalles de los manaderos de lodo con fuerte burbujeo tipo O del volcán de lodo de La Bonga.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán se encuentra a 2500 m al SSW de la localidad de Lomita Arena (Bolívar). Corresponde a una estructura en forma de domo de 850 m de diámetro y 45 m de altura. Presenta tres bocas manaderos activos tipo O de 0,5-1,5 m de diámetro, por las cuales fluye gas en burbujeo continuo y lodo muy fluido gris pardusco.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 869.463  <b>Norte:</b> 1.676.578  <b>Plancha:</b> 23-II-B  <b>Lugar:</b> SSW de Lomita Arena, municipio de Santa Catalina  <b>Zona:</b> 1, sector norte  <b>Colector:</b> Carvajal  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, 20-40 %; esmectita, 10-20 %; illita, 10-20 %; clorita, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> aire, metano (CH<sub>4</sub>) y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). Los lodos contienen Na, Ca, Mg, K, Al, Si, y Fe y trazas de Mn.</p>

### 3.6. Volcán de lodo Yerbabuena (v-11), departamento de Bolívar



**Figura 27.** Panorámica hacia el N del volcán de lodo de Yerbabuena.  
**Fuente:** Imagen Google (2010).



**Figura 28.** Vista de manaderos de lodo tipo B del volcán de lodo Yerbabuena.  
**Foto:** Lyda Pinzón, 2008.



**Figura 29.** Vista de manaderos de lodo tipos B y O del volcán de lodo Yerbabuena.  
**Foto:** Lyda Pinzón, 2008.



**Figura 30.** Vista de manaderos de lodo tipo B del volcán de lodo Yerbabuena.  
Foto: Lyda Pinzón, 2008.



**Figura 31.** Detalles de manaderos de lodo tipo B del volcán de lodo de Yerbabuena.  
Foto: Lyda Pinzón, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán de lodo de forma cómica se encuentra al norte de la localidad de Pontezuela (Bolívar). Tiene 4500 m de diámetro y altura promedio de 75 m, con 193 bocas tipos B y O cuyos diámetros oscilan entre 20 y 50 cm, por las cuales fluye lodo grisáceo, muy fluido, compuesto por limos y arcillas, distribuidas en un cráter en la cima de 600 m de diámetro. Se han identificado 4 flujos de 1-2 km de longitud por los sectores N y E de la estructura. Se ha reportado verbalmente una erupción en 1962.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 852.101 <b>Norte:</b> 1660.368  <b>Plancha:</b> 23-II-C – 23-IV-A  <b>Lugar:</b> norte de Pontezuela  <b>Zona:</b> 1, sector sur  <b>Muestra IGM:</b> 14514-I  <b>Colectoras:</b> Pinzón &amp; Bobadilla  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, &gt;40 %; esmectita, 20-40 %; illita, 10-20 %, y clorita, 3-10 %. Trazas de pirofilita.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 41,26 %; metano (CH<sub>4</sub>), 47,28 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,7 %.</p>

### 3.7 Volcán de lodo El Reposo (v-12), departamento de Bolívar



**Figura 32.** Aspecto hacia el NW de la erupción del volcán de lodo El Reposo, ocurrida el 8 de mayo de 1996.

**Foto:** Jaime Borda. Diario *El Periódico* de Cartagena de mayo 10 de 1996.



**Figura 33.** Panorámica hacia el norte del volcán de lodo El Reposo y flujo de lodo acumulado durante la erupción de 2012.

**Fuente:** Imagen Google (2013).



**Figura 34.** Detalles del flujo de lodo y el fracturamiento generado durante la erupción de 2012.

**Foto:** J. H. Carvajal, 2013.



**Figura 35.** Bocas tipo B en el cráter del volcán El Reposo.  
Foto: J. H. Carvajal, 2008.



**Figura 36.** Bocas tipo B alineadas en la cima del volcán de lodo El Reposo.  
Foto: J. H. Carvajal, 1996.

Descripción	Información básica
<p>El volcán de lodo El Reposo tiene forma cómica. Mide 2100 m de diámetro y 40-60 m de alto, asociado con espinazos estructurales curvos cubiertos de lodos volcánicos de forma irregular, elongada en dirección NW de 1000 m de largo por 600 m de ancho. Se identificaron 25 bocas tipos A, B y O, con alturas de 60-100 cm, y bocas de 20-60 cm de diámetro, distribuidas en un cráter de 300 m de diámetro, localizado en la parte alta del “edificio volcánico”, sector donde se han documentado una erupción de lodo el 8 de mayo de 1996 (80.000 m<sup>3</sup>), otra pequeña (±15.000 m<sup>3</sup>) el 5 de diciembre de 1997, y la última el 11 de mayo de 2012 (35.000 m<sup>3</sup>).</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 855.071  <b>Norte:</b> 1.661.941  <b>Plancha:</b> 23-II-C  <b>Municipio:</b> Cartagena de Indias  <b>Zona:</b> El Reposo, 4 km al N de Bayunca  <b>Muestra IGM:</b> 14515-I  <b>Colector:</b> Carvajal  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, esmectita e illita.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 52,16 %; metano (CH<sub>4</sub>), 47,28 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,56 %.</p>



**Figura 37.** Detalle de boca tipo B en el cráter del volcán de lodo El Reposo.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 1996.



**Figura 38.** Detalle del fracturamiento distensivo asociado con la erupción del volcán de lodo El Reposo, ocurrida el 8 de mayo de 1996.  
**Foto:** J.H. Carvajal, 1996.

### 3.8 Volcán de lodo El Rodeo (v-19), departamento de Bolívar



**Figura 39.** Panorámica hacia el SW del volcán de lodo El Rodeo. Nótese en la cima el flujo de lodo de la erupción del 2012.

**Fuente:** Imagen Google (2013).



**Figura 40.** Vista hacia el SW de la zona cómica correspondiente al volcán de lodo El Rodeo.

**Foto:** J. H. Carvajal, 1996.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán se encuentra al sureste de Cartagena de Indias. Está constituido por dos zonas cómicas, elongadas en dirección NE, con diámetro promedio de 1200 m y altura de 60 m. En la cima de la estructura principal está situado un cráter de 300 m de diámetro, donde se encuentran aproximadamente 60 bocas tipos C y O, con diámetros de 20-60 cm, por donde fluyen lodos grises arcillolimosos. Se reportan dos eventos eruptivos: uno a finales de 2012 y otro el 17 de febrero de 2013, con la extrusión global de 15.560 m<sup>3</sup> de lodo.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 848.042  <b>Norte:</b> 1.638.189  <b>Plancha:</b> 30-I-B  <b>Lugar:</b> Barrio El Rodeo, casco urbano de Cartagena de Indias  <b>Zona:</b> 1, sector sur  <b>Muestra n.º IGM:</b> 14519-I  <b>Colectora:</b> L. Bobadilla  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, esmectita e illita.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 64,74 %; metano (CH<sub>4</sub>), 32,82 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,43 %.</p>



**Figura 41.** Detalles de los manaderos de lodo tipo C del volcán de lodo El Rodeo.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 1996.



**Figura 42.** Aspecto de la cima y la ubicación de los manaderos de lodo tipo O del volcán de lodo El Rodeo. Al fondo, el cerro La Popa.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 1996.



**Figura 43.** Vista hacia el sureste de los límites de los dos flujos de lodo emitidos en el volcán de lodo El Rodeo a finales de 2012 y en febrero de 2013.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2013.



