

GEOMORFOLOGÍA

del fondo marino profundo en la región sur del

CARIBE COLOMBIANO

Julián Francisco Naranjo Vesga
Darwin Mateus Tarazona
Daniel Andrés Rincón Martínez
Editores Académicos



Geomorfología del fondo marino profundo en la región sur del Caribe colombiano / Daniel Andrés Rincón Martínez, Julián Francisco Naranjo Vesga, Darwin Mateus Tarazona, editores académicos; Carlos Andrés Hernández Muñoz, Hernán Darío Madero Pinzón, Julián David De Bedout Ordoñez, Andrea Ortiz Karpf, Fabio Enrique Malagón Rojas, Christian Osorio Cabrera – Bogotá : Ecopetrol; Entrelibros, 2021. 156 páginas.

ISBN: 978-958-9287-37-8

ISBN-e: 978-958-9287-36-1

DOI: <https://doi.org/10.29047/9789589287361>

1. Geomorfología -- Fondo oceánico | 2. Geología -- Topografía submarina | 3. Cartografía -- Geología marina -- Investigaciones | 4. Fondo Oceánico -- Caribe Colombiano | 5. Geología -- Sedimentos marinos -- Caribe Colombiano.

551.410 G345

SCDD 23

Catalogación en la fuente --- Entrelibros.

Julio de 2021

GEOMORFOLOGÍA

del fondo marino profundo en la región sur del

CARIBE COLOMBIANO



© Ecopetrol S.A

© Daniel Andrés Rincón Martínez, Julián Francisco Naranjo Vesga, Darwin Mateus Tarazona, Carlos Andrés Hernández Muñoz, Hernán Darío Madero Pinzón, Julián David De Bedout Ordoñez, Andrea Ortiz Karpf, Fabio Enrique Malagón Rojas, Christian Osorio Cabrera.

ISBN: 978-958-9287-37-8

ISBN-e: 978-958-9287-36-1

Primera edición, 2021

Publicado en Bogotá, Colombia

Proceso de evaluación

Recepción: febrero de 2021

Evaluación por pares: abril de 2021

Correcciones de autores: junio de 2021

Aprobación final: julio de 2021

Proceso editorial

Entrelibros S.A.S

www.entrelibros.co

Dirección

Sandra Edith Nossa Medina

Editor jefe

Manfred Acero Gómez

Corrección de estilo y traducción

Daniela Ramírez Correa

Diseño, ilustración y diagramación

Juan Stíveng Solano Rozo

Víctor Manuel Rodríguez Villamil

Bernardo Camero Carrasco

¿Cómo citar este libro?

Rincón Martínez, D. A. (Ed.), Naranjo Vesga, J. F. (Ed.), Mateus Tarazona, D. (Ed.), Hernández Muñoz, C. A., Madero Pinzón, H. D., De Bedout Ordoñez, J. D., Ortiz Karpf, A., Malagón Rojas, F. E., Osorio Cabrera, C. (2021). *Geomorfología del fondo marino profundo en la región sur del Caribe colombiano*. Ecopetrol; Entrelibros. DOI: <https://doi.org/10.29047/9789589287361>

Nota legal (disclaimer). Este libro fue aprobado para su publicación con base en un proceso académico de evaluación por pares expertos y a través de un sistema "doble ciego". Las conclusiones que se derivan de esta investigación, sus contenidos y la perspectiva de los autores es su responsabilidad exclusiva; no refleja una posición institucional de parte de Ecopetrol S.A.



<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/deed.es>

Agradecimientos

Este libro es producto de más de tres años de investigación, desarrollada en el marco del estudio *Adaptación de metodologías para evaluación de geohazards y seahazards en el Caribe Colombiano* (Máscara CC-0024). La planeación y ejecución del estudio tuvo lugar en el Centro de Innovación y Tecnología – ICP de Ecopetrol S.A. Tanto el financiamiento como los datos de batimetría multihaz y sísmica 3D y 2D fueron proporcionados por la Vicepresidencia de Exploración de Ecopetrol S.A. Los autores agradecemos los detallados comentarios recibidos por dos evaluadores que ayudaron a mejorar significativamente el manuscrito. Adicionalmente, Julián Naranjo y Darwin Mateus agradecen a la Universidad Eafit y al Ministerio de Ciencias de Colombia (Colciencias) por los fondos y apoyo recibido de la convocatoria de becas de doctorado 758 de 2016, los cuales contribuyeron significativamente a fundar las bases de conocimiento para el logro de los objetivos de este libro.

Prólogo

Tan solo el 20% del fondo de nuestros mares y océanos han sido mapeados con precisión mediante sondas acústicas; el resto se conoce a partir de datos satelitales interpolados con datos de sondas. Es por ello que casi el 72% de la superficie de la tierra aún sigue siendo una gran incógnita, y el fondo marino es considerado como la última frontera por descubrir hoy en día. De ahí que, en el año 2017, las Naciones Unidas decidieran proclamar al decenio 2021-2030, como la Década de las Ciencias Oceánicas para el Desarrollo Sostenible. Un mundo submarino se oculta a nuestros ojos y para ello la tarea del mapeo resulta vital para un gran número de actividades científicas y aplicadas.

El mapeo del fondo marino nos revela su gran complejidad geomorfológica, conformada por una gran variedad de geoformas, con distintos orígenes y cuyas dimensiones varían de centimétricas a miles de kilómetros, y representan elementos clave para entender el origen y la evolución de nuestros mares y océanos. La cartografía de estas geoformas nos permite conocer los procesos y factores geológicos, físicos, biológicos y químicos que ocurren en el fondo marino e impactan en su medio ambiente; y conocer el clima del pasado con su influencia en las variaciones del nivel del mar, en la oceanografía y en la dinámica de los mantos de hielo polares. La cartografía y caracterización de las geoformas del fondo marino nos advierten de los procesos geológicos activos que pueden representar un riesgo, una amenaza para las poblaciones costeras o de todo un país, dañar infraestructuras marinas y terrestres, y desencadenar una crisis económica y medioambiental. Esta cartografía también resulta esencial para los inventarios de los hábitats marinos, conocer sus patrones de distribución, delimitar áreas de interés para su protección, y evaluar la degradación o pérdida de los mismos debido al calentamiento global.

Por otra parte, la cartografía del fondo marino resulta esencial para el desarrollo de actividades de minería e ingeniería en el medio marino durante los trabajos de exploración y explotación, así como durante la instalación y mantenimiento de las infraestructuras. Asimismo, la cartografía del fondo marino resulta esencial para delimitación de fronteras en el mar, concretamente, para el procedimiento de ampliación y establecimiento de los límites de la plataforma continental, sobre la cual los países ejercen derechos de soberanía a los efectos de exploración y explotación de sus recursos naturales.

Por todo esto, la cartografía del fondo marino resulta necesaria para la gestión y gobernanza de nuestros mares y océanos, su conservación, utilización y administración sostenible de los recursos, predecir y comprender el impacto climático, y tener unos mares y océanos seguros.

El presente libro representa una contribución extraordinaria al conocimiento de la geomorfología del fondo marino profundo en la región sur del Caribe colombiano. El levantamiento batimétrico con técnicas de sonda multihaz revela por primera vez la gran complejidad morfológica de esta región, mapeando geoformas que hasta ahora eran desconocidas. El importante volumen de datos recopilados y los métodos modernos empleados para la tipificación de las diferentes geoformas, contribuyen con unos resultados de calidad sin precedentes. Tras la introducción, que incluye el estado del arte de la cartografía marina en Colombia, el encuadre geológico y la metodología empleada, se da paso a la explicación detallada de las diferentes geoformas. Los nuevos resultados obtenidos se integran en el contexto fundamental de interacción de placas, de aporte de sedimentos del Río Magdalena, que contribuyen a formar uno de los sistemas turbidíticos más interesantes y complejos existentes hoy en día, y de la oceanografía física. Los nuevos resultados también ponen de manifiesto la existencia de numerosos rasgos morfológicos activos que presentan un riesgo geológico en potencia.

Este libro tiene una doble relevancia: regional y temática. Regional, porque contribuye enormemente a ampliar el conocimiento de los procesos y factores que controlan la génesis y evolución de las diversas estructuras geológicas que conforman el fondo marino, en el sur del Caribe colombiano. Temática, porque el análisis detallado de las geoformas servirá de referencia para trabajos de geomorfología en otros contextos geográficos y geológicos. Además, ayudará a comprender y mejorar las interpretaciones sobre los procesos sedimentarios marinos profundos, fundamentalmente, los de inestabilidad sedimentaria, y los procesos estructurales en contextos tectónicos similares.

Con la lectura de esta obra, los estudiantes universitarios y los profesionales aprenderán y disfrutarán de datos y explicaciones siempre acompañadas de imágenes de calidad. Todo ello hará que el lector, incluso el menos especialista, se sumerja en las complejas pero bellas profundidades del Caribe colombiano.

Dra. Gemma Ercilla
Investigadora Científica
Instituto de Ciencias del Mar-CSIC
España

Contenido

| | | |
|----------|--|-----------|
| | Resumen | 15 |
| | Abstract | 16 |
| 1 | Introducción | 17 |
| | 1.1. Geología del Área de Estudio | 19 |
| | 1.2. Estado del arte de la geomorfología submarina en el Caribe colombiano | 25 |
| | 1.2.1. Plataforma continental | 25 |
| | 1.2.2. Cuenca Colombia | 26 |
| | 1.2.3. Abanico Submarino del Río Magdalena | 26 |
| | 1.2.4. Cinturón Deformado del Sinú Sur | 27 |
| | 1.2.5. Cañón submarino de la Aguja | 28 |
| 2 | La Observación y Análisis del Fondo Marino | 29 |
| | 2.1. Geomorfología y geomorfometría del suelo marino | 33 |
| 3 | Metodología | 37 |
| | 3.1. Mapa de pendiente | 43 |
| | 3.2. Mapa de drenajes | 43 |
| | 3.3. Mapa geomorfológico | 44 |
| 4 | Interpretación morfológica del Caribe Sur | 47 |
| | 4.1. Geomorfología regional | 49 |
| | 4.2. Geoformas de aguas profundas | 52 |
| | 4.2.1. Geoformas asociadas a flujos canalizados | 56 |

| | |
|---|-----|
| 4.2.1.1. Cárcava | 56 |
| 4.2.1.2. Canal-dique (Canal- <i>levee</i>) | 59 |
| 4.2.1.2.1. <i>Canal abandonado</i> | 60 |
| 4.2.1.3. Cañón submarino | 64 |
| 4.2.1.3.1 <i>Cresta intercañón</i> | 68 |
| 4.2.1.4. Lóbulo | 68 |
| 4.2.2. Geoformas asociadas procesos de remoción en masa | 74 |
| 4.2.2.1. Geoformas asociadas procesos de remoción en masa | 74 |
| 4.2.2.2. Deslizamiento rotacional | 76 |
| 4.2.2.3. Deslizamiento complejo | 79 |
| 4.2.2.4. Flujo de detritos | 83 |
| 4.2.2.5. Complejo de remoción en masa (MTC) | 83 |
| 4.2.2.6. Zona de fallas de tensión | 87 |
| 4.2.3. Geoformas asociadas a corrientes de fondo | 91 |
| 4.2.3.1. Concavidad de erosión | 91 |
| 4.2.3.2. Depósito de deriva laminar | 94 |
| 4.2.4. Geoformas asociadas a procesos indefinidos | 97 |
| 4.2.4.1. Ondas de sedimento | 97 |
| 4.2.4.2. Depósitos hemipelágicos y pelágicos | 100 |
| 4.2.5. Geoformas asociadas a escape de fluidos | 104 |
| 4.2.5.1. Volcán de lodo | 104 |
| 4.2.5.2. Colapso por escape de fluidos | 105 |
| 4.2.6. Deformación estructural | 112 |
| 4.2.6.1. Colina | 112 |
| 4.2.6.2. Escarpe | 115 |
| 4.2.6.3. Subcuenca intratalud | 118 |

5

| | |
|-------------------|-----|
| Discusión | 121 |
| 5.1 Zona CDSN | 124 |
| 5.2 Zona ARM | 127 |
| 5.3 Zona CDSS | 127 |
| 5.4 Zona CDSS-MTC | 130 |
| 5.5 Zona CCS-MTC | 135 |
| 5.6 Zona CU-MTC | 135 |

| | |
|---------------------|-----|
| Conclusiones | 140 |
|---------------------|-----|

| | |
|--------------------|-----|
| Referencias | 143 |
|--------------------|-----|

Índice de figuras

1. Introducción

- Figura 1.** Ubicación geográfica del área de estudio y contexto tectónico del Caribe Sur. 21
- Figura 2.** Conceptos básicos de la fisiografía del fondo marino y geología del Caribe sur colombiano. 22
- Figura 3.** Circulación oceánica superficial estacional y principales aportes fluviales en el Caribe sur colombiano. 24

2. La Observación y Análisis del Fondo Marino

- Figura 4.** Comparación entre el primer mapa batimétrico del Caribe y su versión moderna, mapeada a partir del conjunto de datos de GEBCO. 32
- Figura 5.** Impacto de la resolución horizontal y vertical de los datos batimétricos en el nivel de detalle y la precisión de la cartografía submarina. 34
- Figura 6.** Concepto de jerarquía anidada y escalas de observación del fondo marino. 35

3. Metodología

- Figura 7.** Flujo de trabajo para el proceso de creación del modelo batimétrico digital del Caribe sur colombiano. 40
- Figura 8.** Distribución y resolución espacial de la información geofísica empleada para generar el modelo batimétrico digital del Caribe sur colombiano. 41
- Figura 9.** Efecto de borde generado en el modelo batimétrico digital como producto del uso de diferentes fuentes de información. 42
- Figura 10.** Comparación entre el mapa batimétrico del Caribe sur colombiano creado en esta investigación, y aquel generado a partir del conjunto de datos de GEBCO. 42
- Figura 11.** Metodología propuesta por Strahler (1964) para definir el orden de los drenajes en una cuenca basado en la cantidad de afluentes submarinos. 44
- Figura 12.** Herramientas empleadas para la interpretación y delimitación de las geoformas presentes en la superficie del fondo marino. 45

4. Interpretación morfológica del Caribe Sur

- Figura 13.** Pendientes del fondo marino del Caribe sur colombiano. 50
- Figura 14.** Red de drenajes del fondo marino del Caribe sur colombiano y ordenamiento de los afluentes submarinos. 51
- Figura 15.** Mapa geomorfológico del fondo marino profundo en la región sur del Caribe Colombiano. 53

| | | |
|-------------------|---|-----------|
| Figura 16. | Identificación de cárcavas submarinas a partir de información batimétrica y sísmica. | 57 |
| Figura 17. | Distribución geográfica de cárcavas submarinas en la región sur del Caribe colombiano. | 58 |
| Figura 18. | Identificación de sistemas de canal-dique a partir de información batimétrica y sísmica. | 61 |
| Figura 19. | Distribución geográfica de sistemas de canal-dique en la región sur del Caribe colombiano. | 62 |
| Figura 20. | Identificación de canales abandonados a partir de información batimétrica y sísmica. | 63 |
| Figura 21. | Distribución geográfica de zonas donde se traslapan numerosos canales abandonados en la región sur del Caribe colombiano. | 64 |
| Figura 22. | Identificación de cañones submarinos a partir de información batimétrica y sísmica. | 66 |
| Figura 23. | Distribución geográfica de cañones submarinos en la región sur del Caribe colombiano. | 67 |
| Figura 24. | Identificación de crestas intercañón a partir de información batimétrica y sísmica. | 69 |
| Figura 25. | Distribución geográfica de crestas intercañón en la región sur del Caribe colombiano. | 70 |
| Figura 26. | Identificación de lóbulos submarinos a partir de información batimétrica y sísmica. | 72 |
| Figura 27. | Distribución geográfica de lóbulos submarinos en la región sur del Caribe colombiano. | 73 |
| Figura 28. | Identificación de deslizamientos traslacionales a partir de información batimétrica y sísmica. | 75 |
| Figura 29. | Distribución geográfica de deslizamientos traslacionales en la región sur del Caribe colombiano. | 77 |
| Figura 30. | Identificación de deslizamientos rotacionales a partir de información batimétrica y sísmica. | 78 |
| Figura 31. | Distribución geográfica de deslizamientos rotacionales en la región sur del Caribe colombiano. | 80 |
| Figura 32. | Identificación de deslizamientos complejos a partir de información batimétrica y sísmica. | 81 |
| Figura 33. | Distribución geográfica de deslizamientos complejos en la región sur del Caribe colombiano. | 82 |
| Figura 34. | Identificación de flujos de detritos a partir de información batimétrica y sísmica. | 84 |
| Figura 35. | Distribución geográfica de flujos de detritos en la región sur del Caribe colombiano. | 85 |
| Figura 36. | Identificación de complejos de remoción en masa a partir de información batimétrica y sísmica. | 86 |
| Figura 37. | Distribución geográfica de complejos de remoción en masa en la región sur del Caribe colombiano. | 88 |
| Figura 38. | Identificación de zonas de fallas de tensión a partir de información batimétrica y sísmica. | 89 |
| Figura 39. | Distribución geográfica de zonas de fallas de tensión en la región sur del Caribe colombiano. | 90 |
| Figura 40. | Identificación de concavidades de erosión a partir de información batimétrica y sísmica. | 92 |
| Figura 41. | Distribución geográfica de concavidades de erosión en la región sur del Caribe colombiano. | 93 |
| Figura 42. | Identificación de depósitos de deriva laminar a partir de información batimétrica y sísmica. | 95 |
| Figura 43. | Distribución geográfica de depósitos de deriva laminar en la región sur del Caribe colombiano. | 96 |
| Figura 44. | Identificación de ondas de sedimento a partir de información batimétrica y sísmica. | 98 |

| | | |
|-------------------|--|------------|
| Figura 45. | Distribución geográfica de zonas con presencia de ondas de sedimento en la región sur del Caribe colombiano. | 99 |
| Figura 46. | Identificación de depósitos de sedimentos hemipelágicos y pelágicos a partir de información batimétrica y sísmica. | 102 |
| Figura 47. | Distribución geográfica de depósitos de sedimentos hemipelágicos y pelágicos en la región sur del Caribe colombiano. | 103 |
| Figura 48. | Identificación de volcanes de lodo a partir de información batimétrica y sísmica. | 106 |
| Figura 49. | Distribución geográfica de volcanes de lodo en la región sur del Caribe colombiano. | 107 |
| Figura 50. | Identificación de colapsos por escape de fluidos a partir de información batimétrica y sísmica. | 108 |
| Figura 51. | Distribución geográfica de colapsos por escape de fluidos en la región sur del Caribe colombiano. | 111 |
| Figura 52. | Identificación de colinas submarinas a partir de información batimétrica y sísmica. | 113 |
| Figura 53. | Distribución geográfica de colinas submarinas en la región sur del Caribe colombiano. | 114 |
| Figura 54. | Identificación de escarpes a partir de información batimétrica y sísmica. | 116 |
| Figura 55. | Distribución geográfica de escarpes en la región sur del Caribe colombiano. | 117 |
| Figura 56. | Identificación de subcuencas intratalud a partir de información batimétrica y sísmica. | 119 |
| Figura 57. | Distribución geográfica de subcuencas intratalud en la región sur del Caribe colombiano. | 120 |

5. Discusión y Conclusiones

| | | |
|-------------------|--|------------|
| Figura 58. | Zonas geomorfológicas de la región sur del Caribe colombiano. | 123 |
| Figura 59. | Ubicación y características geomorfológicas de la zona del Cinturón deformado del Sinú Norte. | 125 |
| Figura 60. | Estructuras del subsuelo y geformas del fondo marino en la zona del Cinturón deformado del Sinú Norte. | 126 |
| Figura 61. | Ubicación y características geomorfológicas de la zona del Abanico submarino del Río Magdalena. | 128 |
| Figura 62. | Estructuras del subsuelo y geformas del fondo marino en la zona del Abanico submarino del Río Magdalena. | 129 |
| Figura 63. | Ubicación y características geomorfológicas de la zona del Cinturón deformado del Sinú Sur. | 131 |
| Figura 64. | Estructuras del subsuelo y geformas del fondo marino en la zona del Cinturón deformado del Sinú Sur. | 132 |
| Figura 65. | Ubicación y características geomorfológicas de la zona Cinturón deformado del Sinú Sur - MTC. | 133 |
| Figura 66. | Estructuras del subsuelo y geformas del fondo marino en la zona del Cinturón deformado del Sinú Sur - MTC. | 134 |
| Figura 67. | Ubicación y características geomorfológicas de la zona Cuenca Colombia Sur - MTC. | 136 |
| Figura 68. | Estructuras del subsuelo y geformas del fondo marino en la zona Cuenca Colombia Sur - MTC. | 137 |
| Figura 69. | Ubicación y características geomorfológicas de la zona Cuenca Urabá - MTC. | 138 |
| Figura 70. | Estructuras del subsuelo y geformas del fondo marino en la zona Cuenca Urabá - MTC. | 139 |

Índice de tablas

3. Metodología

| | | |
|-----------------|--|-----------|
| Tabla 1. | Características de resolución espacial y cobertura de los datos sísmicos 3D y batimetrías multihaz empleados en la interpretación del fondo marino del Caribe sur colombiano | 39 |
|-----------------|--|-----------|

4. Interpretación morfológica del Caribe Sur

| | | |
|-----------------|--|-----------|
| Tabla 2. | Esquema de clasificación geomorfológica de geoformas de aguas profundas encontrado en la región sur del Caribe colombiano. | 54 |
|-----------------|--|-----------|



GEOMORFOLOGÍA

del fondo marino profundo en la región sur del

CARIBE COLOMBIANO

Daniel Andrés Rincón-Martínez¹  0000-0002-5684-2130

Julián Francisco Naranjo-Vesga²  0000-0002-9725-8280

Darwin Mateus-Tarazona³  0000-0002-6078-0657

Carlos Andrés Hernández-Muñoz⁴  0000-0002-8503-655X

Hernán Darío Madero-Pinzón⁵  0000-0002-5797-3511

Julián David De Bedout-Ordoñez⁶  0000-0001-8718-9392

Andrea Ortíz-Karpf⁷  0000-0003-3972-5546

Fabio Enrique Malagón-Rojas⁸  0000-0002-0566-2674

Christian Osorio-Cabrera⁹  0000-0003-1163-6744

Resumen

La geomorfología del fondo marino es relevante para diferentes sectores industriales y académicos de un país. Sirve de insumo para la evaluación y desarrollo de los recursos minerales y pesqueros, así como para la planeación y construcción de infraestructura costa afuera. Adicionalmente, es útil para la evaluación de la biodiversidad, y para la implementación de políticas de gestión sostenible. Pese a su gran funcionalidad, hasta el momento, la información cartográfica de los fondos marinos colombianos ha sido generada de manera segmentada por diversos actores, con diferentes criterios de clasificación y finalidades.

En este documento, presentamos una interpretación geomorfológica regional del fondo marino profundo del Caribe sur colombiano, con una descripción detallada de las geoformas, incluyendo su distribución espacial, principales características morfométricas y procesos que las originan. Como insumo de partida de este trabajo se integró la información batimétrica multihaz con sísmica de exploración 2D y 3D de la región sur del Caribe colombiano. Tras la homogenización de las diferentes fuentes de información geofísica, se obtuvo un modelo batimétrico digital con una extensión aproximada de 67.700 km². Sobre esta área se interpretaron un total de 1.708 geoformas que fueron agrupadas en una clasificación jerárquica coherente de seis tipologías principales asociadas a los siguientes procesos de génesis: 1)

1 Daniel Andrés Rincón Martínez
Gerencia de Desarrollo Tecnológico
Centro de Innovación y
Tecnología - ICP.
Ecopetrol S.A

2 Julián Francisco Naranjo Vesga ^{a,b}
a. Gerencia de Desarrollo
Tecnológico
Centro de Innovación y
Tecnología - ICP.
Ecopetrol S.A
b. Departamento de Ciencias de la
Tierra, Universidad EAFIT

3 Darwin Mateus Tarazona ^{a,b}
a. Gerencia de Desarrollo
Tecnológico
Centro de Innovación y
Tecnología - ICP.
Ecopetrol S.A
b. Departamento de Ciencias de la
Tierra, Universidad EAFIT

4 Carlos Andrés Hernández Muñoz
Cooperativa de Tecnólogos e
Ingenieros de la Industria del
Petróleo y Afines - TIP

5 Hernán Darío Madero Pinzón
Cooperativa de Tecnólogos e
Ingenieros de la Industria del
Petróleo y Afines - TIP

6 Julián David De Bedout Ordóñez ^{a,b}
a. Cooperativa de Tecnólogos e Inge-
nieros de la Industria del Petróleo y
Afines - TIP
b. Escuela de Geología,
Universidad Industrial de
Santander (UIS)

7 Andrea Ortíz-Karpf
Equipo Proyectos Especiales G&G
Vicepresidencia de Exploración
Ecopetrol S.A

8 Fabio Enrique Malagón Rojas
Gerencia Exploración Offshore
Vicepresidencia de Exploración
Ecopetrol S.A

9 Christian Osorio Cabrera
Gerencia de Servicios Geológicos y
Geofísicos (G&G)
Vicepresidencia de Exploración
Ecopetrol S.A



Flujos canalizados; 2) Procesos de remoción en masa; 3) Corrientes de fondo; 4) Escape de fluidos; 5) Deformación estructural; y 6) Procesos indefinidos. De manera regional, se encontró que la distribución de las geoformas está controlada por la deformación estructural y el aporte de sedimentos. La deformación estructural crea colinas de pendientes inestables que son afectadas por eventos de remoción en masa. Localmente, este relieve del fondo marino, inicialmente creado por la tectónica, puede ser rellenado y suavizado por la sedimentación, originando una topografía del talud con pendiente suavizada, que cubre la deformación estructural del subsuelo. Adicionalmente, la acción de las corrientes de fondo es principalmente identificada en las áreas donde la influencia de los flujos canalizados y de remoción en masa es menor. Los resultados de este trabajo también pueden servir de guía para estudios de geomorfología submarina en otros contextos geográficos y geológicos.

Palabras Clave: Margen convergente, Caribe sur colombiano, geomorfología submarina, aguas profundas, flujos canalizados, remoción en masa, escape de fluidos, deformación estructural, corrientes de fondo.

Abstract

The seabed geomorphology is relevant to different industrial and academic sectors of a country. It serves as an input for the evaluation and development of mineral and fishing resources, as well as for the planning and construction of offshore infrastructure. Additionally, it is useful for the assessment of biodiversity, and for the implementation of sustainable management policies. Despite its great functionality, until now, the cartographic information on the Colombian seabed has been generated in segmented and unarticulated ways by various actors, with different classification criteria and purposes.

In this document, we present a regional geomorphological interpretation of the deep seabed of the Colombian southern Caribbean, with a detailed description of the geoforms, including their spatial distribution, their main morphometric characteristics and the processes that originate them. As a starting input for this work, multibeam bathymetric information was integrated with 2D and 3D exploration seismic from the southern region of the Colombian Caribbean. After homogenizing the different sources of geophysical information, a digital bathymetric model was obtained with an approximate extension of 67,700 km². A total of 1,708 geoforms were interpreted on this area, which were grouped into a coherent hierarchical classification of six main typologies associated with the following genesis processes: 1) Channelized flows; 2) Mass failure processes; 3) Bottom currents; 4) Fluid leakage; 5) Structural deformation and 6) Undefined processes. Regionally, it was found that the distribution of the geoforms is controlled by structural deformation and sediment supply. Structural deformation creates hills with unstable slopes in which mass failures may also occur. Locally, this relief of the seabed, initially created by tectonics, can be filled and smoothed by sedimentation, originating a topography of a smoothed slope, which covers the structural deformation of the subsurface. Additionally, the action of bottom currents is mainly identified in areas where the influence of channelized flows and mass failure is less apparent. The results of this work can also serve as a guide for underwater geomorphology studies in other geographic and geological contexts.

Keywords: convergent margin, Colombian southern Caribbean, submarine geomorphology, deep-waters, channelized flows, mass failures, fluid leakage, structural deformation, bottom currents.

1

Introducción

Acorde con la Política Nacional del Océano y de los Espacios Costeros (Comisión Colombiana del Océano, 2018) el conocimiento del territorio marítimo es indispensable para aspectos de soberanía y desarrollo económico y social. En Colombia, tener un entendimiento detallado de los fondos marinos se constituye en un reto, ya que implica el conocimiento detallado de aprox. 928.660 km² (Comisión Colombiana del Océano, 2015). Dada el área significativa de lecho marino que se debe cartografiar y los recursos limitados para la adquisición de información batimétrica y su posterior análisis, es claro que el análisis de territorio marítimo debe segmentarse y varios actores deben aportar en la comprensión de la información básica sobre el suelo y subsuelo marino.

La región sur del Caribe colombiano representa una región con prioridad de entendimiento para diferentes actores, tanto gubernamentales como privados, debido a varias razones, entre ellas: 1) la mayor densidad de ciudades y municipios costeros (Abello y Giamo, 2000; Meisel y Pérez, 2006); 2) la población más numerosa en los municipios contiguos a las áreas marítimas (Abello y Giamo, 2000; Meisel y Pérez, 2006); 3) la mayor concentración de sociedades portuarias de la región caribe, destacando las sociedades portuarias de El Bosque, Mamonal, Contecar, Santa Marta, Barranquilla y Cartagena; 4) la mayor cantidad de tráfico portuario (Superintendencia de transporte, 2021); 5) la intensa actividad de pesca marina artesanal e industrial (Altamar et al., 2021; Duarte et al., 2020); 6) la presencia de grandes áreas protegidas (Comisión Colombiana del Océano, 2015); y 7) la evaluación y potencial desarrollo de los recientes descubrimientos gasíferos costa afuera (Oil Channel, 2020). En relación con este último punto, es importante recalcar que, aunque los proyectos gasíferos costa afuera podrían empezar a tener producción de hidrocarburos en algunos años, desde ya se visibiliza la necesidad de entender las características del lecho submarino para así facilitar el trabajo de las autoridades y el dimensionamiento tecnológico y económico en que deben incurrir las compañías a la hora de extraer y transportar hasta la línea de costa los hidrocarburos, mitigando posibles riesgos geológicos y ambientales.

Parte de la solución a este reto de los entornos marinos del Caribe colombiano reside en adquirir un

conocimiento detallado del fondo marino como un primer paso para la gestión integrada del territorio marítimo colombiano. Bajo este escenario, se quiere aportar en la consolidación de Colombia como país marítimo. Por tanto, se presenta en este libro la gran variedad de morfologías que tienen lugar en la margen continental profunda del Caribe sur colombiano, y que han sido identificadas y caracterizadas a partir de información batimétrica, adquirida con ecosondas multihaz, y sísmica 2D y 3D. Debido a la manera en que se abordó la interpretación de la información de los datos batimétricos y del subsuelo, la atención se centra en la distribución y morfometría de las formas en el fondo marino sin abordar jerarquías ni las divisiones a mayor escala (p. ej. tipos de paisajes y las provincias fisiográficas), así como tampoco en la geografía o la relación de las geoformas con la litología involucrada.

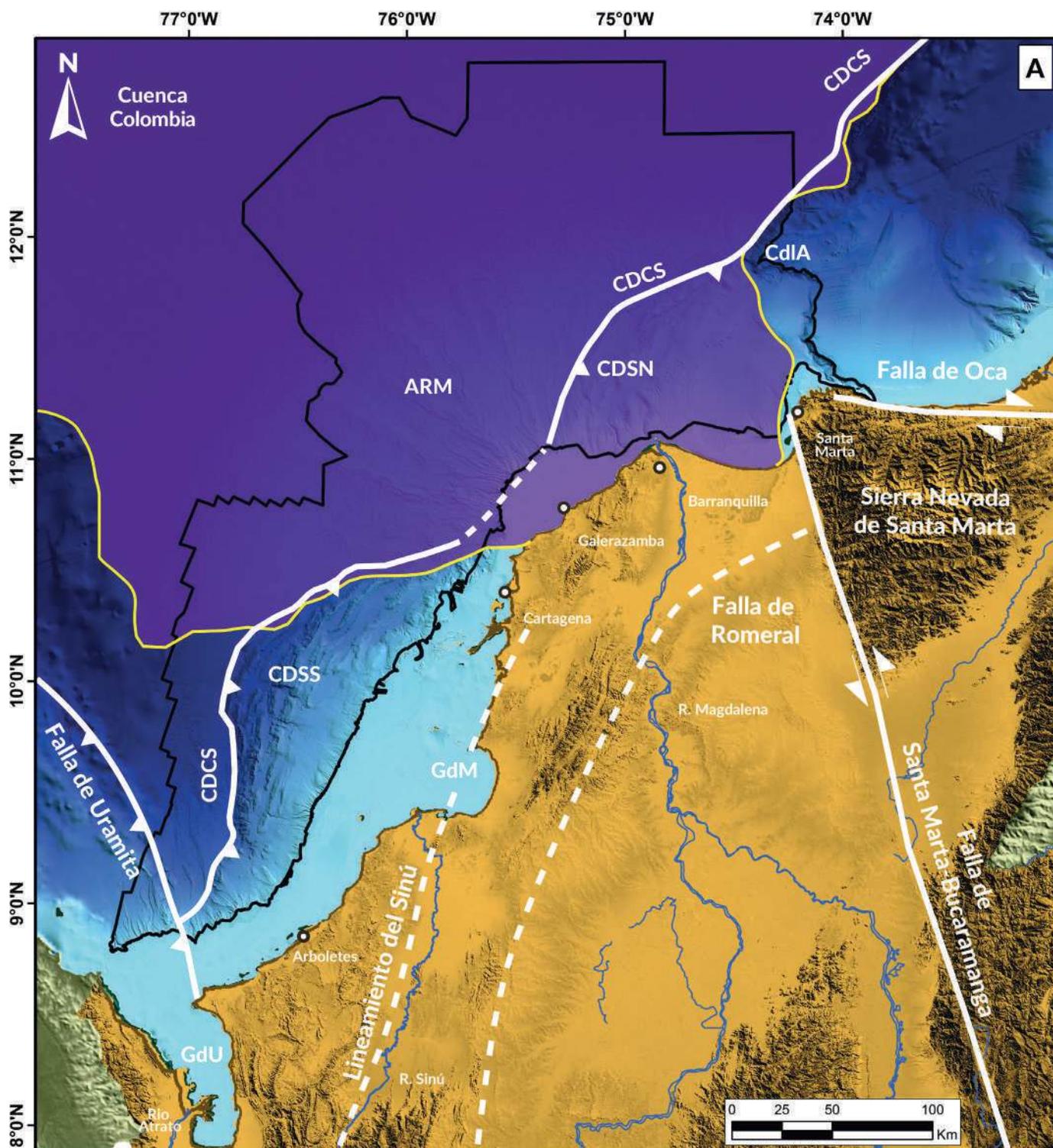
La visión regional presentada en este libro expone la necesidad e importancia de un estudio científico detallado acerca de la configuración del paisaje submarino en el Caribe sur colombiano. Asimismo, la visión aboga por la relevancia de una geomorfología aplicada, cuyos mapas derivados y temáticos puedan informar a las entidades gubernamentales, académicas, sectores privados y organizaciones civiles en los proyectos de planificación espacial marina (Ehler y Douvere, 2009; Arbo y Thuy, 2016), de evaluaciones de riesgo geológico (Chiocci y Ridente, 2011; Hough et al., 2011), de evaluaciones de los recursos pesqueros (Bourguignon et al., 2018), y de evaluaciones de la biodiversidad marina (p. ej. Wilson et al., 2007; Zeppilli et al., 2016; Harris y Baker, 2020).

1.1. Geología del Área de Estudio

El área de estudio se encuentra localizada en la porción más austral del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), entre la zona de quiebre de la plataforma continental colombiana y las zonas adyacentes a la Cuenca Colombia (**Figuras 1A y B**). La extensión norte corresponde con el Cañón de la Aguja y las estribaciones submarinas de la Sierra Nevada de Santa Marta, mientras al sur limita con el Golfo de Urabá y la zona de influencia de la Falla de Uramita.

Acorde con el estudio de Vinnels et al. (2010) dentro del área de estudio, la plataforma continental colombiana varía en ancho de 25 a 80 km. El quiebre de la plataforma se encuentra en promedio a unos 250 m de profundidad y es evidenciada a partir de un quiebre pronunciado de la pendiente en la batimetría. Esta transición entre la plataforma y el talud superior se caracteriza por una red de incisiones y cañones tributarios que se conectan con el talud superior, que a su vez tiene un relieve suavizado que se caracteriza por el desarrollo de subcuencas rellenas (Vinnels et al., 2010). Por otro lado, el talud medio e inferior tiene

un relieve alto y se caracteriza por la presencia de subcuencas aún sin llenar que se forman alternadas en una serie de pliegues periclinales cuyos ejes son aproximadamente paralelos al margen de la plataforma, con las crestas de pliegue orientadas de manera variable de norte-sur a noreste-suroeste (Vinnels et al., 2010). La parte más baja del talud se caracteriza por características escarpadas muy empinadas que son erosionadas localmente por cañones de pendiente más baja. Fuera del talud, en la margen de la Cuenca Colombia, se observan nuevos elementos de pliegue emergentes en el fondo de la cuenca (Vinnels et al., 2010).



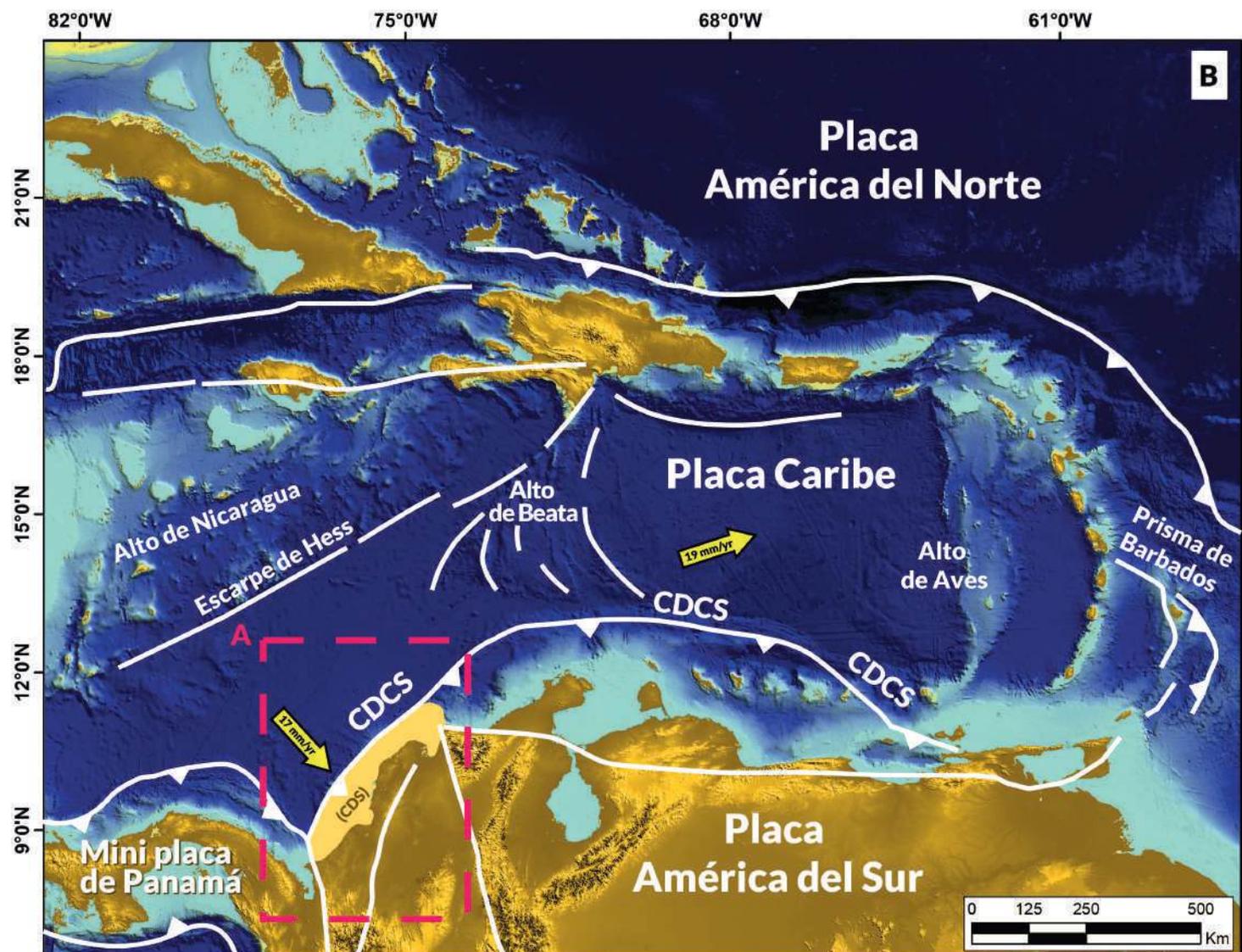


Figura 1. (A) Mapa topográfico de Colombia y batimétrico del Caribe sur con la ubicación geográfica del área de estudio (polígono negro). Basados en la propuesta de Martínez et al. (2015), se resalta la subdivisión del Cinturón Deformado del Sinú (CDS) en las zonas sur (CDSS) y norte (CDSN). La línea amarilla corresponde a la localización del área de influencia del Abanico submarino del Río Magdalena (ARM), cuya delimitación está basada en la propuesta de Idárraga-García et al. (2019). La ubicación de las fallas geológicas y extensión oeste del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) se obtuvo integrando los trabajos de Galindo y Lonergan (2020), Ruiz et al. (2000), Mora et al. (2018) y Rodríguez et al. (2021). (B) Movimiento relativo de la placa tectónica oceánica del Caribe en relación con la placa continental de América del Sur. La convergencia de estas dos placas ha creado el CDCS. El recuadro rojo muestra la ubicación de la información ampliada en el panel A. Los nombres y fallas geológicas, al igual que la velocidad relativa de la Placa Caribe están basados en Kellogg et al. (1995), Symithe et al. (2015) y Martínez et al. (2015). La batimetría y elevación continental de los paneles A y B está basada en el modelo GEBCO (2020).

La evolución geológica del CDCS ha estado influenciada tectónicamente por la colisión oblicua de la Placa oceánica del Caribe contra la Placa continental de Suramérica (**Figuras 1B y 2**) (Bernal-Olaya et al., 2015b, 2015a; Krause, 1971; Kroehler et al., 2011; Ladd et al., 1984; Pindell y Kennan, 2009). En esta zona del margen Caribe colombiana, la Placa Caribe se ha subducido debajo de la Placa continental de América del Sur y del Bloque Macondo desde el Cretácico tardío (~70 millones de años) y continúa en subducción en la actualidad (Lizarazo et al., 2021; Barat et al., 2014; Bernal-Olaya et al., 2015b; Cortés y Angelier, 2005; Cardona et al.,

2011; Escalona y Mann, 2011; Flinch et al., 2003; Ladd et al., 1984; Mantilla-Pimiento et al., 2009; Spikings et al., 2015; Taboada et al., 2000).

Localmente, el CDCS es renombrado en Colombia como Cinturón Deformado del Sinú (CDS) (Flinch et al., 2003; Martínez et al., 2015; Rodríguez et al., 2021). La edad del CDS es relativamente joven, posiblemente un orógeno de no más de 10 Ma (Bernal-Olaya et al., 2015b; Rodríguez et al., 2021). El CDS es dividido en tres zonas (**Figura 1A**) (Flinch et al., 2003; Martínez et al., 2015); hacia el sur, se ubica el Cinturón Deformado del

Sinú Sur (CDSS); hacia el sector central, el Abanico del Río Magdalena (ARM); y hacia el norte, el Cinturón Deformado del Sinú Norte (CDSN). En las zonas de CDSS y CDSN coexisten anticlinales con orientación suroeste-noreste, que actúan como barreras topográficas para el transporte de sedimentos desde la plataforma continental hacia el fondo de la cuenca en la llanura abisal (**Figura 2**) (Alfaro y Holz, 2014; Flinch et al., 2003; Martínez et al., 2015; Naranjo-Vesga et al., 2020; Ruiz et al., 2000; Vinnels et al., 2010). Lo contrario ocurre

en la zona del ARM, en donde no se evidencia una fuerte deformación estructural con expresión en la superficie del fondo marino, y en su lugar predominan los sistemas de canal-dique extensos y continuos que atraviesan la plataforma, el talud y finalmente se disipan en el fondo de la Cuenca Colombia (**Figura 2**) (Cadena et al., 2015; Ercilla et al., 2002a; Flinch et al., 2003; Idárraga-García et al., 2019; Martínez et al., 2015; Naranjo-Vesga et al., 2020; Ortiz-Karpf et al., 2017; Romero-Otero et al., 2015).