**Figura 44.** Vista hacia el sureste de los hundimientos y levantamientos del terreno ocurridos en el costado NE del cráter del volcán de lodo El Rodeo, durante la erupción de 2013.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2013.

### 3.9 Volcán de lodo Membrillal (v-20), departamento de Bolívar



**Figura 45.** Vista panorámica hacia el NEE del volcán de lodo Membrillal.  
Fuente: Imagen Google (2010).



**Figura 46.** Vista hacia el N del edificio volcánico de lodo de Membrillal.  
Foto: J. H. Carvajal, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Está localizado en jurisdicción del municipio de Turbaco (Bolívar). Tiene una estructura en forma de domo de 800-1000 m de diámetro y 20 a 25 m de altura. Las laderas son cortas y de formas convexas. Se encontraron bocas tipo O, de 10-30 cm, tanto en una vivienda en el costado SW de la cancha de fútbol, como tapadas en el sector NW de la cancha. Llama la atención la convivencia de los habitantes de este sector con el fenómeno.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 846.746  <b>Norte:</b> 1.634.849  <b>Plancha:</b> 30-I-B  <b>Lugar:</b> barrio Membrillal  <b>Zona:</b> 1, sector sur  <b>Muestra n.º IGM:</b> 14512-I  <b>Colector:</b> J. H. Carvajal  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, esmectita e illita.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 80,64 %; metano (CH<sub>4</sub>), 18,69 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,67 %.</p>



**Figura 47.** Detalles de manaderos tipo O del volcán de lodo de Membrillar.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2008.



**Figura 48.** Detalles de la actividad reciente de las bocas tipo O en el sector SW de Membrillar.  
**Foto:** El Universal, 2013.



**Figura 49.** Aspecto de la boca tipo C, acondicionada por los lugareños del barrio Membrillar.  
**Foto:** Gloria Obando, 2013.

### 3.10 Volcán de lodo Cañaveral (v-21), departamento de Bolívar



**Figura 50.** Panorámica hacia el SW del volcán de lodo de Cañaveral.

Fuente: Imagen Google (2010).



**Figura 51.** Vista panorámica del sector suroccidental del cráter del volcán de lodo de Cañaveral, con manaderos tipo A al fondo.

Foto: J. H. Carvajal, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Localizado 1 km al NWW del casco urbano del municipio de Cañaveral, es una colina en forma de domo de 60 m de altura y de 1600 m de diámetro que limita externamente con una artesa sinclinal bordeante. Presenta un cráter en forma de artesa pronunciada de 500 m de diámetro en cuyo interior se encuentran cuatro manaderos de lodo tipos A y B en forma de cono de 2-6 m de diámetro y 2-3 m de altura y con bocas de 40-60 cm por donde brota lodo gris, viscoso a acuoso y gas.</p>	<p><b>Coordenadas:</b>  <b>Este:</b> 861.404  <b>Norte:</b> 1.640.773  <b>Plancha:</b> 23-IV-C  <b>Municipio:</b> Cañaveral  <b>Lugar:</b> occidente del casco urbano de Cañaveral  <b>Muestra n.º IGM:</b> 14517-I  <b>Colector:</b> Lyda Pinzón  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, 20-40 %; esmectita, 20-40 %; illita y clorita escasa, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 97,96 %; metano (CH<sub>4</sub>), 1,94 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,10 %.</p>



**Figura 52.** Detalles del manadero de lodo principal o boca tipo A del volcán de lodo de Cañaverál.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2008.

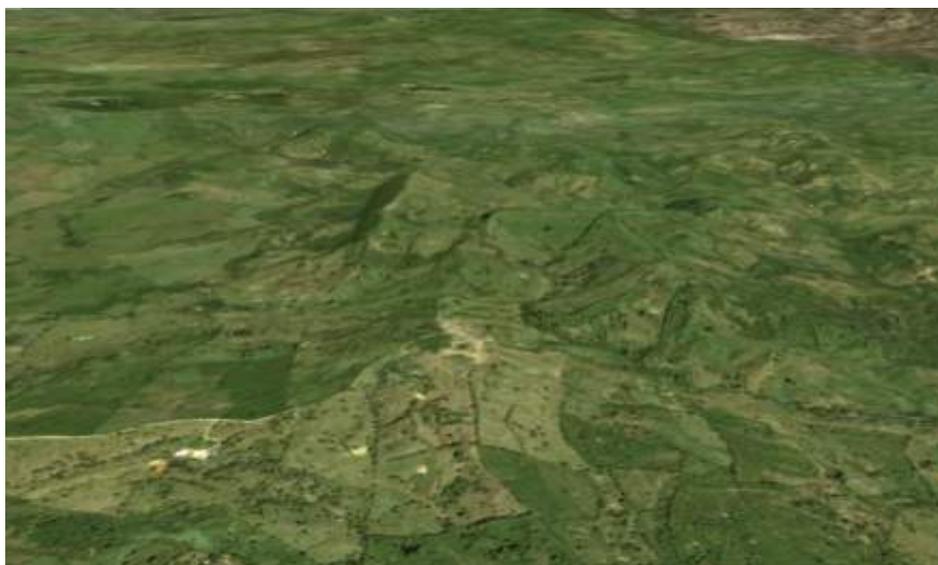


**Figura 53.** Detalles de manadero de lodo tipo B del volcán de lodo de Cañaverál.  
**Foto:** L. Pinzón, 2008.



**Figura 54.** Detalles de flujos de lodo interdigitados en manaderos tipo A en el volcán de lodo de Cañaverál.  
**Foto:** L. Pinzón, 2008.

### 3.11 Volcán de lodo Turbaco (v-23), departamento de Bolívar



**Figura 55.** Vista hacia el N del volcán de lodo de Turbaco.  
Fuente: Imagen Google (2010).



**Figura 56.** Emanaciones de lodo de los volcanes de Turbaco. Bocas tipo C.  
Foto: L. Pinzón, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Se trata de una zona colinada baja de forma cómica, elongada en dirección E-W, localizada 5,3 km al oriente del casco urbano de Turbaco. La región, conocida como La Loma de los Volcanes, tiene 1 km de diámetro y 50 m de altura, en cuya cima se encuentran más o menos 130 bocas tipos B, C y O, de forma circular y con conos de hasta 60 cm de altura, distribuidas en un área de 1 km<sup>2</sup> aproximadamente. El lodo emanado es gris, pero algunas de las bocas emanan lodos de color verdoso hasta café, con algas de aspecto muy untuoso y aceitoso. Los gases fluyen con una frecuencia de 10 a 60 burbujas por minuto.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 859.702  <b>Norte:</b> 1.634.555  <b>Plancha:</b> 30-II-A  <b>Municipio:</b> Turbaco  <b>Lugar:</b> finca La Bonanza  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, entre 20 y 40 %; esmectita, entre 20 y 40 %; e illita escasa, entre 3 y 10 %, y trazas de pirofilita.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 92,48 %; metano (CH<sub>4</sub>), 7,11 %, y dióxido de oxígeno (CO<sub>2</sub>), 0,31 %.  <b>Colectores:</b> D. Mendivelso, L. Pinzón, L. Bobadilla.</p>