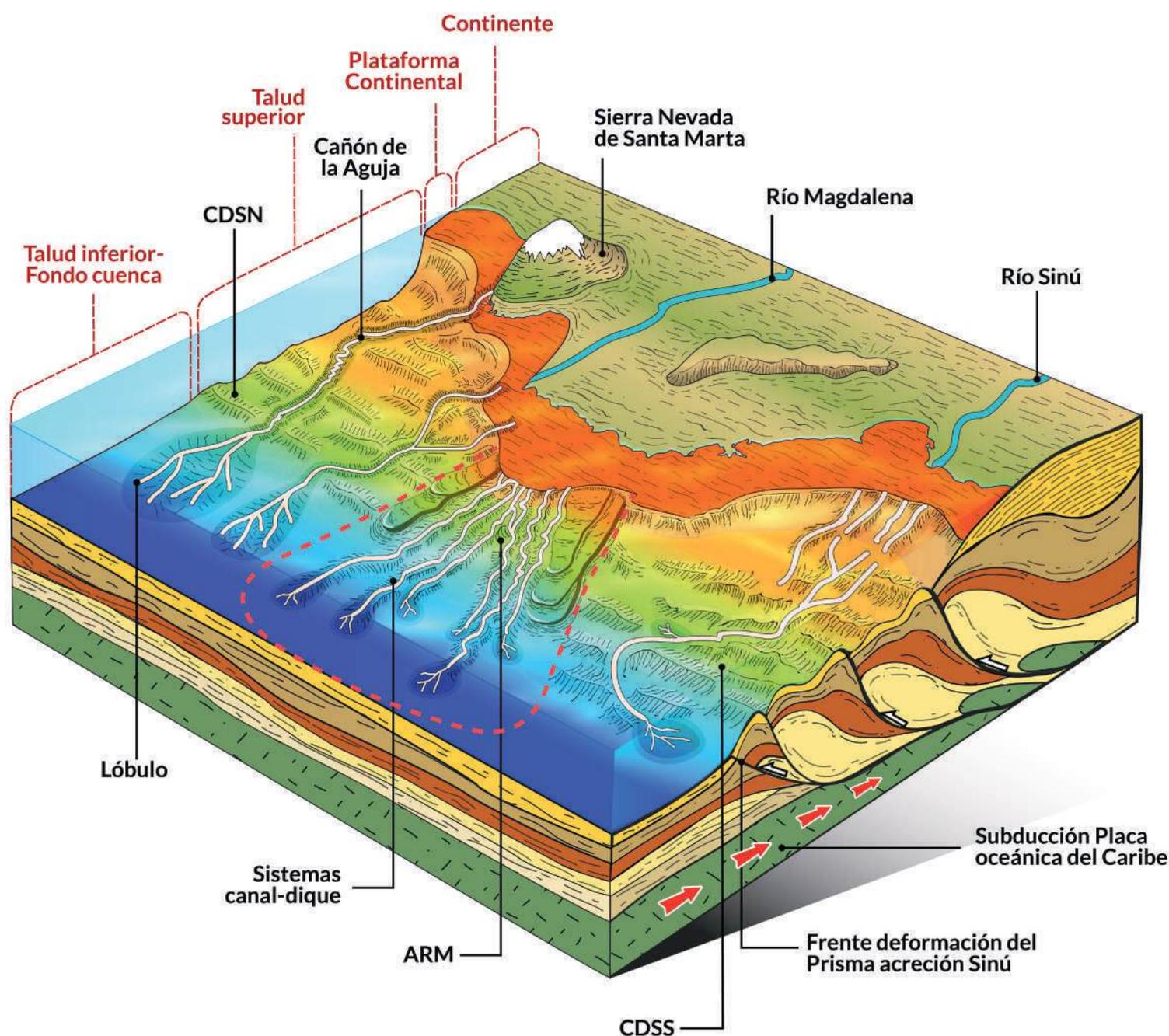


Figura 2. Bloque diagrama ilustrando la convergencia de la Placa oceánica del Caribe contra la Placa continental de Sur América, creando el Prisma de acreción del Cinturón Deformado del Sinú Sur (CDSS), basado en las propuestas de Corredor (2003); Cortés y Angelier (2005); Flinch et al. (2003) y Ruiz et al. (2000). Nótese la creación de fallas inversas asociadas con anticlinales y sinclinales en las zonas Cinturón Deformado del Sinú Sur (CDSS) y Cinturón Deformado del Sinú Norte (CDSN) que se convierten en barreras topográficas para el transporte de sedimentos desde la plataforma continental hacia el fondo de la Cuenca Colombia. Adicionalmente nótese que en la zona del Abanico submarino del Río Magdalena (ARM), la deformación estructural no se evidencia en la superficie actual del fondo marino, en cambio predominan extensos sistemas de canal-dique.

Las causas tras las diferentes apariencias geomorfológicas del CDS siguen siendo tema de investigación y actualmente existen varias hipótesis. Una primera hipótesis sugiere el predominio de esfuerzos transpresivos en las zonas CDSS y CDSN; en cambio, en la zona ARM los esfuerzos transtensionales son los dominantes y permiten la creación de fallas normales (Martínez et al., 2015). Otra propuesta plantea un incremento de la componente de rumbo-deslizamiento en la zona ARM, originada por un aumento de la convergencia tangencial de las dos placas tectónicas en este sector (Galindo y Lonergan, 2020). Alternativamente, otros autores han expuesto que la baja deformación en la Zona ARM es causada por las altas tasas de sedimentación del Río Magdalena, conllevando un cambio del ángulo de buzamiento en la cuña de acreción del prisma del CDS y produciendo la inhibición de la deformación basal (Breen, 1989). En otro escenario, menos complejo tectónicamente, se ha sugerido un prisma de acreción continuo en las tres zonas geomorfológicas, sin la existencia de un blanqueamiento de la deformación estructural en la zona ARM (Flinch et al., 2003). En esta última propuesta, la aparente ausencia de deformación tectónica en el fondo marino de la zona ARM (**Figura 2**), es originada por el gran aporte de sedimentos del Río Magdalena, que ocasiona la erosión y decapitación de las crestas de los anticlinales y el relleno de las subcuencas intratalud, creando una topografía del talud con pendiente suavizada (Flinch et al., 2003; Naranjo-Vesga et al., 2020). En este contexto, los deslizamientos gravitacionales en la zona ARM producen estructuras extensionales y compresionales que encubren los cabalgamientos preexistentes relacionados con la convergencia regional (Flinch et al., 2003).

Además de tener una tectónica activa (Bernal-Olaya et al., 2015a), el área de estudio también se caracteriza por poseer un aporte significativo de sedimentos (Restrepo y Kjerfve, 2004). En la zona de estudio, los tres principales ríos que aportan sedimentos son el Magdalena, Sinú y el Atrato (**Figuras 1A y 2**). El Río Magdalena es considerado el sistema fluvial andino más importante de Sur América (Restrepo y Kjerfve, 2000) y es caracterizado por su extensa longitud (1.612 km) y gran área de drenaje de aproximadamente 257.400 km² (Restrepo et al., 2017). Dos canales distributarios principales

surgen del vértice del delta del Río Magdalena. El Canal del Dique (obra de ingeniería) corre hacia el noroeste hacia la Bahía de Cartagena, mientras que el distribuidor natural principal corre hacia el norte y desemboca en el Mar Caribe a la altura de Barranquilla (**Figuras 1A y 3C**). Este río tiene una de las tasas de transporte de sedimentos más alta del mundo con $182,8 \times 10^6 \text{ Tm año}^{-1}$ (Restrepo et al., 2015) predominando las granulometrías lodosas y lodo-arenosas (Pujos y Javelaud, 1991; Rangel-Buitrago e Idárraga-García-García, 2010; Restrepo et al., 2016). Restrepo y Kjerfve (2004) calcularon para la estación Calamar, la más cercana a su desembocadura, un caudal medio de $7.200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con caudales mínimos de $4.068 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en marzo y caudales máximos superiores a $10.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ durante noviembre. Esta dinámica hídrica y climática es reflejada en la tasa media mensual de transporte de sedimentos en suspensión (TSS), que tiene un mínimo en marzo y un máximo en noviembre (**Figura 3B**).

Hacia la zona central del área de estudio, en la porción sur del Golfo de Morrosquillo desemboca el Río Sinú (**Figuras 1A y 2**). Este río tiene una extensión de 415 km y un área de drenaje de 14.700 km² (Restrepo et al., 2017). Posee el menor aporte de sedimentos de los tres ríos, con aproximadamente $6,1 \times 10^6 \text{ Tm año}^{-1}$ (Restrepo y Kjerfve, 2004) y las granulometrías en el sector aledaño a su desembocadura son predominantemente arenas finas (>85%) y arenas lodosas (INVEMAR-GEO, 2016; Rangel-Buitrago e Idárraga-García-García, 2010; Pujos y Javelaud, 1991. Acorde con Ruíz-Ochoa et al. (2008), los mayores caudales (entre 300 y $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) se presentan entre mayo y noviembre, mientras que diciembre y abril son meses de transición, y de enero a marzo ocurre un periodo de aguas bajas (entre 100 y $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Esta dinámica hídrica y climática también es reflejada en la TSS del Río Sinú (**Figura 3D**). Finalmente, en la porción más sur del área de estudio, en el Golfo de Urabá, se ubica la desembocadura del Río Atrato (**Figura 1A**), que drena una cuenca de aproximadamente 35.700 km², y que corre por una extensión de 750 km (Restrepo y López, 2008). Este río tiene un aporte de sedimentos de $11,2 \times 10^6 \text{ Tm año}^{-1}$ (Restrepo y Kjerfve, 2004) y las granulometrías cerca de su desembocadura son lodos arenosas principalmente, en cambio, hacia la plataforma continental externa predominan las litologías lodosas (Rangel-Buitrago e Idárraga-García-García, 2010).

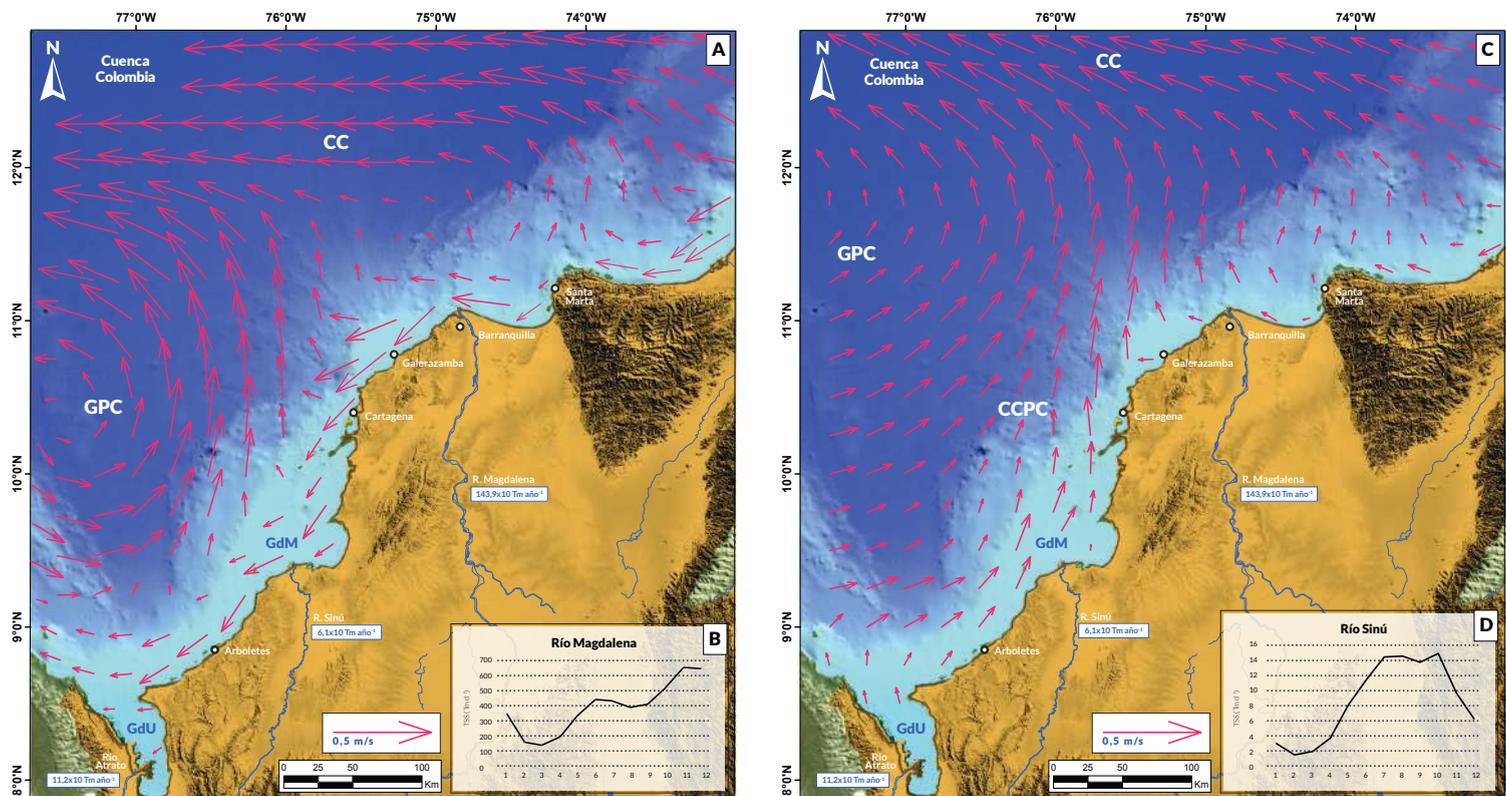


Figura 3. Mapas topográficos de Colombia y batimétricos del Caribe sur con la ubicación geográfica de las desembocaduras de los principales ríos del área de estudio. Sobre los mismos se ilustra **(A)** la circulación oceánica superficial para la época seca, que va de diciembre a febrero, durante la cual hay una marcada predominancia de los vientos Alisios del Este. Durante estos meses se evidencia la posición más austral del Giro Panamá-Colombia (GPC) y un limitado alcance espacial de la Contracorriente Panamá-Colombia (CCPC). La mayor parte del transporte superficial de la CCPC recircula en el mismo giro forzado por las corrientes litorales de deriva que, a su vez, son empujadas por los vientos alisios en dirección suroeste. En el norte del área de estudio las corrientes superficiales están dominadas por la corriente del Caribe (CC) que fluye al oeste. Durante la época de lluvia (septiembre – noviembre) hay una menor influencia de los vientos alisios, y **(C)** la circulación oceánica superficial es caracterizada por una posición es más boreal del giro ciclónico en el Caribe suroccidental. De igual manera el giro adquiere una mayor intensidad, reflejada en el alcance más noreste de su brazo costero, la CCPC. En el norte del área de estudio las corrientes superficiales están dominadas por la corriente del Caribe (CC) que fluye al noroeste. Las direcciones predominantes de las corrientes oceánicas se plasman integrando las propuestas de Andrade (2001), Andrade et al. (2003), y Bernal et al. (2006). Adicionalmente, para los ríos Magdalena, Sinú y Atrato se han resaltado los aportes anuales de sedimento ($Tm\ año^{-1}$), en donde la mayor contribución corresponde al Río Magdalena, que representa el $\sim 97\%$ de la descarga total promedio de sedimentos en suspensión hacia el Caribe sur (datos tomados de Restrepo y Kjerfve, 2004). En el recuadro inferior de los paneles se ilustra la variabilidad en la tasa media mensual de transporte de sedimentos en suspensión (TSS) del **(B)** Río Magdalena y **(D)** del Río Sinú, denotando que el primero tiene un comportamiento bimodal que no se ajusta a las épocas seca y de lluvias, y el último tiene un comportamiento unimodal, acorde con las épocas climáticas (datos tomados de Restrepo et al., 2016). Batimetría y elevación continental de los paneles A y B está basada en el modelo GEBCO (2020). GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá.

A nivel oceanográfico, el Caribe suroeste es una cuenca semicerrada y la circulación superficial allí no está determinada de manera directa por el viento, ya que la dirección predominante de la corriente es hacia el Este y Noreste, con variaciones espaciales y temporales evidentes (**Figuras 3A y C**). Las corrientes en esta zona siguen un patrón de circulación ciclónico (contrario a las manecillas del reloj), geográficamente restringido al Golfo de Mosquitos en Panamá, que ha sido descrito anteriormente como el Giro Panamá-Colombia (Mooers y Maul, 1998; Andrade, 2001), el cual es un flujo geostrofico, determinado por los intensos gradientes de densidad dados entre las aguas de baja salinidad de Centroamérica y las aguas de mayor salinidad del Caribe central y de la costa norte de Colombia. Este posee una velocidad media

superior a $0,6\ m\ s^{-1}$ (Centurioni y Niiler, 2003) y más de 200 km de ancho (Richardson, 2005). La porción este del GPC, que colinda con la parte oceánica del Golfo de Urabá, tiene una alta variabilidad estacional en extensión espacial y en intensidad (Centurioni y Niiler, 2003). Desde esta parte del GPC se desprende la Contracorriente Panamá-Colombia (Andrade, 2001), también conocida como la Contracorriente del Darién (Pujos et al., 1986), con dirección al este. Según Andrade et al. (2003) llega hasta $79^{\circ}W$ donde la mayor parte del flujo se recircula en el GPC y otra parte se hunde y continúa fluyendo hacia el Este como la Corriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC). La corriente tiene máximas velocidades de $0,25\ m\ s^{-1}$ y se ha reportado desde la superficie hasta 200 m y desde la costa hasta cerca de 120 km afuera.

Al igual que el GPC, la CCPC tiene una alta variabilidad estacional (Bernal et al., 2006), y está muy bien definida hasta 75° (Barranquilla) pero puede llegar hasta la Sierra Nevada de Santa Marta (73.5°W), cuando se convierte en la CSCC. La contracorriente es regida por la variación estacional, de manera que en época seca (entre diciembre y febrero) los fuertes vientos alisios le permiten influenciar levemente el Golfo de Urabá, en tanto que en época de lluvia (de septiembre a noviembre) domina las costas colombianas hasta la Península de La Guajira (Corredor, 1981; Pujos et al., 1986). Sobre la circulación profunda de la región se sabe mucho menos. Hay evidencia de observación de un flujo profundo hacia el este a lo largo de todo el límite sur del Mar Caribe y que alcanza su máxima velocidad a aproximadamente 100 m de profundidad en la Cuenca Colombia (Andrade et al., 2003).

Una estimación de la contribución porcentual entre dos mecanismos: los procesos impulsados por el viento y aquellos controlados por corrientes geostróficas (impulsadas por gradientes de densidad) sobre el transporte masivo en la Cuenca Colombia fue estimado por Montoya-Sánchez et al. (2018). Sus resultados indicaron que, en general, los procesos impulsados por viento son dominantes (> 50%) cerca de la costa central, donde se ubica la desembocadura del Río Magdalena. Este mecanismo es dominante durante la época de viento y seca (diciembre - febrero) propagándose a lo largo de la costa y mar adentro, mientras que durante la época de lluvias (septiembre-noviembre), su intensidad y extensión se reducen. Por lo tanto, durante la temporada de menos lluvias, los sedimentos aportados por el Río Magdalena parecen ser dispersados hacia el oeste por procesos impulsados por el viento superficial (**Figura 3A**); mientras que durante los meses de mayor precipitación serían advectados y transportados más profundamente hacia el este por la CCPC (**Figura 3B**) (Devis-Morales et al., 2021; Torregroza-Espinosa et al., 2020; Pujos y Javelaud, 1991). En el sector aledaño a la desembocadura del Río Sinú, caracterizado por una plataforma continental somera considerablemente amplia, los sedimentos fluviales tienden a depositarse muy cerca a la desembocadura y solo durante la época de incremento de las lluvias (septiembre-noviembre) los sedimentos más finos son advectados por la CCPC para ser transportados hacia el Noreste (**Figura 3B**) (Devis-Morales et al., 2021; Pujos y Javelaud, 1991). Finalmente, en

relación con los aportes del Río Atrato, durante la época de menos lluvias, la mayoría de los sedimentos son depositados dentro del Golfo de Urabá, llevando a una baja transferencia de partículas hacia la plataforma externa. Sin embargo, durante la época del incremento de las lluvias, el Río Atrato aumenta su caudal, favoreciendo el flujo de sedimentos hacia la plataforma externa (Devis-Morales et al., 2021; Escobar et al., 2015; Pujos y Javelaud, 1991).

Como se deduce del contenido de este apartado, en el área de estudio existen numerosos factores, que van desde tectónica regional hasta régimen climático, cuya acción conjunta es determinante en la morfología de la margen continental Caribe colombiana. El conocimiento sobre la geomorfología submarina resulta fundamental para satisfacer la necesidad social por comprender y gestionar mejor el entorno, tanto en la actualidad como para las generaciones futuras (Smith et al., 2011) y para su adecuado entendimiento se requieren aproximaciones multidisciplinarias que requieren grandes inversiones, tiempo, y desarrollo de capacidades. A continuación, se presenta una breve reseña del conocimiento que el país se ha adquirido sobre sus fondos marinos en el Caribe sur.

1.2. Estado del arte de la geomorfología submarina en el Caribe colombiano

1.2.1. Plataforma continental

Los primeros estudios con componentes geomorfológicos del fondo marino estuvieron enfocados en las zonas más someras de la plataforma continental. En este sentido, la Misión Franco-Colombiana de Oceanografía, llevada a cabo en la mitad de la década de los setenta, jugó un papel relevante. Sus hallazgos en relación con la distribución de sedimentos en los dominios morfológicos del margen continental (Kliengebiel y Vernet, 1979) motivaron varios estudios posteriores liderados por la Dirección General Marítima (DIMAR). Entre 1975 y 1993 el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH) adelantó estudios de geología marina en la plataforma continental de la margen Caribe sur colombiana con el propósito de determinar las características sedimentológicas

y geomorfológicas de los sectores Isla Fuerte, al suroeste del Golfo de Morrosquillo - Golfo de Urabá (Javelaud, 1986; Pujos y Javelaud, 1991; Chevillot et al., 1993; Molina et al., 1994), Cartagena-Barranquilla (CIOH, 1983; Leble y Cuignon, 1987; Leblanck, 1988) y Barranquilla - Santa Marta (Molina et al., 1993). Más recientemente, en colaboración con el Instituto Colombiano del Petróleo (ECOPETROL) y la Universidad del Norte, se realizó un nuevo análisis sedimentológico de 253 muestras de sedimentos de fondo y borde de playa de la Bahía de Cartagena para identificar las facies sedimentarias dominantes y compararlas con estudios anteriores (Franco et al., 2013). De forma paralela, Andrade et al. (2004) incursionaron en el uso de hidrografía histórica para realizar comparaciones entre datos batimétricos tomados en diferentes décadas, y así establecer variaciones temporales en la distribución de sedimentos en la Bahía de Cartagena.

Procedimientos semejantes fueron usados por Thomas et al. (2007) para mostrar la influencia de contribuciones de sólidos en la desembocadura del río Atrato sobre la cinemática del fondo de Bahía Colombia, situada al sureste del Golfo de Urabá y por Marriaga et al. (2011) para analizar los cambios morfológicos, tanto en la línea de costa, como en el fondo marino adyacentes a la desembocadura del Canal del Dique, al sur de la ciudad de Cartagena. En el año 2010, el Instituto de investigaciones Marinas y Costeras (INVEMAR) presenta una síntesis de la geología, morfología y sedimentología del margen continental y de los fondos oceánicos del Caribe colombiano producto del análisis de información colectada dentro de los proyectos ANH I y II y la recopilación de estudios realizados por diferentes instituciones en los últimos 40 años (Rangel e Idárraga-García, 2010).

1.2.2. Cuenca Colombia

En cuanto a la morfología de aguas profundas, las instituciones gubernamentales colombianas comenzaron su estudio como parte del proyecto denominado IBCCA (Carta Batimétrica del Mar Caribe y el Golfo de México), un proyecto cartográfico regional auspiciado por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental. En el marco de este proyecto, el CIOH presentó la descripción morfológica del

Caribe suroeste, entre las latitudes 07°30 N y 16°30 N y los meridianos 71°00 W y 83°00 W, incluyendo la caracterización de varios rasgos topográficos en escala de 1:1.000.000 (Tabares y Soltau, 1996). En ese estudio se propusieron 68 nombres nuevos para los accidentes geográficos más sobresalientes que hacen parte del relieve submarino del Mar Caribe y se presentaron con algunas dimensiones como las profundidades mínimas y máximas tratando de contextualizarlas en relación con otros accidentes morfológicos mayores reconocidos a nivel mundial. Dicho estudio se convirtió en la primera publicación de su género en nuestro país. Varios años después DIMAR-CIOH (2009) ampliaron ese primer trabajo de geomorfología submarina presentando las características geomorfológicas de las regiones más sobresalientes del Caribe colombiano, así como la descripción física de los accidentes geográficos identificados con un nombre propio.

1.2.3. Abanico Submarino del Río Magdalena

Adicional a este esfuerzo nacional por conocer el territorio marítimo, es importante resaltar los avances que se han hecho en cuanto a geomorfología de aguas profundas desde otras instituciones. Las primeras investigaciones extranjeras en este tema se enfocan en uno de los rasgos más prominentes en la geografía submarina del Caribe colombiano: el ARM. Por ejemplo, Shepard et al. (1968) y Shepard (1973) hacen uso de información sísmica de alta resolución colectada a bordo de las embarcaciones R/V Thomas Washington y R/V Argos del *Scripps Institution of Oceanography* y con ella descubren y caracterizan un amplio campo de expresiones diapíricas al este del Delta del Río Magdalena. Algunos años después, Kolla y Buffler (1983) y Kolla et al. (1984) interpretan las propiedades combinadas de morfología, acústica y sedimentología basándose en datos de perfiladores de fondo (*sub-bottom profiler*) de alta resolución (3.5 kHz), y núcleos adquiridos previamente en cruceros organizados por *Lamont Doherty Earth Observatory* y *University of Texas Institute for Geophysics*.

Los resultados de dichos estudios permitieron establecer una subdivisión del ARM en superior, medio e inferior, cada uno caracterizado por morfologías de canales y diques con diferentes



litologías y con mayor o menor frecuencia de depósitos turbidíticos y deslizamientos submarinos. En la misma zona, diez años después, nueva información de sísmica de alta resolución y mosaicos batimétricos a partir de ecosonda multihaz fue recolectada por primera vez en el Caribe colombiano a bordo del Buque de Investigación Oceanográfica de la Armada Española BIO “Hespérides”. El análisis de los datos colectados fue publicado por Ercilla et al. (2002a, 2002b), ilustrando con amplia claridad la presencia de colinas, complejos de canal-dique, ondas de sedimento, flujos de gravedad (p. ej. flujos en masa y flujos turbidíticos), y escarpes.

A partir de estos estudios se propusieron algunos mecanismos que intervienen en el transporte y distribución de sedimentos desde el continente hacia las partes profundas de la Cuenca Colombia, incluyendo la tectónica, el aporte fluvial de carga sedimentaria, la migración lateral del Delta del Río Magdalena y las corrientes de fondo. De igual manera, y con los mismos datos, Estrada et al. (2005) exploran por primera vez la caracterización de una geoforma a partir de la geomorfometría específica del canal más activo del ARM con el fin de mejorar el entendimiento de la distribución espacial y temporal de los sistemas turbidíticos.

Recientemente, el foco de atención volvió a ser el ARM. Por ejemplo, Romero et al. (2015) presentan nuevos datos batimétricos y sísmicos que complementan estudios previos y realizan un análisis morfométrico detallado de la expresión del fondo marino de los canales y su relación lateral para reconstruir la historia del desarrollo del abanico durante el Pleistoceno. Realizan el análisis morfológico detallado de la expresión del fondo marino de los canales y su relación lateral permite reconstruir la historia del desarrollo del abanico del Pleistoceno. Ortiz-Karpf et al. (2015; 2017), usando sísmica 3D y batimetría multihaz, han dado nuevas luces sobre cómo los depósitos de remoción en masa modifican casi instantáneamente el paisaje submarino, incluidas las redes de drenaje y a su vez, cómo el relieve submarino influencia la distribución y morfología de tales depósitos. Por su parte, Idárraga-García et al. (2019) incorporan nueva cobertura de información multihaz, sísmica de exploración y de alta resolución para actualizar la visión propuesta por Kolla y Buffler (1983) y Kolla et al. (1984).

Con ello establecen que el abanico no sólo ocupa la mayor parte de la Cuenca Colombia, sino que también alcanza la parte inferior del promontorio de Nicaragua, al norte de la Cuenca Colombia, y que una serie de elevaciones batimétricas dentro de la cuenca afectan la extensión del abanico. Finalmente, Naranjo-Vesga et al. (2020) analizan con sísmica 3D y batimetría multihaz el Caribe sur con el fin de estudiar el impacto del perfil de la pendiente, la entrada de sedimentos y el ancho de la plataforma en la distribución y morfología de los depósitos de aguas profundas a lo largo del margen sur del Caribe colombiano.

1.2.4. Cinturón Deformado del Sinú Sur

Para el año 2006, compañías del sector de hidrocarburos como Total y BHP Billinton, en asocio con Ecopetrol S.A., habían realizado adquisiciones batimétricas de muy buena resolución en aguas profundas del sur del Caribe, especialmente en el CDS. Parte de dicha información, junto con la sísmica de exploración 2D fue analizada por Vinnels et al. (2010) para establecer el rol que juega la topografía en el transporte de sedimentos a lo largo del CDSS, encontrando que el sedimento se dirige a través y alrededor del CDSS por once rutas de distribución distintas clasificadas en función de si pasan directa o indirectamente a través del prisma o terminan dentro del mismo. Los ductos de distribución que no pasan a través del CDSS están dominados por sistemas de abanicos submarinos no confinados. Por su parte, las rutas de distribución que pasan a través del CDSS están dominadas por grandes cañones y sistemas de subcuencas intratalud.

También Vinnels et al., reportan que los procesos de remoción en masa son dominantes a lo largo del CDSS y también son responsables de la creación de pendientes pronunciadas, nuevos depocentros y relleno de subcuencas. Cuatro años después, esta información es usada nuevamente por Idárraga-García y Vargas (2014) para realizar un análisis morfológico y morfométrico de los deslizamientos de la zona y compararlos con algunos otros identificados en el ARM. Como conclusión establecen que los deslizamientos submarinos en el área del CDSS están asociados al talud medio,

donde el terreno es más rugoso y son hallados principalmente cerca a los flancos más empinados (12–18°) de las crestas de anticlinales y que, en muchos casos, los depósitos de deslizamientos son enterrados por sedimentos más jóvenes de abanicos formados en la boca de canales y cañones.

Alfaro y Holz (2014) realizaron, en la misma área, la primera aproximación de identificación de geoformas en fondo marino, haciendo uso de información sísmica 3D de alta calidad adquirida por BHP Billinton y Ecopetrol en el año 2007. Hallaron que los deslizamientos y flujos de detritos antiguos tienen una dirección de transporte predominante de sur a norte; mientras que las sucesiones sedimentarias más jóvenes asociadas a depósitos mixtos de deslizamientos-turbiditas-flujos de detritos tienen una dirección de transporte noroeste. También se observó que los derrumbes y los flujos de detritos se encuentran a lo largo del eje de sinclinales anchos, entre periclinales dependiente alto, en entornos de un alto confinamiento. Por su parte, los depósitos mixtos de deslizamientos-turbiditas-flujos de detritos de las sucesiones más jóvenes están ubicados cubriendo áreas amplias con poco o sin control estructural, es decir, en entornos no confinados.

1.2.5. Cañón submarino de la Aguja

Otro rasgo distintivo del Caribe sur colombiano y que también ha sido abordado en detalle por otros estudios es el CdIA, localizado

en la porción norte de las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. Krause (1971) usó datos batimétricos y sísmicos de las campañas mencionadas anteriormente y adiciona algunos tomados a bordo del R/V Trident (University of Rhode Island) y del R/V Conrad (Lamont-Doherty, Columbia University) para presentar una visión regional del Caribe colombiano, teniendo como punto más sur el delta del Magdalena. Fue Krause el primero en documentar la presencia de los cañones submarinos de la Aguja y del Río Ranchería, costa afuera de la Península de la Guajira. Igualmente, en su aporte regional, Krause halló en la parte superior del talud plegamientos, cañones y diapiros con detalles estructurales y geomorfológicos muy semejantes a los descritos por Shepard et al. (1968; 1973) para la zona de la plataforma adyacente al Delta del Río Magdalena. Restrepo-Correa y Ojeda (2010) hacen uso de datos batimétricos multihaz adquiridos en 2004 y sísmica 2D para caracterizar morfométricamente el CdIA concluyendo que esta geoforma es el resultado de una combinación de fallas normales, erosión submarina e incisión axial, levantamiento estructural y diapirismo de lodo. Cuatro años después, Vargas e Idárraga-García (2014) retoman apartes de esa geometría del cañón y hacen énfasis las principales características geomorfológicas de 31 deslizamientos de tierra submarinos, que asociadas con ecuaciones de difusión ayudaron a estimar el rango de edad en el que se formó el CdIA. Según las estimaciones, se obtuvieron marcados contrastes de edad a lo largo del cañón (entre <1 y ~ 632.000 años) que sugieren una historia compleja de esta geoforma.



2

La observación
y análisis del
fondo marino

A diferencia de la geografía terrestre, la cual se conocía claramente a mediados del siglo XIX, la profundidad del fondo marino en relación con el nivel del mar o batimetría era completamente desconocida (Smith y Cardoso, 2020). Esta situación comenzó a cambiar en la década de 1840, coincidiendo con la visión comercial de extender cables telegráficos a lo largo de la geografía global (**Figura 4A**). La tecnología de medición de profundidad progresó desde los métodos de sondeo por cable o cuerda plomada, que colgaban por el lateral de una embarcación, hasta los primeros métodos acústicos subacuáticos de principios del siglo XX, que marcaron el inicio de la era de las ecosondas (Dierssen y Theberge, 2014a).

El desarrollo de la tecnología acústica en el mapeo submarino surgió a partir de la práctica de barridos de sonar en tiempos de guerra, los cuales permitían tener una imagen sorprendentemente buena del fondo marino, incluso detectando naufragios, ejemplificado por la búsqueda del Titanic que se hundió en 1912 (Lurton, 2002). Para mediados del siglo XX se habían realizado avances sustanciales en la estabilización electrónica, la modulación interferométrica y la mejora del posicionamiento espacial de ecosondas monohaz y sonares (de Moustier, 1988). En poco más de un siglo, la concepción de un fondo marino sin rasgos distintivos desapareció dando paso al hallazgo de numerosos rasgos de gran tamaño como cordilleras, plataformas continentales, grandes fosas de aguas profundas y otros accidentes geográficos del fondo marino (Dierssen y Theberge, 2014a). Con estos avances, inició el entendimiento de los efectos de la topografía del fondo marino sobre numerosos aspectos de la oceanografía y de la ecología marina. De igual manera, se modificó la idea de la

corteza terrestre como un elemento estático, lo que ayudó a formar conceptos como la expansión del fondo marino, la deriva continental y la teoría de la tectónica de placas (Smith y Cardoso, 2020). Posteriormente, en la década de 1970, las primeras versiones no militares de sistemas de ecosonda multihaz enriquecieron en gran medida el futuro de la cartografía del fondo marino, y actualmente constituyen la herramienta más eficiente y precisa disponible para recopilar datos batimétricos y de retrodispersión (Dierssen y Theberge, 2014b; Makowski y Finkl, 2016). Hoy en día estos sistemas brindan una geolocalización espacial precisa a través de GPS, y obtienen mediciones de cobertura más amplia, de mayor resolución, y relativamente más rápida del fondo marino (**Figura 4B**).

Recientemente, se han empezado a utilizar para el mapeo de fondo marino los datos provenientes de técnicas sísmicas, que por lo general son aplicadas a estudiar las capas sedimentarias debajo del fondo marino (p. ej. Mosher et al., 2006; Jibrin et al., 2013). La información sísmica tridimensional por lo general es de muy alta calidad y de una cobertura densa, permitiendo hacer una identificación y rastreo del reflector de mayor amplitud, interpretado como la interfaz entre el agua marina y los sedimentos. Los avances en la adquisición y el procesamiento de sísmica marina, así como la disponibilidad de información de alta resolución y técnicas de visualización 3D para analizarla en varias perspectivas implican que la batimetría — derivada sísmicamente — se puede utilizar fácilmente para estudiar características geomorfológicas del fondo marino a una resolución comparable a las batimetrías tomadas satelitalmente, o a través de sonar de barrido lateral y ecosondas multihaz (Crutchley y Kopp, 2018).

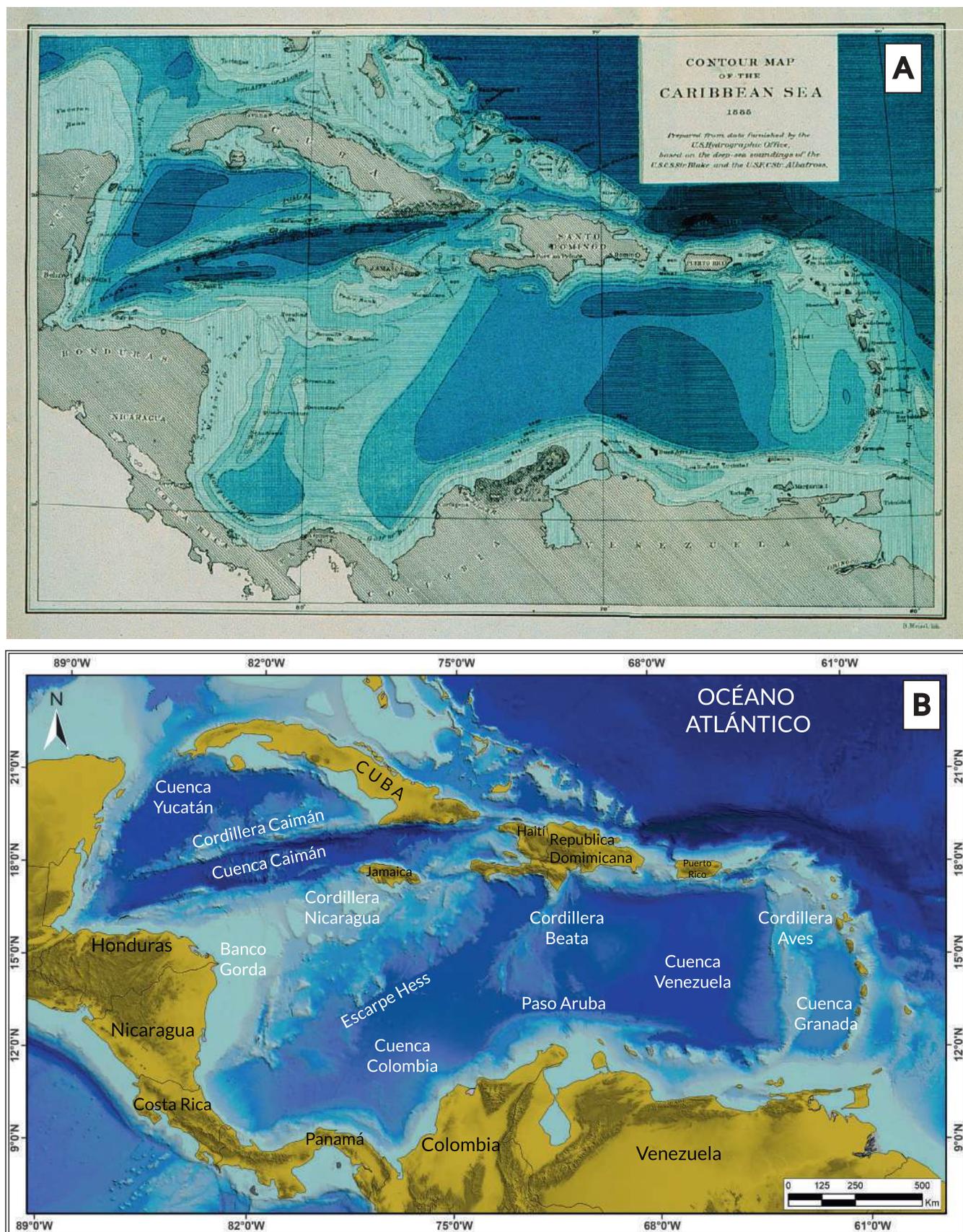


Figura 4. (A) Primer mapa batimétrico del Mar Caribe y Golfo de México, creado en 1885 a partir de sondeos adquiridos por los buques de vapor U.S. C&GS George S. Blake y U.S. Fish Commission Albatross. Imagen tomada de la NOAA, y originalmente publicada en *Three Cruises of the United States Coast and Geodetic Survey Steamer "Blake" in the Gulf of Mexico, in the Caribbean Sea and along the Atlantic Coast of the United States, from 1877 to 1880* de Alexander Agassiz (1888). Ambas embarcaciones contaban con la máquina de sondeo Sigsbee, que usaba un cable de acero para realizar sondeos de profundidad del océano. Las coloraciones grises representan cuerpos emergidos, continentales o insulares, y las coloraciones azules representan la profundidad, siendo el azul más claro los terrenos más someros y el azul oscuro los terrenos más profundos. (B) Misma región mapeada a partir del conjunto de datos de GEBCO, el cual proporciona una superficie estimada de batimetría global usando altimetría satelital para llenar los vacíos entre los datos de sondeo de eco de haz único o multihaz disponibles gratuitamente (Mayer et al., 2018). Con fines comparativos se usan colores similares a los usados en el mapa superior para denotar la batimetría, sin definir una escala horizontal ni vertical. Es de resaltar cómo los grandes rasgos de la topografía submarina ya eran conocidos desde finales del siglo XIX. Los nombres actuales asignados a los accidentes geográficos del Mar Caribe son tomados de Munar (2000).



Hoy en día pareciera que todo el fondo del océano se ha cartografiado combinando los datos disponibles públicamente de ecosonda mono- y multihaz sobrepuestos en una base que es derivada de altimetría satelital, creando una superficie estimada de batimetría global (Smith y Sandwell, 1997; Weatherall et al., 2015). A pesar de la apariencia de una cobertura global completa de las profundidades del océano, incluso el *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) más reciente u otras compilaciones globales de batimetría oceánica no son precisas, ya que son producto de las técnicas modernas de interpolación y visualización que logran dar la apariencia de una compilación completa de la profundidad del océano a partir de datos que en realidad son muy escasos, y donde alrededor del 82% del fondo del océano aún no tiene mediciones verdaderas de su profundidad (Mayer et al., 2018).