**Figura 57.** Emanaciones de lodo del volcán de Turbaco. Bocas tipo C.  
**Foto:** L. Pinzón, 2008.



**Figura 58.** Emanaciones de lodo del volcán de Turbaco. Bocas tipo O.  
**Foto:** L. Pinzón, 2008.



**Figura 59.** Alineaciones de las bocas del volcán de Turbaco. Bocas tipo C.  
**Foto:** D. Mendivelso, 2008.

### 3.12 Volcán de lodo Santa Catalina (v-25), departamento de Bolívar



**Figura 60.** Panorámica hacia el N del volcán de lodo de Santa Catalina.  
**Fuente:** Google (2010).



**Figura 61.** Vista hacia el SE de la estructura en forma de domo del volcán de lodo de Santa Catalina.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2009.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán se encuentra en la finca Santa Catalina, 2800 m al NW del casco urbano del municipio de Santa Catalina (Bolívar). El volcán se encuentra en una sierra homoclinal y tiene forma cómica, de 600 a 1000 m de diámetro en la base y 40 m de altura. Presenta unas 12 bocas tipo O, con diámetros que oscilan entre 10 y 30 cm, distribuidas en una artesa a manera de cráter de 150 m de diámetro, de las cuales fluye lodo pardo grisáceo.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 865.417  <b>Norte:</b> 1.666.462  <b>Plancha:</b> 23-II-D  <b>Lugar:</b> NW del casco urbano de Santa Catalina  <b>Muestra n.º IGM:</b> 14514-I  <b>Colector:</b> C. R. Castiblanco  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, esmectita e illita.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 97,87 %; metano (CH<sub>4</sub>), 1,99 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,14 %.</p>



**Figura 62.** Bocas tipo O, de 15-20 cm de diámetro, del volcán de lodo localizado al NW de Santa Catalina.  
**Foto:** J. H. Carvajal, 2009.

### 3.13. Volcán de lodo Clemencia (v-26), departamento de Bolívar



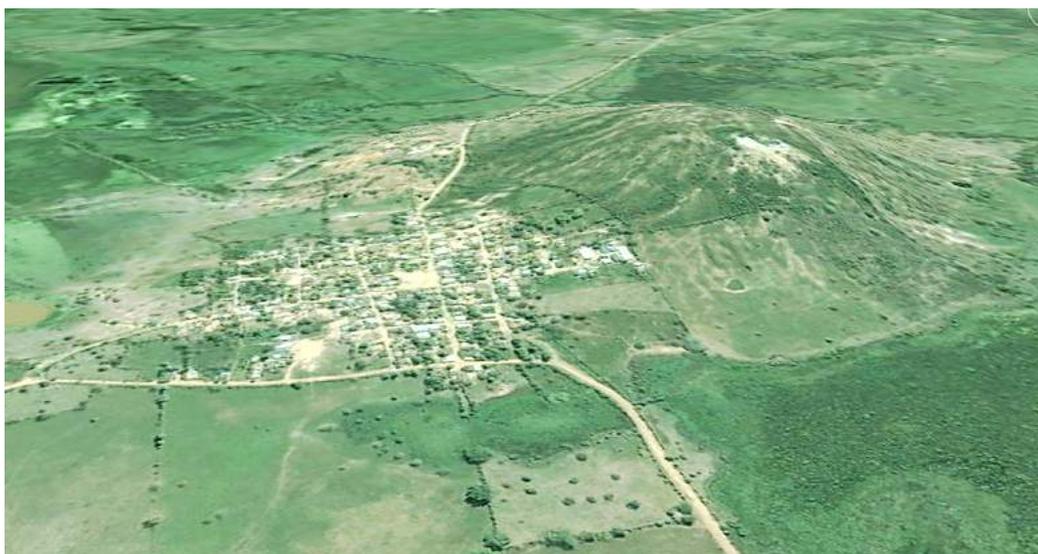
**Figura 63.** Panorámica hacia el N del volcán de lodo de Clemencia.  
**Fuente:** Google (2010).



**Figura 64.** Vista de manaderos de lodo tipo B del volcán de lodo del sector Caracolí, del municipio de Clemencia.  
**Foto:** C. R. Castiblanco, 2009.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán se encuentra al sur de Santa Catalina y 2 km al oriente del casco urbano de Clemencia, sobre una sierra homoclinal, correspondiente al anticlinal de Clemencia. Tiene forma cómica de 700 m de diámetro en la base y 50 m de altura. Presenta un cráter de 200 m de diámetro en la parte alta de la estructura volcánica, donde se encuentran 5-10 bocas tipos B y O de 20-80 cm de altura, por donde brota lodo viscoso pardo grisáceo, compuesto por limos y arcillas.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 865.450  <b>Norte:</b> 1.660.468  <b>Plancha:</b> 23-II-D  <b>Lugar:</b> finca El Caracolí  <b>Zona:</b> 1, sector sur  <b>Muestra n.º IGM:</b> 14516-I  <b>Colector:</b> C. R. Castiblanco  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, esmectita e illita.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 3,64 %; metano (CH<sub>4</sub>), 94,37 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 1,99 %.</p>

### 3.14 Volcán de lodo Flamenco (v-27), departamento de Bolívar



**Figura 65.** Vista panorámica hacia el SE del volcán de lodo de Flamenco  
**Fuente:** Google (2010).



**Figura 66.** Vista hacia el SW del edificio volcánico de lodo Flamenco.  
**Foto:** D. Mendivelso, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán de lodo se encuentra localizado en el corregimiento de Flamenco, municipio de María La Baja (Bolívar). Tiene forma cómica abombada, de aproximadamente 1 km de diámetro en la base, que sobresale 50 m por encima de la llanura aluvial circundante. Este volcán tiene tres bocas activas principales tipo A en la cima, con diámetros de 30, 40 y 80 cm, respectivamente, por las cuales fluye lodo abundante, el cual se esparce por el costado SW de la estructura.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 855.416  <b>Norte:</b> 1.595.737  <b>Plancha:</b> 37-II-A  <b>Lugar:</b> corregimiento de Flamenco  <b>Zona:</b> 1, sector sur  <b>Muestra n.º IGM:</b> 14513-I  <b>Colector:</b> D. Mendivelso  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, &gt;40 %; esmectita, 20-40 %; illita, 10-20 %, y clorita, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 74,49 %; metano (CH<sub>4</sub>), 25,24 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,27 %.</p>



**Figura 67.** Detalle de boca tipo A y dispersión de flujos del volcán de lodo Flamenco.

Foto: D. Mendivelso, 2008.



**Figura 68.** Aspecto de los flujos de lodo gris procedentes del volcán Flamenco, que se distribuyen sobre flujos más antiguos de color amarillento. Nótese las cárcavas de varios centímetros.

Foto: D. Mendivelso, 2008.



**Figura 69.** Contraste entre los flujos de lodo recientes (color gris) y los flujos antiguos (color amarillo), expulsados por el volcán Flamenco hacia el sector sur.

Foto: D. Mendivelso, 2008.

### 3.15 Volcán de lodo La Lomita (v-29), departamento de Bolívar

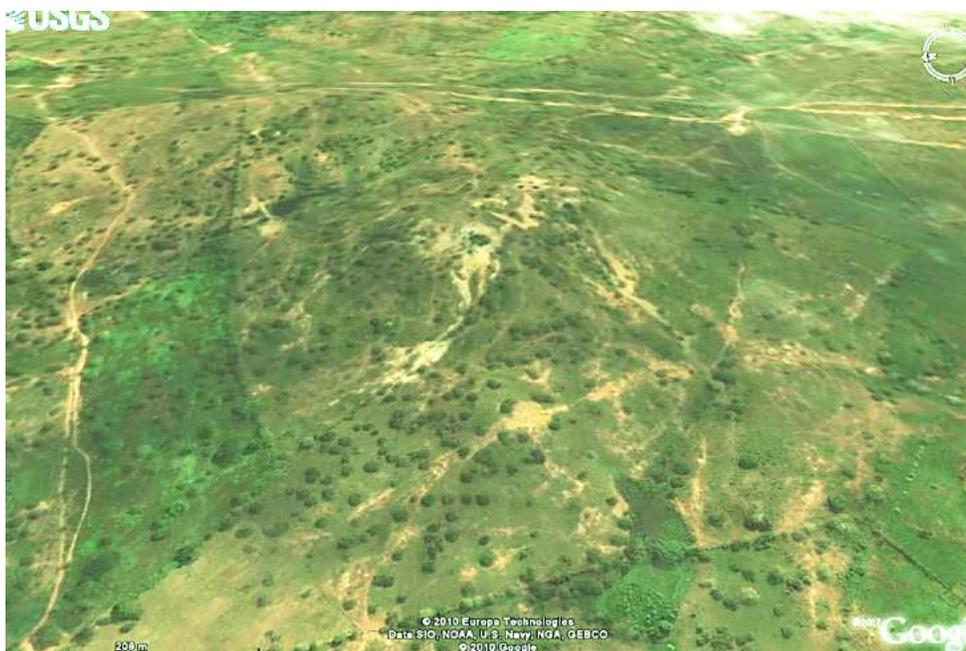


Figura 70. Vista panorámica hacia el E del volcán de lodo de La Lomita.

Fuente: Google, 2010.



Figura 71. Manadero de lodo tipo B en La Lomita.

Foto: D. Mendivelso, 2008.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán se encuentra en la finca Loma Bonita, en jurisdicción del corregimiento de Correa, municipio de María La Baja (Bolívar). Está emplazado en un lomo de presión, tiene 1.100 m de diámetro y 35 m de altura.</p> <p>Presenta en la cima un cráter de 190 m de diámetro, con 26 bocas activas tipos A y B, de las cuales emana lodo gris plateado, viscoso a untuoso, con impregnaciones de una sustancia aceitosa de color marrón a café.</p> <p>Algunas de estas bocas forman estructuras cónicas de varios centímetros (hasta de 2 m de altura) y diámetros desde 10 hasta 80 cm.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 853.455  <b>Norte:</b> 1.596.126  <b>Plancha:</b> 37-II-A  <b>Lugar:</b> finca Loma Bonita  <b>Zona:</b> corregimiento María La Baja  <b>Muestra n.º</b> IGM 14511-I  <b>Colectores:</b> D. Mendivelso y L. Bobadilla  <b>Tipos de arcilla:</b> caolinita, 20-40 %; esmectita, 10-20 %; illita, 10-20 %, y clorita, 3-10 %.  <b>Tipos de gas:</b> aire, 94,25 %; metano (CH<sub>4</sub>), 5,61 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 0,14 %.</p>



**Figura 72.** Detalles de las bocas o manaderos de lodo del volcán de lodo de La Lomita.

Foto: D. Mendivelso, 2008.

### 3.16 Volcán de lodo La Laguna (v-30), departamento del Atlántico



**Figura 73.** Vista hacia el NE de la cima del volcán de lodo de La Laguna.

Foto: J. H. Carvajal, 2009.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán se encuentra en la finca La Laguna, 3 km al SW de la población de Puerto Colombia (Atlántico). El volcán presenta una estructura cómica de 300-400 m de diámetro y alturas del orden de los 25-30 m, en cuya cima se observan tres bocas activas tipo O: una de 80 cm, otra de 40 cm y la más pequeña, de 30 cm de diámetro, de las cuales emanan lodo gris, agua y abundantes gases. En el plano estructural, se encuentra asociado con un lineamiento fallado, posiblemente de rumbo de dirección NW.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 901.607  <b>Norte:</b> 1.704.946  <b>Plancha:</b> 17-I-B  <b>Lugar:</b> finca La Laguna  <b>Colector:</b> D. Mendivelso  <b>Muestra:</b> 18238-I (IGM-10)  <b>Tipos de arcilla:</b> esmectita, <math>10 \pm 5</math> %; illita, <math>&lt;51</math> %; caolinita, <math>&lt;5</math> %.  <b>Muestra:</b> 18239-I (IGM 10-3)                      Esmectita, <math>74 \pm 5</math> %; illita, <math>&lt;6 \pm 1</math> %; caolinita, <math>20 \pm 5</math> %.  <b>Tipos de gas:</b> muestra 18686-I                      Aire, 88,14 %; metano (<math>CH_4</math>), 11,55 %, y dióxido de carbono (<math>CO_2</math>), 0,31 %.  <b>Muestra:</b> 18687-I                      Aire, 49,94 %, metano (<math>CH_4</math>), 49,13 %, y dióxido de carbono (<math>CO_2</math>), 0,93 %.</p>



**Figura 74.** Detalles de los manaderos de lodo tipo O en el centro principal de emisión del volcán de lodo Laguna.  
Foto: J. H. Carvajal, 2009.

### 3.17 Volcán de lodo El Bajo Las Palmas (v-31), departamento de Atlántico



**Figura 75.** Detalles de la boca principal del volcán de lodo El Bajo Las Palmas.  
Foto: J. H. Carvajal, 2009.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán se encuentra en jurisdicción del municipio de Puerto Colombia (Atlántico), 3,1 km al SSE de la población. Corresponde a una estructura baja, en forma de domo, de cerca de 300 m de diámetro y una altura de 15-25 m, en cuya cima se observa un cráter de aproximadamente 80 m, donde se encuentra una boca tipo O activa de 1,5 m de diámetro, por donde se expulsa lodo muy fluido pardo grisoso y gas. En el plano estructural, se encuentra asociado con un lineamiento fallado, posiblemente de rumbo de dirección NW.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 902.782  <b>Norte:</b> 1.703.893  <b>Plancha:</b> 17-I-B  <b>Lugar:</b> finca El Bajo Las Palmas  <b>Zona:</b> sector 2, fase 2: zona norte del departamento del Atlántico  <b>Muestra:</b> 18239-I El Bajo Las Palmas  <b>Colector:</b> Mendivelso  <b>Tipos de arcilla:</b> esmectita, illita y caolinita  <b>Tipos de gas.</b> La muestra de gas 18688-I contiene aire, 53,95 %; metano (CH<sub>4</sub>), 44,73 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 1,32 %.                      La muestra 18689-I contiene aire, 29,45 %; metano (CH<sub>4</sub>), 68,61 %, y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 1,94 %.</p>

### 3.18 Volcán de lodo submarino de Galerazamba (v-32), departamento de Bolívar



**Figura 76.** Vista mar adentro de la erupción del volcán de lodo submarino de Galerazamba, 8 de noviembre de 1958.  
Foto: Ramírez, 1959.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán de lodo, descrito por Ramírez (1959), se localiza aproximadamente a 6 km al W del casco urbano de Galerazamba. Ha presentado erupciones en 1820, 1839, 1948, 1958 y 1991, y se caracteriza por la formación de una isla que meses después desaparece. Los eventos eruptivos se manifiestan con la ignición de gas metano y generación de fuego.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 863.019  <b>Norte:</b> 1.686.085  <b>Plancha:</b> 16-IV-D  <b>Lugar:</b> zonas marinas situadas 6350 m al oeste de Galerazamba.  <b>Zona:</b> sector 1, fase 2: zona norte de Bolívar.</p>