La resolución espacial de estas bases de datos proporciona un recurso excelente para cartografiar características de gran tamaño del lecho marino (**Figura 4B**). Sin embargo, estos datos con resolución limitada resultan frecuentemente inadecuados para propósitos científicos, económicos, de seguridad pública y de gestión. Aplicaciones tales como la geomorfología marina (Misiuk et al., 2018), la evaluación de geoamenazas (Chiocci y Ridente, 2011; Houg et al., 2011) y amenazas por tsunamis (Locat, 2001; Glimsdal et al., 2019), la planificación de rutas de tuberías y cables submarinos (Tiffany y Devine, 2017), la exploración de recursos mineros (Hein et al., 2009; Petersen et al., 2017), el mapeo de hábitats (Brown et al., 2011; Ross et al. 2015; Stow et al., 2009), el ordenamiento territorial (Ehler y Douvère, 2009; Arbo y Thuy, 2016), los estudios de circulación oceánica (Gille et al., 2004; Stow et al., 2009; Gula et al., 2015), los estudios de cambio climático (Fenty et al., 2016), y el análisis de seguridad para la navegación marítima requieren datos batimétricos más confiables con una resolución más detallada, que puedan igualar la calidad y resolución del mapeo terrestre. Los levantamientos multihaz y

de sísmica 3D proporcionan los datos batimétricos con menor espaciamiento entre los trazados del levantamiento, necesarios para la producción de modelos batimétricos digitales (MBD). Estos modelos se diferencian de los formatos de gráficos tradicionales (p. ej. contornos y sondeos monohaz) por requerir poca interpolación entre puntos de muestreo, lo que resulta en una influencia limitada del interpolador en el MBD final (Wilson et al., 2007; Lecours et al., 2016).

2.1. Geomorfología y geomorfometría del suelo marino

En términos generales, la geomorfología del fondo marino es la disciplina científica que profundiza en la formación, alteración y configuración de las características del terreno, con el propósito de entender la génesis y la evolución de las formas y paisajes submarinos en el espacio y el tiempo (Micallef et al., 2018; Harris y Baker, 2020). Como unidad fundamental del análisis geomorfológico se encuentra la geoforma, definida como cualquier rasgo físico de la superficie de la Tierra con una geometría característica que es producto de la influencia acumulativa de los procesos geomorfológicos, geológicos, hidrológicos, ecológicos, pedogenéticos e incluso antropogénicos, que han actuado sobre el terreno a lo largo del tiempo (MacMillan y Shary, 2009). Las geoformas son elementos con la propiedad de ser elementos cartografiables en un MBD representados como puntos (p. ej. picos), líneas (p. ej. líneas de pendiente, fallas), áreas claramente delimitadas (p. ej. volcán), y otras menos definidas (p. ej. campos de dunas submarinas), que suelen ser agrupaciones repetitivas de ciertos aspectos del relieve junto con “terreno de conexión” (MacMillan y Shary, 2009). En su mayoría, también las geoformas presentan un registro en el subsuelo que sólo es reconocible en información sísmica.



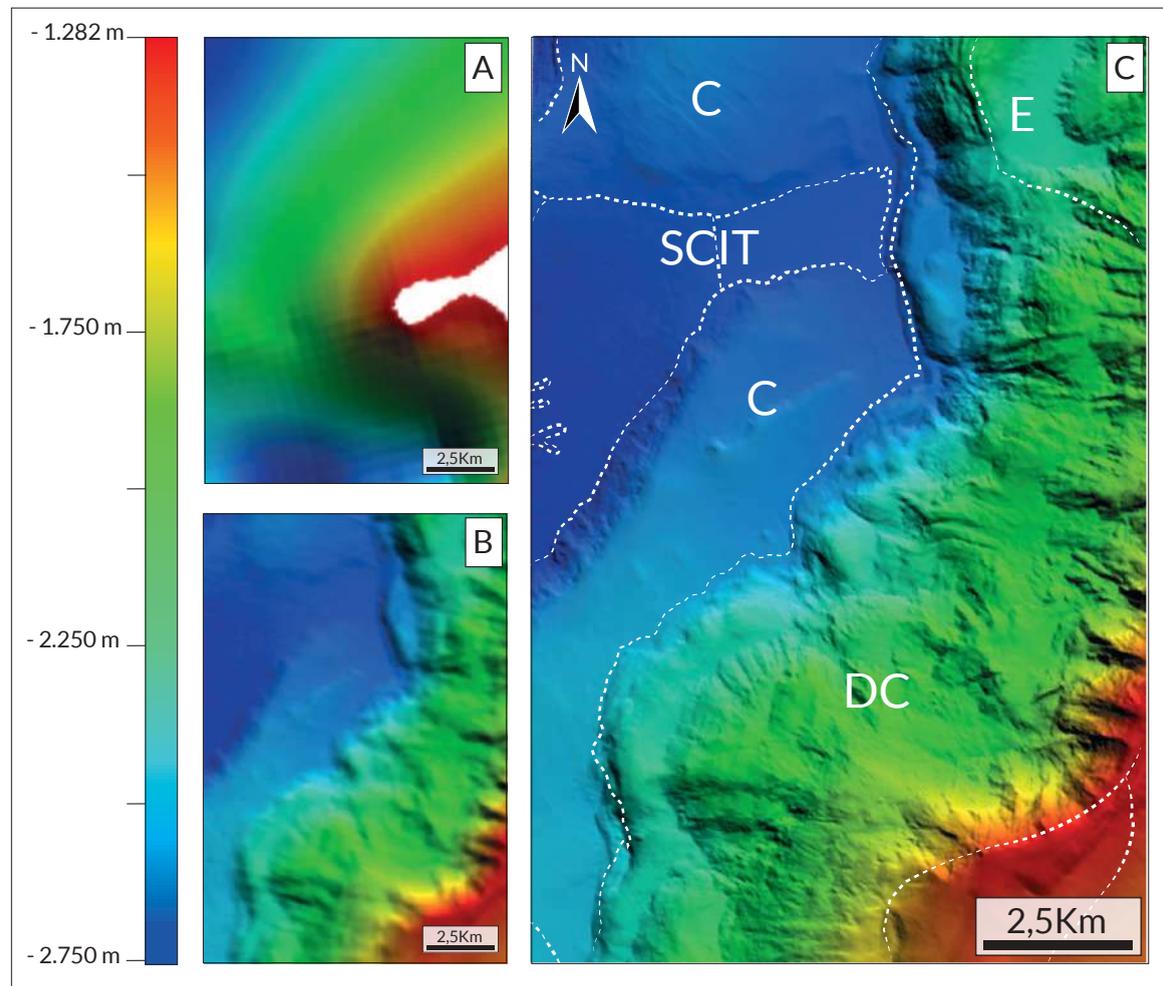


Figura 5. Ejemplos de cómo la resolución horizontal y vertical de los datos batimétricos utilizados para crear el MBD del Caribe sur colombiano tienen una influencia significativa en el nivel de detalle y la precisión de la representación de las características de la superficie del fondo marino. Para la misma área del Caribe Sur colombiano se ilustran: **(A)** Imagen del fondo marino derivada de GEBCO (2020), con una resolución de 30 segundos de arco, lo que equivale a unos 926 m en el ecuador al nivel del mar (Mayer et al., 2018). En esta representación, la morfología del fondo marino se ve borrosa y sugiere la presencia de un área elevada y otra más profunda. Los valores de profundidad del panel varían de 1.213 a 2.759 m. **(B)** Imagen del fondo marino derivada de una adquisición de datos con ecosonda multihaz con bins espaciados cada 50 m. En esta imagen, la morfología del talud es más visible y se insinúa la presencia de varios deslizamientos y una subcuenca. Los valores de profundidad del panel varían de 1.287 a 2.770 m. **(C)** Imagen del fondo marino derivada de una adquisición de datos con ecosonda multihaz con bins espaciados cada 15 m. La morfología del talud es claramente visible y las geoformas de mayor tamaño como las colinas (C), subcuenca intratalud (SCIT), deslizamientos complejos (DC) y escarpes (E) son delimitables. Los valores de profundidad del panel varían de 1.285 a 2.777 m.

Aunque, en teoría, el concepto de geoforma parece estar claro, una de las principales limitantes en el mapeo geomorfológico tiene que ver justamente con lograr una delimitación adecuada de las geoformas. Si bien estas últimas tienen límites, no necesariamente son explícitos o nítidos (Fisher et al. 2004; Schmidt y Hewitt, 2004) y en una superficie de un terreno considerada como un continuo espacial (Deng y Wilson, 2007) generalmente resulta difícil identificar límites como fronteras netas. La delimitación es un procedimiento que se realiza comúnmente mediante la digitalización de límites identificados manualmente por el intérprete (Evans, 2012). De esta forma, las delimitaciones y clasificaciones del terreno dependerán de una combinación de la extensión

del área vista por el intérprete, y del nivel de detalle y precisión del MBD, lo cual es controlado a su vez por la resolución horizontal y vertical de los datos geofísicos utilizados para representar la batimetría **(Figuras 5A-C)** (MacMillan y Shary, 2009). Una de las razones por las que la clasificación morfométrica es amplia es porque un lugar cualquiera se puede catalogar en más de un tipo de geoforma, dependiendo de la escala en que se le analice Fisher et al. 2004; Schmidt y Hewitt, 2004). La mayoría de las geoformas tienen dimensiones características sobre las que son reconocibles, y por tanto en el momento de presentar la información cartográfica existe una jerarquía asociada a los diferentes tipos y tamaños de geoformas que ocurren bajo diferentes escalas **(Figuras 6A-D)**.

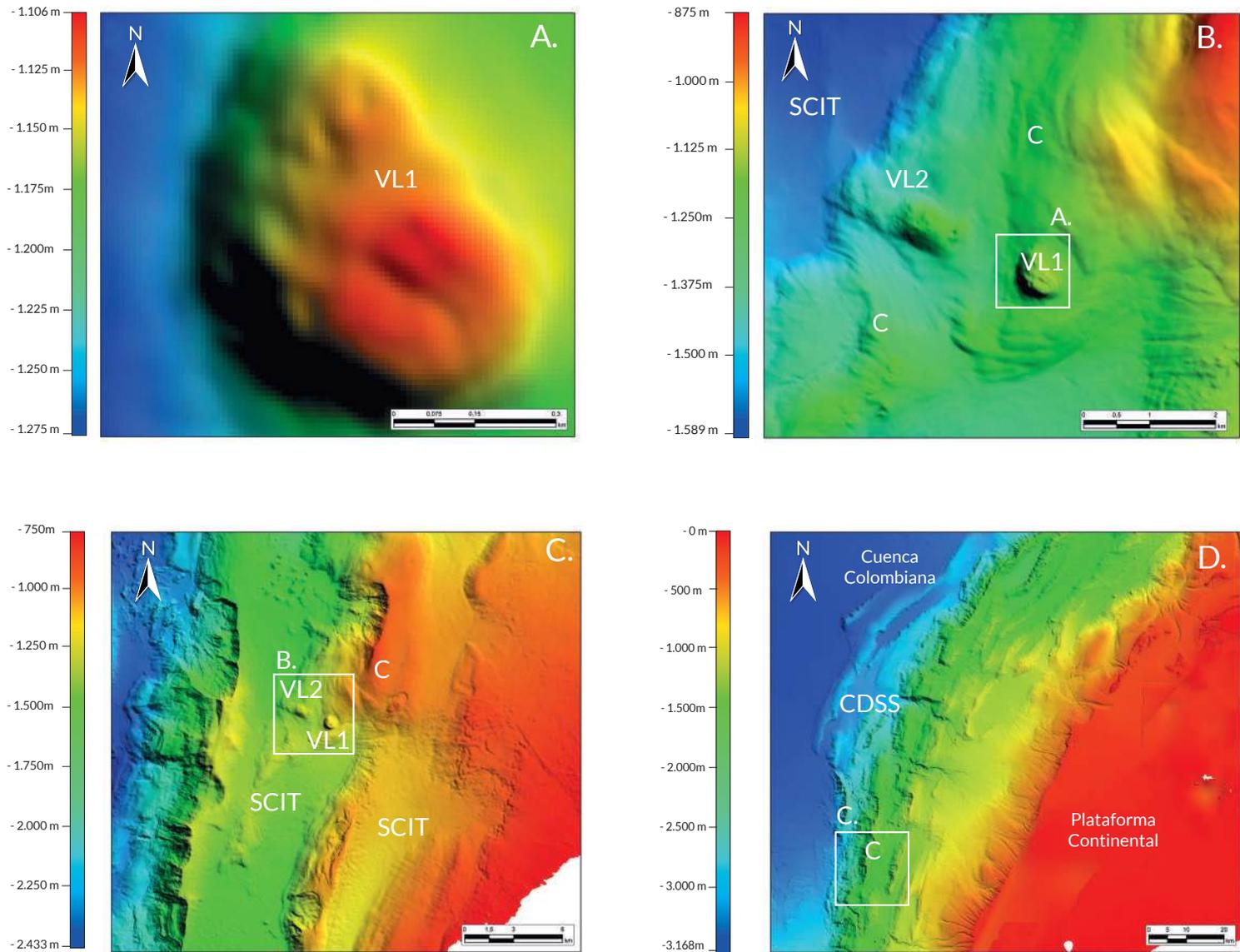


Figura 6 . Ejemplo práctico de cómo un terreno consiste en una jerarquía anidada (Dikau 1989), cuyos niveles son descifrables bajo múltiples escalas de observación. El panel (A) muestra el domo elipsoidal de un volcán de lodo que se eleva aproximadamente 150 m sobre el terreno aledaño. Bajo esta resolución se insinúan depresiones que podrían equipararse al cráter principal y algunos secundarios; sin embargo, se requiere una mayor resolución para resolver tales características. El panel (B) muestra una perspectiva ligeramente más lejana de la misma zona. En esta visión, el volcán (VL1) deja de ser el foco de atención y el rasgo más prominente son las colinas (C), bordeado por subcuencas intratalud (SCIT), y sobre el cual se desarrollan un par de volcanes de lodo. El panel (C) ilustra una perspectiva más distante de las colinas (C), que tiene una apariencia más grande y elongada, con una orientación NE-SO, y con otros cuerpos montañosos paralelos, que son bordados entre sí por subcuencas intratalud (SCIT). El panel (D) ilustra una perspectiva regional del margen continental en la cual es posible identificar que las colinas (C) hacen parte de una serie de relieves submarinos de gran longitud y de orientación paralela conocido como el Cinturón Deformado del Sinú Sur (CDSS). La identificación de todas las formas de esta figura se basó en el uso de acercamientos y distanciamientos sobre exactamente el mismo MBD, creado a partir de batimetría adquirida con ecosonda multihaz y bins espaciados cada 15 m. Nótese que, para cada escala de observación, es posible identificar ciertas geoformas, cada una construidas a partir de múltiples procesos genéticos que actúan en diferentes escalas de tiempo y área y que dejan una firma característica en el paisaje. También resulta relevante que cualquier división arbitraria que se haga en clases morfológicas discretas va a reducir inevitablemente el contenido de información genética que pueda extraerse de un terreno.

Gran parte de la relevancia de identificar y mapear las diversas geoformas en un paisaje submarino radica en que dentro de ellas es posible encontrar huellas de procesos que actúan en múltiples escalas espaciales (desde molecular a planetaria) y temporales (desde segundos a millones de años). En ese sentido, Chorley et al. (1984) introdujeron el término “palimpsesto”, describiendo las formas del terreno como el resultado de la

acumulación y transformación de actividades sucesivas, parcialmente preservadas, que generan paisajes mucho más complejos que la simple suma (o resta) de episodios puntuales. Esto significa que cualquier punto de un paisaje puede potencialmente expresar más de una pieza de información sobre los procesos que influyeron su formación (Schmidt y Hewitt, 2004). El uso exclusivo de variables como el tamaño y la forma, sin necesidad de involucrar otros

datos como la sedimentología o la cronología, pueden interpretarse *per se* como indicadores directos de los procesos que controlan la redistribución espacial de materiales y energía en el paisaje. Por ejemplo, la curvatura de la superficie de las geoformas se ha utilizado constantemente para interpretar o inferir procesos de erosión a partir de convexidades, mientras que la acumulación sedimentaria se podría inferir a partir de formas cóncavas (Tarolli et al., 2010; Hurst et al., 2012).

Complementaria a la geomorfología, surge la geomorfometría como la ciencia del análisis cuantitativo del terreno que, con un enfoque matemático, analítico-cartográfico, permite sintetizar la topografía terrestre mediante la manipulación computarizada de la altura del terreno (Pike et al., 2009). Más aún, de acuerdo con MacMillan y Shary (2009), algunos autores han argumentado que la superficie terrestre debe considerarse como un mosaico de componentes tanto determinísticos como aleatorios o ruidosos, y que parte de la tarea de la geomorfometría es la de separar las geoformas determinísticas del resto de la superficie terrestre más ruidosa. Esta disciplina aplicada a escenarios submarinos se ha utilizado de forma cada vez más frecuente como consecuencia del incremento de levantamientos multihaz, la mayor disponibilidad de MDB, y los avances en los sistemas de información geográfica-SIG (Lecours et al., 2016). En comparación con la geomorfometría en tierra, la producción de datos confiables del suelo marino es desafiante ya que existe muy poca o ninguna capacidad para validar las mediciones en el terreno de manera directa (Lecours et al., 2016).

Existen dos formas de realizar una aproximación morfométrica (Evans, 1972 En: Pike et al., 2009). Por un lado, la geomorfometría general se ocupa de extraer los atributos de la superficie continua del terreno: pendiente y orientación a partir de las derivadas de primer orden (gradientes) de la elevación del terreno; y las curvaturas del perfil y en planta de las derivadas espaciales de segundo orden (laplacianos) de la elevación del terreno. Los parámetros geomorfométricos generales se utilizan a menudo como parte de un conjunto de reglas semánticas que permiten caracterizar los objetos geomorfométricos. Por otro lado, la geomorfometría específica tiene como objetivo caracterizar o extraer información geométrica sobre las geoformas. No obstante, esta última depende de una adecuada delimitación, cuanto más claramente se pueda definir una geoforma, más probable será que la misma se convierta en el tema de un estudio morfométrico, es decir, de geomorfometría específica (Evans, 2003).

Debido a que la resolución horizontal y vertical de los datos de batimetría tiene una influencia significativa en la estimación de los parámetros de la superficie del fondo marino que se calculan a partir de un MBD, es importante aclarar que no existe una resolución óptima para calcular los parámetros locales del lecho marino para representar y clasificar determinada geoforma (Hengl, 2006). Por tanto, la resolución seleccionada en este trabajo fue adecuada para capturar y describir el patrón característico de las geoformas, de tal suerte que se pueda documentar su variación en tamaño, forma y posición.

3

Metodología

El análisis geomorfológico realizado en el presente trabajo se basó en la interpretación de sísmica de reflexión 2D y 3D, así como información batimétrica disponible en el área de estudio. Se utilizaron ocho programas de batimetría multihaz que cubren alrededor de 71.000 km² y cuatro volúmenes de sísmica 3D que abarcan 9.330 km² (Tabla 1). Adicionalmente, se interpretaron 89

líneas sísmicas 2D localizadas en diferentes zonas del área de trabajo. El conjunto de datos incluyó áreas de tamaños variables y resoluciones espaciales que van desde los 10 hasta 100 m (Tabla 1). Estos datos involucran áreas a partir del quiebre de la plataforma continental y van hasta el fondo de Cuenca Colombia, entre las latitudes 77°19'33,495''W y 73°51'13,965''W y las longitudes 8°18'18,276''N y 12°47'55,425''N.

Tabla 1. Características de resolución espacial y cobertura de los datos sísmicos 3D y batimetrías multihaz empleados en la interpretación del fondo marino del Caribe sur colombiano. El área total de la cobertura multihaz original corresponde a la cobertura acumulada, sin tener en cuenta las sobreposiciones. El área total posrecorte muestra las áreas resultantes después del proceso de priorización de las resoluciones más altas para obtener la mejor visualización del fondo marino dentro de un MBD.

| | Nombre | Resolución (m) | Área de cobertura original (km ²) | Área de cobertura posrecorte (km ²) |
|------------------------------|--------|----------------|---|---|
| Sísmica | VS1 | 12,5 | 1.314,3 | 960 |
| | VS2 | 15 x 12,5 | 5.746,6 | 5.476,6 |
| | VS3 | 25 x 12,5 | 1.491 | 1.491 |
| | VS4 | 25 x 12,5 | 1.133,3 | 1.133,3 |
| Área total sísmica | | | 9.685,2 | 9.330,9 |
| Batimetría | B10 | 10 | 773,3 | 773,3 |
| | B15 | 15 | 23.724,4 | 22.134,7 |
| | B20 | 20 | 2.680,1 | 2.068,4 |
| | B25 | 25 | 34.620 | 23.709,7 |
| | B30 | 30 | 7.969,6 | 2.378,7 |
| | B50 | 50 | 47.713,9 | 12.001,5 |
| | B100 | 100 | 26.481,6 | 8.196,3 |
| Área total batimetría | | | 143.962,9 | 71.262,6 |

La información obtenida, tanto de volúmenes sísmicos como de batimetría multihaz, se integró en el software ArcGIS con el propósito de generar un modelo batimétrico digital (MBD). Este procedimiento priorizó los programas con mayor resolución (Figura 7), obteniendo una imagen de trama (*raster*) del fondo marino con una extensión aproximada de 67.700 km² (Figura 8). Posterior a la integración de los datos, se debieron corregir inconsistencias relacionadas con desfases de alturas, y observadas principalmente hacia los límites entre las fuentes de información (Figuras 9A-C). Estas diferencias de profundidad se corrigieron en la

mayoría de las ocasiones mediante el desplazamiento vertical de alguno de los datos involucrados. En aquellos lugares donde no fue posible corregir, no se utilizó la información para los propósitos de mediciones morfométricas. Finalmente, una vez resueltos los temas de integración de los datos dentro del MBD, se obtuvo una imagen regional del fondo marino del Caribe sur colombiano con una calidad óptima para la interpretación de geoformas y mediciones geomorfométricas (Figura 10A). En comparación con la batimetría GEBCO (Figura 10B) la mejora es evidente, inclusive en la delimitación de los accidentes geográficos de mayor escala.

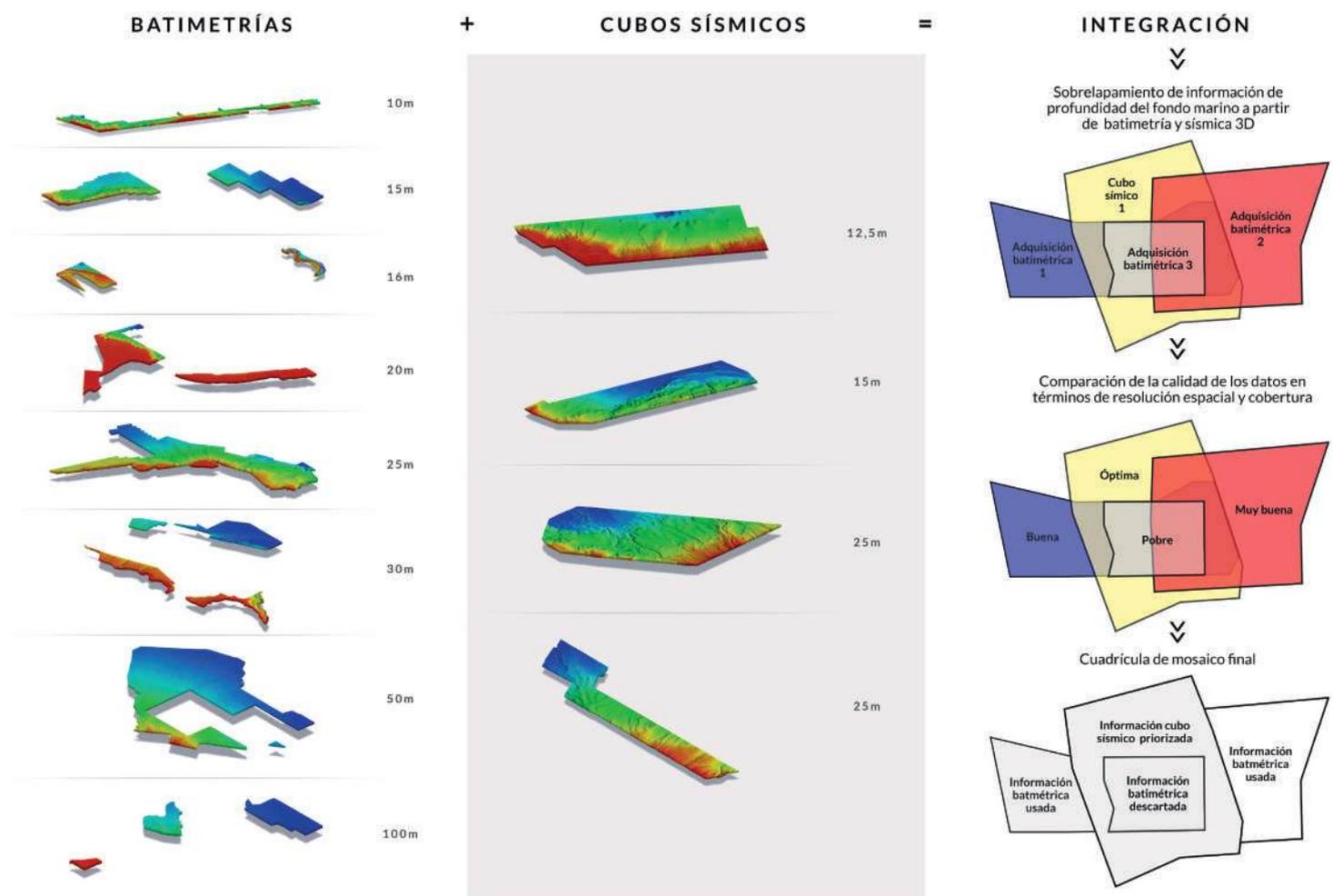


Figura 7. Flujograma que ilustra el proceso de creación del MBD del Caribe sur colombiano, a partir de la información disponible de los programas batimétricos multihaz y las superficies del fondo marino obtenidas de volúmenes sísmicos, las cuales son integradas en el software ArgGIS.

Durante el proceso de interpretación geomorfológica, se realizaron mapas de pendientes y drenajes que fueron tomados como información complementaria en el proceso de identificación y

clasificación de los depósitos de aguas profundas. La metodología para la creación de estos mapas se amplía a continuación.

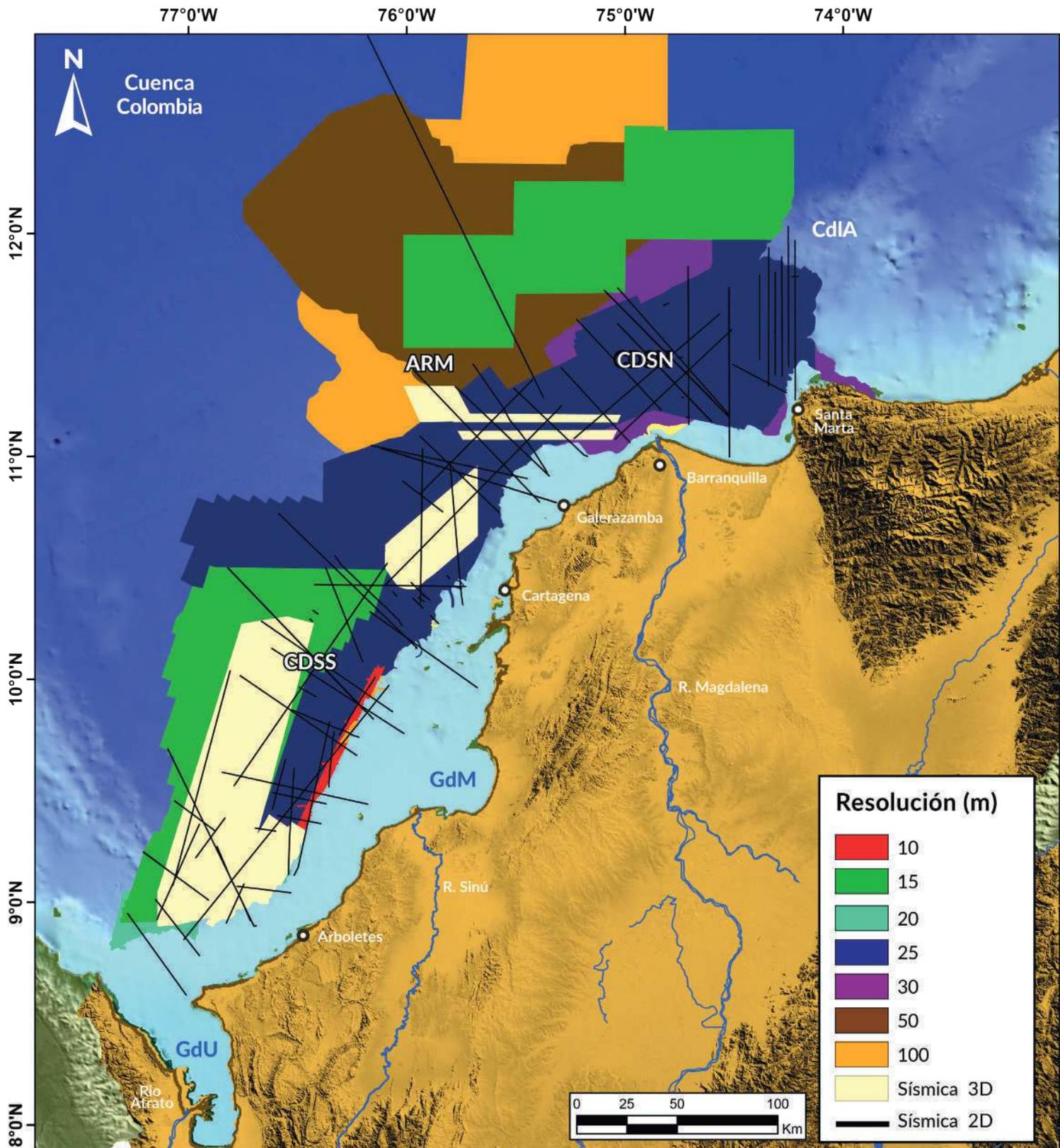


Figura 8. Información sísmica 3D y batimétrica multihaz empleada para generar el MBD del Caribe sur colombiano. Se observan las resoluciones empleadas y las áreas finales que tiene cada programa usado después del proceso de unión de polígonos para configurar la mejor resolución. Este mapa permite entender la resolución espacial con la que se examinó cada porción del terreno. Entre más alta resolución se tenga de un área, más factible será poder establecer una buena delimitación de las geoformas y estimar más precisamente una morfometría de estas. Fuera del área de cobertura, y con propósitos informativos, se usó la superficie estimada de batimetría global de GEBCO (2020), la cual permite identificar grandes rasgos topográficos ubicados fuera del área de estudio. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja.

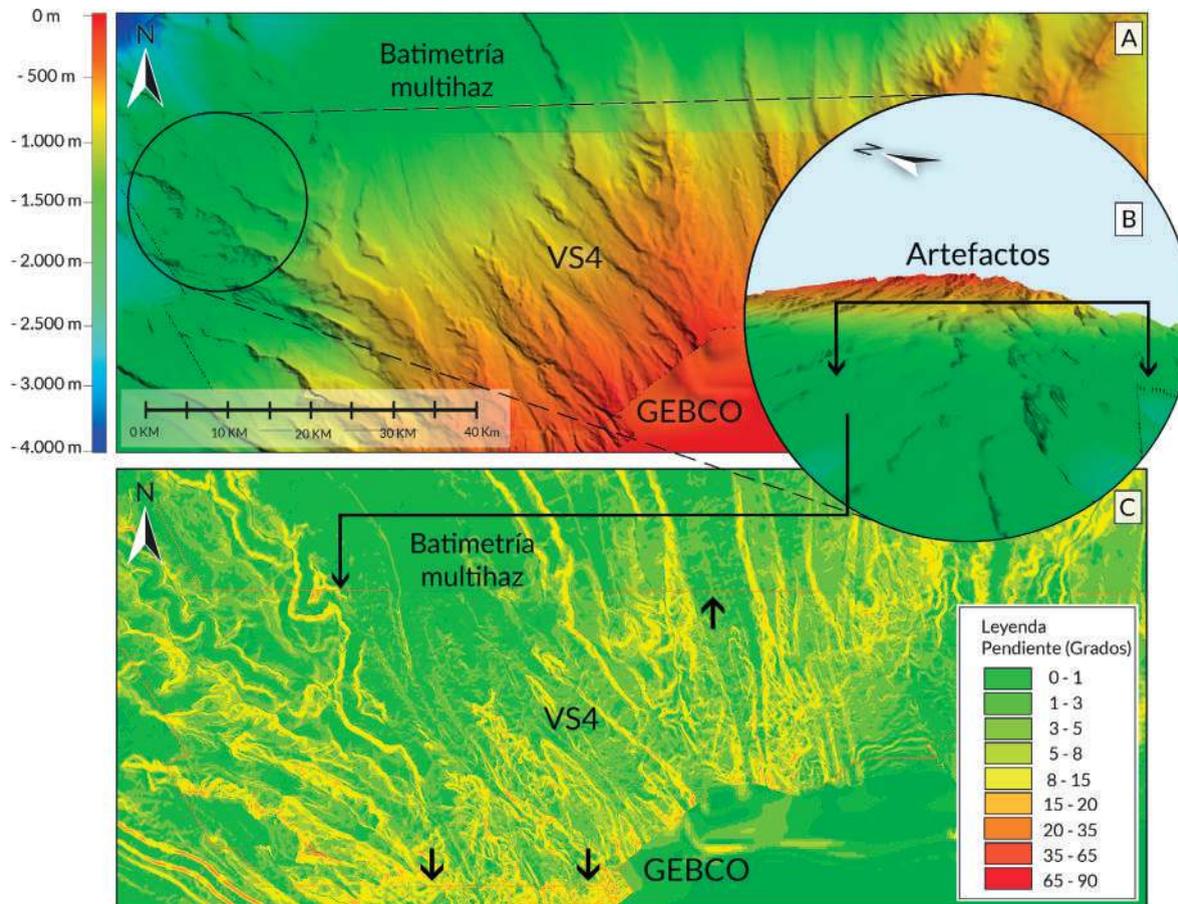


Figura 9. Ejemplo del efecto de borde generado en el modelo batimétrico digital producto de utilización de diferentes fuentes de información. (A) Vista en planta del cambio de resoluciones entre la una batimetría multihaz, con resolución de 50 metros, el volumen sísmico (VS) 4, con resolución de 25 x 12,5 m, y el modelo GEBCO (2020), con resolución de aprox. 930 m. (B) Vista en 3D de los artefactos (saltos artificiales en la batimetría) por diferencias de profundidad entre dos programas de adquisición. (C) Vista en planta de la estimación de la pendiente donde se observa que los rasgos geomorfológicos más prominentes y de mayor tamaño tienen continuidad entre uno y otro segmento.

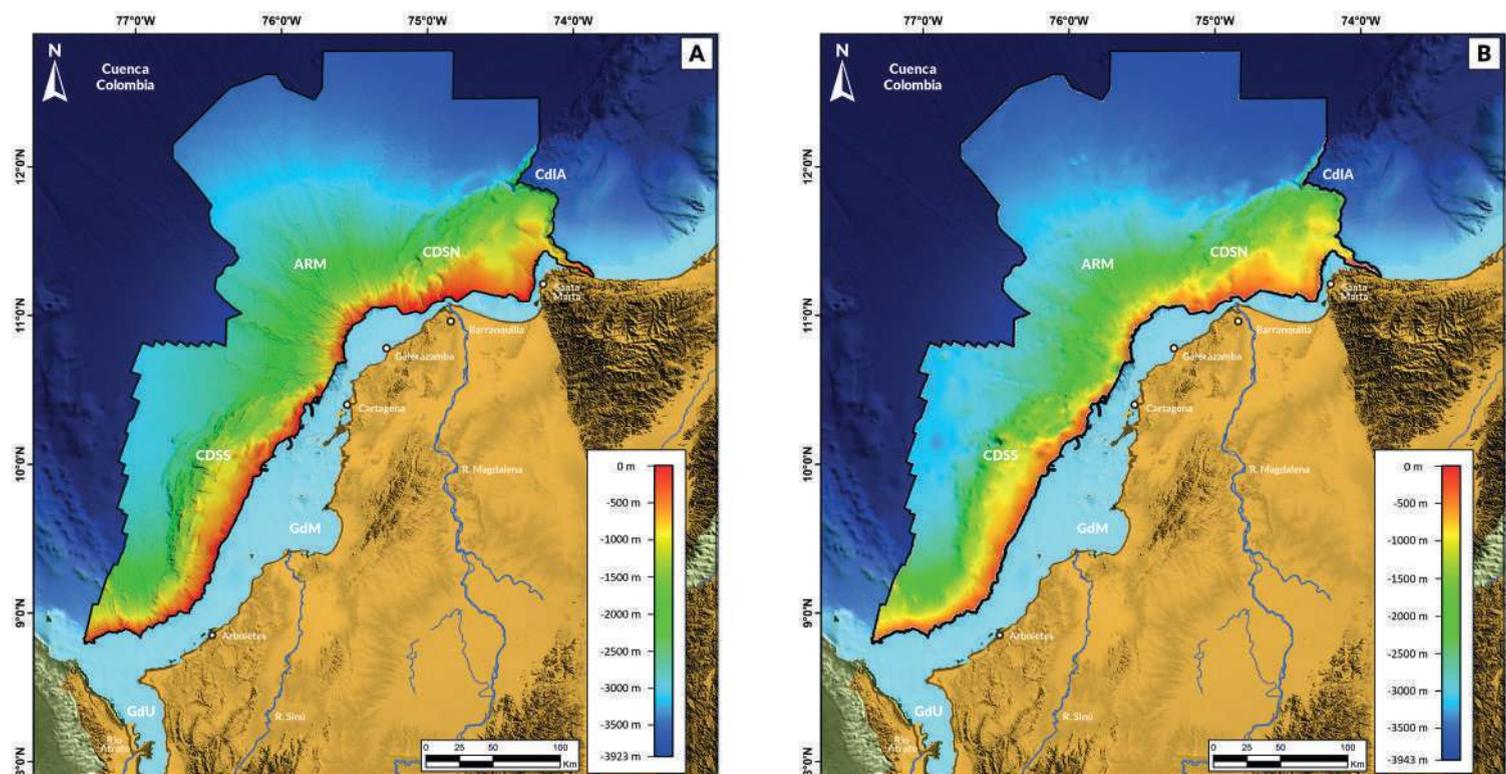


Figura 10. Comparación entre (A) Mapa resultado de integrar la información de batimetrías y los fondos marinos generados con los cubos sísmicos suministrados por Ecopetrol S.A y (B) Mapa generado con la batimetría de fuente abierta GEBCO (2020), donde se puede ver la limitada resolución para el mapeo morfológico detallado. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja.

3.1. Mapa de pendiente

El cálculo de la pendiente en un software SIG emplea los cambios en los valores de un píxel con relación a sus vecinos. Para la estimación de la pendiente en el MBD del área de estudio, se utilizó la herramienta *pendiente (slope)* del software ArGis que calcula la tasa máxima de cambio del valor de profundidad de una celda con relación a sus vecinas (De By et al., 2001; Warren et al., 2004; Olaya, 2012). Debido a los desfases de profundidad observados en los bordes de los diferentes programas batimétricos, la pendiente fue calculada de manera independiente, para cada *raster* individual y posteriormente se unificó el mapa para presentar la información en una escala discreta de colores en donde los valores de color rojo representan las mayores pendientes y el verde las pendientes menores.

3.2. Mapa de drenajes

Inicialmente, la delimitación de la red de drenajes se obtuvo mediante una extracción automática del MBD resultante para la totalidad del área de estudio. La precisión de dicho *raster* fue mejorada al remover los valores anómalos de píxel, tales como vacíos (discontinuidades) o picos (*peaks*) con la herramienta relleno (*fill*) del paquete de Hidrología presente en el software ArcGIS. Posteriormente, se procedió a efectuar el análisis de direcciones de flujo (*flow directions*) de los drenajes en las cuencas hidrográficas. En tercer lugar, se realizó un estudio en el modelo del fondo marino con la *toolbox* llamada acumulación de flujo (*flow accumulation*) la cual permitió generar un ráster de flujo acumulado para cada celda que fluye hacia otras celdas de menor inclinación. Las celdas de salida con una acumulación alta de flujo son áreas

de flujo concentrado y se pueden utilizar para identificar canales, mientras que las celdas con una acumulación de flujo cero, son alturas topográficas locales y se pueden utilizar para identificar crestas (Horton, 1945; O'Callaghan y Mark, 1984; Jenson y Domingue, 1988).

En conclusión, con el nuevo *raster* generado que contiene los datos de acumulación de flujo, se pudo generar la red de drenajes inicial para el mosaico batimétrico. Dicho resultado debió ser corregido manualmente en los bordes de las adquisiciones del fondo marino. Esto se debe a que los cambios de resoluciones y distintas batimetrías y fondos marinos de sísmica 3D generaron un efecto de borde que no seguía la distribución geomorfológica. Este paso se ejecutó de esta manera porque cuando se efectuó el algoritmo por separado, la densidad de drenajes cambiaba de manera desproporcionada, no coincidiendo en la mayoría de los casos con los drenajes de menor tamaño. Además, las líneas rectas causadas por los barcos al momento de adquirir la información eran también tenidas en cuenta por el software, mientras que si se superponen una parte del fondo marino con baja resolución batimétrica con una de mejor calidad (como un cubo sísmico), el resultado final se evidencia mucho más coherente que realizar el proceso por separado.

Una vez se definieron los drenajes, se procedió a emplear la metodología propuesta por Strahler (1964) para definir el orden de los mismos, siendo los de menor valor (1) los más pequeños, y a medida que se van conectando dos drenajes del mismo rango se asciende en el orden que posee el drenaje (**Figura 11A**). Una situación común en el Caribe sur colombiano son los drenajes rectos con algunas contribuciones menores (**Figura 11B**) en donde no es posible aumentar el orden del drenaje.



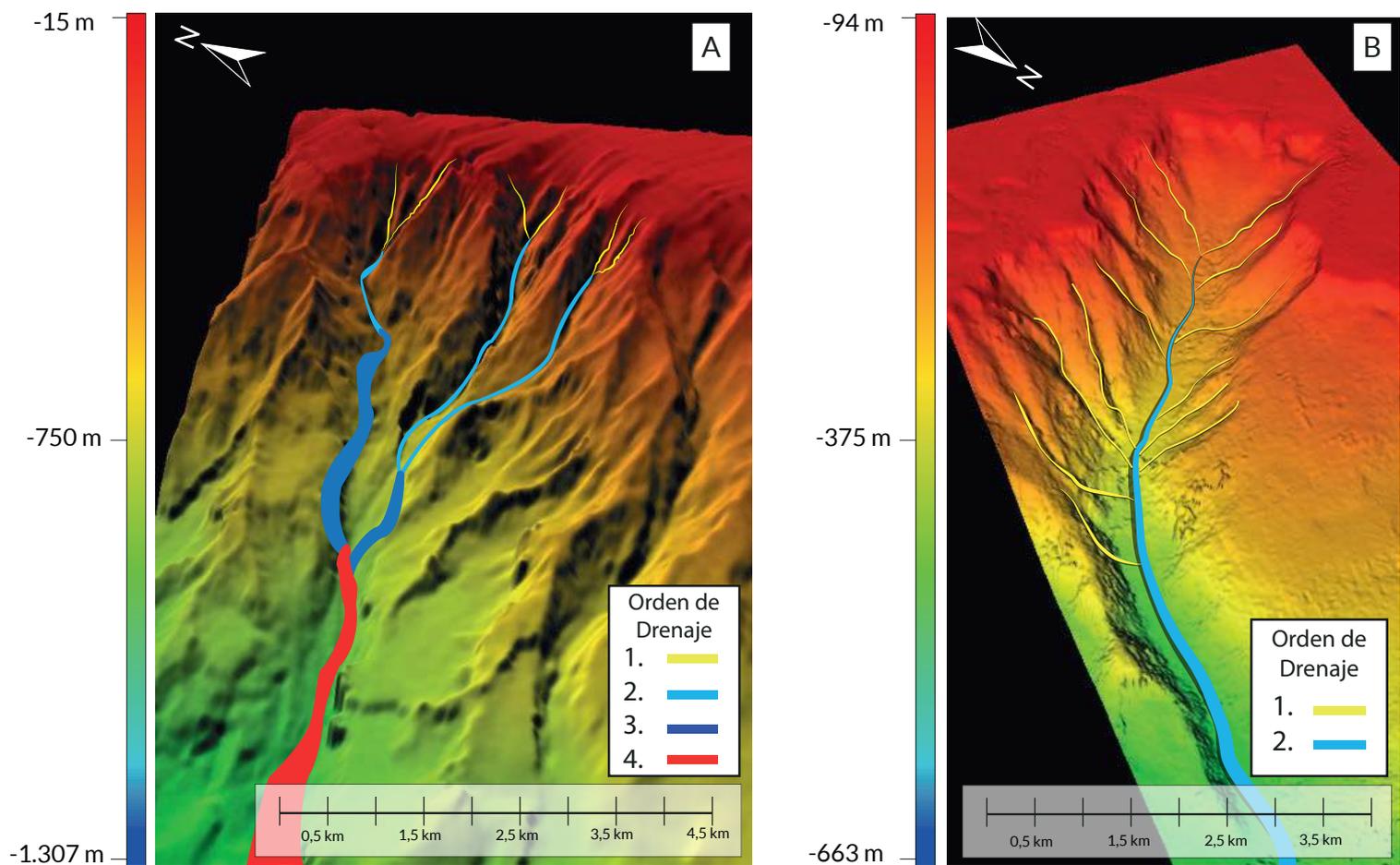


Figura 11. (A) Imagen batimétrica de un sistema de drenaje dendrítico, donde se establece que solamente cuando dos drenajes del mismo orden se juntan es asignado el siguiente número. (p. ej. $1+1=2$; $2+2=3$; $3+3=4$). Sin embargo, cuando no son los mismos números los que se juntan (p. ej. $1+2$, $3+1$), no se puede aumentar el orden del drenaje (Strahler, 1964). Este tipo de geometrías tiene una amplia distribución en distintas zonas del Caribe colombiano. **(B)** Imagen batimétrica de un sistema de drenaje recto con algunas contribuciones menores. El máximo orden que se obtiene es 2, ya que solo se sumaron dos drenajes iguales (p. ej. $1+1$) en la parte superior del flujo y después de esto solamente había conexiones dispares (p. ej. $1+2$), evitando de esta manera que el mayor valor obtenido supere el número dos (Strahler, 1964).