### 3.19 Volcán submarino Punta Canoas (v-33), departamento de Bolívar



**Figura 77.** Vista hacia el NE de la isla formada al W de Punta Canoas, en diciembre de 1979.  
Foto: Correa, 1988.

Descripción	Información básica
<p>Este volcán de lodo lo han referenciado Correa (1988, 1990), Carvajal (2001), Carvajal <i>et al.</i> (2010) y Ordóñez (2008), aproximadamente a 3,5 km al SW del casco urbano de Punta Canoas. Presentó una erupción en diciembre de 1979, que generó fuego y la formación de una isla, la cual desapareció posteriormente ante el embate de las olas.</p>	<p><b>Coordenadas</b>  <b>Este:</b> 840.673,2  <b>Norte:</b> 1.658.950,5  <b>Plancha:</b> 23 - I - D  <b>Lugar:</b> zonas submarinas, aproximadamente 1,5 km al oeste de Punta Canoas, Cartagena de Indias.  <b>Zona:</b> sector 1, fase 2: zona norte de Bolívar.</p>

## Referencias

- Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), 2006. *Adquisición, procesamiento e interpretación de datos de aeromagnetogravimetría en el litoral Caribe – Contrato n.º 073. Cuencas del Sinú, San Jacinto, Plato y San Jorge. Informe final de interpretación.* Carson Services Inc – Aerogravity Division 952 Blooming Glen Road Perkasi. PA USA 18944.
- Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) y Unión Temporal, 2006. *Cartografía geológica en los Cinturones plegados Sinú - San Jacinto. Informe final integrado.* 159 p. Bogotá.
- Alvarado, M., 2004. *El delta del río Magdalena, pasado, y presente.* Memorias XV Convención Científica Nacional. Octubre 2004. Cartagena de Indias.
- Alvarado, M. & otros., 2008. *río Magdalena – Navegación marítima y fluvial (1986-2008).* 761 p. Universidad del Norte. Ediciones Uninorte. Barranquilla.
- Álvarez, R., Mendoza, L. y Vernet, G., 2003. *Factores de formación de las lagunas costeras del suroeste del Caribe Colombiano.* Geología, acta científica venezolana, 54. Pp. 180-188. Caracas.
- Bachmann, Raik, 2001. *The Caribbean plate and the question of its formation.* Institute of Geology of mining and technology Freiberg, Department of Tectonophysics. 17 p. [Http://www.fiu.orgs/caribgeol](http://www.fiu.orgs/caribgeol).
- Barrera, R., Reyes, G., Guzmán, G & Franco, J., 1999. *Memoria de la Plancha 31, Campo de la Cruz.* Ingeominas. Bogotá.
- Barrera, R., 2001. *Geología de las planchas 16 – 17 Galerazamba y Barranquilla.* Plancha escala 1: 100.000 con memoria explicativa Ingeominas. 54 p. Bogotá.
- Bernal, N., Carvajal, J. H., Peláez, R. & Reyes, G., 2000. *Informe preliminar del reconocimiento de los volcanes de lodo de la costa atlántica colombiana y de aguas minerales del municipio de Usiacurí, departamento del Atlántico.* Informe Ingeominas inédito, I - 2690. 17 p. Bogotá.
- Brown, K., 1990. *The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems.* Journal of Geophysical research, Vol 95, n.º B6, pp. 8969-8982.
- Bueno, R. & Duque, H., 1970. *Guidebook to the geology of the Tubará region, lower Magdalena Basin.* In: *Geological Field Trips, Colombia 1959-1978.* Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists: 299-234, Ediciones Geotec Ltda. Bogotá.
- Cadavid, T. & Rico, A., 1992. *Amenazas geológicas por volcanismo de lodos para las áreas de Arroyo de Piedra y Galerazamba – departamento de Bolívar.* Tesis de grado Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 132 p. Mapas escala 1: 25000. Medellín. Colombia.
- Carvajal, J. H., 1992a *Características sedimentológicas de la plataforma continental frente a Galerazamba.* Informe 2173 Ingeominas. Cartagena de Indias.
- Carvajal J. H. & Vega, J., 1992. *Características del volcanismo de lodo en el sector de La Lorenza - Córdoba.* Informe de Atención de Emergencia. Ingeominas inédito. Cartagena de Indias.
- Carvajal, J. H. y Pérez, F., 1993. *Geomorfología y aspectos erosivos del litoral Caribe colombiano. Sector La Boquilla – Bahía de Barbaocoas.* Informe Ingeominas 2179. 125 p. Cartagena.
- Carvajal, J. H., 1996. *Amenazas geológicas relacionadas con la erupción del volcán de lodo El Reposo - Bayunca. Departamento de Bolívar.* Informe de atención de emergencias. Inédito. Ingeominas 12 p. Cartagena de Indias.
- Carvajal, J. H., 1997. *Evaluación geotécnica de las laderas occidentales de Barranquilla – Fase I. Informe de geología y geomorfología.* Inédito. Ingeominas para el Departamento Administrativo del Medio Ambiente de Barranquilla (DADIMA). Pp. 17-52. Cartagena de Indias.
- Carvajal, J. H., 1999. *Características de la erupción del volcán de lodo Los Olivos en Pueblo Nuevo – Santa Catalina, departamento de Bolívar.* Informe de atención de emergencia. Ingeominas, inédito 20 p. Cartagena, Colombia.
- Carvajal, J. H., 2000. *Características de la erupción del volcán de lodo El Totumo.* Informe de atención de emergencia. Ingeominas, inédito. 20 p. Cartagena Colombia.
- Carvajal, J. H., 2001. *Amenazas geológicas asociadas al volcanismo de lodos.* Memorias del VIII Congreso Colombiano de Geología. CD aparte de volcanes. 15 páginas. Manizales.
- Carvajal, J. H., 2008. *Primeras aproximaciones a la estandarización de la geomorfología en Colombia.* Informe Ingeominas, inédito.
- Carvajal, J. H., Mendivelso, D., Forero, H., Castiblanco, C., Pinzón, L. y Prada, M., 2010. *Investigación del diapirismo de lodos y evolución costera del Caribe colombiano.* Geomorfología Sector 1. 207 p. Informe Ingeominas inédito. Bogotá.
- Carvajal, J. H. & Mendivelso, D., 2010. *Características de las erupciones volcánicas de lodo– volcán de lodo de Santafé de Las Platas. Municipio de Arboletes, departamento de Antioquia.* Informe de atención de emergencias. 44 p. Ingeominas, inédito. Bogotá.
- Carvajal, J. H., y Mendivelso, D., 2010a. *Catálogo de “Volcanes de lodo”. Caribe central colombiano.* Informe de atención de emergencias en proceso de oficialización en Ingeominas. 54 p. Ingeominas, inédito. Bogotá.
- Carvajal, J. H., 2011. *Características del volcanismo de lodo en el Caribe central colombiano.* Informe Ingeominas en preparación. 81 p. Bogotá.
- Carvajal, J. H. & Imbache O., 2012. *Características de la actividad eruptiva del 11 de mayo de 2012 en el volcán de lodo El Reposo o Bajogrande. Bayunca – Municipio de Cartagena de Indias.* Servicio Geológico Colombiano. Informe de atención de emergencia. 54 p. Bogotá.
- Carvajal, J. H., 2012a. *Propuesta de estandarización de la cartografía geomorfológica en Colombia.* Servicio Geológico Colombiano. Colección guías y manuales. 56 p. Anexos de ejemplos de nomenclatura geomorfológica. Bogotá.
- Carvajal, J. H. & Calderón, Yolanda, 2013. *La actividad eruptiva del volcán de lodo El Rodeo al sureste del casco urbano de Cartagena de Indias.* Informe de atención técnica inédito. Servicio Geológico Colombiano. 60 p. Bogotá.
- Carvajal, J. H., 2013. *Susceptibilidad y factores de amenaza y riesgos geológicos relativos, asociados al volcanismo de lodo en la región del Totumo, municipio de Santa Catalina - Bolívar.* Informe de atención técnica inédito. Servicio Geológico Colombiano. 56 p. Bogotá.

- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), 2004. *Carta batimétrica – Golfo de Urabá a Barranquilla. Escala 1: 500.000. Profundidades en metros*. Cartagena.
- Cediel, F., Shaw R. & Cáceres C., 2003. *Tectonic assembly of the northern Andean block*. In C. Bartolini, R. T. Buffer and J. Blickwede, eds. *The circum – Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. AAPG Memoir, vol. 79. P. 815-848.1
- Chicangana, G., Vargas, C. A., Ferrari, A. I., Aristizábal, C., 2007. *Amenaza sísmica de la plataforma occidental del Caribe colombiano: revaloración con base en aspectos geotectónicos, neotectónicos y sísmológicos*. Congreso Colombiano de Geología IX. Memorias en CD ROM. Bucaramanga.
- Correa, I. D., 1984. *Variaciones históricas de la línea de costa entre La Boquilla y la Punta de la Garita en el periodo 1947-1983/1984*. Informe inédito. Ingeominas. 20 p. Cartagena.
- Correa, I. D., 1990. *Inventario de erosión y acreción litoral (1793-1990) entre Los Morros y Galerazamba, departamento de Bolívar, Colombia*. AGID Report n.º 13. I Seminario de Geología Ambiental. 1a Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, III Conferencia de Riesgos Geológicos del Valle de Aburrá. P. 129 -142. Medellín.
- Correa, I. D., 1998. *Amenazas geológicas asociadas al fenómeno del diapirismo de lodos, referencia urbanización El Rodeo*. Concepto técnico para Cardique. 13 p. Informe inédito. Cartagena de Indias.
- Corredor, F., 2003. *Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and tridimensional seismotectonics of northwestern South America*. Tectonophysics 372 (2003). Pp 147-166. Elsevier. Available online en www.sciencedirect.com.
- Duarte, L. M., 1998. *L'Eocène et le Miocène du Bassin de la Vallée Inférieure de la Magdalena, Colombie: Sédimentologie, Litho-et Argilo-stratigraphie, Paléogéographie et Paléoclimatologie*. Université de Liège, tesis de doctorado. Liège, Belgique.
- Duque, H., 1972. *Ciclos tectónicos y sedimentarios en el norte de Colombia y sus relaciones con la Paleo-ecología*. Ingeominas, Boletín Geológico, 19 (3): 1-23. Bogotá.
- Duque H., 1973. *Foraminíferos planctónicos y el Terciario de Colombia*. INGEOMINAS, Informe (1651): 1-22, Bogotá.
- Duque, H., 1979. *Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana*. Ingeominas. Boletín Geológico (s. l). Vol. 23, n.º 3. P 1-80. Bogotá.
- Duque, H., 1979a. *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, H., 1984. *Estilo estructural, diapirismo y episodios de crecimiento del terreno Sinú - San Jacinto en el noroccidente de Colombia*. Boletín Geológico Ingeominas vol. 27 n.º 2 pp. 1-29. Bogotá.
- Duque, H., 1990. *El bloque del Chocó en el noroccidente suramericano: implicaciones estructurales, tectoestratigráficas y paleogeográficas*. Ingeominas, Boletín Geológico, 31 (1): 48-71. Bogotá.
- Duque, H., Dueñas, H. & González, L., 1987. *Geology of the Cartagena and Carmen de Bolívar area*. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, XXV Field Trip, Sept. 1987.
- Duque, H., 1998. *Diapirismo de lodo en el margen Caribe colombiano. Implicaciones en la urbanización El Rodeo*, concepto técnico. 15 p. Santa Fe de Bogotá.
- Duque, H., & Guzmán, G. 1991. III Simposio de Geología Regional – Costa Norte. Registro de Carreteras. Ingeominas - Subdirección Exploración Geológica. 63 p. Bogotá.
- Duque, H., Guzmán, G. & Hernández, R. 1996. *Geología de la Plancha 38, Carmen de Bolívar*. Ingeominas, Informe interno: 1-45, Bogotá.
- Duque, H., 1998. *Diapirismo de lodo en el margen Caribe colombiano. Implicaciones en la urbanización El Rodeo*, concepto técnico. 15 p. Santa Fe de Bogotá.
- Ecopetrol, Earth Sciences Resources Institute (ILEX) Ltda 1995. *Evaluación geológica regional de la cuenca Sinú – San Jacinto: Informe técnico n.º 95-07-492*. Empresa Colombiana de Petróleos. 256 p. Bogotá.
- Ercilla & otros, 2002. *The Magdalena turbidites system (Caribbean sea). Present day morphology and architecture model*. Marine Geology. Bulletin 185. P. 303-318.
- Etayo F. & otros (23 autores), 1986. *Mapa de terrenos geológicos de Colombia*. Ingeominas, Publicaciones Geológicas Especiales (14 - 1). 253 p.
- El Periódico* de Cartagena., 1996. *El volcán desde arriba*. Publicado el 10 de mayo de 1996. Cartagena de Indias.
- El Universal* de Cartagena, 2013. *Inspección por diapirismo de lodo en Membrillar*. Artículo publicado el 16 de julio de 2013. Cartagena de Indias
- Flinch, J. F., Grand, M. & Casero P., 2000. *Acretion and obduction along the Sinú. Lower Magdalena area (northern Colombia)*. Memorias VII Congreso Bolivariano. Exploración petrolera en las cuencas Subandinas. P. 218-229.
- Flinch, J. F., 2003. *Structural evolution of the Sinú lower Magdalena area (northern Colombia)*. In Bartolini, C. R. and Blickwede J., eds., *the Gulf of Mexico and Caribbean region: Hydrocarbon habitats, Basin formation and plate tectonics*. AAPG, memoir in press, chapter 35. 22 p. and 20 figures.
- Flinch, J. F., Amaral, A., Mouly, B., Osorio, C. & Pince., 2003. *Structure of the offshore Sinu Acretionary wedge. Northern Colombia*. Memorias VII Congreso Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Pp. 76-86.
- Flinch, J. F., Amaral, A., Mouly, B., Doucet, A., Osorio, C. & Pince, 2003. *Onshore - offshore structure of the northern Colombia accretionary complex*. AAPG International Conference. Pp. 1-5. Barcelona, Spain.
- Franco, J. V., 1996. *Aproximación geológica - geofísica al fenómeno diapírico en el sureste de la ciudad de Cartagena de Indias*. Informe inédito INGEOMINAS 83 p. Cartagena de Indias. Colombia.
- Gayet, J. & Vernet, G., 1989. *Les lagunes citieres*. Bull. Inst Geol. Bassin D'Aquitaine n.º 45. Pp. 107-121. Bordeaux.
- Geotec & Ingeominas., 2003. *Geología de los cinturones Sinú – San Jacinto. Planchas escala 1:100000 (50 Puerto Escondido – 51 Lorica – 59 Mulatos – 60 Canalete – 61 Montería– 69 Necoclí– 70 San Pedro de Urabá – 71 Planetarica – 79 Turbo– 80 Tierralta)*. Memoria explicativa \_ texto. 225 p. Santa Fe de Bogotá. Colombia.
- Gómez, F., 2009. *Morfodinámica de la línea de costa entre Galerazamba y Punta Barú. Línea de costa sector 1*. informe inédito Ingeominas. 25 p. Medellín.