3.3. Mapa geomorfológico

El mapeo detallado de la morfología se realizó sobre la superficie del fondo marino identificando y delimitando todas las características geomorfológicas propias de cada geoforma, lo que se conoce como interpretación experta (Anderson et al., 2008; Diesing et al., 2014). Un elemento clave en este proceso fue la integración de información de batimetría multihaz con sísmica 2D/3D. Esta integración permitió una caracterización tridimensional de los depósitos, para crear un mapa geomorfológico que proporciona un registro de la distribución, arquitectura las geoformas. La delimitación de geoformas de aguas profundas también se apoyó en los cambios en los valores de pendientes, delimitación por drenajes, aplicación de atributos sísmicos (**Figuras 12A-D**) y el uso de visualización por isobatas. También en ello se tuvieron en cuenta aspectos como el seguimiento a formas en

“U” o “V” en sistemas canalizados y las densidades que estas presentan en zonas escarpadas.

Es de aclarar que el hecho de haber usado una combinación de adquisiciones de diferentes resoluciones puede introducir incertidumbres en el procedimiento de clasificación y medición de las geoformas, ya que su aspecto natural puede cambiar en relación con la escala espacial que se usa (**ver Figura 6**) y por tanto, los parámetros morfométricos varían entre diferentes escalas (Lam y Quattrochi, 1992; Evans, 2003). De hecho, la mayoría de las clasificaciones aplicadas de geoformas son específicas para una escala particular o un rango estrecho de escalas. En este caso particular, las geoformas identificadas corresponden a las extensiones de terreno micro (10 a 100 m) y meso (100 m a 10 km) según Dikau (1989) y para ellas se usaron los conceptos morfométricos específicos para cada geoforma, los cuales son ampliados y esquematizados en la sección de resultados.

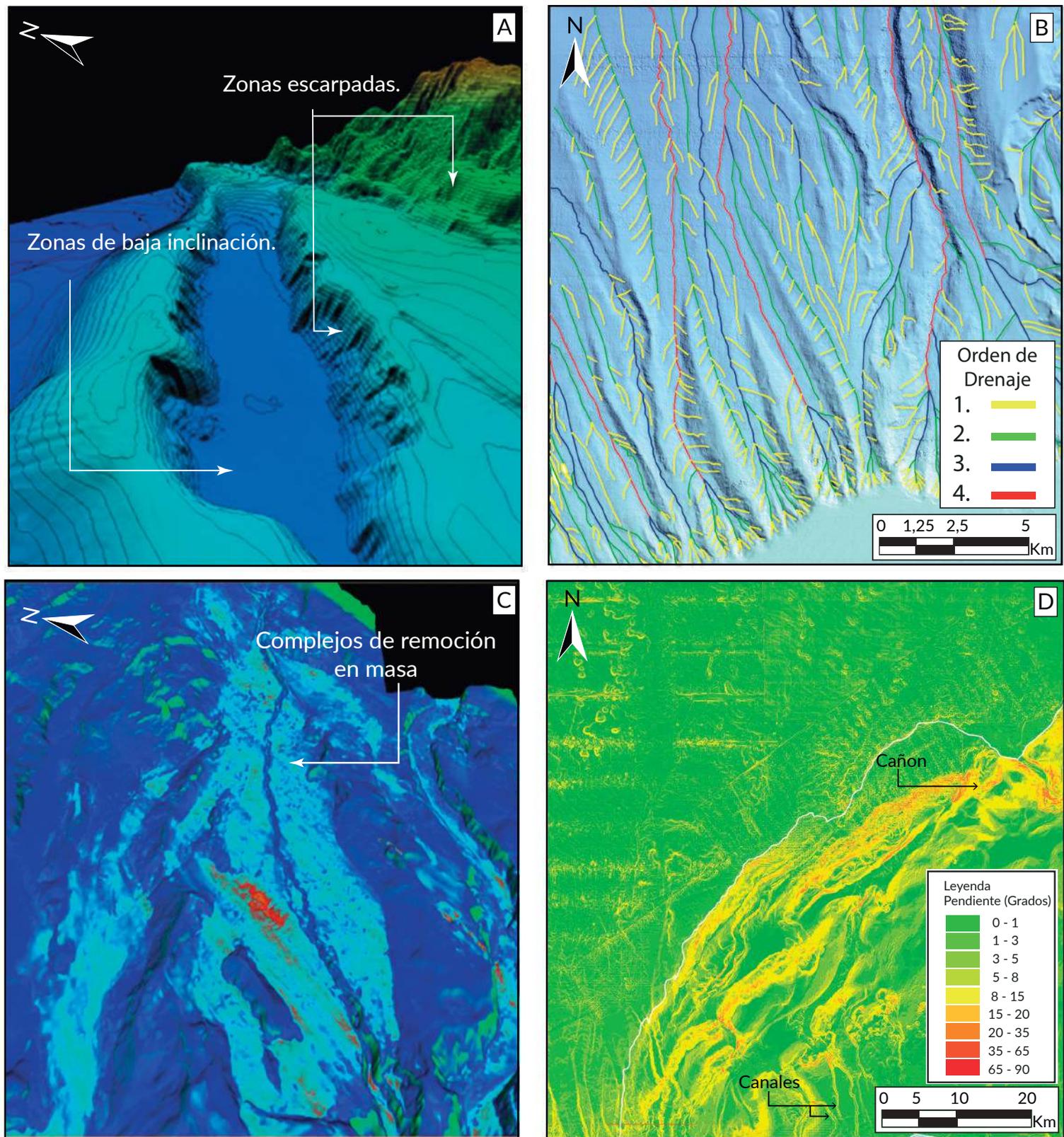


Figura 12. Herramientas empleadas para la interpretación y delimitación de las geoformas presentes en la superficie del fondo marino. **(A)** Isobatas, las cuales ayudaron a delimitar en detalle zonas escarpadas y de muy baja inclinación, teniendo en cuenta que, para las primeras, las isobatas tienden a agruparse generando una mayor densidad de líneas, mientras que, en las segundas, estas tienden a separarse, proporcionando una perspectiva de “espacios vacíos”. **(B)** Imagen del fondo marino ilustrando los drenajes y ordenes de los mismos generados a partir del software SIG. **(C)** Atributo sísmico *Root Mean Square* (RMS) que se empleó para identificar complejos de remoción en masa (MTC). **(D)** Raster de pendientes, el cual facilitó la identificación de los canales, cañones y áreas del talud con pendiente leve.

4

Interpretación morfológica del Caribe Sur

4.1. Geomorfología regional

Los márgenes continentales de la región Caribe sur tienen una plataforma relativamente angosta que en su mayoría no excede los de 30 km de extensión, y que alcanza sus máximos de amplitud frente a los golfos de Urabá (105 km) y Morrosquillo (75 km). Entre Cartagena y Barranquilla, la plataforma continental se caracteriza por tener extensiones variables (2,6 - 34,2 km), mientras que entre el delta del Río Magdalena y el Cañón de la Aguja, la plataforma evidencia sus dimensiones más estrechas (0,5 - 14 km). El límite entre la plataforma continental y la ruptura de pendiente (quiebre de la plataforma), que da paso al talud continental, está localizado alrededor de 81 a 164 m de profundidad frente al Golfo de Urabá y entre 107 a 203 m de profundidad al sur del Golfo de Morrosquillo (Pujos y Javelaud, 1991). Al norte del Golfo de Morrosquillo y sur del delta del Río Magdalena se encontró que la plataforma finaliza en un rango de profundidades de 69-231 m. Frente al delta del Río Magdalena el quiebre de la plataforma con el talud oscila entre 69 y 207 m. Finalmente, para la zona del CDSN, el rango de profundidades para dicho quiebre varía de 10 a 258 m.

La geometría del talud continental es muy variable, dependiendo de la influencia de los procesos sedimentarios y la interferencia con rasgos estructurales. En la porción más sur del CDSS, frente a las inmediaciones del Río Atrato, el talud tiene una expresión relativamente homogénea, con anchos entre 30 y 57 km, en los cuales se descienden aproximadamente 1,8 a 2 km, significando pendientes del talud promedio entre 3° y 8°. Bordeando esta zona de pendientes medias se logran resaltar los límites externos del Cinturón Deformado del Caribe Sur, donde se observan rangos altos de pendientes (8° - 15°) con orientación SW-NE en Colombia y SE-NW en Panamá (Figura 13).

Ligeramente al norte del GdU se produce un cambio en el predominio de rasgos geomorfológicos,

en los cuales el perfil del talud es interrumpido por cambios abruptos entre sectores de pendientes muy altas (hasta de 50°) intercalados con porciones de baja pendiente. Estos cambios en la pendiente se exhiben con geometrías alargadas y orientación SW-NE. Allí, el talud tiene una extensión que oscila entre 27 y 70 km y se extiende entre el borde de plataforma hasta 1563-3166 m de profundidad, descendiendo entre 1,5 y 2,9 km. Una vez el CDSS termina en su porción más occidental, se observa un marcado contraste con una zona cuyo relieve es prácticamente plano (Figura 13).

En el área del ARM el talud tiene una expresión cóncava, con extensiones que van desde 46 hasta 86 km, descendiendo en toda su extensión entre 2 y 2,76 km. Allí, se observa como las mayores pendientes se encuentran en los flancos de los canales pertenecientes al delta y presentan bajas inclinaciones y depósitos de abanico a medida que se transita hacia la Cuenca Colombia (Figura 13).

En el área CDSN, el talud es caracterizado por dimensiones que van desde 46 hasta 97 km, en las cuales se experimentan descensos entre 2,1 y 3,1 km. La morfología del talud allí es similar a aquella del CDSS, donde zonas de alta pendientes, con geometría alargada y orientación SW-NE, se intercalan con zonas de baja pendiente. Es también notorio cómo dentro del CdIA se obtuvieron rangos altos de pendientes (20°-35°) debido a las paredes empinadas de este prominente cañón, que contrasta con los bajos ángulos (<5°) ubicados al norte de Barranquilla y Santa Marta (Figura 13).

Para toda el área de estudio, el talud inferior termina a diferentes profundidades (1.400-1.800 m), bien en transición o bien de forma abrupta, sobre superficies relativamente planas consideradas como la unidad de fondo de cuenca. Esta unidad está constituida por la Cuenca Colombia, cuyo relieve es prácticamente plano, suavemente inclinado hacia el NE.

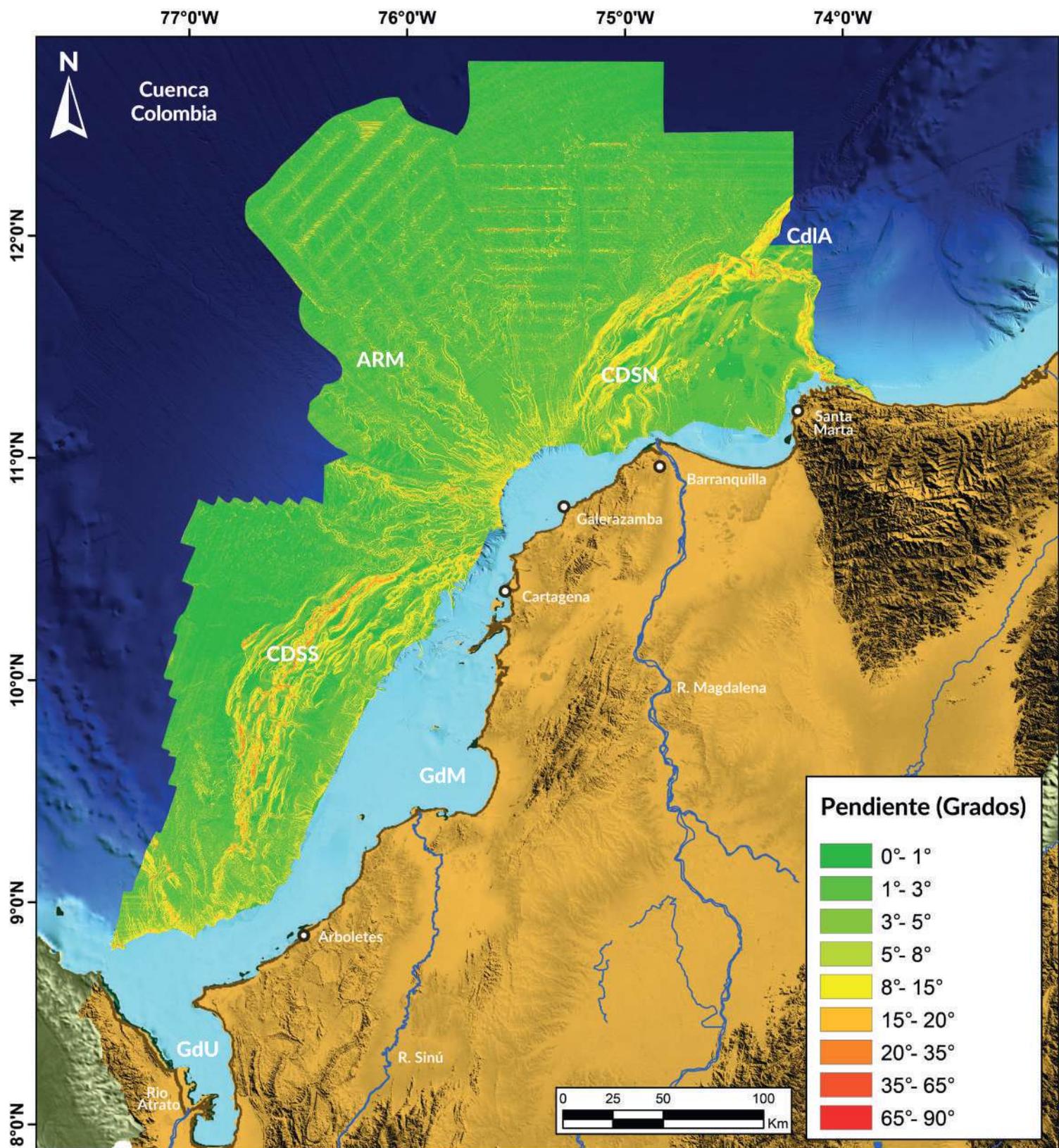


Figura 13. Mapa de pendientes donde se observan unos rangos altos de pendientes que corresponden al quiebre de la plataforma con el talud. Nótese, además, el predominio de ángulos altos con las tendencias de dirección SW-NE que siguen las zonas CDSS y CDSN. En estos casos se evidencia un control estructural asociado al cinturón deformado que eleva el fondo marino de forma intercalada con porciones de baja pendiente (tonos verdes). Asimismo, se resalta la presencia de altas pendientes al norte del GdU que continúan, como parte de una tendencia estructural, hacia Panamá con una dirección NW-SE. Otro contraste que también existe es la zona de baja inclinación al oeste del CDSS, que corresponde a sedimentos de aguas profundas en la cuenca. Adicionalmente, en el área correspondiente al ARM, se observa que las mayores pendientes se encuentran en los flancos de los canales pertenecientes al delta, presentando bajas inclinaciones a medida que se acerca a la Cuenca Colombia. Es importante resaltar que al norte del ARM y el CDSN se observan unas líneas rectas anómalas que corresponden a los trazos de los barcos al momento de adquirir la batimetría multihaz, siendo recomendable de esta manera omitirlas para la interpretación. Finalmente, dentro del CdIA se obtuvieron rangos altos de pendientes debido a las paredes empinadas de este cañón, que contrasta con los bajos valores de color verde ubicados al norte de Barranquilla y Santa Marta. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja.

Se encontró que, a lo largo de toda la zona investigada, existe un predominio de drenajes submarinos de primer orden, cuya presencia es marcada en el quiebre de la plataforma continental, y las zonas de talud con altas pendientes. Los drenajes

de segundo orden se forman cuando se produce la unión de dos drenajes de primer orden (p. ej. $1+1=2$). Este tipo de drenaje aún tienden a estar cercanos al quiebre de la plataforma con el talud, y en la parte media del talud continental. **(Figura 14).**

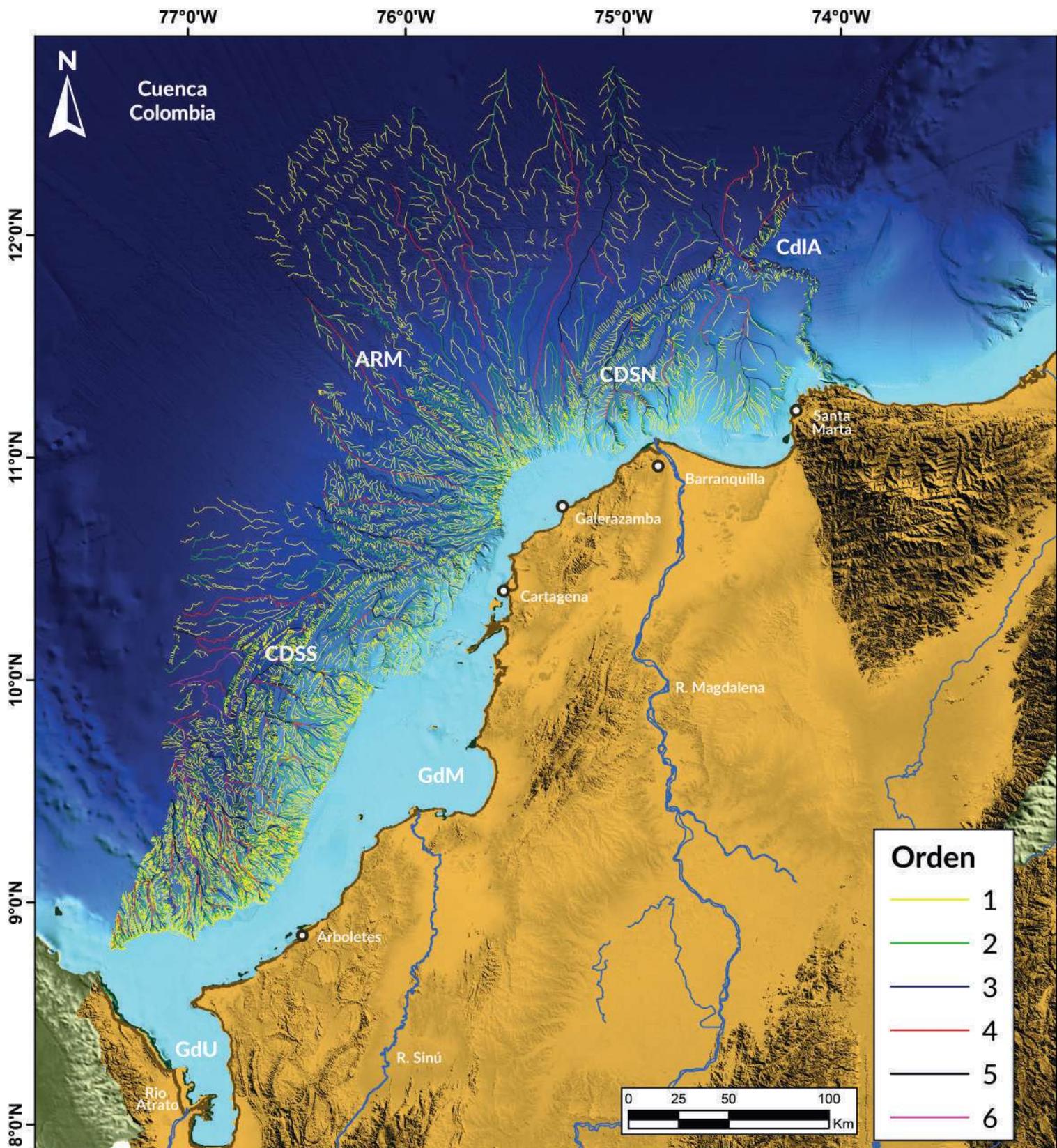


Figura 14. Mapa de localización de los tipos de drenajes submarinos que fueron identificados en la zona de estudio. Nótese la clasificación que va desde el orden 1 al 6 según la metodología de Strahler (1964) para nombrar los tipos de flujos. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdlA: Cañón de la Aguja.

Los drenajes de tercer orden, que se originan por la unión de un par de flujos de orden dos (p. ej: $2+2=3$), se presentan en porciones más profundas del talud, donde ya ha ocurrido la intercepción de flujos submarinos. Se resalta su presencia en aguas profundas al norte del GdU, y en las zonas centrales del CDSS y el CDSN. También es habitual observarlos en etapas más maduras del desarrollo presente en el delta y en algunos sectores a la izquierda del CdlA. Finalmente, los drenajes de cuarto, quinto y sexto orden, corresponden a las etapas finales del movimiento de sedimento en el fondo marino, siendo localizados en las porciones más distales de la Cuenca Colombia y el ARM (**Figura 14**).

4.2. Geoformas de aguas profundas

Dentro del área total analizada, que fueron aproximadamente 67.700 km^2 se mapearon un total de 21 geoformas de aguas profundas (**Figura 15**). Los nombres asignados a las geoformas (**Tabla 2**) se surtieron luego de consultar la lista de “términos genéricos” y definiciones asociadas presentados en los documentos de normas producidos por la Organización Hidrográfica Internacional (OHI) y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI), incluida la “Estandarización de los nombres de las características submarinas” (OHI y COI, 2013) y el “Diccionario Hidrográfico” (OHI, 2019). Sin embargo, estos documentos de la OHI incorporan menos características geomorfológicas que las que se observaron en el lecho marino (y que hemos intentado incluir aquí). No obstante, nos aseguramos de incorporar todas las características relevantes enumeradas en las normas de la OHI, y adoptamos sus definiciones de glosario cuando no pudieron mejorarse.

Es claro que el reciente avance en el entendimiento de los procesos morfodinámicos ha establecido que estos tienen su origen en interacciones no lineales que pueden dar lugar a dinámicas de comportamiento complejas (Murray et al., 2009). No obstante, en este trabajo se hace uso de un árbol de clasificación como un ejercicio de entendimiento de los procesos dominantes, más no

exclusivos, que operan en la génesis de las geoformas. La primera división sobre la forma del lecho marino está determinada por dos tipos de procesos generales. Por un lado, están aquellos que obtienen su energía del interior de la Tierra, denominados “endógenos” (p. ej. vulcanismo, orogenia, terremotos y tsunamis) y que tienden a arrugar la superficie terrestre. Por otro lado, están aquellos impulsados por el sol, llamados procesos “exógenos” (p. ej. circulación oceánica, descarga sedimentaria fluvial, productividad primaria) que tienden a nivelar la superficie de la Tierra por erosión o depositación (Seibold y Berger, 2017), aunque también hay algunos procesos que producen “arrugamiento”, por procesos de retroalimentación positiva-negativa y autoorganización (Turcotte, 2007). A esta división primaria le siguen niveles jerárquicos que describen típicamente con mayor detalle el proceso específico de su génesis. En el caso de los procesos exógenos se proponen las siguientes categorías: 1) Geoformas asociadas a flujos canalizados; 2) Geoformas asociadas procesos de remoción en masa; 3) Geoformas asociadas a corrientes de fondo; y 4) Geoformas asociadas a procesos indefinidos. Por su parte los procesos endógenos se dividieron en 5) Geoformas asociadas a escape de fluidos; y 6) Geoformas asociadas a deformación estructural.

Dentro de los aspectos más llamativos del mapa expuesto en la **Figura 15** están las marcadas dominancias de geoformas como las ondas de sedimento y canales abandonados en las porciones más distales del área de estudio. La primera de ellas tiene coberturas acumuladas de 18.747 km^2 , equivalente a un 27,67% del total del área analizada, y ocurre en la porción más norte. Por su parte, los canales abandonados se presentan en el ARM y exhiben áreas acumuladas de 10.391 km^2 , equivalente a un 15,34% del área de estudio. En las porciones media y proximal, la diversidad de geoformas incrementa, siendo los depósitos de remoción en masa una de las más abundantes con áreas acumuladas de 9.911 km^2 , equivalente a un 14,63% del área de estudio. En orden decreciente de cobertura espacial, le siguen los sistemas canal-dique (7,42%), los depósitos hemipelágicos y pelágicos (6,57%), y las colinas (6,23%). Las demás geoformas presentan coberturas por debajo del 5%.



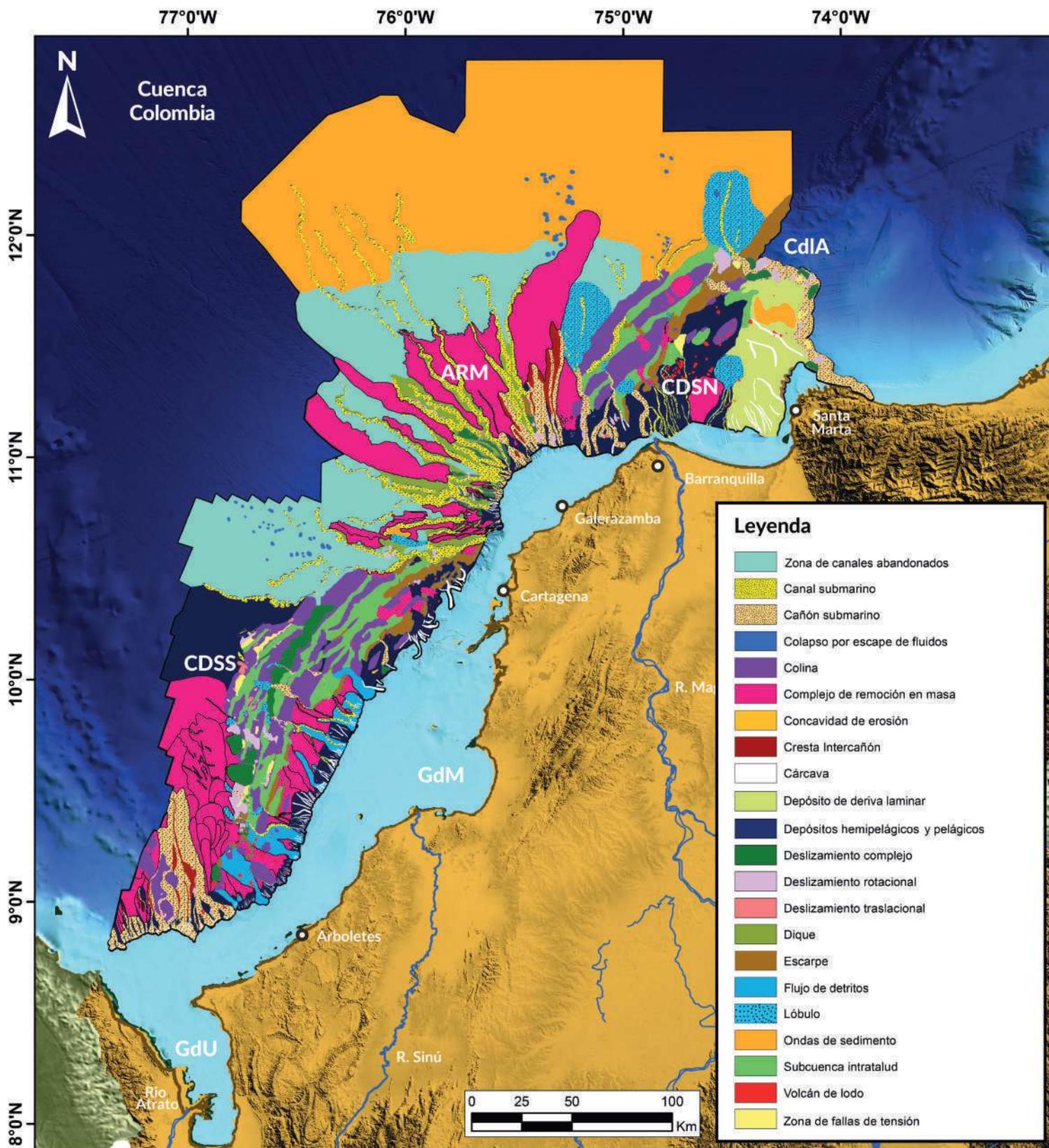


Figura 15. Mapa geomorfológico del fondo marino profundo en la región sur del Caribe Colombiano. Nótese la integración de los diferentes tipos de geofomas que fueron identificadas a partir de la información batimétrica multihaz y sísmica 3D. Un aspecto importante al momento de generar un mapa geomorfológico regional consiste en lograr mostrar de forma clara y simplificada los polígonos individuales que terminaron siendo identificados. Por este motivo, en la **Tabla 2** se pueden observar las nomenclaturas y códigos de colores RGB empleados para la clasificación de geofomas presentes en el mapa geomorfológico de la zona investigada. Para esto, se debió tener en cuenta que los colores usados no generaran problemas de visualización con respecto a las geofomas vecinas, y que pudieran servir para contrastar los grupos identificados desde una escala regional en el mapa unificado. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja.

Tabla 2. Esquema de clasificación de geoformas de aguas profundas encontrado en la región sur del Caribe colombiano. Adicionalmente, en esta clasificación se procedió a detallar el efecto de su génesis (erosivo vs. gravitacional), el tipo de relieve resultante (negativo vs. positivo), el nombre asignado a la geoforma (p. ej: cárcava) y algunas sinonimias que fueron encontradas durante la recopilación bibliográfica (p. ej: gully, surco).

| Procesos | Efecto | Relieve | Geoformas | Sinonimias | Color en Mapa (RGB) | Sección Resultados | |
|----------|-----------------------------|--------------------------|---------------------|------------------------------|--|---------------------------|-----------|
| Exógeno | 4.2.1 Flujos canalizados | Erosivo | Negativo | Cárcava | Gully Surco Barranco submarino | 255/255/255 | 4.2.1.1 |
| | | | | Canal-dique | Submarine Channel Canal-levee | 255/255/255 136/163/27 | 4.2.1.2 |
| | | Erosivo y depositacional | Negativo y Positivo | Zona de canales abandonados | Oxbow Meandro abandonado Canal colmatado Remanente de canal Avulsión de canal | 115/255/223 | 4.2.1.2.1 |
| | | | | Cañon submarino | Submarine Canyon | 255/211/127 | 4.2.1.3 |
| | | | | Cresta intercañón | Inter canyon ridge Cresta divisoria | 168/0/0 | 4.2.1.3.1 |
| | | | | Lóbulo | Lobe Fan | 0/197/255 | 4.2.1.4 |
| | 4.2.2 Remoción en masa | Gravitacional | Negativo y Positivo | Deslizamiento traslacional | Traslational slide Slide | 255/127/127 | 4.2.2.1 |
| | | | | Deslizamiento rotacional | Rotational slide Slump | 232/190/255 | 4.2.2.2 |
| | | | | Deslizamiento complejo | Complex slide | 38/115/0 | 4.2.2.3 |
| | | | Positivo | Flujo de detritos | Debris flow Flujo de derrubios | 0/169/230 | 4.2.2.4 |
| | | | | Complejo de remoción en masa | Mass Transport Complex (MTC) Mass Transport Deposit (MTD) Depósitos de flujo en masa | 230/25/124 | 4.2.2.5 |
| | | | | Zona de fallas de tensión | Creeps Tension Cracks Alineaciones morfológicas por falla | 255/255/115 | 4.2.2.6 |

Continuación Tabla 2. Esquema de clasificación de geoformas de aguas profundas encontrado en la región sur del Caribe colombiano. Adicionalmente, en esta clasificación se procedió a detallar el efecto de su génesis (erosivo vs. gravitacional), el tipo de relieve resultante (negativo vs. positivo), el nombre asignado a la geoforma (p. ej: cárcava) y algunas sinonimias que fueron encontradas durante la recopilación bibliográfica (p. ej: *gully*, surco).

| Procesos | Efecto | Relieve | Geoformas | Sinonimias | Color en Mapa (RGB) | Sección Resultados | | |
|----------------------------------|------------------------------|----------------------------|----------------------|--|---|--|-----------|---------|
| Exógeno | 4.2.3 Corrientes de fondo | Erosivo | Negativo | Concavidad de erosión | <i>Sub-circular depression</i> | 255/191/0 | 4.2.3.1 | |
| | | Depositacional | Positivo | Depósito de deriva laminar | <i>Drift contornítico Sheeted drift</i> | 209/255/115 | 4.2.3.2 | |
| | 4.2.4 Indefinidos | Erosivo y depositacional | Negativo y Positivo | Ondas de sedimento | <i>Sediment waves Ondas de arena y lodo</i> | 255/170/0 | 4.2.4.1 | |
| | | Depositacional | Positivo | Depósitos hemipelágicos y pelágicos | <i>Hemipelagic sediments Pelagic sediments</i> | 0/38/115 | 4.2.4.2 | |
| | Endógeno | 4.2.5 Escape de fluidos | Escape de fluidos | Positivo | Volcán de lodo | <i>Mud volcano Volcán de fango</i> | 255/0/0 | 4.2.5.1 |
| | | | | Negativo | Colapso por escape de fluidos | <i>Pockmark</i> | 0/112/255 | 4.2.5.2 |
| 4.2.6 Deformación estructural | | Estructural | Positivo | Colina | <i>Ridge/LinearRidge/ Structural Ridge Sill Cresta morfológica Alto Estructural Colinas Alargadas Montaña Estructural</i> | 169/0/230 | 4.2.6.1 | |
| | | | Negativo | Escarpe | <i>Escarpment</i> | 168/112/0 | 4.2.6.2 | |
| | Negativo | | Subcuenca intratalud | <i>Piggyback sub-basin Intra-slope basin Valle</i> | 54/255/111 | 4.2.6.3 | | |

En las próximas secciones se realiza la ampliación de cada nivel jerárquico y cada geoforma, haciendo énfasis en su descripción, expresión en la forma de lecho/tipo de relieve según la batimetría y sísmica disponibles, y una revisión de los mecanismos de formación en el contexto geológico

del Caribe sur colombiano. De igual manera, se incluye para cada geoforma una descripción de su distribución en el área de estudio, y una propuesta documentada para su morfometría, así como los resultados generales obtenidos a partir de tales mediciones.

4.2.1. Geoformas asociadas a flujos canalizados

Este epígrafe agrupa todos los elementos morfológicos derivados de los procesos erosivos y depositacionales ligados a flujos canalizados a favor de la pendiente. En el área de estudio, los elementos geomorfológicos asociados con los flujos canalizados fueron clasificados en: cárcava (*gully*), canal-dique (*canal-levee*), cañón submarino y lóbulo. La identificación de estas geoformas fue realizada siguiendo principalmente las propuestas de Amblas et al. (2018), Armitage et al. (2010), Pettinga et al. (2018), y Posamentier y Walker (2006). Su distribución y morfometría son descritas a continuación.

Los flujos canalizados son importantes conductos para el transporte de sedimentos desde la plataforma continental hacia el talud y fondo de la cuenca (Amblas et al., 2018; Gamberi, 2020; Harris y Whiteway, 2011; Normark y Carlson, 2003; Shepard, 1972). Adicionalmente, desde el punto de vista económico, sus depósitos arenosos son de gran interés para la industria de los hidrocarburos, ya que pueden convertirse en rocas reservorio gigantes (Jobe et al., 2011; Posamentier y Walker, 2006; Stow y Mayall, 2000). Otro aspecto que los hace importantes es que su actividad puede representar un georriesgo (Amblas et al., 2018; Shanmugam, 2016).

4.2.1.1. Cárcava

Las cárcavas, o *gullies*, son surcos erosivos paralelos a subparalelos, comúnmente espaciados simétricamente (**Figuras 16A, C y F**) (Lonergan et al., 2013). Se originan principalmente hacia la zona de transición entre la plataforma y el talud continental, aunque también han sido reportados cientos de metros más abajo en las zonas del talud con alta pendiente (Amblas et al., 2018; Field et al., 1999; Shumaker et al., 2016). Adicionalmente, las cárcavas también son identificadas hacia los bordes de los cañones submarinos (Amblas et al., 2018; Micallef et al., 2014).

En la expresión batimétrica, se caracterizan por tener bordes empinados y ejes (*thalweg*) rectos, con

longitudes comúnmente inferiores a los 5 km, anchos alrededor de los cientos de metros, y profundidades que oscilan entre las decenas de metros o menores. En comparación con los cañones submarinos, tienen dimensiones de aproximadamente un orden de magnitud inferior (Lonergan et al., 2013; Micallef et al., 2014; Shumaker et al., 2016). Sísmicamente, se caracterizan por tener contactos erosivos con perfiles en V o U, erodando reflectores sísmicos más antiguos (**Figuras 16D-F**) (Lonergan et al., 2013). Los procesos que originan las cárcavas son tema de investigación, y existen diversas hipótesis para explicar su formación. En algunos casos son atribuidas a cambios en el nivel del mar, deslizamientos submarinos, corrientes de turbidez, flujos hiperpícnicos, corrientes originadas por los vientos, y también por la unión de colapsos por escape de fluidos (**ver sección 4.2.5.2**) en zonas de alta pendiente (Izumi, 2004; Micallef y Mountjoy, 2011; Pilcher y Argent, 2007; Piper et al., 1990; Shumaker et al., 2016; Spinelli y Field, 2001).

En el área estudio, se identificaron tres zonas con predominancia de cárcavas: (1) hacia la zona de transición entre la plataforma continental y el talud, (2) en los bordes de los cañones submarinos, y (3) en zonas del talud con pendiente alta (**Figura 17A**). Los primeros son identificados principalmente en la zona CDSS donde la plataforma continental tiene anchos entre 20-50 km. Estas cárcavas también son observadas en el área costa afuera de Galerazamba, sur del ARM, donde el ancho de la plataforma varía entre los 15-35 km. Adicionalmente, también son identificadas hacia el sector costa afuera de la Sierra Nevada de Santa Marta, donde la plataforma continental posee anchos en general menor a los 10 km.

Estos tres sectores, aunque poseen diferencias en el ancho de la plataforma, tienen como punto de similitud que el aporte de sedimentos desde un río principal hacia el quiebre de la plataforma no es directo. El segundo tipo de cárcavas, identificadas hacia los bordes de los cañones submarinos, son observados principalmente en las zonas CDSS y ARM, en cañones con bordes empinados ($>5^\circ$). Finalmente, las cárcavas en zonas del talud son observadas hacia los flancos de las colinas o en los sectores con pendientes altas del CDSS y CDSN ($>10^\circ$).

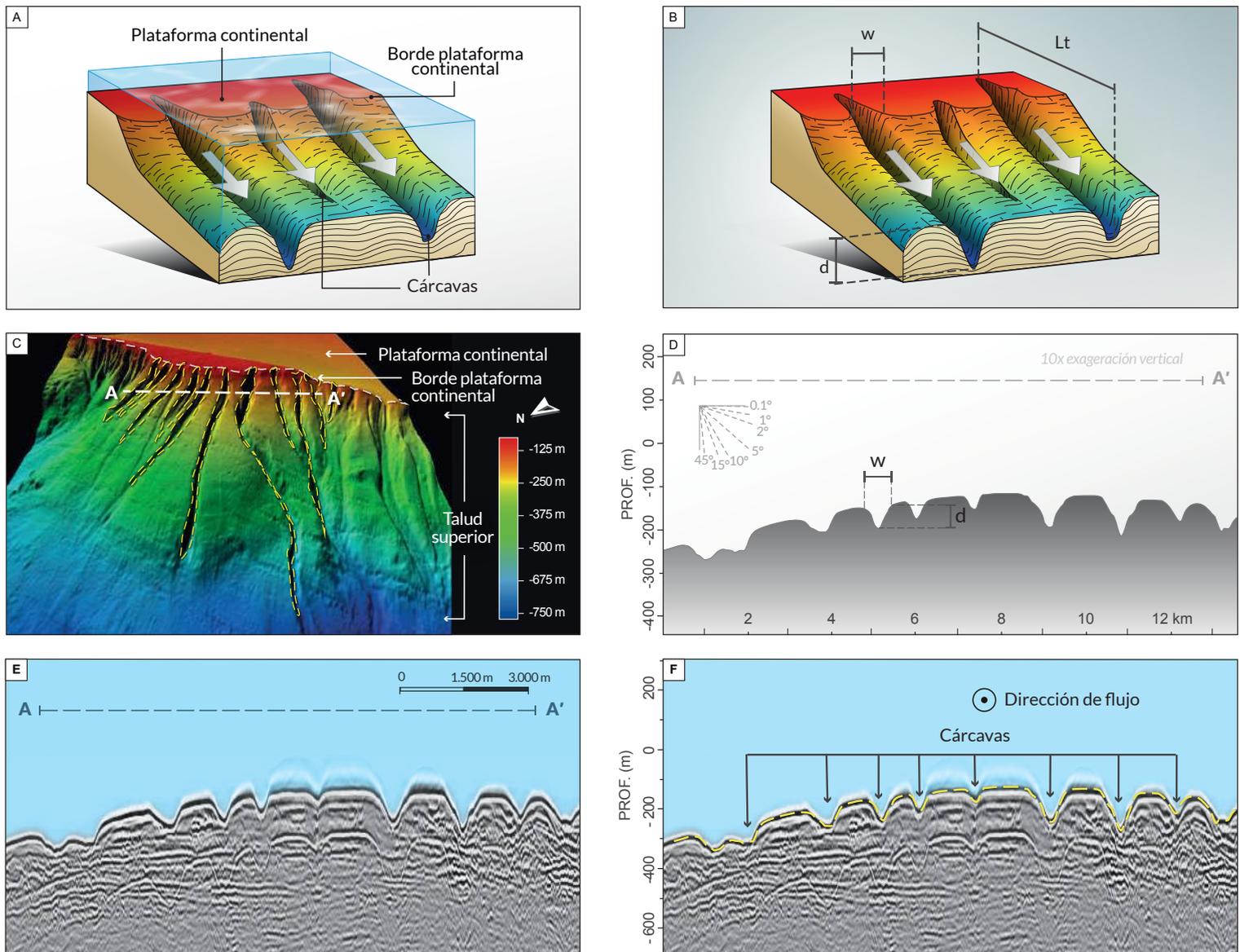


Figura 16. (A) Modelo conceptual ilustrando el proceso erosivo que sucede en la zona de transición entre la plataforma continental y el talud, el cual es responsable de originar cárcavas con ejes rectos, espaciadas simétricamente paralelas a subparalelas y con predominancia de perfiles en V o U. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en una cárcava. Entre ellas, las medidas de ancho (w), profundidad (d) y longitud del eje o *thalweg* (Lt). Adicionalmente se tomó medición de la distancia en línea recta, uniendo los puntos de inicio y final de la cárcava que, en el ejemplo ilustrado de una cárcava rectilínea, tiene la misma medida que Lt. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un grupo de cárcavas, ubicadas en el extremo sur del CDSS (Figura 17B). En este caso particular se observa el inicio de las cárcavas al quiebre de la plataforma continental. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica perpendicular a la dirección de flujo de las cárcavas, nótese la presencia de perfiles en “V” y “U”, tamaños con anchos menores a los 600 m y profundidades menores a los 60 metros. (E) Perfil sísmico sin interpretar transversal a la dirección del flujo erosional en las cárcavas. (F) Perfil sísmico interpretado que muestra la expresión sísmica de las cárcavas, caracterizada por tener contactos erosivos con perfiles en V o U, erodando reflectores sísmicos más antiguos.