- Google Earth, 2008 y 2010. Imágenes Google Earth. Descargas en google earth.com.
- Google Earth, 2010-2015. Imágenes Google Earth. Descargadas en google earth.com.
- Guzmán, G. & otros, 2003. *Mapa geológico de Sinú – San Jacinto y borde oeste del valle inferior del Magdalena*. Ingeominas – Université de Liege. Mapa escala 1:300.000. Belgique.
- Guzmán, G., Gómez, L., Serrano, S., 2004. *Geología de los cinturones Sinú – San Jacinto y borde occidental del valle inferior del Magdalena. Un mapa escala 1:300.000*. Ingeominas – Université de Liege. Belgique.
- Guzmán, 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. Volume 1. Text: 1-185.
- Impactos ambientales 1998. *Identificación del fenómeno del diapirismo de lodos*. Informe inédito para la constructora El Rodeo. 28 p. Cartagena de Indias.
- Imbachi, O., 2008. *Estudio multitemporal (1947-2008) de la evolución dinámica de la línea de costa en el corregimiento de Pueblo Nuevo, municipio de Santa Catalina – Bolívar*. Monografía para obtener el título de Ingeniero Geógrafo Ambiental. Universidad de Ciencias Aplicadas y Ambientales. Facultad de Ingeniería Geográfica Ambiental. 101 p. Bogotá.
- Ingeominas, 1993. *Evaluación de amenazas geológicas en el municipio de Turbo – Departamento de Antioquía*. Informe técnico preparado para la Corporación Autónoma Regional de Urabá. 27 p. Mapas escala 1:25000 anexos. Medellín Colombia.
- Ingeominas, 1997. *Cartografía geológica de la plancha 23, Cartagena*. Informe inédito. Santa Fe de Bogotá.
- Ingeominas-Cardique, 1999. *Evaluación del potencial ambiental de los recursos suelo, agua, mineral y bosques en el territorio de jurisdicción de Cardique*. Convenio Interadministrativo n.º 095/1998. Geología, geomorfología, climatología. Escala 1:100.000. Cartagena de Indias
- Ingeominas, 2001. *Zonificación geotécnica, aptitud y uso del suelo urbano de Cartagena de Indias DTC – Bolívar. Mapas geológicos, geomorfológicos, geotécnicos*. Convenio Interadministrativo Ingeominas-Alcaldía Distrital de Cartagena n.º 005/2000. Cartagena.
- Irving, E., 1971. *La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia*. Ingeominas, Boletín Geológico, 19 (2): 1-20, Bogotá.
- James, M. & Río, A., 1987. *Informe técnico social de la reactivación de un volcán de lodo en la vereda Los Palmares, Necoclí*. Medellín. Colombia.
- Kellogg, J. & otros, 1983. *Gravity Anomalies and Tectonic Evolution of Northwestern South America*. Memorias X Conferencia Geológica del Caribe. Pp. 18-31, Cartagena, Colombia.
- Kenan y 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. London
- Koft, A. J., 2002. *Significance of mud volcanism*. Review of Geophysics 40 (2), 50 p. 1005. Doi : 10, 1029/2000RG000093, 2002.
- López, E., 2005. *Evolución tectónica de la región Caribe de Colombia*. Informe interno Ingeominas: 1-51, 33 figs. Bogotá.
- Mantilla, A. M., Jentzsch, G., Kley, J. & Pava, C., 2009. *Configuration of the Caribbean margin: Constraints from 2D seismic reflection data and potencial field's interpretation*. S. Lallemand and F. Funicelio (eds). Subduction zones geodinamics. Pp. 247-271. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Martínez, J. O., Pilkey, O. & Neal, W., 1990. *Rapid formation of large coastal sand bodies after emplacement of Magdalena river jetties, northern Colombia*. Environment Geol Water Science. Vol. 16, n.º 3, 187-194. Springer -Verlag. New York.
- Martínez, J. O., 1993. *Geomorfología y amenazas geológicas de la línea de costa del Caribe central Colombiano*. Ingeominas. Publicación Geológica especial n.º 19. 62 p. Bogotá.
- Martínez, I., 2007? *Reconstrucción de cambios paleobatimétricos Holocénicas de las terrazas marinas de la región de Cartagena (Bolívar): estudio de la malacofauna fósil*. Tesis de grado.
- Martínez, I. & López, E., 2005. *El sistema fluvial del Magdalena durante el Plioceno-Cuaternario. Contexto tectónico y escenario paleoclimático*. En Restrepo J D Ediciones. Los sedimentos del río Magdalena, reflejo de la crisis ambiental. Universidad EAFIT. Pp. 101-112. Medellín.
- Martínez, I., Yocoyama, Y., Gómez, A., Delgado, A., Matsuzaky, H., Rendón, E., 2010. *Late Holocene marine terraces of the Cartagena Region, southern caribbean: The product of neotectonism or a former high stand in sea level?* Journal of South American Earth Science 29. Pp. 214-224. Elsevier.
- 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.
- Mendivelso, D. & Pinzón, L., 2010. *Estudio geomorfológico del sector comprendido entre Bocacocino, Atlántico y Ciénaga Magdalena*. Informe final del proyecto Andén Caribe Fase 2. Ingeominas. 123 p. Bogotá.
- Meschede, M., Wolfgang, F., Chinchilla, A., López, A. & Calvo, C., 2000. *The plate tectonic evolution of the Caribbean plate in the Mesozoic and early Cenozoic*. In Tectonic around the Caribbean plate. Pg 275-281. Germany.
- Molina, L., Pérez, F., Martínez, J. O., González, L., Marín, L. & Carvajal, J. H., 1996. *Atlas de geomorfología y aspectos erosivos del litoral Caribe colombiano*. Ingeominas, publicación geológica especial n.º. Mapas del litoral escala 1:100.000. Bogotá.
- Mora, H., 2016. *Resultados recientes obtenidos en la red de estaciones GPS satelitales con propósitos geodinámicos*. Comunicación verbal y escrita. Ingeominas, Bogotá.
- Mourad, B., 2005. *New seismic Neogene clay diapirs and hidrocarbon implications in the North-Eastern African margin of Tunisia*. In G. Martinelli and B Panahi (eds), Mud volcanoes, geodynamics and seismicity, chapter 1. Pp. 1-15. Springer-Netherlands.
- Nivia, A., 1987. *Geochemistry and origin of the Anaime and Volcanic sequence, Southwestern Colombia*. University of Leicester, M. Ph. Thesis: 1-163. Leicester, U. K.
- Nivia, A., 1989. *El terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica*. V Congreso Colombiano de Geología, Memorias, I: 1-30. Bogotá.
- Obando, G. & Vásquez, L., 2010. *Cartografía y modelamiento geofísico*