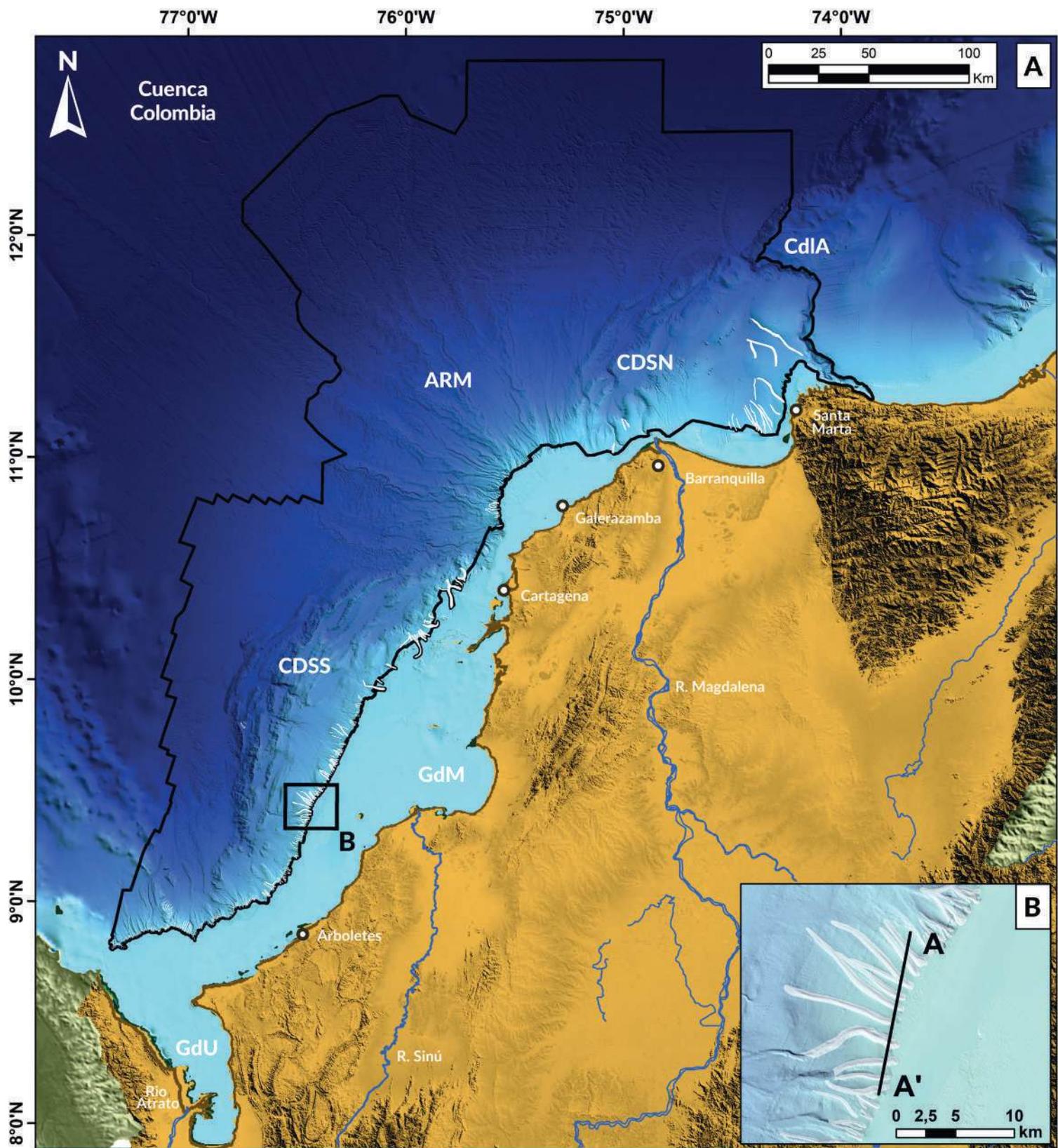


Figura 17. (A) Distribución geográfica de las cárcavas identificadas en la región sur del Caribe colombiano. Nótese su predominancia hacia el sector de transición entre la plataforma continental y el talud en la zona CDSS. También son frecuentes hacia los bordes de los cañones submarinos en las zonas sur del CDSS y ARM. En menor proporción son identificadas en las zonas del talud con pendientes altas en las zonas CDSS y CDSN (>10°). CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdlA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro al sur del CDSS en el panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 16C-F.

En este estudio, las cuantificaciones morfométricas de las cárcavas fueron realizadas siguiendo la metodología propuesta para sistemas canalizados de Shumaker et al. (2018). Los márgenes de la cárcava se establecieron como los puntos más altos en las crestas de sus bordes. De esta manera, se midió la profundidad (d) como la distancia vertical entre el punto más profundo y el punto más alto del margen de la cárcava. El ancho (w) se midió perpendicular a la línea del eje o (*thalweg*) y corresponde a la distancia entre los dos márgenes de la cárcava. Posteriormente se realizó el cálculo de la sinuosidad, mediante la relación entre la longitud del eje y la distancia de una línea recta que une el punto de inicio y el punto donde finaliza el surco (**Figura 16B**).

En la zona de transición entre la plataforma continental y el talud superior se realizó un análisis de geomorfometría específica sobre una muestra de 46 cárcavas, distribuidas a lo largo del quiebre de la plataforma, ya que son las más grandes y permiten una mejor caracterización de su arquitectura. Para la medición de cárcavas más pequeñas, se requiere una mejor resolución batimétrica. Se encontró que estas geoformas se caracterizan por tener ejes rectos (sinuosidades inferiores a 1,1) y longitudes entre los 0,4 y 8 km. Las cárcavas suelen unirse en la dirección de transporte y evolucionar hacia geoformas de mayor tamaño como los canales o cañones submarinos. A partir del set de cárcavas analizado en detalle se obtuvieron 5.785 mediciones de ancho (w) y profundidad (d) tomadas a lo largo de sus trayectorias. En general, las cárcavas presentan menores tamaños, en comparación con los cañones submarinos, con profundidades entre los 1-143 m, siendo la mayoría de los valores inferiores a los 60 m. Sus anchos también son pequeños con valores que varían entre los 63-1.655 m, la mayoría de las cárcavas tienen anchos inferiores a los 600 metros.

4.2.1.2. Canal-dique (Canal-levee)

Los canales y sus diques son comúnmente interpretados de manera conjunta como sistemas de canal-dique (Flood y Damuth, 1987; Wynn et al., 2007). El canal corresponde con una depresión del fondo marino alargada, estrecha y poco profunda que generalmente está confinada a uno o ambos bordes por elevaciones depositacionales naturales, referidas

como diques, los cuales crecen por las partículas que se transportan de forma semiconfinada y se depositan fuera del conducto del canal (OHI, 2019; Posamentier y Walker, 2006).

Los sistemas de canal-dique han sido reportados desde la plataforma continental hasta el fondo de la cuenca (Lemay et al., 2020; Wynn et al., 2007) y constituyen importantes conductos para el transporte de sedimentos en los ambientes de aguas profundas (Deptuck et al., 2003). En ellos pueden ocurrir procesos de erosión y de depositación, dependiendo principalmente de las condiciones reológicas de los flujos de gravedad circulantes, pero también de otros factores como la pendiente del terreno y la deformación estructural (Deptuck et al., 2007; Deptuck y Sylvester, 2018; Posamentier y Kolla, 2003). Los principales factores alogénicos que controlan la formación y evolución de los sistemas de canal-dique son el suministro de sedimentos y la tectónica (Covault et al., 2012; Pettinga y Jobe, 2020; Pirmez e Imran, 2003; Richards et al., 1998). Sin embargo, los procesos autogénicos que actúan en cada canal también pueden incidir sobre su evolución (Normark, 1985; Richards et al., 1998; Sømme et al., 2009).

En la sísmica y en la batimetría los canales se identifican por sus perfiles en forma de “U” y “V”. Las formas en “V”, representan un proceso principalmente erosivo, mientras que las formas en “U” están más relacionadas a rellenos sedimentarios. Los canales comúnmente tienen superficies de erosión hacia la base (**Figuras 18A, E y F**) (Deptuck et al., 2007) y pueden estar rellenos con diferentes tipos de sedimentos, producto de flujos de transporte en masa, corrientes de turbidez o depósitos hemipelágicos (Abreu et al., 2003; Posamentier et al., 2000; Posamentier y Kolla, 2003).

Los diques en los perfiles sísmicos se caracterizan por tener forma convexa y pendiente alta en la parte proximal al canal, su ángulo de pendiente disminuye hacia la zona distal, donde comúnmente hacen *onlap* sobre los reflectores más antiguos. Presentan reflectores paralelos, continuos a discontinuos de moderada a baja amplitud (**Figuras 18E y F**; Armitage et al., 2012; Deptuck et al., 2007). Los tamaños de los canales submarinos son variables, con anchos que oscilan entre los ~100m y mayores a los 10 km, sus profundidades entre pocos metros

y hasta los ~200 m (Deptuck y Sylvester, 2018). En comparación con las cárcavas, los canales son comúnmente de tamaños mayores, con anchos alrededor de los cientos de metros y profundidades entre las decenas de metros o menores (Lonergan et al., 2013; Micallef et al., 2014; Shumaker et al., 2016).

En el área de estudio, los sistemas de canal-dique son predominantes en el sur de la Zona ARM, al sureste de la actual desembocadura del delta del Río Magdalena. Son identificados principalmente en las zonas de talud continental y fondo de la Cuenca Colombia con pendientes en promedio menores a los 2°. Los sistemas de canal-dique también están presentes en las zonas CDSS y CDSN (**Figura 19A**), principalmente traspasando las subcuencas intratalud y hacia el fondo de la Cuenca Colombia con pendientes bajas (<1°).

En este trabajo, las mediciones morfométricas de los canales fueron realizadas siguiendo la propuesta de Shumaker et al. (2018). Esta metodología también fue usada para las mediciones de las cárcavas y cañones submarinos. De esta manera, los márgenes del canal se establecieron como los puntos más altos en las crestas de sus bordes. La profundidad (d) como la distancia vertical entre el punto más profundo y el más alto del margen del canal (**Figuras 18B y D**). El ancho (w) se midió perpendicular a la línea de *thalweg* (eje del canal) y corresponde a la distancia entre los dos márgenes. Adicionalmente se realizó el cálculo de la sinuosidad, mediante la relación entre la longitud del canal y la distancia de una línea recta que une el inicio y el final del canal.

Las mediciones de los canales submarinos se agruparon en dos zonas: (1) Canales submarinos asociados a los cinturones de deformación CCSS y CCSN, y (2) Canales de la zona ARM donde la deformación tectónica no es tan evidente. Se estableció la geomorfometría de 20 canales de primer grupo y 22 canales del segundo.

Se obtuvieron 65.370 mediciones de ancho (w) y profundidad (d) a lo largo de las trayectorias de los canales identificados. Las profundidades de los canales en la zona ARM varían entre 2 y 212 m, y sus anchos entre 181 y 4.964 m. Por su parte los canales asociados a las zonas CDSS y CDSN tienen

profundidades y anchos que varían entre 1-264 m y 65-4.095 m, respectivamente. Las longitudes de los canales en la zona ARM son las mayores y pueden superar los 150 km, sus valores de sinuosidad alcanzan valores hasta de 1,8. Por el contrario, los canales en las zonas deformadas CDSS y CDSN tienen longitudes inferiores a los 40 km y sinuosidades en general menores a 1,2, siendo estos últimos canales de perfiles más rectos en comparación con la zona ARM, donde son más sinuosos.

4.2.1.2.1. Canal abandonado

En numerosas ocasiones a lo largo de un canal es posible observar bifurcaciones, que son el resultado del abandono temporal o permanente de los canales originales (Damuth et al., 1983). Para formar un canal abandonado, el *thalweg* del canal original debe hacer una incisión en su propio dique y migrar lateralmente, de modo que los meandros originales sean abandonados (**Figuras 20A-C**). Estos segmentos abandonados se caracterizan porque el crecimiento de diques se detiene y el espacio de acomodación del canal se rellena con sedimentos, dando lugar a terrazas planas estrechas, elongadas y meandriiformes, cuyas partes superiores son diques (Zhao et al., 2018) (**Figuras 20B y F**). Se identifican comúnmente por el rompimiento de los diques en las curvas externas de los canales, originando procesos de avulsión (**Figura 20B y C**) (Ercilla et al., 2002a; Idárraga-García et al., 2019; Ortiz-Karppf et al., 2015; Romero-Otero et al., 2015). Los canales abandonados pueden reactivarse si son interceptados y reocupados por canales submarinos más jóvenes (Jobe et al., 2015).

En la zona ARM es frecuente la presencia de estas porciones de canal-dique que permanecen en gran parte inactivas a medida que la entrega de sedimentos se redirige a otras partes del abanico (**Figura 21A**). De acuerdo con Ercilla et al. (2002a) la formación de estas bifurcaciones ocurre en épocas de flujos de alta energía y carga que rompen el equilibrio dinámico del sistema canal-dique. Se estimó que, en el área de estudio, estas zonas de canales abandonados pueden cubrir áreas hasta de 3.460 km². Aunque se podría seguir la misma propuesta en los sistemas canal-dique, sobre estas geoformas no se realizó una geomorfometría específica ya que las profundidades y anchos del canal pueden estar afectados por colmatación y tener mayor incertidumbre.

Posiblemente, para realizar cuantificaciones de estas geoformas sea necesario un mayor grado de resolución batimétrica y sísmica. No obstante, es importante recalcar que su posición batimétrica

puede jugar un papel fundamental en el enrutamiento general de sedimentos del ARM, ya que las avulsiones proximales tendrían un mayor impacto que aquellas distales (Zhao et al., 2018).

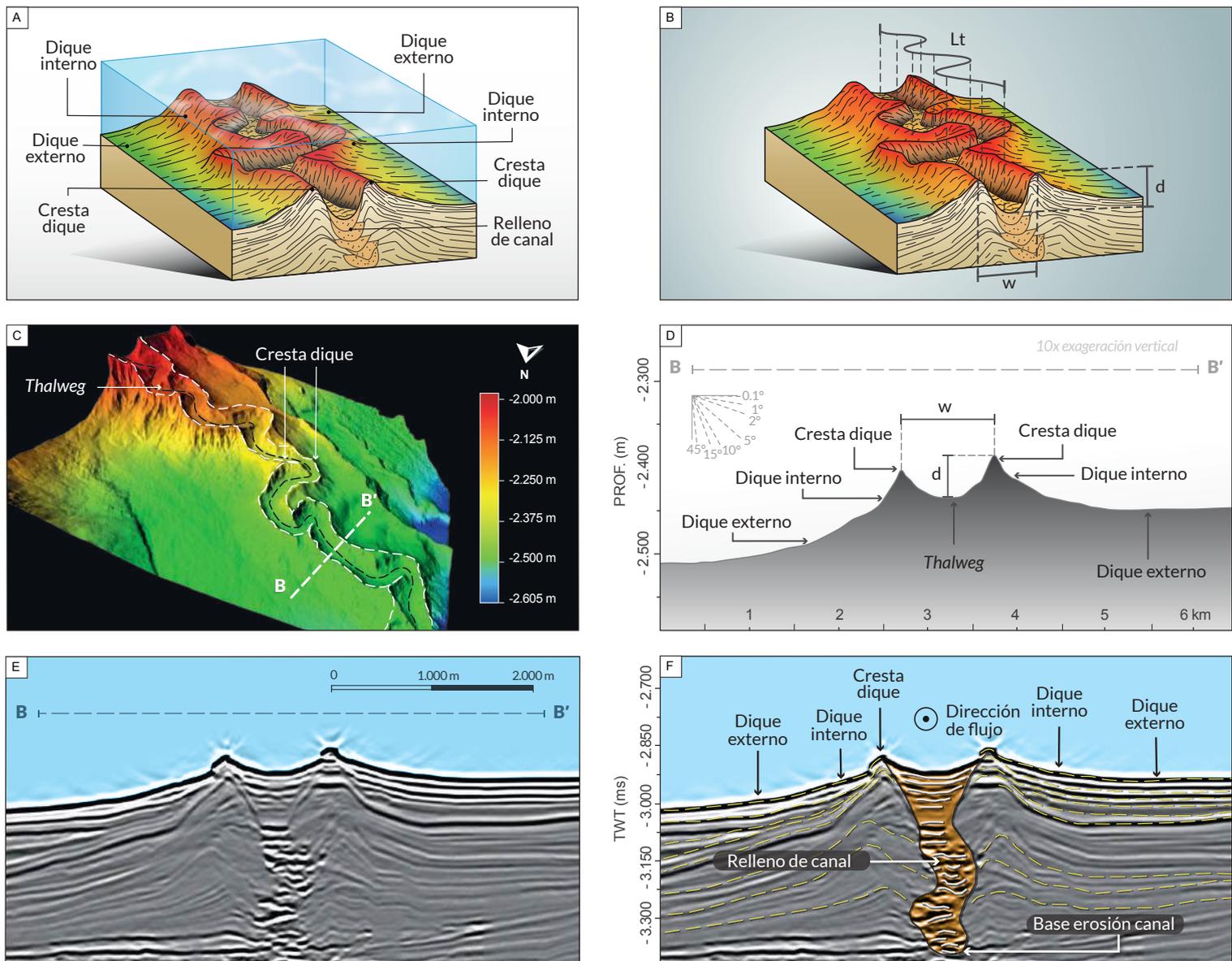


Figura 18. (A) Modelo conceptual de los sistemas de canal-dique, ilustrando el crecimiento de diques hacia los bordes del canal submarino. Nótese el dique interno, caracterizado por alta pendiente y forma convexa. Por su parte, en el dique externo la pendiente disminuye y es común el *onlap* sobre sedimentos antiguos. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en un canal. Entre ellas, las medidas de ancho (w), profundidad (d) y longitud del eje o *thalweg* (L_t). Adicionalmente se tomó medición de la distancia en línea recta, uniendo los puntos de inicio y final del canal. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un sistema de canal-dique, ubicado en la Zona ARM (Figura 19B). En este caso particular, se observa las crestas de los diques hacia los bordes del canal; nótese también la sinuosidad del eje del canal (*thalweg*). Se ilustra, además, la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica perpendicular a la dirección de flujo del canal, nótese el perfil con forma de “U”. (E) Perfil sísmico sin interpretar transversal a la dirección del flujo del canal. (F) Perfil sísmico interpretado que muestra la expresión sísmica de los sistemas de canal-dique. Nótese la base erosiva del canal, crecimiento agradacional y las facies sísmicas con amplitudes altas, subparalelas y confinadas asociadas a relleno de canal. Así mismo, facies sísmicas de amplitudes moderadas a bajas, reflectores paralelos, continuos a discontinuos, de formas convexas en la parte proximal y que hacen *onlap* hacia parte distal, interpretados como diques internos y externos, respectivamente.

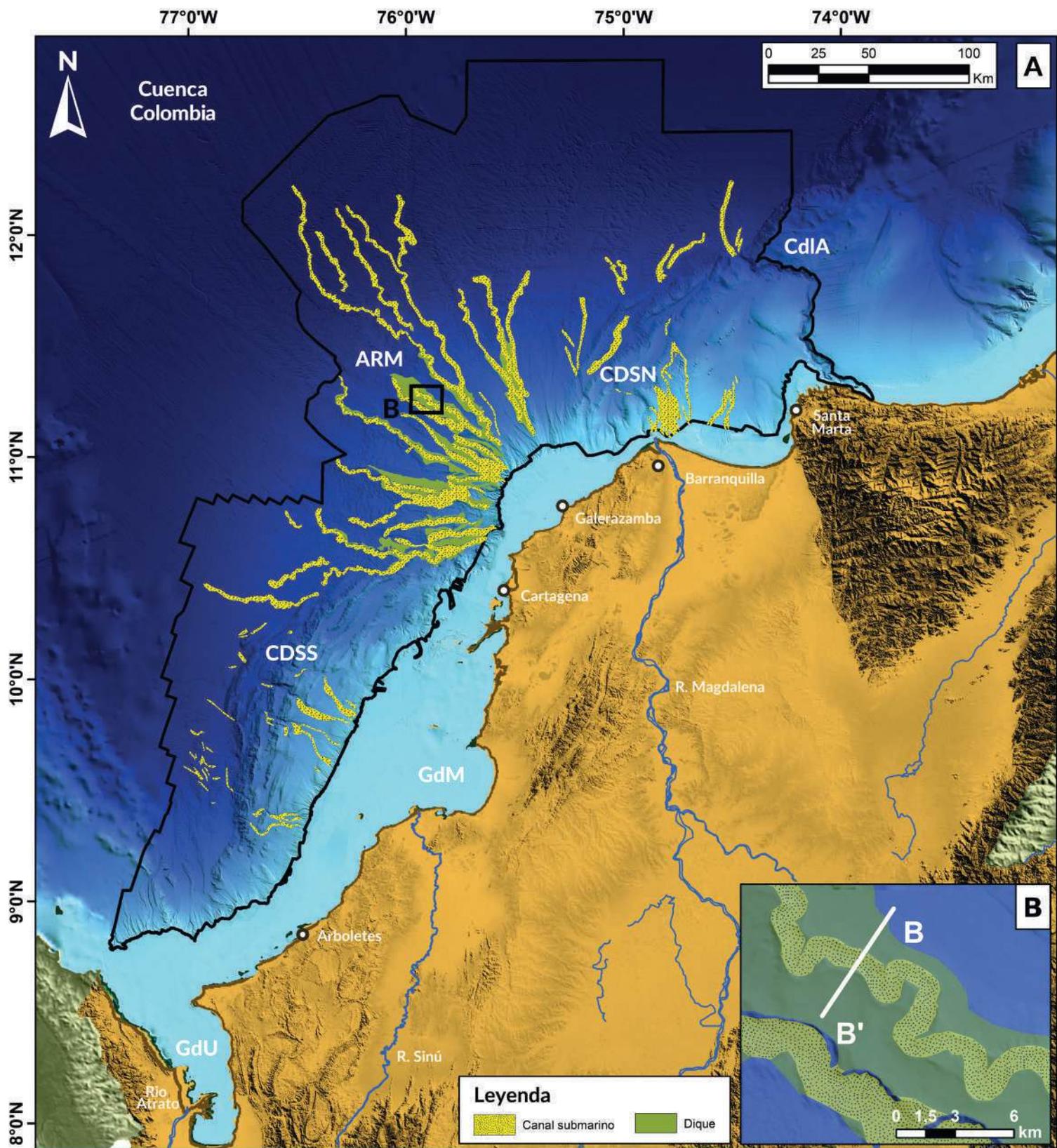


Figura 19. (A) Distribución geográfica de los sistemas de canal-dique identificados en la región sur del Caribe colombiano. Nótese que los de mayor longitud se encuentran en la zona ARM, hacia el sector de Galerazamba. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 18C-F.

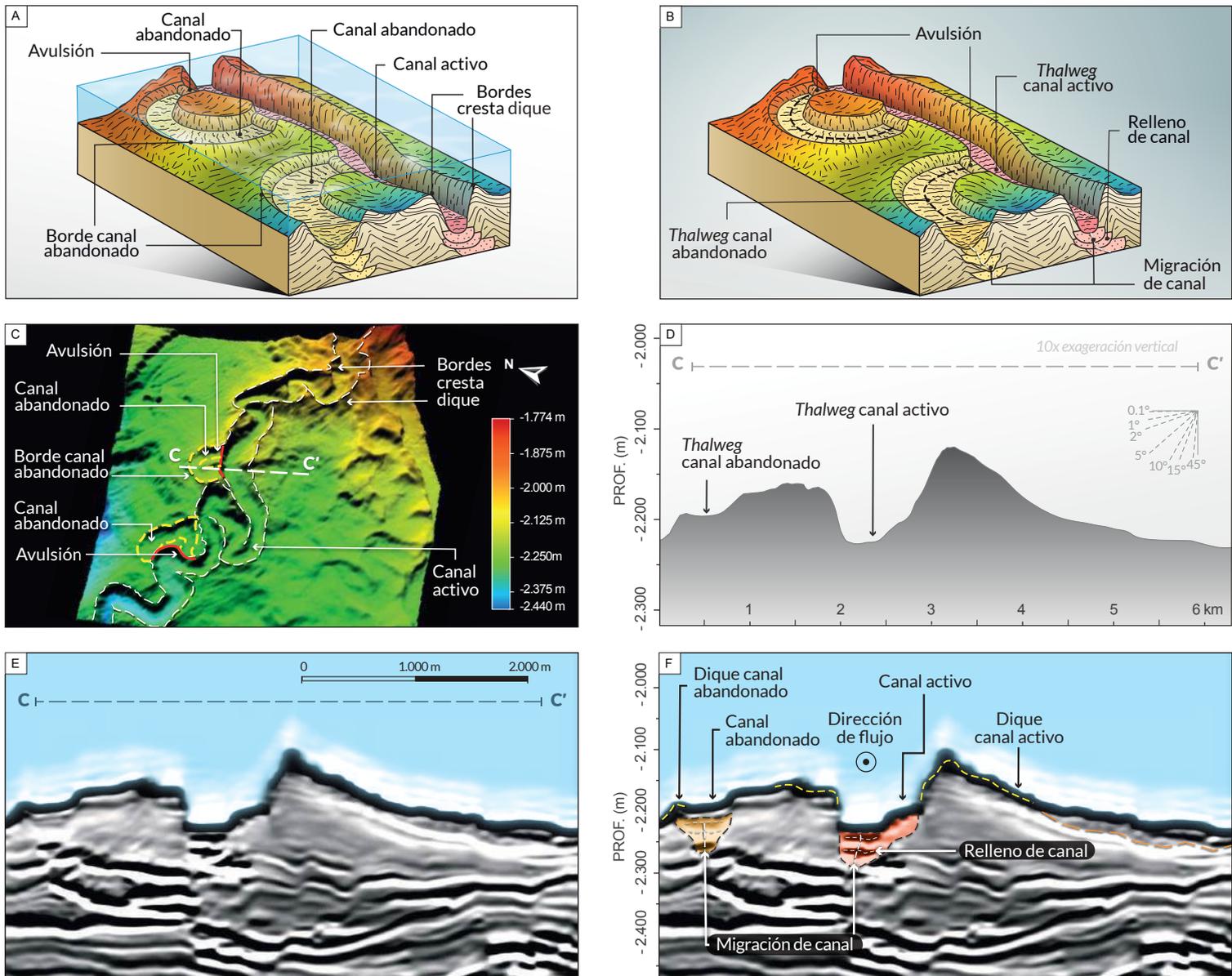


Figura 20. (A-B) Modelo conceptual de los sistemas de canal-dique que han experimentado la ruptura de uno de los diques, generando abandono de los canales originales. Nótese como el canal abandonado ocurre cuesta abajo de los nodos o sitios de avulsión. **(C)** Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un canal abandonado, ubicado en la Zona ARM (**Figura 21B**). **(D)** Sección topográfica perpendicular a la dirección de flujo del canal, nótese el poco espacio de acomodación en el thalweg del canal abandonado. **(E)** Perfil sísmico sin interpretar transversal a la dirección del flujo de los canales activos y abandonados. **(F)** Perfil sísmico interpretado que muestra la expresión sísmica del canal abandonado. Nótese que el crecimiento de diques se detiene y el espacio de acomodación del canal es rellenado con sedimentos, que inicialmente podrían corresponder con la acumulación de turbiditas de grano fino para luego ser reemplazados por sedimentación hemipelágica-pelágica.

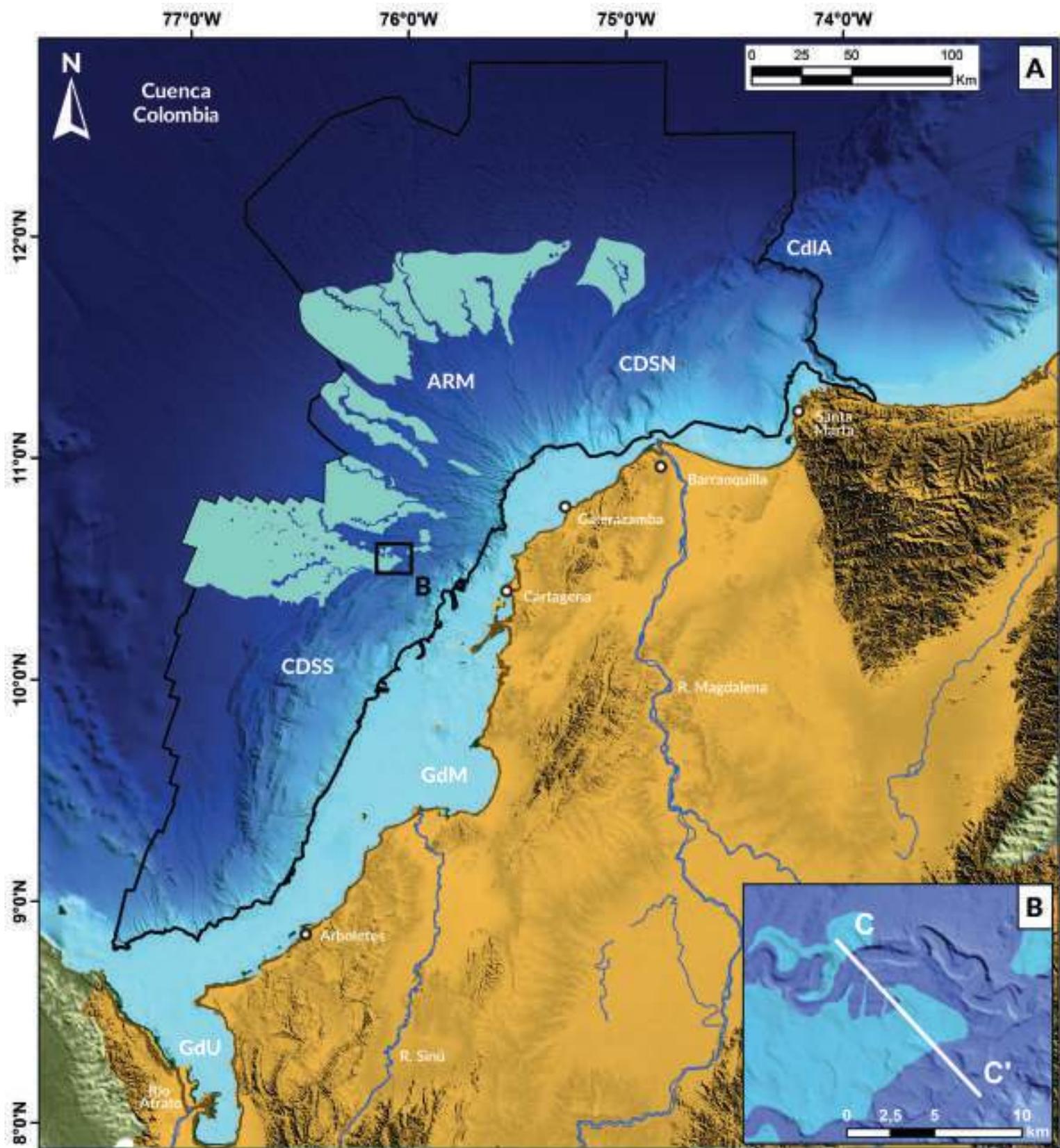


Figura 21. (A) Distribución geográfica de zonas donde se traslapan numerosos canales abandonados en la región sur del Caribe colombiano. Nótese su predominancia hacia las partes distales de la zona ARM en el fondo de la Cuenca Colombia. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 20C-F.

4.2.1.3. Cañón submarino

Los cañones submarinos son incisiones profundas y amplias, con paredes escarpadas, así mismo, poseen un *thalweg* cuya pendiente generalmente decrece progresivamente aguas abajo (OHI, 2019) (**Figuras 22A-C**). Tienen anchos que pueden superar los 10 kilómetros y profundidades que pueden sobrepasar los 1.000 metros, siendo así de dimensiones mayores comparados con los canales submarinos y las cárcavas (Micallef et al., 2014; Posamentier y Walker, 2006). Tienen perfiles transversales con formas en “U” o “V” (**Figuras 22D-F**) (Harris y Whiteway, 2011; Jobe et al., 2011). Los perfiles en “V” representan principalmente procesos erosivos, mientras que los perfiles en “U” suelen estar asociados con procesos de sedimentación. Se diferencian de los canales submarinos, porque sus perfiles de *thalweg* (eje del cañón) son más empinados y los flujos gravitacionales de sedimentos son confinados mayoritariamente dentro de su conducto (Normark y Carlson, 2003; Posamentier y Walker, 2006). Sin embargo, en algunas ocasiones, el flujo puede desbordarse y favorecer la acumulación de sedimentos hacia los flancos del cañón. Este proceso sucede de forma similar al crecimiento de los diques en los canales submarinos (Armitage et al., 2010). Los cañones se consideran conductos primarios para el transporte de sedimentos desde la plataforma continental hacia el fondo de la cuenca (Amblas et al., 2018; Jobe et al., 2011; Su et al., 2020).

Según la localización de la incisión y el aporte de sedimentos, los cañones submarinos pueden ser agrupados en tres tipos: (1) Cañones conectados a un río principal y que son incisivos sobre la plataforma continental; (2) Cañones sin una clara conexión a un río principal, pero que también ingresan y erosionan la plataforma; y (3) Cañones que tienen el inicio hacia la zona de transición entre la plataforma continental y el talud o incluso más profundo, pero que no cruzan la plataforma (Harris y Whiteway, 2011). Una combinación de factores puede tener influencia sobre la formación, morfología y evolución de los cañones submarinos. Por ejemplo, el aporte de sedimentos, la tectónica, la pendiente del fondo marino, el ancho de la plataforma, cambios en el nivel del mar, corrientes de turbidez, deslizamientos submarinos, corrientes de fondo y diferencias en la densidad del agua (Amblas et al., 2018; Canals et al., 2006; Gamberi, 2020;

Gerber et al., 2009; Micallef et al., 2014; Normark y Carlson, 2003; Posamentier y Walker, 2006; Pratson et al., 2009; Sweet y Blum, 2016).

Los cañones son asociados comúnmente con procesos de erosión y transporte de sedimentos. Sin embargo, también pueden ocurrir diversos eventos de sedimentación, principalmente en los sectores donde la pendiente del eje o *thalweg* es baja, permitiendo la acumulación de depósitos de transporte en masa, corrientes de turbidez y de sedimentos hemipelágicos (Amblas et al., 2018; Jobe et al., 2011; Posamentier y Walker, 2006).

En el área de estudio se identificaron cinco zonas con presencia de cañones submarinos (**Figura 23A**). En la zona 1, se tiene el Cañón de la Aguja (CdIA), que se caracteriza por ingresar y erosionar la plataforma continental, sin estar asociado con un río principal. La zona 2, en el CDSN, hacia el sector de Barranquilla, es caracterizada porque los cañones están conectados con la actual desembocadura del río Magdalena y atraviesan la plataforma continental y el CDSN. En la zona 3, ubicada en el sector del ARM, hacia el área de Galerazamba, los cañones inician en la zona de transición entre la plataforma continental y el talud, sin cortar la plataforma continental. La zona 4, hacia el sur del CDSS, en el sector del Golfo de Morrosquillo, se caracteriza porque los cañones se originan en áreas del talud con pendiente alta y atraviesan los cinturones de deformación del Sinú Sur. Finalmente, la zona 5, dentro del CDSS, tiene cañones que inician hacia la zona de transición entre la plataforma continental y el talud, sin cortar la plataforma continental.

En este estudio, las mediciones morfométricas de los cañones fueron realizadas siguiendo la propuesta de Shumaker et al. (2018). Esta metodología también fue usada para las mediciones de las cárcavas y canales submarinos. A lo largo de varios cañones submarinos, con la mejor resolución batimétrica y continuidad, se tomaron múltiples mediciones de la profundidad (*d*), entendida como la distancia vertical entre el punto más profundo y el más alto del margen del cañón y el ancho (*w*) correspondiente a la distancia entre los dos márgenes (**Figuras 22B y D**). La sinuosidad se calculó dividiendo la longitud total del *thalweg* (eje del cañón) y la distancia de una línea recta que une el inicio y el final del cañón.

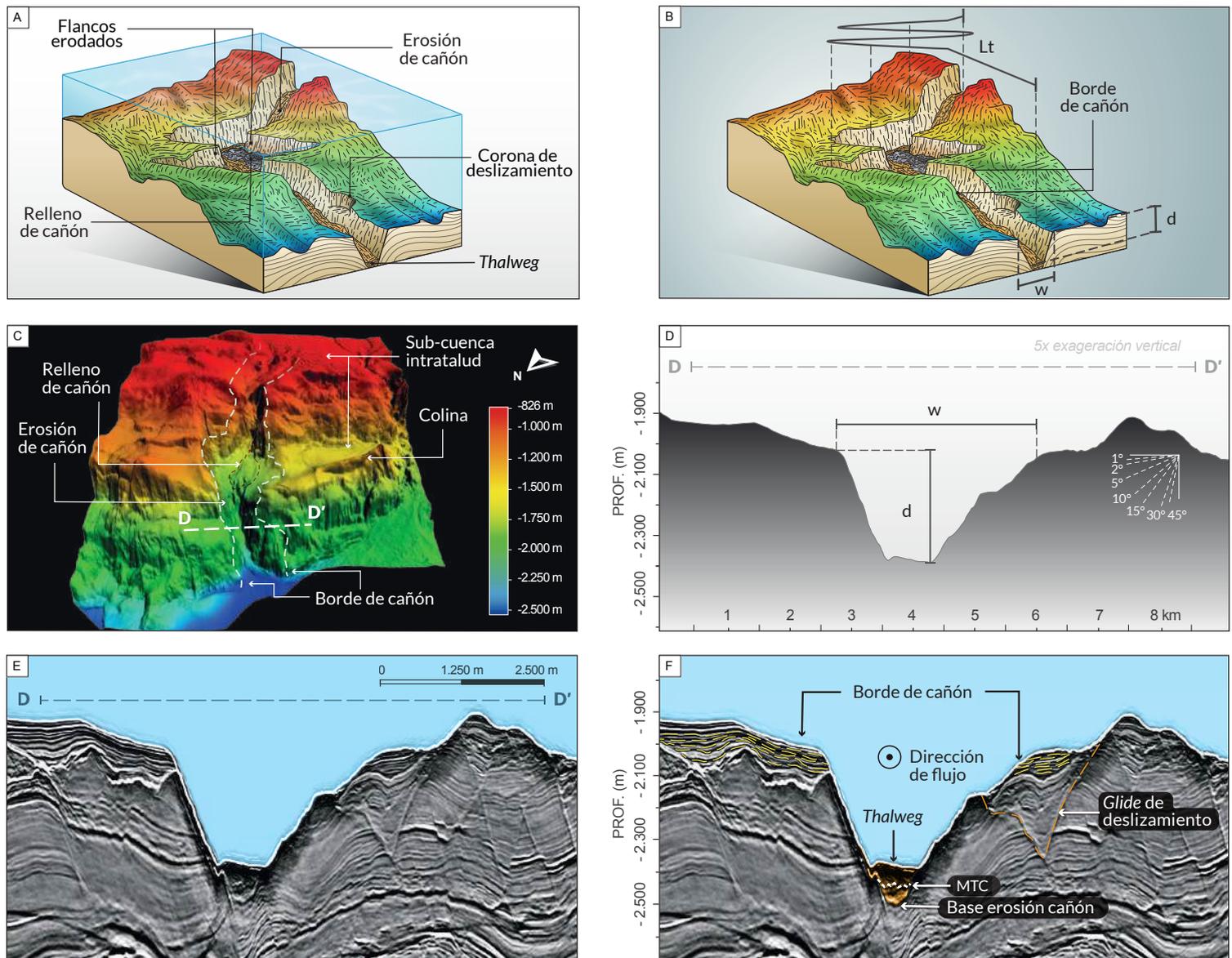


Figura 22. (A) Modelo conceptual ilustrando la incisión y erosión de un cañón submarino, creando conductos primarios para el transporte de sedimentos. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en un cañón. Entre ellas, las medidas de ancho (w), profundidad (d) y longitud del eje o thalweg (L_t). Adicionalmente se tomó medición de la distancia en línea recta, uniendo los puntos de inicio y final del cañón. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un cañón submarino, ubicado en el CDSS (Figura 23B). En este caso particular, se observan bordes empinados y un thalweg principalmente recto. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica perpendicular a la dirección de flujo del cañón, mostrando la incisión en forma de "U" y un ancho alrededor de los 3,5 km. (E) Perfil sísmico sin interpretar transversal a la dirección del flujo de un cañón submarino. (F) Perfil sísmico interpretado que muestra la expresión sísmica del cañón, denotando su carácter erosivo hacia la base, cortando reflectores sísmicos más antiguos. Por encima de esta superficie erosiva se encuentra un Complejo de remoción en masa (MTC; ver sección 4.2.2.5).

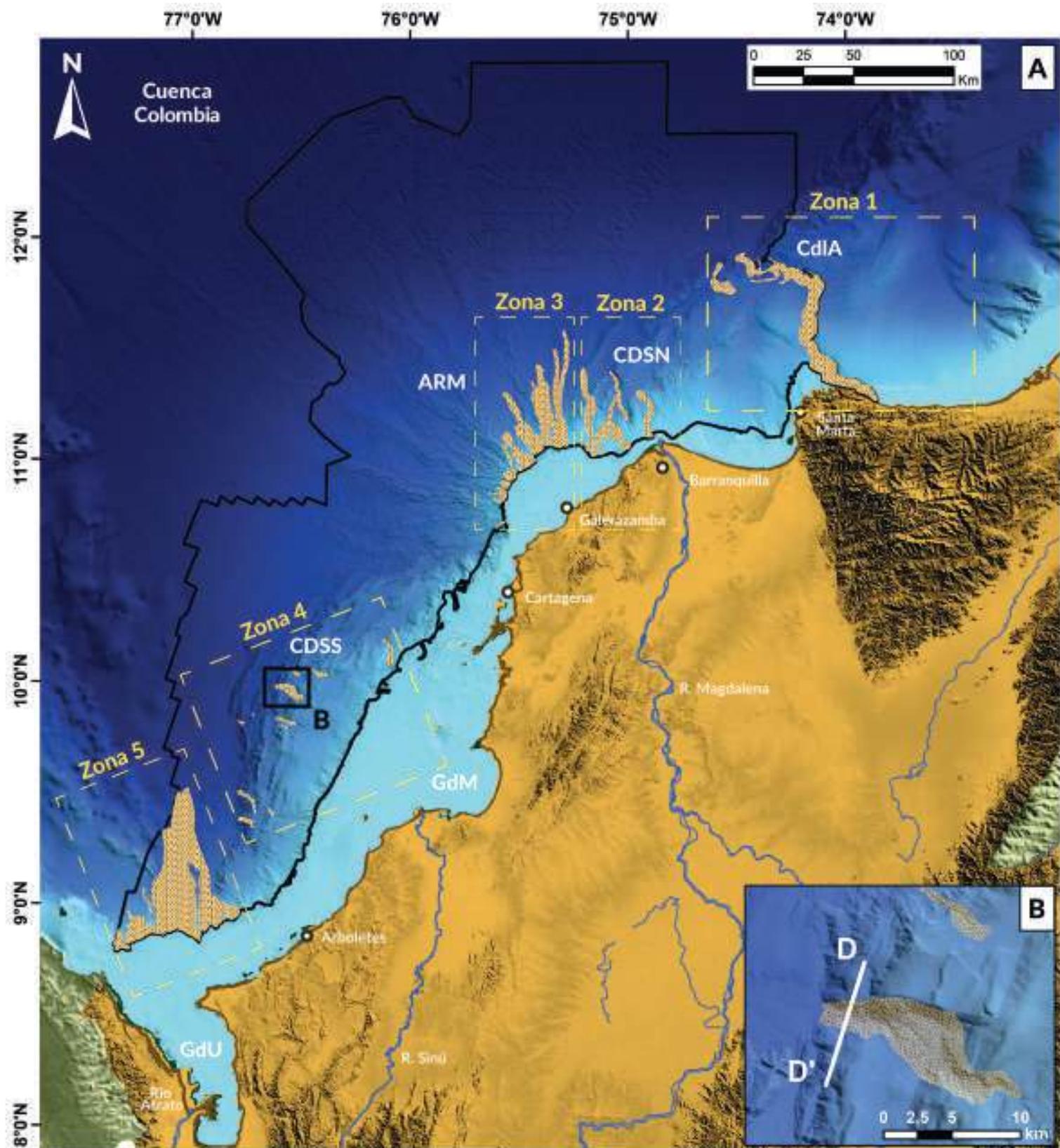


Figura 23. (A) Distribución geográfica de los cañones submarinos identificados en la región sur del Caribe colombiano. La zona 1, localizada hacia el sector de Santa Marta y de la Sierra Nevada de Santa Marta y correspondiente con el CdIA, se caracteriza por ingresar y erosionar la plataforma continental, sin estar asociado con un río principal. La zona 2 está hacia el sector de Barranquilla en la actual desembocadura del Río Magdalena (Zona CDSN). La zona 3 se ubica hacia el ARM en el sector de Galerazamba. Nótese que los cañones evolucionan hacia la zona de transición entre la plataforma y el talud continental. En la zona 4 en el CDSS, los cañones se originan en las zonas del talud con pendiente alta. Finalmente, se encuentra la zona 5 hacia el sur del CDSS en el sector del GdU, donde los cañones evolucionan hacia la zona de transición entre la plataforma y el talud continental. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. **(B).** Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 22C-F.

En la zona 1, el CdIA tiene una longitud de 113,5 km y una sinuosidad de 1,6. En este cañón, se realizaron 5.330 mediciones de ancho y profundidad, variando los anchos entre 2.022-10.243 m, y las profundidades entre 135-1.149 m. Por su parte, en la zona 2 fueron cuantificados tres cañones submarinos (4585 mediciones), sus longitudes oscilan entre los 24 y 38 km, con sinuosidades menores a 1,2. Sus anchos y profundidades varían entre 1.033-3.251 m y 47-186 m, respectivamente, los cañones asociados con el Río Magdalena son de menor tamaño en comparación con el Cañón de la Aguja. Un poco más hacia el sur en la zona 3, en el sector de Galerazamba, se cuantificaron cuatro cañones submarinos (3980 mediciones) que resultaron de tamaños similares a los cañones identificados en la actual desembocadura del Río Magdalena. En ellos se encontraron longitudes entre 11 y 29 km, con perfiles de *thalweg* predominantemente rectos, sinuosidades menores de 1,02, y valores de ancho y profundidad oscilando entre 1.151-4.068 m y 24-188 m, respectivamente. En la zona 4, los cañones se originan en las zonas del talud con pendiente alta, principalmente en los cinturones deformados. En este sector se cuantificaron 11 cañones (5.277 mediciones), con longitudes que oscilan entre los 4 y 16 km, sus sinuosidades son inferiores a 1,2, los anchos varían entre 664-2.680 m, y las profundidades entre 54-252 m, siendo de anchos menores comparados con los cañones del área de influencia del río Magdalena. Finalmente, hacia el sur del CDSS, en la zona 5, se tienen cañones más anchos comparados con el área del GdM, con valores hasta de 8 km, sus profundidades máximas oscilan alrededor de los 340 m. En este sector se cuantificaron 15 cañones, con longitudes entre 3 y 25 km, y valores de sinuosidad menores a 1,2.

4.2.1.3.1. Cresta intercañón

Las crestas intercañón corresponden con zonas alargadas que separan dos cañones submarinos, son en general estrechas y tienen forma de meseta (**Figuras 24A-F**). Pueden corresponder con depósitos que aún no han sido erosionados por los cañones, o también, con flujos desbordados desde los ejes de los cañones hacia sus flancos, llevando al amalgamamiento de partículas provenientes de diferentes trayectorias (Armitage et al., 2010). Sísmicamente, se caracterizan por tener reflectores subparalelos, truncados y con

cambios abruptos en la orientación, producidos por los procesos de erosión y acumulación desde varias direcciones (**Figuras 24E-F**).

En el área de estudio, se identificaron 16 crestas intercañón en la zona sur del CDSS y en la zona norte del ARM (**Figura 25A**). Su origen está relacionado con cañones submarinos iniciando hacia la zona de transición entre la plataforma continental y el talud. Las crestas intercañón tienen longitudes entre 3 y 48 km, anchos entre los 270 y 4.700 metros, y altos que pueden variar entre los 115 y 1.821 metros.

4.2.1.4. Lóbulo

Los lóbulos son depósitos sedimentarios en forma de abanico, poseen un relieve relativamente suave y se originan por el desconfinamiento de un canal o cañón submarino (OHI, 2019; Zhang et al., 2020). Corresponden a uno de los depósitos submarinos de mayor interés, principalmente por la importancia de sus depósitos arenosos como reservorios gigantes para la acumulación de hidrocarburos (Possamentier y Kolla, 2003; Zhang et al., 2016). Estas geoformas hacen parte de los complejos turbidíticos que se encuentran al final de los canales y cañones submarinos (**Figuras 26A-B**) (Mutti y Normark, 1991). Según Middleton y Hampton (1973), los flujos de gravedad son los principales alimentadores de los lóbulos, siendo las corrientes de turbidez y los flujos de detritos los dos tipos de transporte predominantes (Shanmugam y Moiola, 1988; Shanmugam, 1997). Cuando los lóbulos se originan por turbiditas, en la mayoría de los casos contienen la secuencia clásica de Bouma (Shanmugam y Moiola, 1988; Shanmugam, 1997; Mutti y Normark, 1991, Shanmugam, 2016). La morfología, estructura interna y distribución de las facies sedimentarias de los lóbulos, están controladas principalmente por la actividad tectónica de la cuenca, su estilo estructural y el volumen de sedimentos que llega al área del depósito (Mutti y Normark, 1987). Los lóbulos son comúnmente asociados con litologías arenosas que se originan por el desconfinamiento de los flujos canalizados, sin embargo, la textura y composición del lóbulo dependen en gran medida de las características de las áreas fuente de los sedimentos (Bouma, et al., 1985; Mutti y Normark, 1987; Shanmugam y Moiola, 1988).

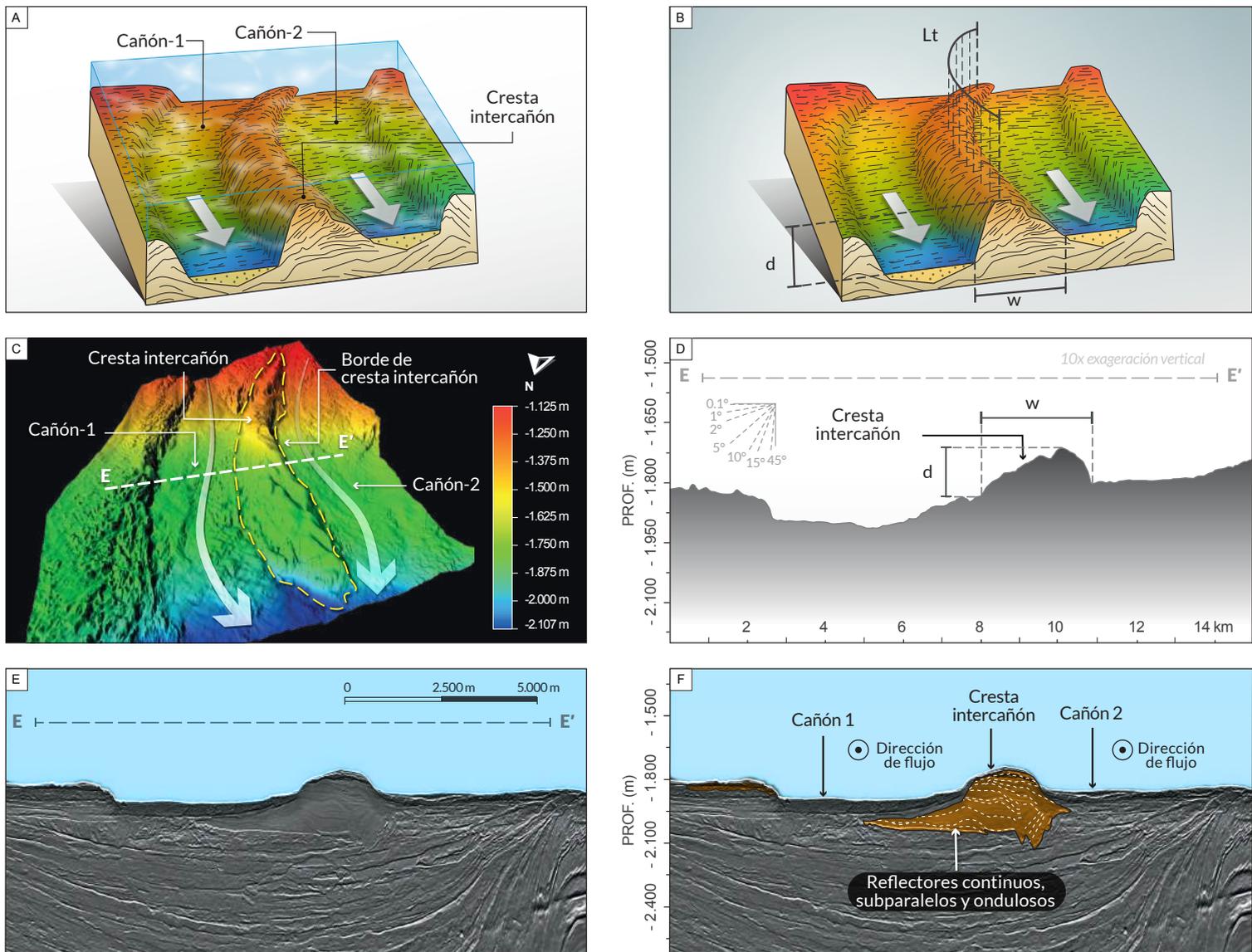


Figura 24. (A) Modelo conceptual ilustrando la acumulación de sedimentos desbordados desde dos cañones submarinos contiguos, formando crestas intercañones. Los reflectores se presentan como subparalelos, truncados y con cambios abruptos en su orientación, denotando procesos de erosión y acumulación de sedimentos, provenientes de dos o más direcciones. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en una cresta inter-cañón: Ancho (w), Alto (d) y longitud (L_t), esta última tomada sobre los puntos más altos de la cresta, de forma paralela a los ejes de los cañones. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de una cresta intercañón, ubicada en el sur del CDSS (Figura 25B). Nótese la presencia de dos cañones submarinos hacia sus flancos. Se ilustra, además, la ubicación de la sección topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica cortando perpendicularmente la cresta intercañón, evidenciado las diferencias de profundidad en el *thalweg* de los cañones submarinos adyacentes, ocasionando variaciones en la medición de la elevación de la cresta intercañón hacia sus dos flancos. (E) Perfil sísmico sin interpretar transversal a la dirección del flujo de los cañones. (F) Perfil sísmico interpretado de la cresta intercañón, cuya expresión es caracterizada por reflectores subparalelos, truncados, con cambios abruptos en la dirección de los reflectores caracterizados por baja a moderada amplitud.

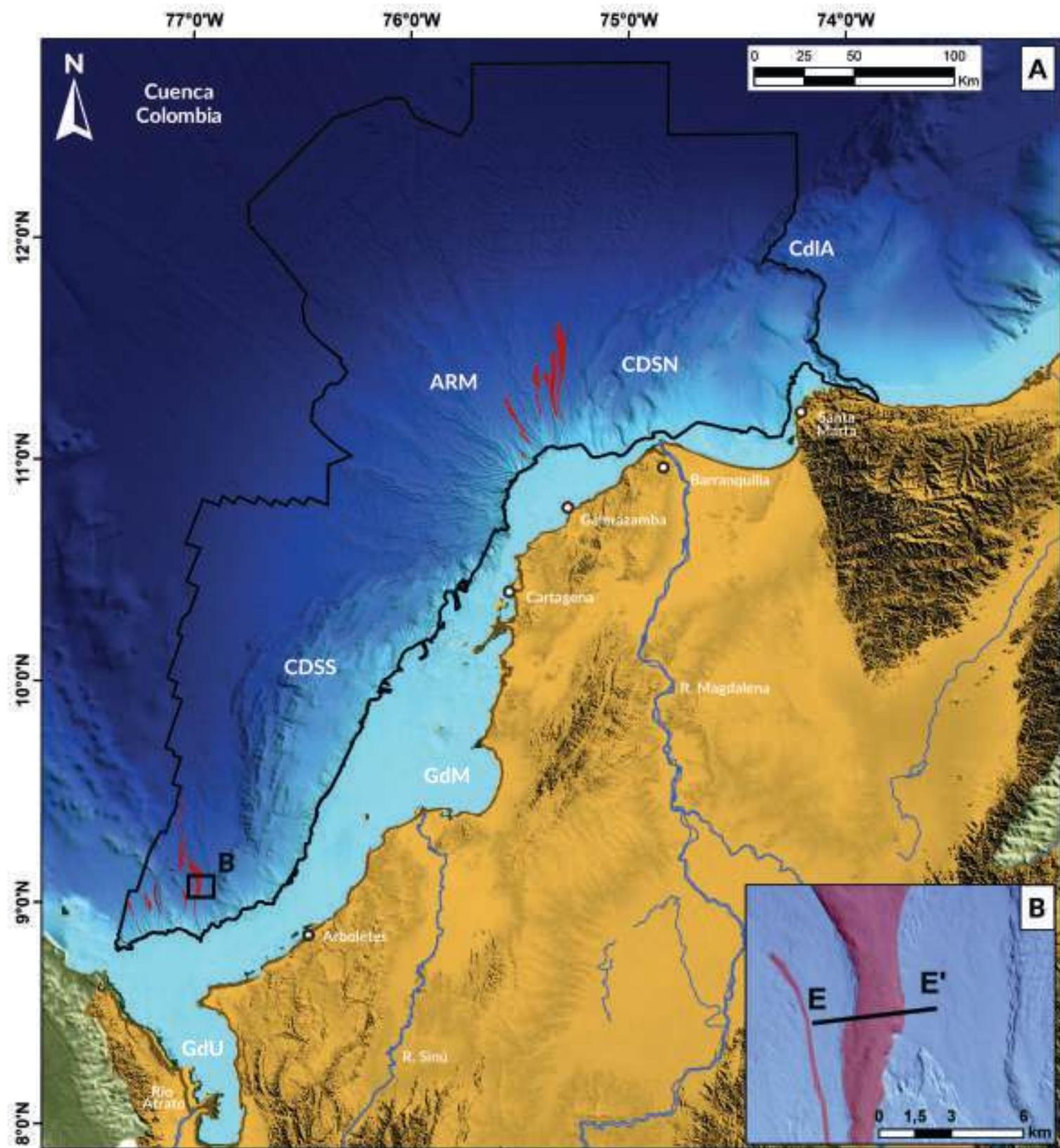


Figura 25. (A) Distribución geográfica de las crestas intercañón identificadas en la región sur del Caribe colombiano. Comúnmente, están asociadas con los cañones submarinos que tienen conexión con la zona de transición entre la plataforma continental y el talud. Fueron identificadas en la zona sur del CDSS y en la zona norte del ARM. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdlA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 24C-F.

Los lóbulos se identifican en la batimetría principalmente por su morfología lobulada ubicada al final de los sistemas canalizados (**Figuras 26C-D**) (Zhang et al., 2016). Estas geoformas exhiben arquitecturas a diferentes escalas que incluyen lóbulos individuales y complejos, esta última, refiriéndose a una zona compuesta por múltiples lóbulos individuales amalgamados (Zhang et al., 2016). En cortes de secciones sísmicas los lóbulos se asocian con reflectores subparalelos de moderada a alta amplitud que pueden hacer *onlap* hacia sus bordes (**Figuras 26E-F**) (Mutti y Normak, 1991; Possamentier y Kolla, 2003).

Hacia la base, los lóbulos se caracterizan por presentar formas cóncavas. En vista de planta, tienen forma de abanico. Pueden corresponder a eventos individuales o también al amalgamamiento de varios flujos de sedimentos, formando complejos de lóbulos (Mutti y Normak, 1991; Pettinga et al., 2018). Los lóbulos usualmente se pueden extender desde unos pocos a varias decenas de kilómetros (Mutti y Normak, 1991). En el área de estudio los parámetros morfométricos que se midieron en los lóbulos se tomaron según la metodología propuesta por Pettinga, et al. (2018). En esta metodología, se mide: (1) la longitud del depósito (Llb), tomada desde el ápice o la zona alta del lóbulo, conocida también como la zona de transición canal-lóbulo o cañón-lóbulo (zona donde se desconfinan el canal o el cañón) hasta la zona más distal del lóbulo. Esta longitud se toma principalmente con el dato de la batimetría multihaz y se controla con la sísmica disponible en el sector; (2) el ancho (Wlb) se mide perpendicular al eje del lóbulo y es tomado en la zona más ancha; y (3) el área del lóbulo (Alb) delimitado por su forma en planta y con su respectivo control sísmico en

las zonas donde existe esta información (**Figuras 26A-B**).

En la **Figura 27A** se observa la distribución de los lóbulos en el área de estudio. Aquellos de mayor tamaño se encuentran hacia el norte, relacionados con el ARM y CdIA, ubicados al noroeste de Barranquilla y al norte de la ciudad de Santa Marta, con un área aproximada de 612 km² y 826 km² respectivamente. Estos lóbulos se desarrollan en una planicie amplia, en zonas profundas ubicadas afuera de los cinturones de deformación. Por otra parte, dentro de las zonas CDSN y CDSS las áreas de los lóbulos oscilan entre 4 y 170 km², siendo de menor tamaño comparados con los lóbulos identificados en el ARM y en el CdIA. Los lóbulos en las zonas CDSS y CDSN están afectados por los altos estructurales, que controlan en buena medida su distribución y morfología. La mayor presencia lóbulos se observa en el CDSS, mientras que en la parte central (ARM) y norte (CDSN) son más aislados.

En el área de estudio, se identificaron 20 lóbulos a los cuales se les realizaron las mediciones de los parámetros morfométricos correspondientes a la longitud total (Llb), el ancho (Wlb) y área (Alb). Aproximadamente el 80% de los lóbulos identificados presentan longitudes (Llb) entre los 2 km y 8 km de longitud, en su mayoría ubicados en el CDSN y CDSS, mientras que los lóbulos con mayor extensión se encuentran asociados al ARM y el CdIA, con longitudes de 44 y 41 km respectivamente. Más del 90% de estas geoformas tienen valores de Wlb que oscilan entre 1 km y 5 km. La relación de aspecto obtenida por la relación entre Llb/Wlb, muestra que en un 80% aproximadamente está entre 1 y 2.

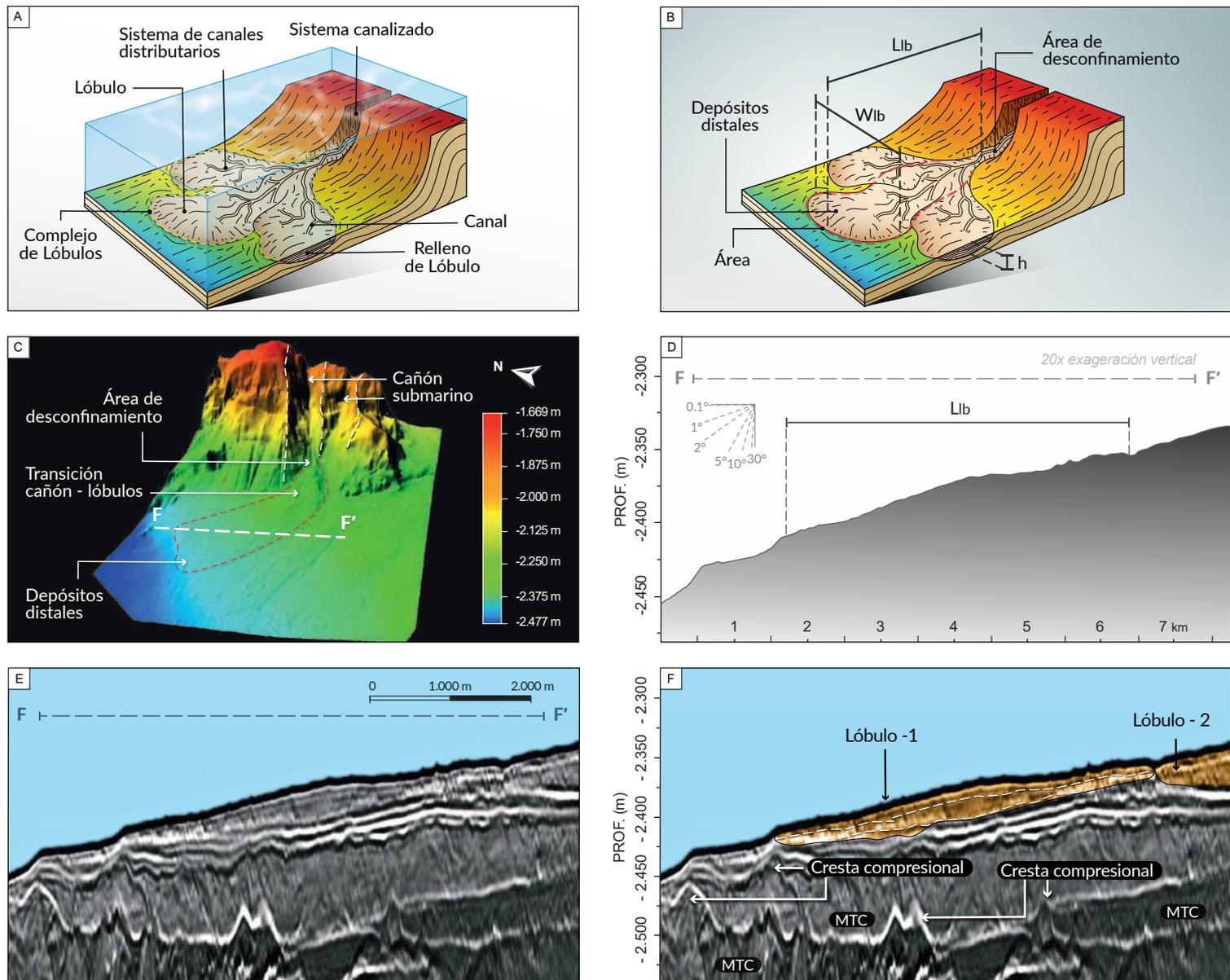


Figura 26. (A) Modelo conceptual de la ubicación, forma y procesos relacionados con la formación de los lóbulos submarinos. Se puede observar su característica forma lobulada, producto del desconfinamiento del material que se desplaza por el sistema canalizado. Asociado con el crecimiento de los lóbulos en áreas de baja pendiente, es común encontrar canales distributarios, los cuales migran lateralmente y favorecen el desarrollo de otros lóbulos. La superposición y amalgamamiento de varios lóbulos se denomina Complejo de Lóbulos. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en los lóbulos submarinos. Las mediciones según Pettinga et al. (2018) son la longitud (Llb), medida desde la transición Lóbulo-Canal hasta la parte frontal, del eje central del depósito. El ancho (Wlb) está medido en la sección de mayor longitud, de manera perpendicular al eje principal. El espesor del depósito (h), que es posible obtener solamente cuando se tiene control sísmico. Con la calidad de la sísmica 3D se logró cuantificar el espesor solo en aquellos lóbulos con espesores mayores a 30 m. Para lóbulos con espesores menores se requiere sísmica de alta resolución. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un lóbulo, ubicado en el sur del CDSS (Figura 27B), en el cual se ilustran algunas características principales y la ubicación de las secciones topográfica y sísmica presentadas en los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de un lóbulo. (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección del flujo del lóbulo. (F) Perfil sísmico interpretado que muestra el depósito de los lóbulos, forma cóncava hacia la base y convexa hacia la parte superior, con reflectores subparalelos y continuos en el interior de baja a moderada amplitud.

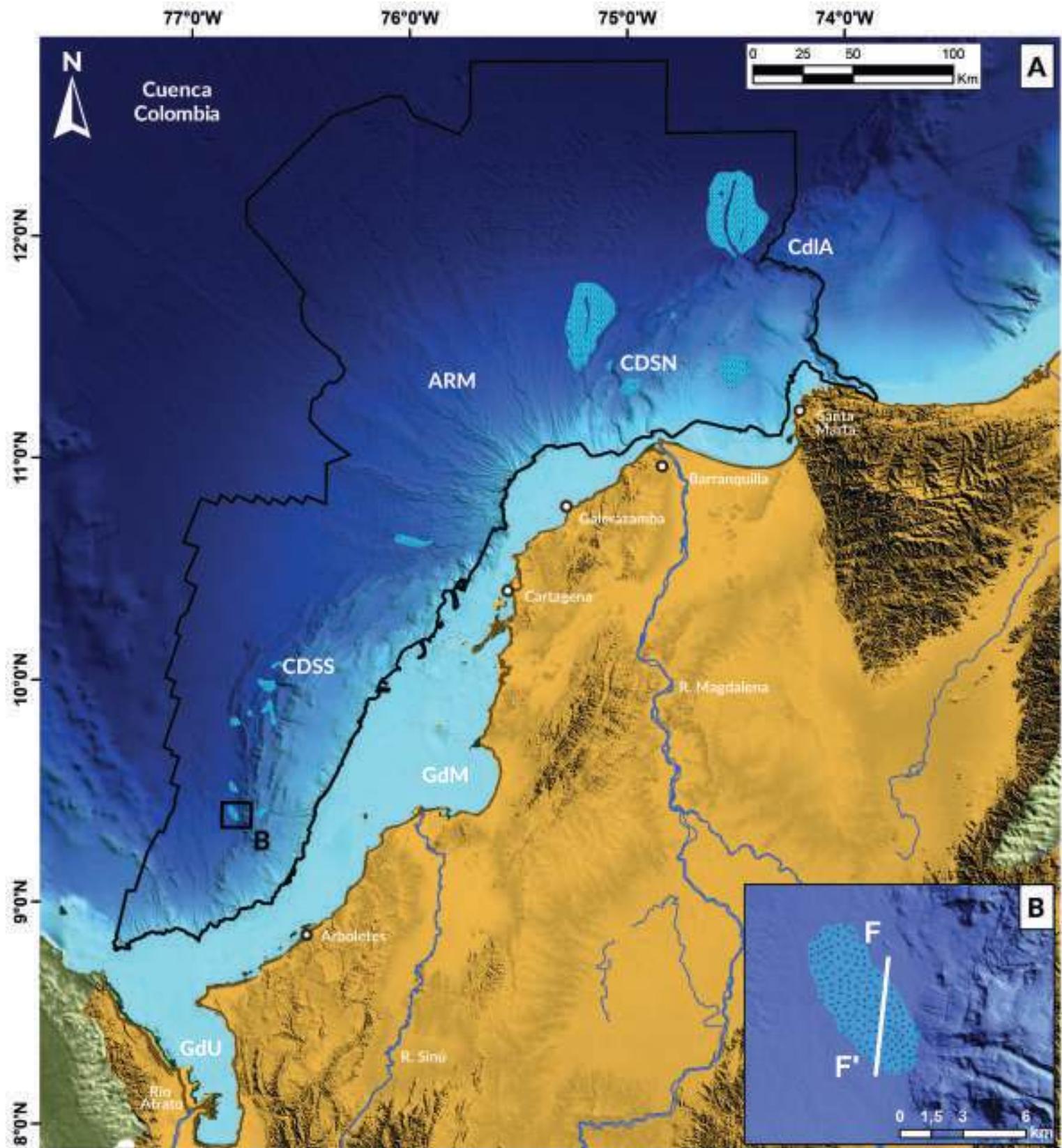


Figura 27. (A) Distribución geográfica de los lóbulos identificados en la región sur del Caribe colombiano. Es posible observar las diferencias de la topografía en las diferentes zonas donde se desarrollan estas geoformas. Se observa mayor cantidad de lóbulos hacia el SDSS. La imagen batimétrica permite identificar la presencia de los lóbulos al final de algunos sistemas canalizados al norte del ARM y el CdIA. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B). Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 26C-F.

4.2.2. Geoformas asociadas procesos de remoción en masa

Esta tipología agrupa las formas directamente ligadas a procesos en los cuales un volumen de material constituido por roca o sedimentos se desplaza ladera abajo por acción de la gravedad (Cruden y Varnes, 1996; Highland y Bobrowsky, 2008). Existen diferentes mecanismos generadores de estos movimientos de remoción en masa (Highland y Bobrowsky, 2008), entre los que se encuentran aquellos de corta duración, tales como sismos, tsunamis o la actividad volcánica, o incluso los que implican largos períodos, como las variaciones en el nivel del mar (Shanmugam, 2016). Estos fenómenos juegan un papel importante en la evolución de la geomorfología submarina de márgenes convergentes, como es el caso del Mar Caribe colombiano, puesto que remueven y transfieren enormes cantidades de sedimento hacia zonas más profundas del fondo oceánico (Lastras et al., 2005; Morley y Leong, 2008; Moscardelli y Wood, 2008; Ortiz-Karpf et al., 2015).

En la literatura existe una gran diversidad en la nomenclatura utilizada para clasificar y describir los deslizamientos. Lo anterior es evidenciado específicamente en la publicación de Shanmugam (2015) donde presenta un resumen con 79 nombres distintos provenientes de diversos autores para clasificar estos fenómenos. Por esta razón, es importante mencionar que para el presente trabajo se aplicó la clasificación propuesta por Highland y Bobrowsky (2008), en la que los deslizamientos se dividen de acuerdo con la cinemática del movimiento en las categorías de traslacionales, rotacionales y flujos de detritos. Adicionalmente, el término complejo de remoción en masa (*mass transport complex*, MTC) (Moscardelli et al., 2006; Moscardelli y Wood, 2008) se usa para identificar depósitos de remoción en masa para los cuales no es posible identificar la cinemática que los origina. Finalmente, el término zonas de falla de tensión es utilizado para clasificar aquellas áreas donde el

movimiento de remoción en masa no ha ocurrido aún, pero las características del material sugieren que se encuentra en fase de pre-acondicionamiento (Vanneste et al., 2013).

4.2.2.1. Deslizamiento traslacional

Es un movimiento de remoción en masa principalmente coherente (Masson et al., 2006; Mulder y Cochonat, 1996) que puede involucrar rocas o sedimento (Cruden y Varnes, 1996) y que se caracteriza por presentar una superficie de falla principalmente planar sobre la cual se desplaza el material movilizado (**Figura 28A**). En este tipo de movimiento de remoción en masa, la superficie de deslizamiento puede estar influenciada por planos de estratificación (Mulder y Cochonat, 1996), perfiles de compactación, o perfiles de meteorización de los materiales.

Las expresiones batimétricas de un deslizamiento traslacional son: 1) la corona de deslizamiento, que es el área localizada sobre el material inalterado en la parte superior del movimiento (**Figuras 28B y C**); 2) el escarpe principal, que es la superficie de falla/rotura que separa el material desplazado del material inalterado (**Figuras 28B y F**); 3) el material desplazado, conformado por el material que se moviliza posterior a la falla; y 4) el pie del deslizamiento, que es el área más distal a la cual alcanza a ser transportado el material desplazado.

En la batimetría, estas características pueden ser similares a las exhibidas por los deslizamientos rotacionales, por lo que es necesario contar con información del subsuelo para definir adecuadamente el tipo de falla. Los reflectores sísmicos varían entre alta a baja amplitud, presentan arreglo paralelo a subparalelo y la discontinuidad depende del grado de deformación del material desplazado. Estas características, que contrastan con los reflectores del material inalterado adyacente, permiten su interpretación en sísmica (**Figuras 28E y F**).

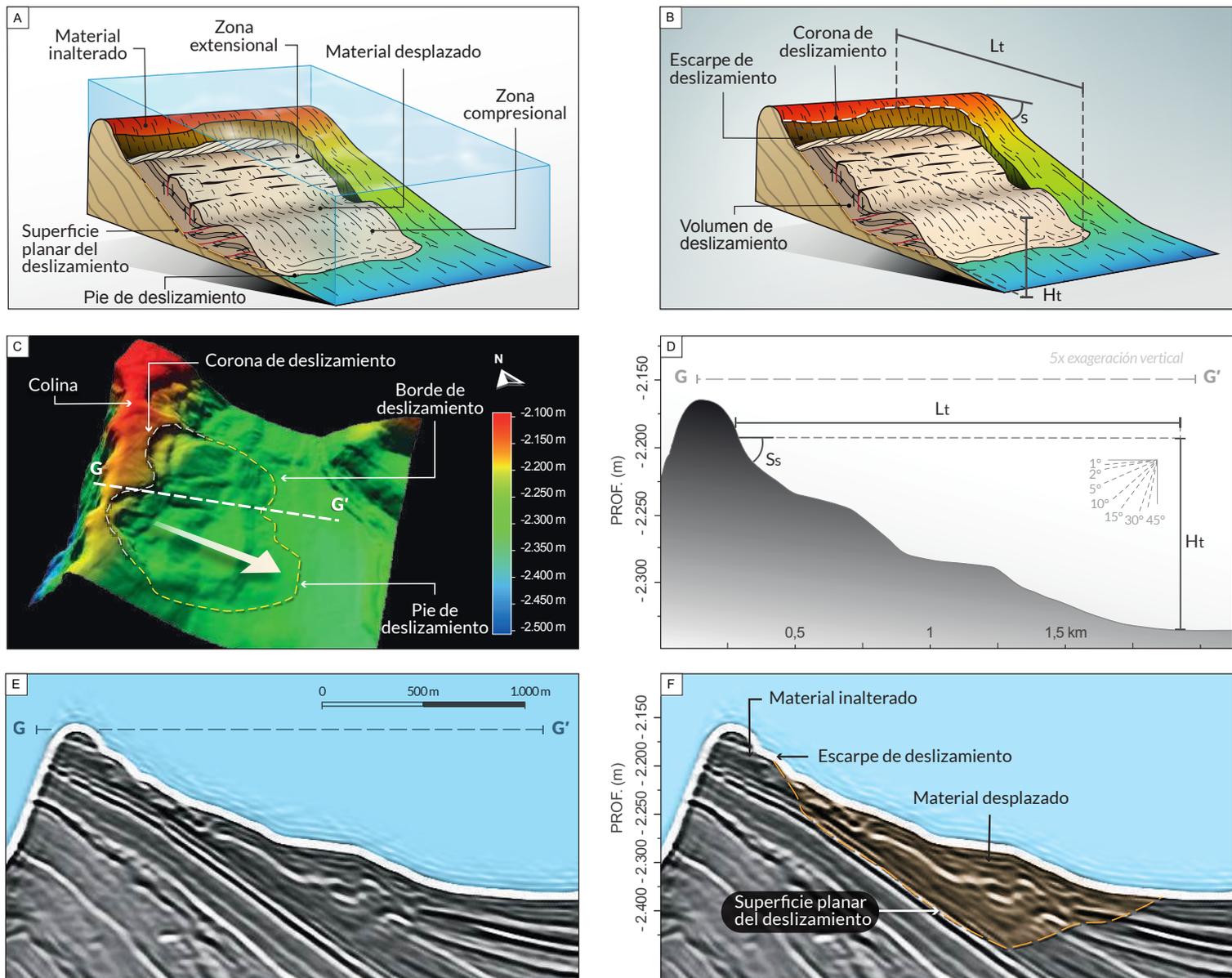


Figura 28. (A) Modelo conceptual de deslizamiento traslacional donde se destacan el escarpe principal, la corona de deslizamiento, el material desplazado y el pie del deslizamiento como principales características observables en la batimetría. . Nótese cómo en la parte más proximal del material desplazado, es decir la más cercana a la corona, este material presenta una zona extensional donde predominan las fallas y fracturas distensivas, mientras que en la parte más distal se genera una zona compresional donde se presentan pliegues y fallas inversas. También se señala la ubicación del material inalterado y la superficie planar característica de este tipo de deslizamiento. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en un deslizamiento traslacional: longitud horizontal total (L_t), la caída vertical total (H_t) y la pendiente natural del terreno no afectado (S). (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un deslizamiento traslacional, ubicado en el CDSS (Figura 29B). En este caso particular se indica la dirección del movimiento (flecha grande), el contorno (línea amarilla punteada), el escarpe y la corona del deslizamiento. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D, E y F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de un deslizamiento traslacional en la dirección del movimiento, mostrando un L_t de aprox 1,75 km y un H_t de 300 m. Así mismo se indica ángulo del escarpe principal (S_s). (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección del movimiento del deslizamiento. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando la masa desplazada, el material inalterado, el escarpe, el pie y la superficie planar del deslizamiento. Los reflectores discontinuos permiten identificar la masa desplazada y su deformación interna.

En cuanto a la morfometría medida, en el presente trabajo se siguieron los criterios sugeridos por Clare et al. (2018), donde se aboga por la estandarización de las mediciones en los estudios relacionados con deslizamientos submarinos. El área (A) se midió con una vista en planta sobre el interior del polígono establecido como contorno del deslizamiento (**Figura 28C**) e incluye desde la corona hasta la región de pie. El volumen (V) se midió entre la superficie de falla (*Glide*) y el fondo marino. La longitud total (Lt) se estableció como la distancia horizontal entre el punto más alto de la corona y el punto más bajo de la región del pie, mientras que la distancia o caída vertical (Ht) se definió como la diferencia de profundidades entre estos dos puntos (**Figuras 28B y D**). El ángulo del escarpe principal (Ss) se midió como la pendiente del fondo marino en los escarpes de los deslizamientos (**Figura 28D**), mientras que el ángulo de la pendiente natural (S) se estimó en las laderas no falladas cercanas a los deslizamientos (**Figura 28B**).

En la zona de estudio, los deslizamientos traslacionales se observaron principalmente en dos contextos geológicos (**Figura 29A**). El primero de ellos está asociado a flancos de colinas del CDSS, donde coincide la pendiente del fondo marino con el buzamiento de las capas subyacentes. El segundo contexto y con menor densidad corresponde a deslizamientos ocurridos sobre los diques o depósitos hemipelágicos de baja inclinación ($<13^\circ$) en el área ARM. Se identificaron 33 deslizamientos traslacionales a los cuales fue posible realizar las mediciones morfométricas. De estas mediciones, se encontró que las áreas se encuentran entre $0,3 \text{ km}^2$ y $10,8 \text{ km}^2$, los volúmenes entre $0,004 \text{ km}^3$ y $0,1 \text{ km}^3$, los máximos desplazamientos horizontales (Lt) entre $0,65 \text{ km}$ y $6,45 \text{ km}$ y las caídas verticales (Ht) entre 17 m y 860 m . Los ángulos del escarpe principal estimados oscilaron entre 15° y 44° y las

pendientes naturales sin falla, cercanas a este tipo de deslizamientos variaron entre 5° y 13° .

4.2.2.2. Deslizamiento rotacional

Es un movimiento de remoción en masa formado por la falla de un material sólido o coherente (Highland and Bobrowsky, 2008; Masson et al., 2006; Mulder and Cochonat, 1996), y se caracteriza por presentar una superficie de deslizamiento de forma semicircular a cóncava hacia la base, que corta los sedimentos o rocas (**Figura 30A**; Cruden y Varnes, 1996; Highland y Bobrowsky, 2008; Shanmugam y Wang, 2015). Los elementos característicos de este tipo de deslizamiento son: 1) la corona del deslizamiento (**Figuras 30B-C**) que presenta forma semicircular y se encuentra ubicada en el límite superior del movimiento; 2) el escarpe (**Figuras 30A, C y F**), que define un plano de separación entre el material fallado y el material inalterado, y sobre el cual ocurre el principal desplazamiento del material fallado; 3) El material desplazado que, al igual que en los deslizamientos traslacionales, presenta una zona de deformación, asociada a esfuerzos de tensión en la parte superior, donde predominan las fallas y fracturas de tensión y una zona de deformación compresiva ubicada en la parte baja, donde predominan estructuras de compresión en la batimetría y fallas de cabalgamiento observables en el subsuelo (**Figura 30A**) (Frey-Martínez, 2010). Ocasionalmente, se pueden presentar grandes bloques de material denominados megaclastos que sobresalen como montículos irregulares en el fondo marino. La respuesta sísmica en el material desplazado exhibe reflectores deformados, discontinuos a caóticos de baja a alta amplitud y dependiendo del grado de deformación, pueden presentar cabalgamientos internos en su parte más distal (**Figuras 30A-F**) (Cruden y Varnes, 1996; Frey-Martínez, 2010; He et al., 2014; Shanmugam, 2016).

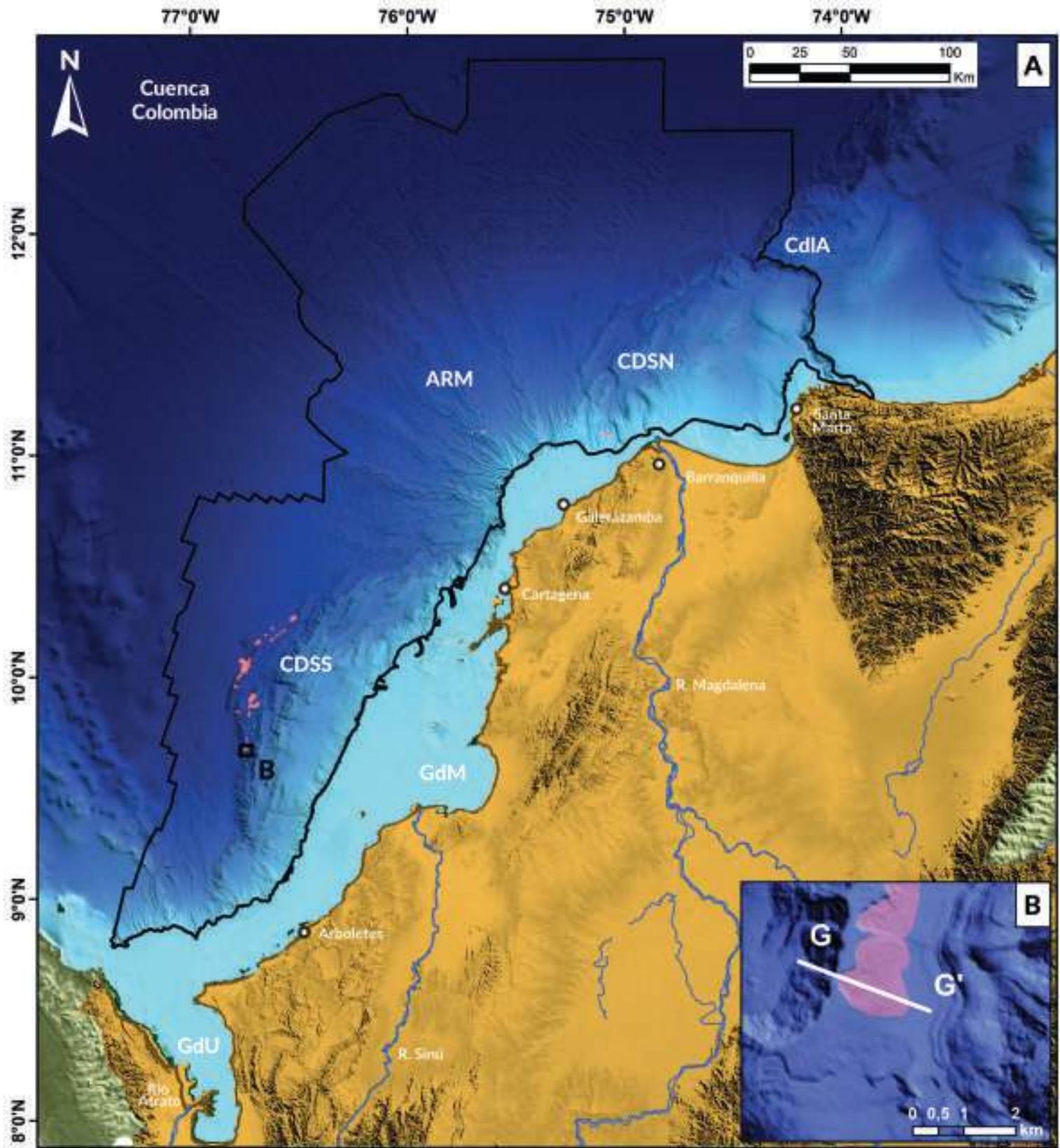


Figura 29. (A) Distribución geográfica de los deslizamientos traslacionales en la región sur del Caribe colombiano. Se destaca la relación de estos deslizamientos con los flancos de estructuras en el CDSS, frente al GdM y en menor intensidad en los diques de los sistemas canalizados en el ARM. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 28D-F.