- de los volcanes de lodo Los Olivos y El Totumo. Informe inédito Ingeominas. 75 p. Bogotá.
- Obando, G., 2011. *Cartografía geofísica del Sector 1, planchas 23, 29 y 30, escala 1:100.000. Investigación del diapirismo de lodo y evolución costera del Caribe colombiano*. Informe inédito Ingeominas. 90 p. Bogotá.
- Obando, G., 2011 a. *Cartografía geofísica del sector 2, planchas 16, 17 y 18, escala 1:100.000. Investigación del diapirismo de lodo y evolución costera del Caribe colombiano*. Informe inédito Ingeominas. 79 p. Bogotá.
- O'Brien, G. D., 1968. *Survey of diapirs and diapirism, en Braustein, J. and O'Brien, G. D., eds: Diapirism and diapirs: American Association of Petroleum Geologist*, Memoir 8, pp. 1-9. Tulsa, USA.
- Ordóñez, 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. 208 p. Brasil.
- Pinzón, L., 2009. *Volcanes de lodo del sector de Cartagena*. Informe inédito Ingeominas. Bogotá.
- Porta, J., 1961. *Algunos problemas estratigráfico-faunísticos de los vertebrados en Colombia*. Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología (7): 83-104, Bucaramanga.
- Posada, B. O. & Henao, W., 2008. *Diagnóstico de la erosión en la zona costera del Caribe colombiano*. Invenmar, serie de publicaciones especiales n.º 13, 124 p. Santa Marta.
- Quintero, J. D., 2012. *Interpretación sísmica de volcanes de lodo en la zona occidental del abanico del Magdalena*. Trabajo de grado para optar al título de Geólogo. Universidad EAFIT, Escuela de Ingeniería. 61 p. Medellín.
- Ramírez, J. E., 1959. *El volcán submarino de Galerazamba*. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas y Naturales. Vol. X, n.º 41. Bogotá. Colombia.
- Restrepo, I., Ojeda, G. & Correa, I., 2007. *Geomorfología de la plataforma somera del departamento de Córdoba, costa Caribe colombiana*. Boletín de Ciencias de la Tierra, n.º 20. P 39-52, Instituto Colombiano del Petróleo-Ecopetrol, S. A., área de Ciencias del Mar-EAFIT. Medellín.
- Reyes, G., & Barboza, G., 1996. *Memorias geológicas de las plancha 29 y 30*. Informe borrador inédito. Santafé de Bogotá.
- Reyes, G., & Clavijo, J., 1996. *Geología estructural de los cinturones de San Jacinto y Sinú norte*. VII Congreso Colombiano de Geología. Ingeominas Santa fe de Bogotá.
- Reyes, G. & Zapata, G., 1996. *Geología de la plancha 24, Sabanalarga*. Ingeominas, informe interno. Bucaramanga.
- Reyes, G., 2000. *Marco geológico regional del Caribe colombiano*. Informe preliminar. Ingeominas, 28 p. Santa Fe de Bogotá.
- Reyes, G., Guzmán, G., Barboza, G. & Zapata, G., 1999. *Geología de las Planchas 23, Cartagena, y 29-30, Arjona*. Informe técnico Ingeominas: 1-96. Bogotá, D. C.
- Ruge, G., Gómez, F., & Castiblanco, C., 2010. *Evolución morfolodinámica de la línea de costa entre los sectores de punta Barú y Galerazamba en el departamento de Bolívar*. Informe inédito Ingeominas. 113 p. Bogotá.
- Ruge, G., Gómez, F. & Castiblanco, C., 2010a. *Evolución morfolodinámica de la línea de costa entre los sectores de Bocacocino (departamento del Atlántico, y Ciénaga (departamento del Magdalena)*. Investigación del diapirismo de lodo y evolución de la costa del Caribe colombiano, Fase II. Informe inédito Ingeominas. 40 p. Bogotá.
- Ruiz, C., Neil, D., Bentham, P., Ashley, P. & Carvajal, A., 2000. *Structure and tectonic evolution of the south Caribbean basin, southern offshore Colombia: A progressive accretionary system*. Informe Ecopetrol. P. 334-355. Bogotá.
- Shepard, F., Dill, Robert. & Heezen, B., 1968. *Diapiric intrusions in foreset slope sediments, off Magdalena delta, Colombia*. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. V. 52, n.º 11. Pp. 2197-2207, 10 figuras.
- Shepard, F., 1973. *Sea floor off Magdalena delta and Santa Marta Area. Colombia*. Geological Society American, Bulletin 84. P 1955-1973.
- 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, pp. 787-813.
- Toto, E. & Kellogs, J., 1992. *Structure of the Sinú San Jacinto fold belt – An active accretionary prism in northern Colombia*. Journal of South America Earth Science. Vol. 5, n.º 2. Pp. 211-222. Universidad Nacional de Colombia & Ministerio del Medio Ambiente., 2002. *Dinámica fluvial, deltaica y litoral del Canal del Dique*. Ministerio del Medio Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial. Bogotá.
- Vernette, G., 1985. *La plateforme Continentale Caraibe de Colombie. Importance du diapirisme argeliaux sur la Morphologie et la Sedimentation*, 387 p. These de doctorat Universidad Bordeaux. Francia.
- Vernette, G., Blanc, G., Briceño, L., Carvajal, J. H., Faugeres, C., Gayet, J., Gonthier, E., Griboulard, R., Molina, A., 1988. *Manifestaciones tectónicas en márgenes activas. Comparación entre dos sectores del Caribe – Margen colombiana y prisma de Barbados*. Memorias VI Seminario de Ciencias y Tecnologías del Mar. Pp. 240-252. Santa Fe de Bogotá. Colombia.
- Vernette, G., Gayet, J., Bobier, C., Briceño, L., Mauffret, A., Molina, A., 1990. *El frente de deformación sur – Caribe en la región de Cartagena*. Posición y relación con la plataforma. Memorias del VII Seminario de Ciencias y Tecnologías del Mar. Comisión Colombiana de Oceanografía. Pp. 195-209. Cali.
- Vernette, G., Mauffret, A., Bobier, C., Briceño, L., Gayet, J., 1992. *Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian margin*. Revista Tectonophysics. Pp. 335-349. Elsevier Science Publishers. Amsterdam. Holland.
- Vinnels, J., Butler, R., McCaffrey, W. & Patton, D., 2010. *Depositional processes across the Sinú Accretionary Prism, offshore Colombia*. Marine and Petroleum Geology 27 (2010). Pp. 794-809. United Kingdom.







Desde tiempos históricos los "volcanes" de lodo han sido considerados como manifestaciones de origen geológico muy atractivas y pintorescas de las zonas costeras del Caribe Noroccidental de Colombia.

El Servicio Geológico Colombiano en su misión Institucional de generar información que contribuya al desarrollo económico y social del País, presenta con este documento el estado actual del conocimiento sobre estos fenómenos, localmente explotados con fines turísticos y medicinales, que sin embargo, se pueden constituir en amenazas importantes de conocer, para mitigar y evitar sus efectos y por ende planificar el Desarrollo Territorial y Ambiental de estas zonas de una manera sostenible.

El documento en su primera parte, con base en la información existente hasta el momento, reseña las características geológicas y geomorfológicas de los "volcanes" de lodo del Caribe Central Colombiano y su origen como una de las manifestaciones de diapirismo de lodo, fenómeno geológico presente regionalmente desde el golfo de Urabá hasta Barranquilla, incluyendo zonas costeras y submarinas cercanas.

En la segunda parte se reseñan de manera gráfica las características geomorfológicas de los principales "volcanes" de lodo que se encuentran entre Galerazamba y el Canal del Dique con el fin de empoderar este conocimiento e incentivar la investigación de estas estructuras geológicas.