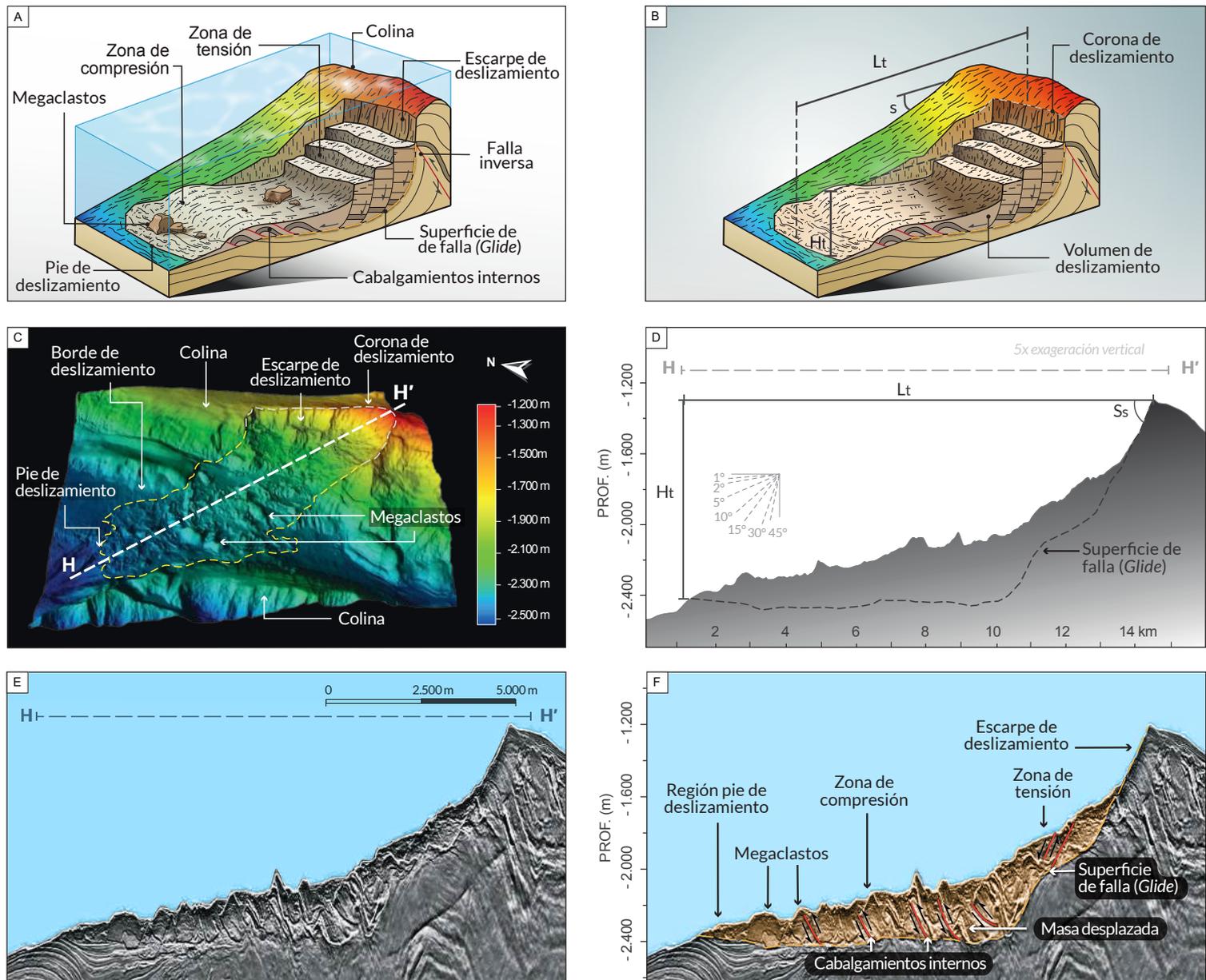


Figura 30. (A) Modelo conceptual de un deslizamiento rotacional donde se destacan el escarpe principal, los megaclastos y la región del pie como principales características observables en la batimetría. Adicionalmente, se resaltan las colinas y las fallas inversas asociadas a este tipo de deslizamiento en el área de estudio. También se señala la superficie de deslizamiento circular (*glide*) que representa continuación del plano de falla en el subsuelo. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en un deslizamiento rotacional: longitud horizontal total (L_t), la caída vertical total (H_t) y la pendiente natural del terreno no afectado (s). (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un deslizamiento rotacional, ubicado en el CDSS (Figura 31B). En este caso particular, se observa que el movimiento se origina en una colina y su desplazamiento es desviado al oeste por una segunda colina. El contorno de deslizamiento es demarcado con una línea amarilla punteada. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles E y F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de un deslizamiento rotacional en la dirección de movimiento, mostrando el ángulo de escarpe principal (S_s) la longitud total (L_t) y la caída vertical total (H_t). (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección del movimiento del deslizamiento. (F) Perfil sísmico interpretado indicando la ubicación del escarpe, el material desplazado y la superficie del deslizamiento o *glide*.

En cuanto a la morfometría medida, al igual que se señaló en los deslizamientos traslacionales (**sección 4.2.2.1**), se midieron la longitud total (Lt), la caída vertical (Ht), el área (A), volumen (V), el ángulo del escarpe principal del deslizamiento (Ss) y el ángulo de la pendiente natural (S) se estimó en las laderas no falladas.

En el área de estudio, se encontraron 138 deslizamientos rotacionales (**Figura 31A**), los cuales se encontraron asociados a las estructuras anticlinales formadas por fallamiento inverso, producto de la tectónica compresiva predominante en la región, por lo que gran parte de estos deslizamientos se observaron en los flancos de las colinas que conforman el CDSS y el CDSN. Así mismo, su ocurrencia está relacionada con bordes de cañones donde las pendientes mayores a los 10 grados, como en el caso del CdIA y los cañones que siguen lineamientos de fallas en el CDSS. Finalmente, en el ARM, este tipo de deslizamientos fueron hallados dentro de las áreas de los *leeves* internos y los bordes de canal de los sistemas canalizados.

De las mediciones realizadas a los 138 deslizamientos rotacionales, se encontró que la máxima longitud total horizontal (Lt) es 12,5 km. Sin embargo, el 93% de los datos muestran Lt menores que 4 km. La distancia vertical varía entre decenas de metros hasta 1.186 m. Las áreas medidas sobre la superficie del fondo marino varían entre 0,1 km² y 52 km² y los volúmenes del material desplazado entre 0,01 km³ y 8,51 km³. Sin embargo, el 90% de los datos es menor de 0,16 km³.

4.2.2.3. Deslizamiento complejo

El deslizamiento complejo ocurre cuando en un área limitada existe una superposición de eventos, ya sea en sentido horizontal o vertical (Hampton et al., 1996; He et al., 2014). Este tipo de deslizamientos puede ser la evolución de un deslizamiento rotacional o traslacional, e incluso presentar características de dos o más cinemáticas principales (Cruden y Varnes, 1996; Highland y Bobrowsky, 2008; Ter-Stepanian,

1977; Varnes, 1978). Su identificación en la batimetría demanda de la observación de múltiples coronas de deslizamientos (**Figura 32A**), puesto que la presencia de material desplazado, bordes y región del pie, pueden ser comunes a eventos individuales (**Figura 32C**). Estos eventos de remoción en masa pueden tener una superficie de ruptura común en profundidad, por cuya razón la interpretación integrada de la batimetría y la información sísmica es vital para establecer la presencia de bordes o límites entre deslizamientos individuales.

Al igual que con los deslizamientos rotacionales y traslacionales, se siguieron los criterios de Clare et al. (2018) (**Figuras 32B y D**), y se tomaron medidas de longitud horizontal total (Lt), caída vertical total (Ht), área involucrada (A) y el volumen de la masa desplazada (V). Sin embargo, vale la pena enfatizar que estas mediciones corresponden al resultado de múltiples eventos individuales.

En general, se encontraron 37 áreas de deslizamientos complejos (**Figura 33A**). En el ARM predominan los deslizamientos complejos con cinemática traslacional que ocurren en los flancos de los sistemas canal-dique. Adicionalmente, en el CdIA se presentan deslizamientos complejos asociados a los bordes del cañón como superposición lateral de deslizamientos rotacionales. Por otro lado, en el sur del área de estudio, frente al GdM, estos deslizamientos se presentan en dos contextos: en el primero de ellos como una superposición lateral de deslizamientos traslacionales de poca profundidad (<150 m), asociadas a los flancos de estructuras inclinación inferior a 13°; en segundo lugar, con cinemática de movimientos rotacionales que generan una superposición tanto lateral como vertical, asociados a las fallas inversas (*thrust*) de las estructuras del CDSS. Estas áreas exhiben los mayores volúmenes (V) observados de material deformado en los diferentes tipos de deslizamientos, alcanzando hasta 108 km³ y áreas (A) de hasta 209 km². Por otro lado, la movilidad horizontal y vertical es comparable con los deslizamientos individuales, alcanzando una longitud horizontal máxima (Lt) 13,9 km y una caída vertical máxima de 1,7 km.

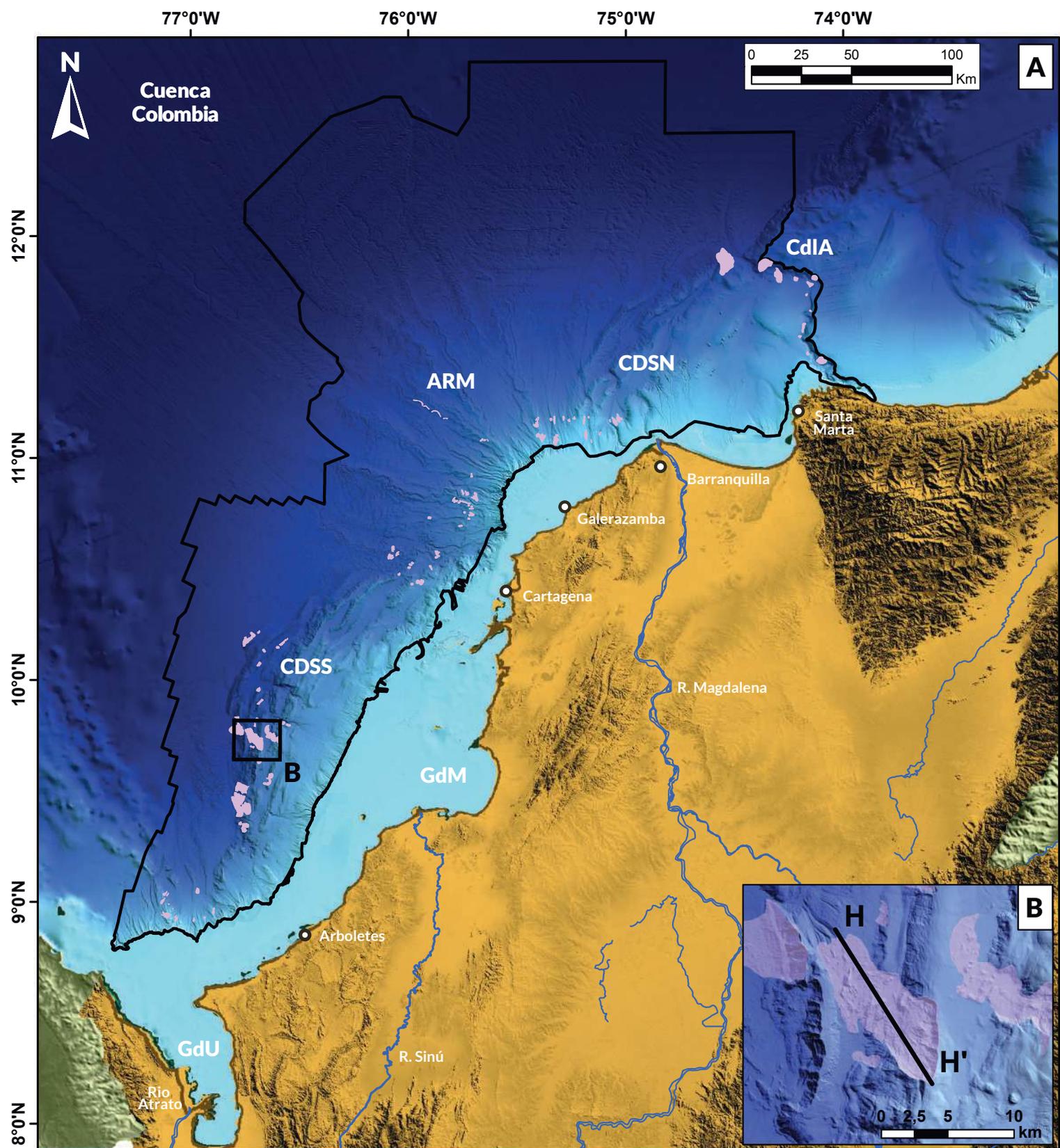


Figura 31. (A) Distribución geográfica de los deslizamientos rotacionales identificados en la región sur del Caribe colombiano. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 30D-F.

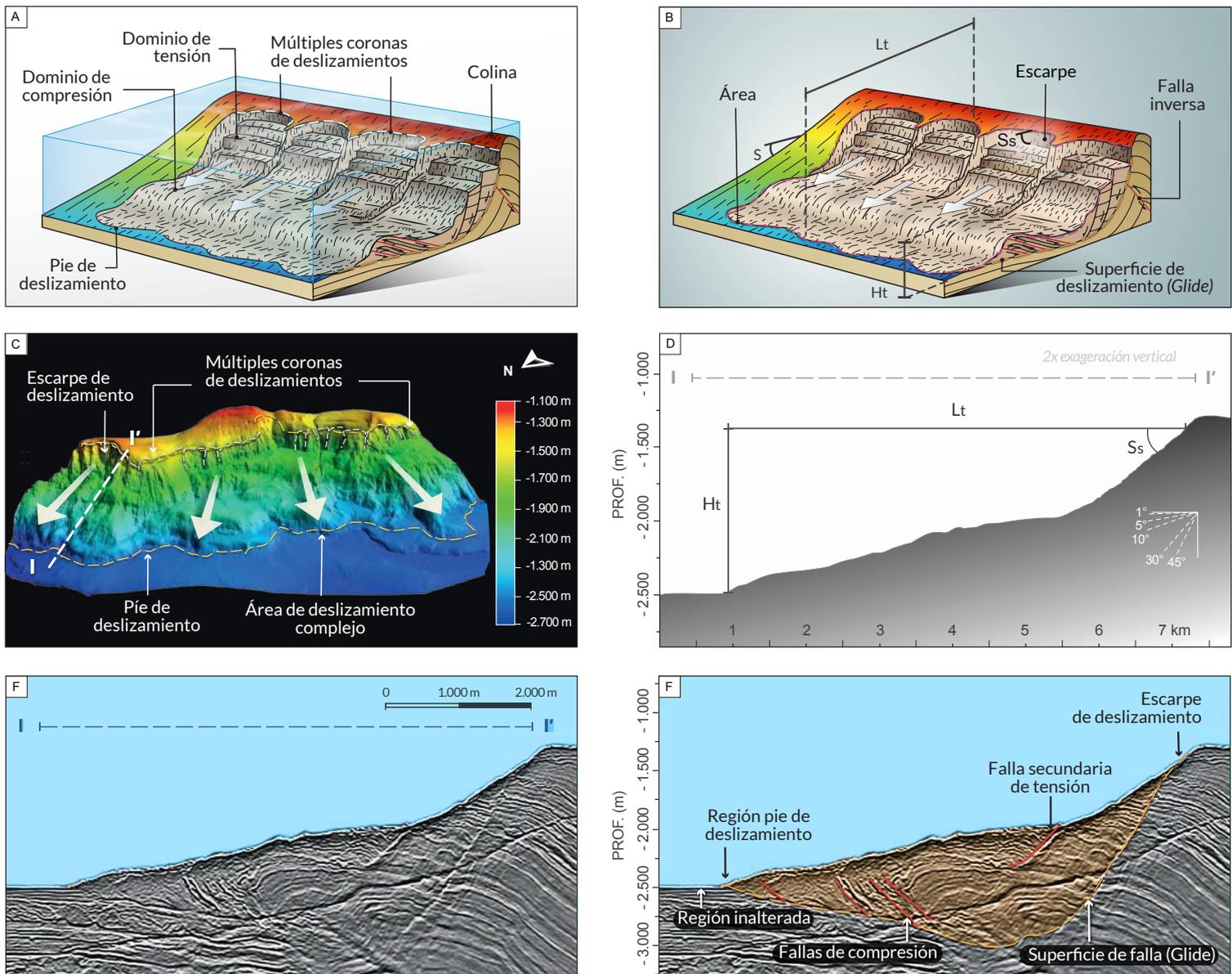


Figura 32. (A) Modelo conceptual de un deslizamiento complejo donde se destacan las múltiples coronas de deslizamiento, el escarpe principal, el pie del deslizamiento, las áreas de dominio de compresión y las de tensión. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en un deslizamiento complejo: longitud horizontal total (Lt), la caída vertical total (Ht) y el ángulo de escarpe principal (Ss). (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un deslizamiento complejo, ubicado en el CDSS (Figura 33B). En este caso, la batimetría exhibe las múltiples coronas en la parte superior del escarpe principal, así mismo, la masa desplazada que permite identificar el contorno del deslizamiento (línea discontinua amarilla) en la región del pie. Se ilustra, además, la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles E-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de un deslizamiento complejo en la dirección de movimiento, mostrando algunas de las variables medidas en el panel B. (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección del movimiento del deslizamiento. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando el escarpe principal, material desplazado y la superficie del deslizamiento o *glide*. Así mismo, se observan fallas de tensión ubicadas en la parte alta de la masa desplazada y fallas de compresión en la parte baja del deslizamiento, hacia la región del pie.

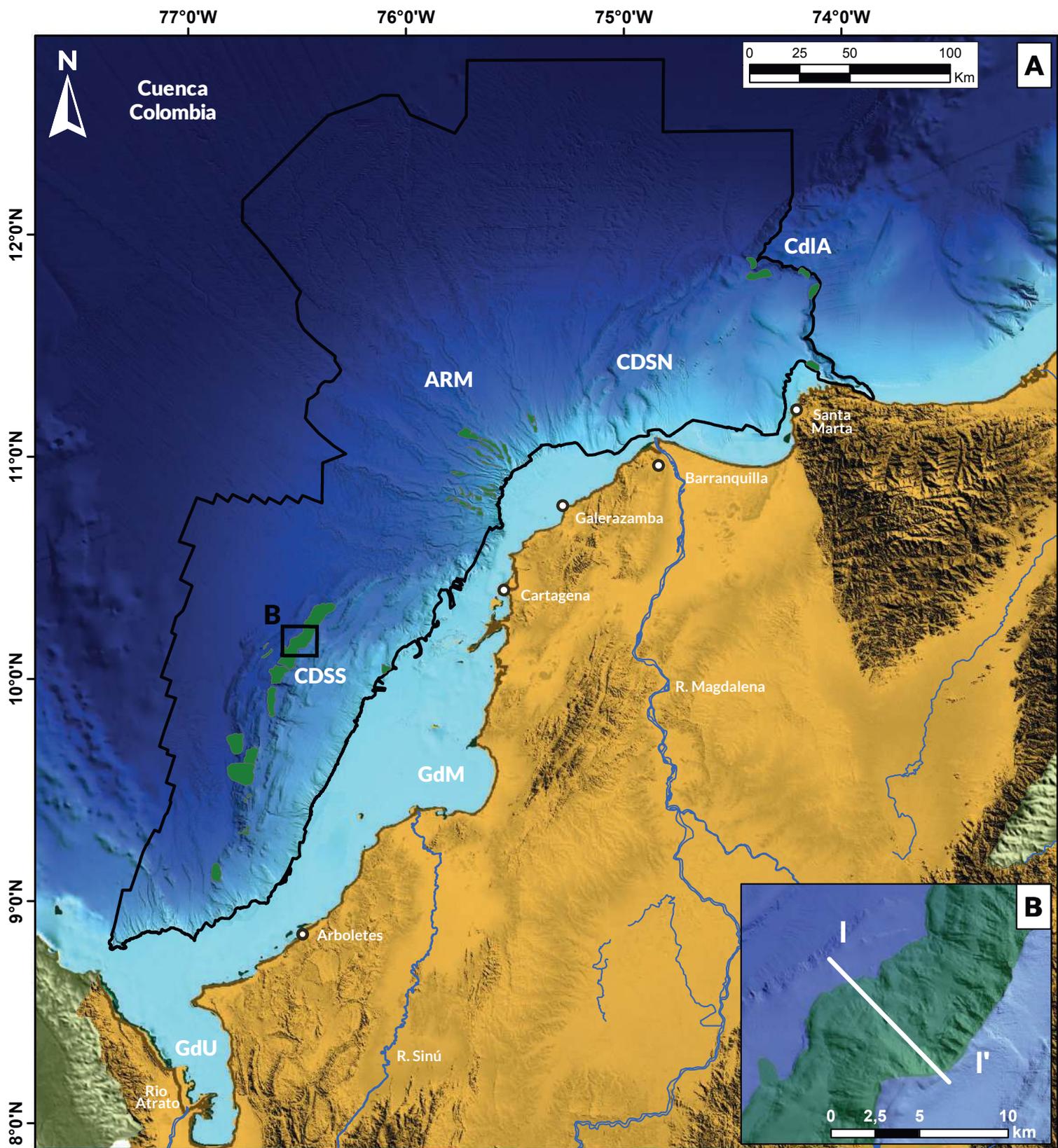


Figura 33. (A) Distribución geográfica de los deslizamientos complejos identificados en la región sur del Caribe colombiano. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 32D-F.

4.2.2.4 Flujo de detritos

Es un movimiento de remoción en masa que involucra material disgregado (Highland y Bobrowsky, 2008). A diferencia de los deslizamientos coherentes (traslacionales, rotacionales y complejos), donde el principal movimiento se da en el plano de falla, en los flujos de detritos predomina el movimiento intergranular, es decir, las partículas o bloques ruedan entre sí a medida que avanzan (**Figura 34A**). Por esta razón, algunos autores no lo consideran un deslizamiento propiamente dicho, en cambio lo consideran un tipo de flujo en masa (Cruden y Varnes, 1996; Shanmugam y Wang, 2015; Highland y Bobrowsky, 2008).

De acuerdo con Shanmugam (2016), el comportamiento del material se asemeja a un flujo laminar plástico con resistencia mecánica, así mismo, sugiere que este tipo de procesos, por incorporación de fluido (agua), puede evolucionar y convertirse en una corriente turbidítica que se comporta como un fluido newtoniano. Los rasgos batimétricos resultantes de estos movimientos de remoción en masa pueden presentar desde abundantes megaclastos y surcos erosivos presentes en la batimetría de bajas pendientes ($< 5^\circ$) (**Figura 34D**) hasta superficies irregulares conocidas como textura *hummocky* (Bell et al., 2013; Bornhold y Johns, 1984; Vanneste et al., 2013). Los reflectores sísmicos presentan facies caóticas de baja amplitud, discontinuas, de dirección variable (Frey-Martinez, 2010; Ortiz-Karpp et al., 2017, 2015). La principal diferencia o características de los flujos de detritos es el carácter erosivo sobre la batimetría a diferencia de los deslizamientos rotacionales o traslacionales (**Figura 34C**). Por tanto, en el presente trabajo, se clasificaron como flujos de detritos a las zonas de deslizamientos que presentan evidencias de fuerte erosión sobre la batimetría actual.

La morfometría analizada para los flujos de detritos se concentró en identificar sus dimensiones. Se midieron la longitud horizontal total (Lt), la caída vertical total (Ht), el ancho máximo observado en la batimetría (W) y el área del movimiento. Para la medición de estos parámetros, al igual que en los deslizamientos rotacionales y traslacionales, se tuvo en cuenta el polígono que incluyó desde la corona hasta la región del pie (**Figura 34B**).

Los flujos de detritos más evidentes se observaron en la región sur del área de estudio, donde se identificaron 12 zonas con rasgos característicos a este tipo de deslizamiento (**Figura 35A**). Las coronas de deslizamiento se observaron en el quiebre del talud e involucran sedimentos de baja consolidación que han rellenado las subcuencas intratalud. Frente a la localidad de Arboletes, estos eventos alcanzan la parte más profunda de la cuenca, delante del frente de deformación del CDSS. De la morfología medida se observaron desplazamientos horizontales (Lt) entre 6 km y 31 km, caídas verticales (Ht) entre 690 m y 1.600 m, anchos (W) entre 2 km y 12 km y áreas involucradas entre 7 km² y 195 km².

4.2.2.5 Complejo de remoción en masa (MTC)

Se conoce como complejo de remoción en masa (*mass transport complex* – MTC) al material depositado como producto de un evento de deslizamiento, sin distinción del tipo de falla que lo origina (Moscardelli et al., 2006; Moscardelli y Wood, 2008; Ortiz-Karpp et al., 2017). Como sinonimia también se encuentra el término *mass transport deposit* (MTD; Shanmugam, 2016; Shanmugam y Wang, 2015). Para el presente trabajo se utiliza el término MTC para referirse a depósitos de remoción en masa que no pueden ser clasificados como algún tipo de deslizamiento específico o que se encuentran desligados de las posibles áreas de origen.

Dependiendo de la coherencia o movilidad del deslizamiento que da origen al depósito, los MTC pueden presentar megaclastos, crestas de compresión y surcos de erosión (**Figura 36A**). Así mismo se caracterizan por exhibir pendientes bajas ($< 5^\circ$) y en ocasiones textura *hummocky* (Vanneste et al., 2013). En el subsuelo se reconocen por la presencia de facies sísmicas caóticas con reflectores discontinuos, de baja amplitud (**Figuras 36F**) (Frey-Martinez, 2010; Moscardelli y Wood, 2008; Ortiz-Karpp et al., 2017). Teniendo en cuenta la dificultad para individualizar los eventos dentro de las áreas de MTC, la morfometría se limitó a estimar el área involucrada (A) y la longitud horizontal máxima observada (Lt), aclarando nuevamente que estas áreas son interpretadas como el resultado de múltiples eventos.

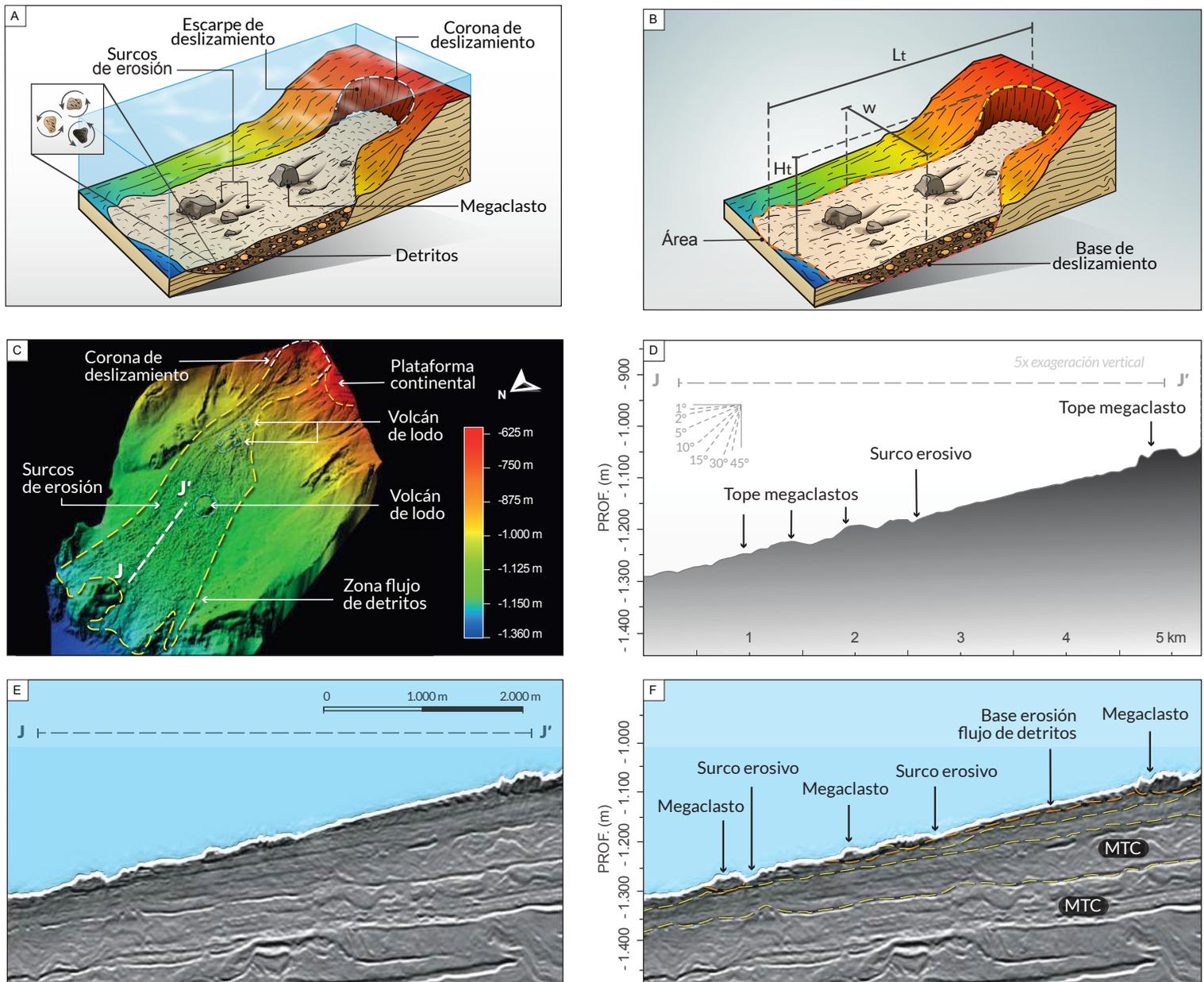


Figura 34. (A) Modelo conceptual de un flujo de detritos donde se destacan la corona de deslizamiento, el escarpe principal, los megaclastos, los surcos erosivos como principales características visibles en la batimetría. El recuadro pequeño representa el movimiento interparticular que diferencia el flujo de detritos de los deslizamientos rotacionales y translacionales. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en los flujos de detritos: longitud horizontal total (L_t), la caída vertical total (H_t), el ancho máximo de la masa desplazada (w) y el área (A). (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un flujo de detritos, ubicado en el CDSS (Figura 35B). Se ilustra además el contorno o área del flujo (línea amarilla punteada) y la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características irregulares del perfil del flujo de detritos dado por los surcos erosivos y los megaclastos, así mismo se observa que la pendiente general se encuentra entre los 2 y 5 grados. (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección del movimiento del flujo. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando la base del flujo de detritos más somero (línea discontinua naranja) así como megaclastos y surcos erosivos. La base y tope de complejos de remoción en masa (ver sección 4.2.2.5) son representados con líneas discontinuas amarillas.

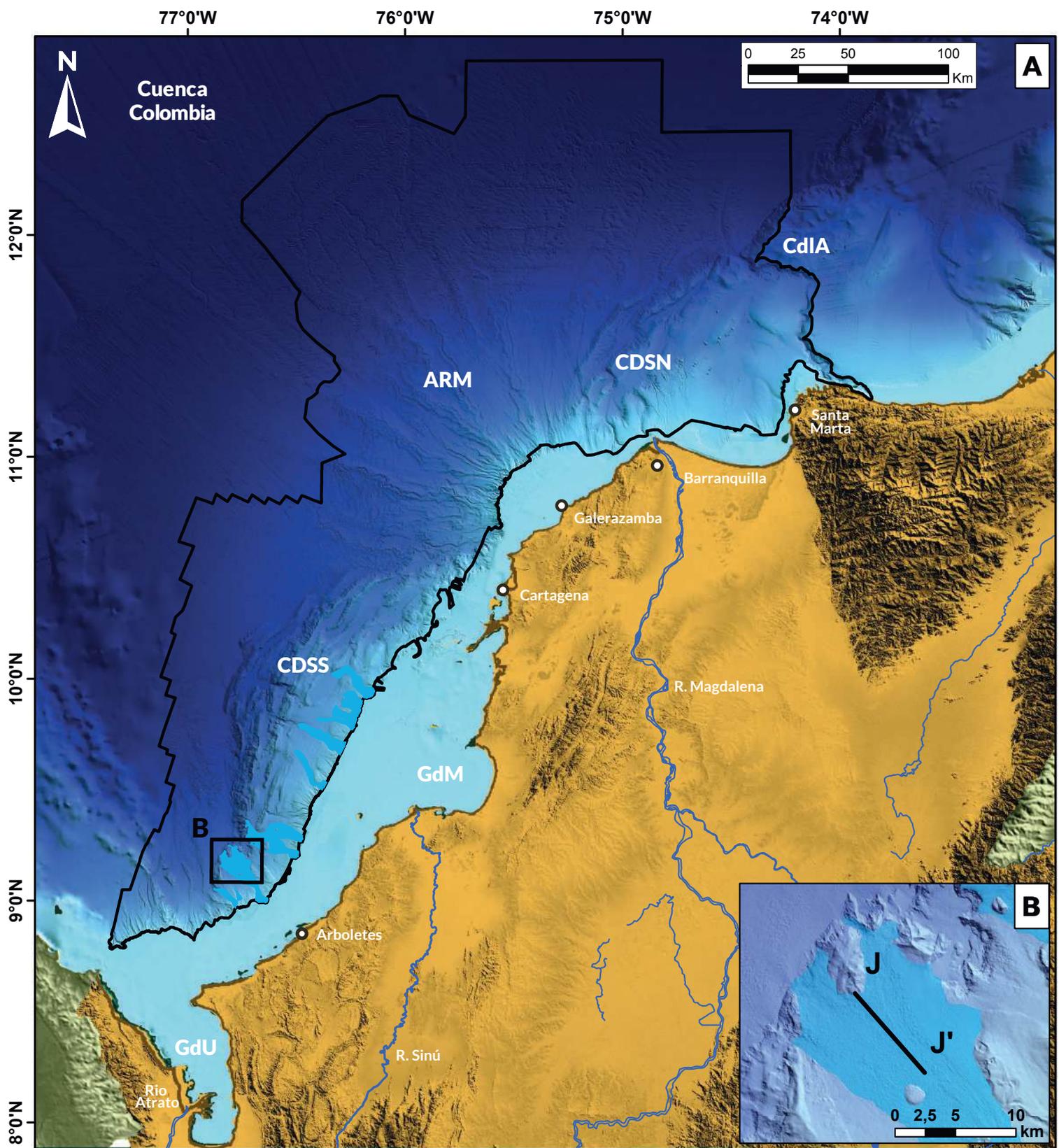


Figura 35. (A) Distribución geográfica de flujos de detritos identificados en la región sur del Caribe colombiano. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 34D y F.

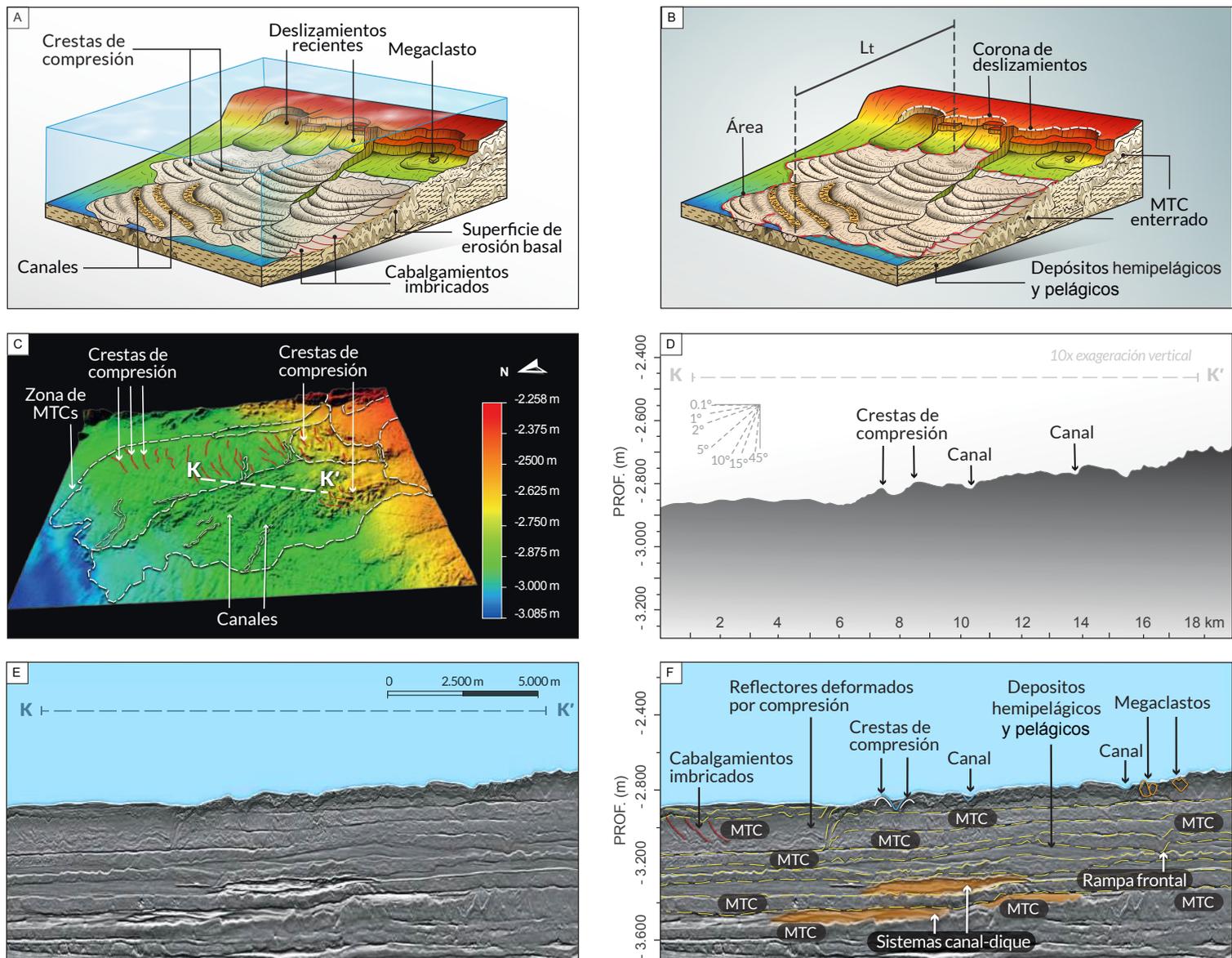


Figura 36. (A) Modelo conceptual de MTC. La superposición de eventos y el desacople con las coronas de los deslizamientos no permiten la separación de los eventos individuales. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en un área con MTC, la cual presenta múltiples eventos de deslizamientos, diferenciados por la línea discontinua roja. El corte transversal presenta la intercalación de depósitos hemipelágicos y MTC. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un MTC, ubicado en el fondo de cuenca (Figura 37B). En este caso particular se observan las crestas de compresión que generan canales orientados perpendicularmente a la dirección del movimiento. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D y F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de la zona de MTC en la dirección del movimiento. La pendiente general de la batimetría presenta ángulos inferiores a 5 grados. (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección del movimiento. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando características tales como cabalgamientos imbricados en la región del pie del deslizamiento, reflectores deformados producto de la compresión lateral, bases erosivas y superficies superior irregulares. También se observan las crestas de compresión y algunos megaclastos que dan rugosidad a la batimetría. Finalmente se resaltan las intercalaciones entre MTC y los depósitos de los sistemas canal-dique (ver sección 4.2.1.2).

En el área de estudio, el 15% del fondo marino se clasificó como zonas de MTC, lo que corresponde aproximadamente a 9.400 km² (**Figura 37A**). Se interpretan como resultado de la acumulación de eventos originados tanto en el quiebre del talud continental del CDSS como asociados a los sistemas canalizados del ARM. En el CDSS, frente al GdM, los MTCs rellenan subcuencas intratalud (**ver sección 4.2.6.3**), las cuales funcionan como barreras e impiden su desplazamiento hacia el fondo de la Cuenca Colombia. Por otro lado, respecto a la localidad de Arboletes, los MTCs han colmatado las subcuencas intratalud (**ver sección 4.2.6.3**) de tal manera que los sedimentos se transportan desde el quiebre del talud hasta las zonas más profundas de la Cuenca Colombia. A diferencia de lo observado en el CDSS, en el ARM los MTCs no tienen barreras que limiten su extensión, por lo que se pudo observar la presencia de estos depósitos ocupando grandes extensiones en las zonas más distales de los sistemas canal-dique (**ver sección 4.2.1.2; Figura 37A**).

Se delimitaron 140 MTCs con áreas (A) de tamaños diversos que van desde 0,17 km² hasta 1.500 km², con longitudes horizontales en la dirección del transporte (Lt) desde 0,97 km hasta 90,82 km. Adicional a las mediciones generales de las áreas de MTCs, se interpretó, a partir de información sísmica 3D, un evento de dimensiones considerables ubicado al este del frente de deformación del CDSS (**Figura 36C**), el cual tiene una longitud total (Lt) de 70 km, un ancho aproximado de 12 km y un espesor entre 300 m y 500 m.

4.2.2.6. Zonas de fallas de tensión

Las zonas de fallas de tensión responden a la interpretación de un deslizamiento en fase de precondicionamiento (Vanneste et al., 2013). En esta fase temprana de la formación de los deslizamientos se generan fallas de tensión (Mollard y Hughes, 1973) debido a que el material alcanza su resistencia máxima (Locat et al., 2011). Sin embargo, se mantiene la estabilidad general del talud, a diferencia del fallamiento catastrófico, en el cual se desestabiliza el sistema y solo es detenido por el aplanamiento de la pendiente (Zhang et al., 2017). Es decir, el terreno ya no presenta las características de resistencia de un material intacto, por el contrario, se comporta como una masa discontinua que aún no se han convertido en un deslizamiento propiamente

dicho (**Figuras 38A**). Estas zonas presentan fracturas de tensión similares a las observadas en la corona de deslizamientos retrogresivos (Cruden y Varnes, 1996; He et al., 2014; Highland y Bobrowsky, 2008).

Las principales expresiones batimétricas corresponden a terrazas sucesivas, acompañadas de pequeños escarpes originados por el fallamiento normal somero (**Figura 38C**). Estas expresiones pueden ser difíciles de observar en un perfil batimétrico de baja resolución debido al pequeño desplazamiento del material. Por este motivo, las reportadas en este trabajo solo fueron identificadas en las áreas con control sísmico y batimetrías de resolución mayor a 50 m. En la información sísmica estas geoformas se caracterizan por tener reflectores paralelos, discontinuos con amplitud baja a moderada que se ven afectados por pequeños desplazamientos causados por fallas normales que no se extienden en profundidad y tienden a terminar contra reflectores continuos sin alterar (**Figuras 38A y F**).

Las mediciones morfométricas realizadas en esta geoforma buscan tener una dimensión de las áreas propensas a generar nuevos deslizamientos. Por esta razón, se midieron el área (A), ancho (W), la altura (h) y el ángulo de pendiente (S) del talud donde se encontraron estos rasgos (**Figuras 38B y D**).

En el área de estudio se identificaron zonas de fallas de tensión en tres contextos diferentes (**Figura 39A**). En primer lugar, y con mayor densidad, se observaron en los flancos de colinas y monoclinales del CDSS. En segundo lugar, en los bordes internos del CdIA y finalmente con menor intensidad, en los depósitos de talud del ARM. Estas zonas se interpretan como las más propensas a generar nuevos deslizamientos ante eventos desencadenantes que alteren las condiciones de equilibrio actual.

Se identificaron 18 zonas de fallas de tensión con áreas (A) que varían entre 1,48 km² y 47,6 km² con anchos (W) entre 0,82 km y 6,2 km y pendientes (S) entre 5 y 15 grados. Las zonas más extensas se encuentran asociadas a las colinas del CDSS y las menores corresponden a las identificadas en el CdIA. Es de aclarar que en las áreas sin cubrimiento de información sísmica 3D, no se identificaron este tipo de geoformas más por la limitación de información que por la ausencia de estas.

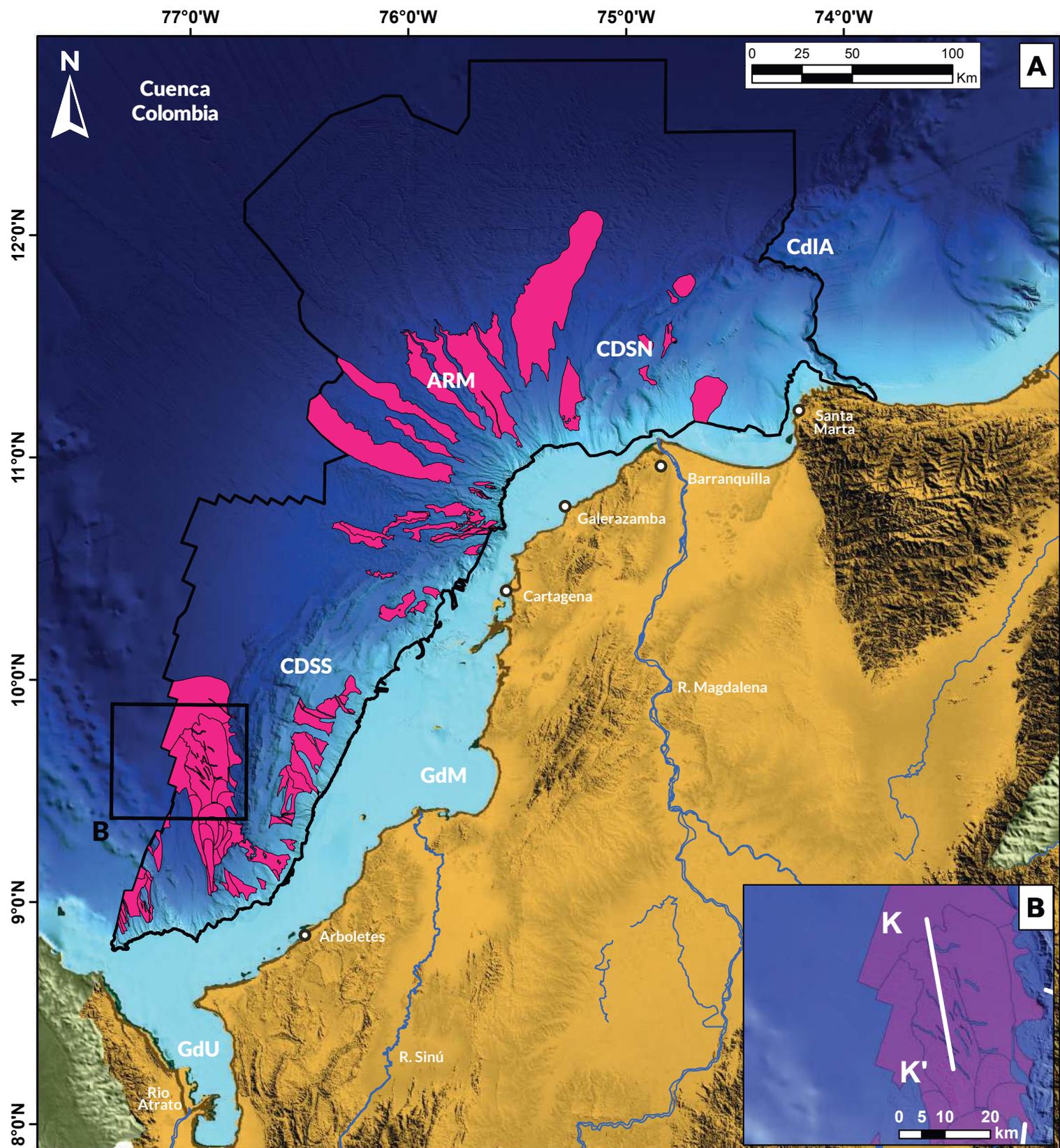


Figura 37. (A) Distribución geográfica de los MTCs en el Caribe Sur. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 36D y F.

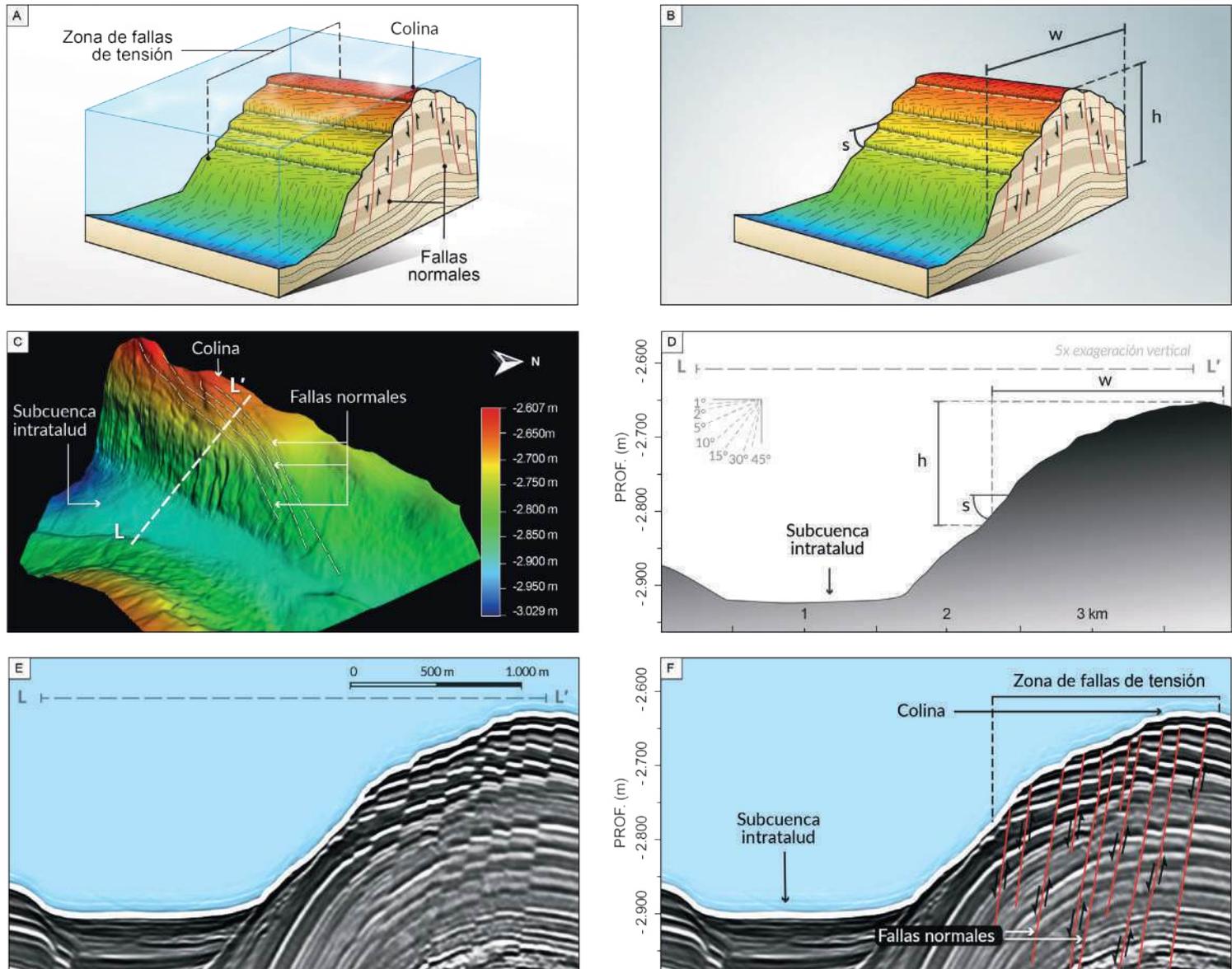


Figura 38. (A) Modelo conceptual de una zona de fallas de tensión resaltando el fallamiento normal somero que genera las terrazas y escarpes en la batimetría. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en una zona de fallas de tensión: ancho (W), alto (h) y ángulo de pendiente (S). (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de una zona de falla de tensión, ubicada en el CDSS (Figura 39B). Las líneas discontinuas señalan los lineamientos de las fallas normales. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de la zona de fallas de tensión. La pendiente general de la batimetría presenta ángulos entre 5 y 15 grados. (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección del potencial deslizamiento. (F) Perfil sísmico interpretado donde se resaltan las fallas normales (líneas rojas) que forman la zona de fallas de tensión.

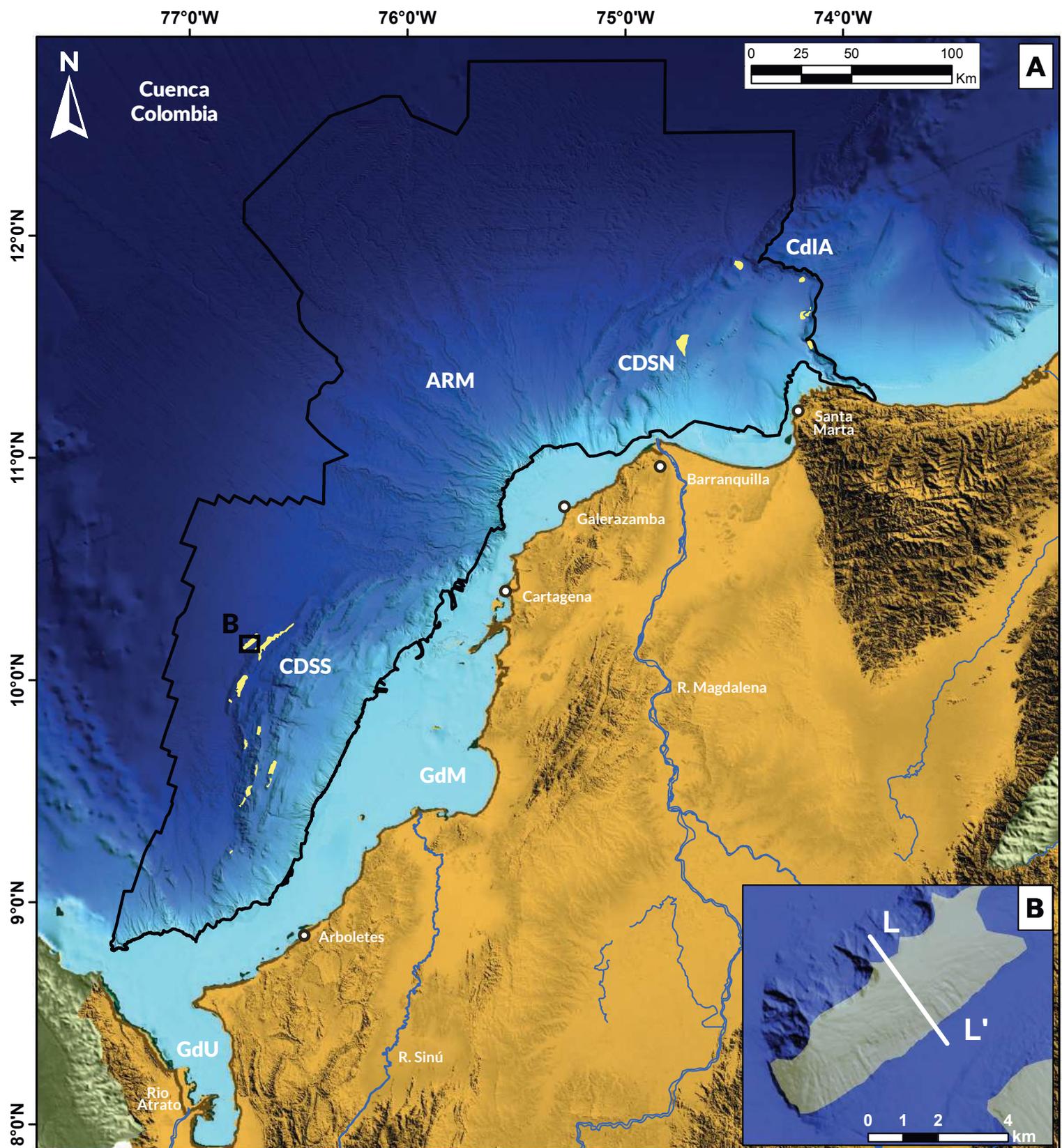


Figura 39. (A) Distribución geográfica de las zonas de fallas de tensión en el área de estudio. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 38D y F.

4.2.3. Geoformas asociadas a corrientes de fondo

En esta categoría se agrupan geoformas controladas fundamentalmente por corrientes de fondo. A su vez, dichas geoformas se clasifican en: corrientes de contorno geostróficas impulsadas por termohalinas, corrientes de fondo impulsadas por el viento, corrientes de fondo impulsadas por las mareas, y corrientes de fondo impulsadas por ondas internas (Esentia et al., 2018; Shanmugan, 2017). Los dos primeros tipos se consideran como corrientes de contorno capaces de formar sistemas depositacionales de contornitas. Los últimos dos tipos pueden influir en las corrientes de contorno y, por lo tanto, contribuir a la depositación de sistemas contorníticos, aunque también pueden actuar de forma independiente, tanto en pendientes abiertas como cuando se encuentran confinadas dentro de canales y cañones (Esentia et al., 2018).

Según la dirección, velocidad y persistencia del flujo de dichas corrientes y su interacción con formas preexistentes del relieve, estas pueden re TRABAJAR el sedimento depositado o interactuar simultáneamente con el sedimento transportado por otros procesos generando depósitos con características mixtas (Bailey et al., 2021; Hernández-Molina et al., 2008; Miramontes et al., 2019). Las geoformas producidas por los sistemas depositacionales de contornitas son de geometrías amplias y variadas que incluyen formas depositacionales y erosivas, entre ellas los montículos (*mounds*), depósitos de deriva (*drift*), terrazas, surcos (*scours*), canalizos (*moats*), concavidades de erosión y canales contorníticos (Hernández-Molina et al., 2008; Rebesco et al., 2014).

En el área de estudio, fue posible identificar dos tipos de geoformas producto de la acción dominante de corrientes de fondo, las concavidades de erosión y los depósitos de deriva. Sin embargo, otros tipos de geoformas asociadas a sistemas contorníticos podrían estar presentes, pero la localización y resolución de la sísmica no permitió una clara identificación y seguimiento espacial de las mismas. Por otra parte, en el caso de caso de geoformas como las ondas de sedimento, que también pueden atribuirse a la actividad de corrientes de fondo (Rebesco et al., 2014; Wynn y Stow, 2002), se optó por tratarlas por separado, en la **sección 4.2.4**,

debido a la dificultad en establecer claramente el mecanismo que las genera.

Con relación al contexto oceanográfico bajo el cual ocurrirían estas geoformas, en la **sección 1.1** se estableció que para el área sur del Caribe colombiano no existen estudios que documenten las corrientes subsuperficiales y de fondo. No obstante, la porción entre la Sierra Nevada de Santa Marta y la Península de la Guajira cuenta con algunos trabajos que indican que la Corriente Subsuperficial Costera del Caribe fluye sobre el talud de la plataforma continental colombiana (al sur de 12°N) en dirección este durante la mayor parte del año, formando un núcleo a 100 m de profundidad que alcanza velocidades máximas de aproximadamente 0,4 m s⁻¹ (Andrade et al., 2003; Correa-Ramírez et al., 2020). Información sobre corrientes más profundas no ha sido documentada a la fecha, pero acorde con la evidencia mencionada, se esperaría que las corrientes de fondo tiendan a contornear las isobatas del Caribe sur colombiano y en el caso de existir fuentes de sedimento producirían una redistribución a lo largo del margen.

4.2.3.1. Concavidad de erosión

Una concavidad de erosión es una depresión topográfica que se caracteriza por presentar una geometría irregular (**Figuras 40A y C**). Su origen está asociado a procesos de barrido que realizan las corrientes de fondo sobre sedimentos superficiales y que dejan al descubierto los materiales infrayacentes más consolidados (Hernández-Molina et al., 2016; Hillman et al., 2015, 2018; Klauke et al., 2018; Rebesco et al., 2014). Aunque estas geoformas son generadas principalmente por erosión, también pueden presentar sedimentación, cuando las mismas corrientes que socavan el sustrato alcanzan también a depositar el sedimento removido de otras áreas o hacia los bordes de la depresión (Cukur et al., 2019).

Debido al roce con el sustrato marino las corrientes de fondo experimentan turbulencia que tiene la capacidad de remover sedimentos del lecho marino generando cavidades de forma más circular (**Figura 40B**) (Cukur et al., 2019; Chen et al., 2014; García et al., 2016; Hammer et al., 2009). En otras ocasiones, las corrientes de fondo pueden socavar zonas en donde la topografía ha sido previamente afectada por otros procesos (p. ej. por escapes

de fluidos o eventos tectónicos) haciendo que la morfología evolucione hacia concavidades erosivas subcirculares alargadas.

En las imágenes batimétricas del área de estudio, es posible identificar depresiones circulares o elongadas en la superficie del fondo marino. Sin embargo, estas depresiones pueden tener

diferentes génesis, por lo que es necesario emplear información sísmica para su pleno reconocimiento. Las concavidades de erosión se caracterizan por la truncación de reflectores principalmente hacia las paredes de la depresión. De igual manera, hacia la base de la depresión, y según la configuración del sustrato, es posible identificar la truncación de reflectores o una superficie concordante con los mismos (**Figuras 40E-F**).

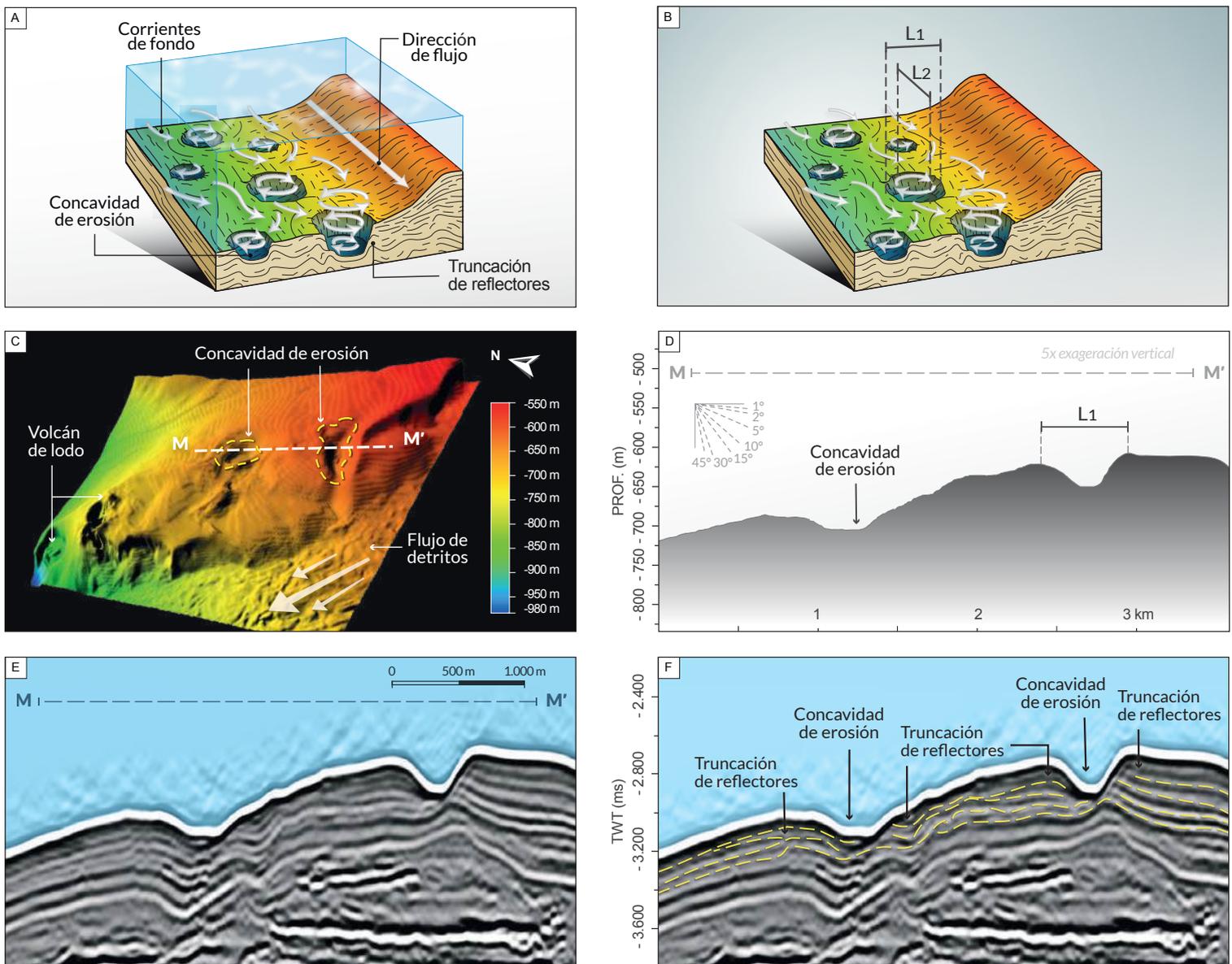


Figura 40. (A) Modelo conceptual de la formación y morfología de las concavidades de erosión asociadas a corrientes de fondo (flechas blancas) que intervienen en el proceso de formación de estas. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en las geoformas de cavidades de erosión: ancho (L1) y la longitud máxima (L2). Igualmente se aprecia la representación dinámica de las corrientes de fondo involucradas en la formación de estas geoformas. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de algunas concavidades de erosión identificadas en el CDSS (Figura 41B). Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de las concavidades de erosión y ubicación del parámetro morfométrico L1, trazado entre las zonas altas de las paredes de la geoforma. (E) Perfil sísmico sin interpretar perpendicular a la dirección del movimiento de la corriente de fondo. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando la configuración de los reflectores sísmicos para el reconocimiento y delimitación de las concavidades de erosión.

Dependiendo de la calidad de la información disponible, la morfometría extraída de las concavidades de erosión correspondió a los datos de su geometría en planta, donde no se hizo estimación de la profundidad, debido a la necesidad de una mayor resolución. La metodología para determinar

algunos parámetros morfométricos de estas geoformas se modificó de Schnyder et al. (2018). Al tratarse de formas subcirculares elongadas se midió el ancho (L1) y la longitud máxima (L2) (Figura 40B). Adicionalmente se extrae el área en planta, medida desde los bordes de las concavidades.

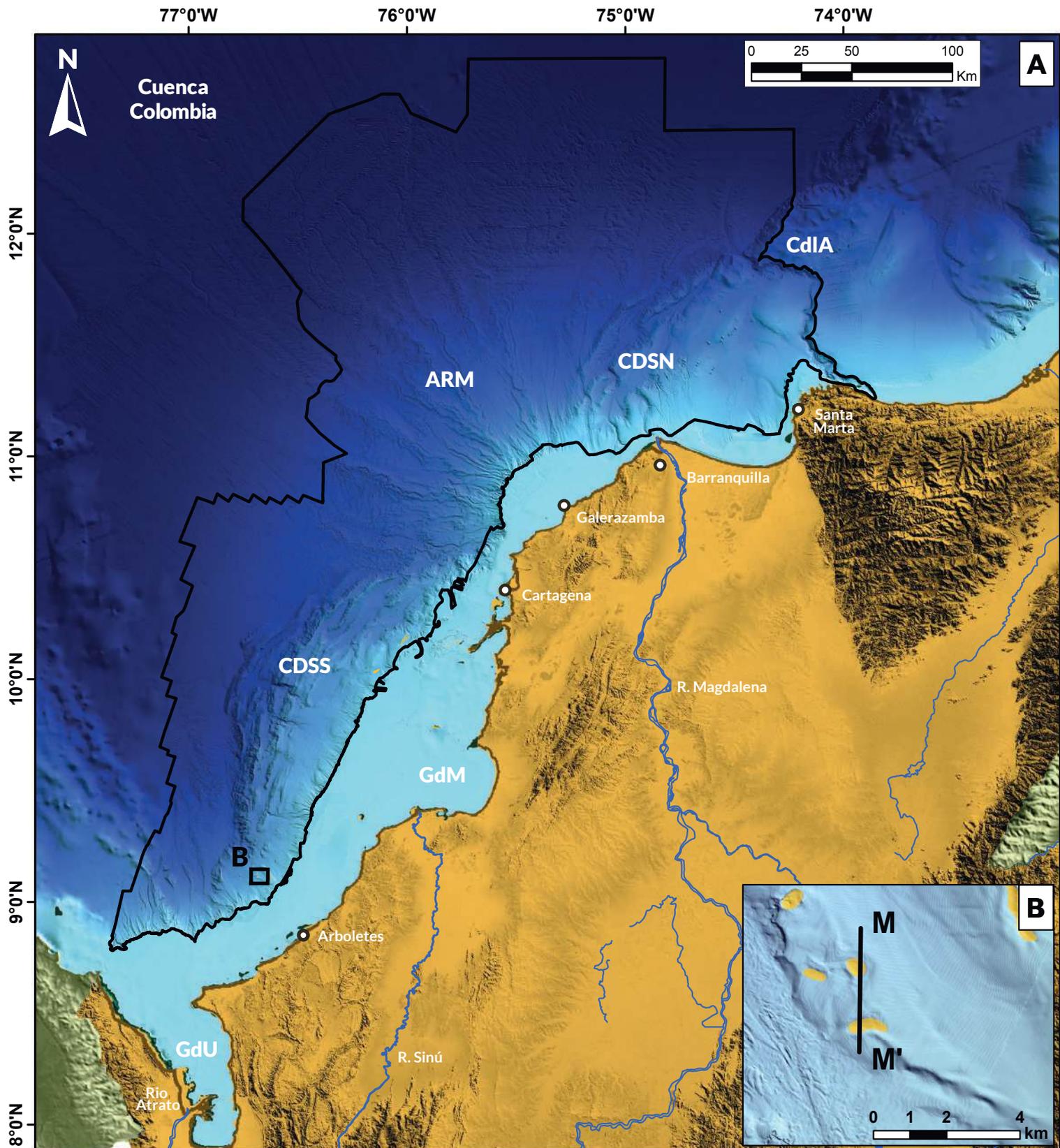


Figura 41. (A) Distribución geográfica de las concavidades de erosión, limitada principalmente a las zonas con cubrimiento sísmico. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 40D-F.

Las concavidades de erosión identificadas están limitadas a zonas con cubrimiento sísmico donde es posible identificar los procesos erosivos que generan estas geoformas. En el área de estudio se identificaron 23 geoformas clasificadas como concavidades de erosión (**Figura 41A**). La zona con mayor densidad de estas geoformas está ubicada en el CDSS, hacia el noroeste de Arboletes, cerca al quiebre de plataforma, con profundidades entre los 900 y 1.000 m. La dirección de alargamiento (L2) de estas geoformas es casi perpendicular a la dirección de la pendiente. Las geoformas de mayor tamaño se identificaron al suroeste del CDSS, en profundidades entre los 970 m y 1.100 m, mostrando unas formas alargadas con dirección preferencial E-W subparalelas al talud continental, donde las corrientes de fondo generan erosión hacia las partes altas de las estructuras.

Cerca del 60% de estas geoformas presentan longitudes máximas (L2) entre los 420 m y 1.400 m, el 30% tienen una longitud máxima (L2) entre los 1.420 m y 3.420 m, mientras que menos del 10% representado en dos geoformas superan los 2.400 m. El ancho (L1) de estas geoformas se encuentra entre los 90 m y 330 m principalmente con un porcentaje del 80% y el 20% restante se encuentra entre los 330 m y 550 m. Las áreas superficiales obtenidas de las mediciones realizadas se encuentran entre los 0,005 km² y 0,8 km². El 50% de las áreas de las concavidades de erosión no superan los 0,46 km².

4.2.3.2. Depósito de deriva laminar

Es una geoforma de gran tamaño (de decenas a cientos de kilómetros) que se caracteriza por presentar un relieve muy bajo, con muy pocas alteraciones, sobre un área extensa del talud continental (Faugères et al., 1993; Rebesco et al., 2014). Se desarrolla a lo largo de los márgenes continentales que han estado bajo la influencia de las corrientes de fondo que fluyen paralelas a los contornos batimétricos (isóbatas) durante períodos de tiempo relativamente largos. La preservación y el tamaño de estos depósitos demuestra claramente la continuidad y dominancia de las corrientes de

fondo durante varios millones de años, lo que permite la acumulación de espesores significativos de sedimentos contorníticos (Esentia et al., 2018).

El reconocimiento en la batimetría de estos depósitos de tipo laminar puede ser difícil, ya que están muy alineados con la pendiente continental y presentan una topografía muy suave y casi lisa (**Figuras 42A-D**). La arquitectura interna de estas derivas comprende reflectores de amplitud moderada a alta, lateralmente continuos, sigmoidales a subhorizontales que a menudo convergen hacia los extremos del depósito donde la corriente de fondo actúa, presentando terminaciones *onlap* de los reflectores sobre la superficie subyacente, con formas externas alargadas que se pinchan hacia los extremos (Faugères et al., 1999) (**Figuras 42A y E-F**).

Los parámetros morfométricos identificados en estas geoformas corresponden a la medida del ancho de depósito (W_{sd}) tomada desde la parte alta del talud donde estos se reconocen hasta la zona más profunda, la longitud (L_{sd}) tomada a lo largo del talud paralela al contorno del talud, finalmente el área (A_{sd}) correspondiente al área del polígono que delimita la geoforma identificada (**Figuras 42B-C**). Estos parámetros se toman en base a los datos reportados por Hernández-Molina et al., (2008), Miramontes et al. (2019) y Rebesco et al. (2014).

En el área de estudio se identificó que al suroeste del CdIA, abarcando gran parte del talud continental, existe un gran depósito de deriva de aspecto laminar (**Figura 43A**). Este depósito tiene una longitud de 36,8 km y 34,3 km de ancho y un área aproximada de 1.243,2 km². Es posible que el tamaño de este tipo de geoforma al norte del área de estudio se deba a la disminución de la influencia de otros procesos, como aquellos regidos por la gravedad que predominan desde el ARM hacia el sur. En esta zona la pendiente del talud se reduce, disminuyendo a su vez la presencia de cárcavas y depósitos de remoción en masa, mejorando las condiciones para la depositación y preservación de geoformas asociadas a contornitas.

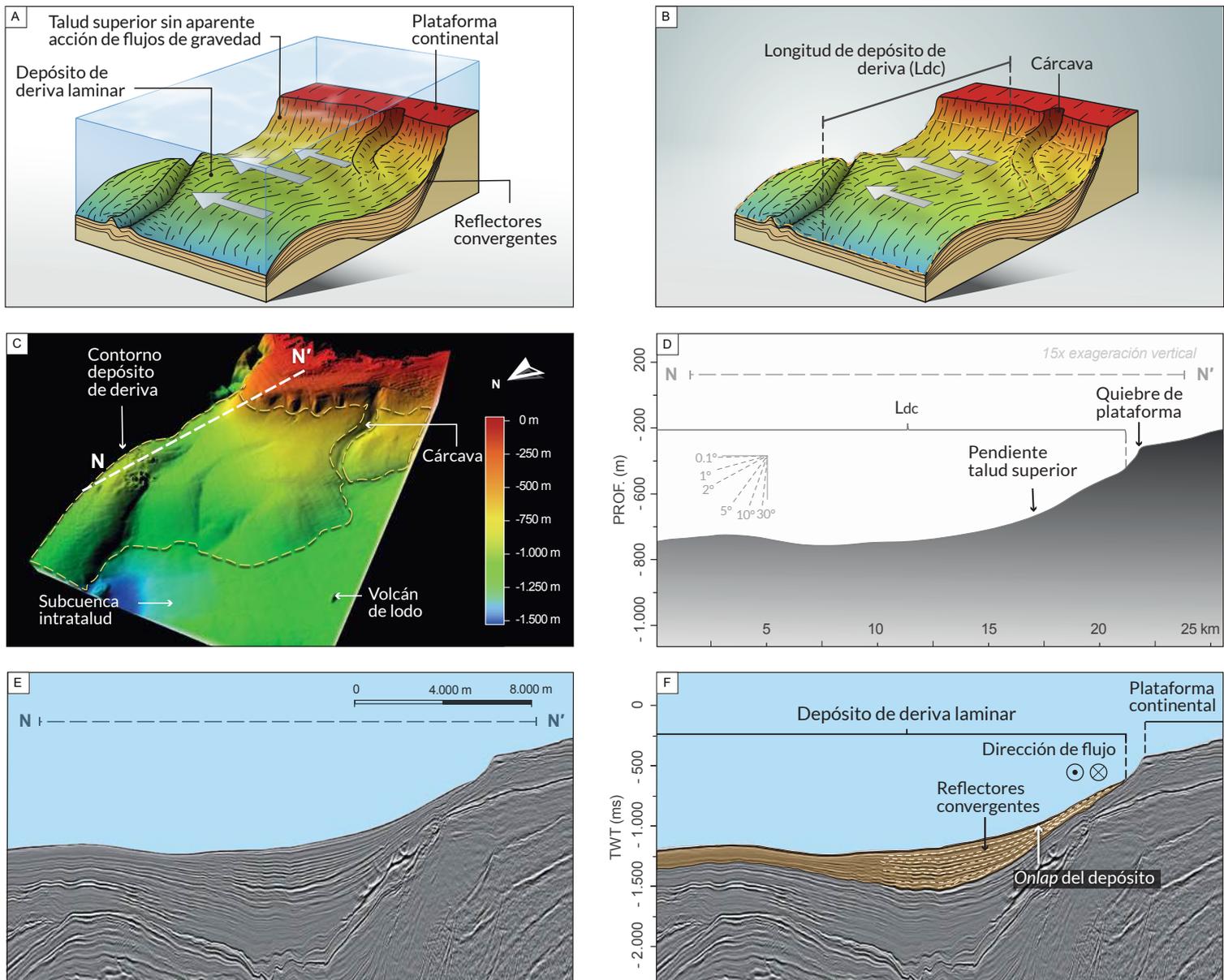


Figura 42. (A) Modelo conceptual de la forma y configuración de los depósitos de deriva laminar con respecto a la dirección de la corriente de fondo (flechas blancas). La topografía del talud en dichas geoformas tiene una expresión muy suavizada, y por lo general está limitada hacia los extremos por algún tipo de flujo canalizado. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas sobre un depósito de deriva laminar: ancho de depósito de deriva (W_{sd}), longitud del depósito (L_{dc}) y área del depósito (A_{sd}). (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un depósito de deriva laminar ubicado al norte del CDSN, en las inmediaciones del CdIA (Figura 43B). Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de un depósito de deriva laminar en la dirección de la corriente. (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección de la corriente. (F) Perfil sísmico interpretado donde se puede apreciar reflectores lateralmente continuos, sigmoidales a subhorizontales que convergen hacia los extremos del depósito.

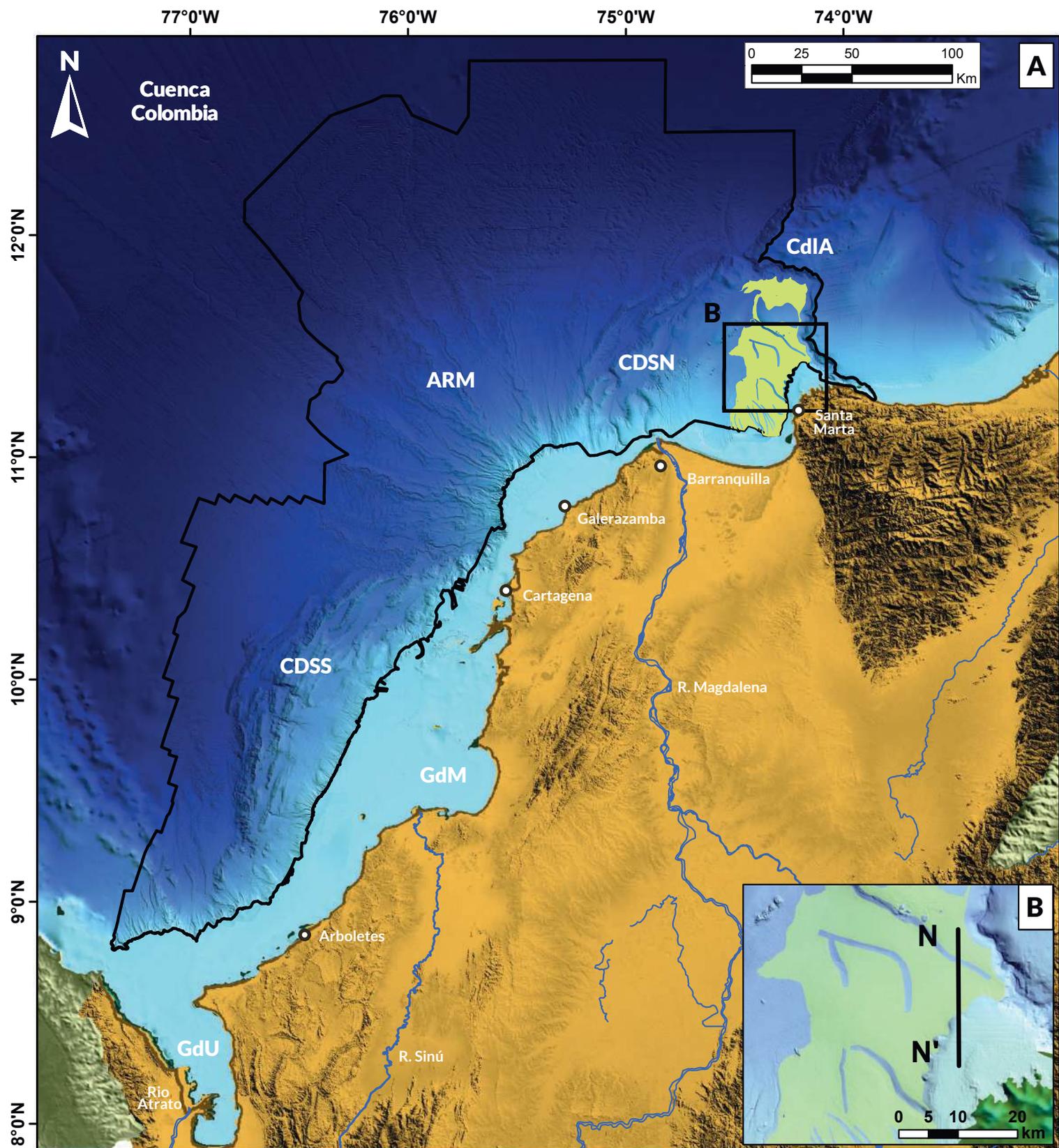


Figura 43. (A) Distribución geográfica de los depósitos de deriva laminar identificadas en el área de estudio del Caribe sur, las cuales fueron identificadas a partir de sísmica 2D. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 42D-F.

4.2.4. Geoformas asociadas a procesos indefinidos

Bajo este epígrafe, se agrupan elementos morfológicos de difícil adscripción a otra de las categorías anteriormente descritas. Esta situación se da porque en el área de estudio no es posible identificar con certeza cuál proceso predomina en la génesis de estas geoformas, dado que para ello se requiere una mayor resolución espacial y vertical de la información geofísica o a que deben incorporarse otras herramientas sedimentológicas y modelamiento metoceanico que permitan resolver la naturaleza del depósito porque la información geofísica per se no es suficiente. En estas geoformas el origen puede ser único, mixto o producto de la superposición de varios procesos.

4.2.4.1. Ondas de sedimento

Las geoformas denominadas ondas de sedimento corresponden a expresiones onduladas de gran escala caracterizadas por longitudes de onda que van desde decenas de metros a unos pocos kilómetros y por alturas de crestas de varios metros (**Figura 44A**) (Wynn y Stow, 2002). Estas geoformas se pueden encontrar en diferentes escenarios y profundidades, compuestas por diversas granulometrías y en distintas diferentes escalas (Flood, 1988; Marani et al., 1993; Normak, et al., 1980). En ambientes de aguas profundas, su génesis puede deberse tanto a la acción de corrientes de fondo, es decir, por procesos transversales a la pendiente del talud, como por la acción de corrientes de turbidez, las cuales corren por gravedad paralelos a la dirección de la pendiente (Wynn et al., 2002; Wynn y Stow, 2002).

Sin embargo, en algunos casos, se ha reconocido que las corrientes de fondo que fluyen paralelas a las isobatas pueden verse influidas para fluir pendiente abajo por características topográficas preexistentes, como cañones y crestas submarinas, en cuyo caso los procesos gravitacionales interactúan con los geostróficos produciendo también ondas de sedimento (Faugères et al., 1999; Fuhrmann et al., 2020; Mencaroni et al., 2021). La diferenciación entre las ondas de sedimento producidas por uno u otro proceso puede resultar difícil, ya que se utilizan varios criterios, como la dirección de las corrientes, el tipo de sedimento, la alineación de la cresta, la regularidad de

las ondas y las tendencias del espesor de la secuencia (Wynn et al., 2002; Wynn y Stow, 2002).

Las ondas de sedimento se diferencian de otras formas onduladas como las ondulaciones por olas (*wave ripples*), principalmente porque las últimas se generan por flujos oscilatorios producidos por las olas, y su forma es generalmente triangular en perfil topográfico y de escalas muy pequeñas (Baas, 1978). Otra geoforma con la que se podrían confundir las ondas de sedimentos son zonas de fallas de tensión o *creeps* (**ver sección 4.2.2.6**). Esto es particularmente cierto cuando no se pueden identificar las superficies de ruptura o falla, es decir, cuando la deformación es más dúctil. Por el contrario, si se logra identificar alguno de los factores de inestabilidad, entonces su diferenciación es más fácil.

En la información batimétrica, los campos de ondas de sedimentos se reconocen por ser una sucesión de crestas y valles alargados paralelos o subparalelos entre sí (**Figuras 44A-B**). En la información sísmica, las ondas de sedimento se identifican por presentar reflectores ondulados superpuestos de forma paralela y subparalela (**Figuras 44E-F**). Si la formación de las ondas de sedimento está relacionada principalmente con procesos depositacionales, entonces deben predominar los reflectores continuos; no obstante, cuando también intervienen procesos erosivos, se aprecia la truncación de reflectores principalmente hacia el sotavento, donde las corrientes socavan el fondo marino (Schnyder et al., 2018; Symons et al., 2016). Además de la intensidad y dirección de las corrientes de fondo o de las corrientes de turbidez, la morfología de las ondas de sedimento está parcialmente controlada por irregularidades subyacentes del lecho marino, como pequeños cambios de la pendiente (Ercilla et al., 2002c; Schnyder et al., 2018).

Generalmente, los parámetros morfométricos de estas geoformas comprenden: la longitud de onda, que es la distancia medida entre crestas y que varía desde unas pocas decenas de metros hasta varios kilómetros; la altura de las crestas, que varía desde unos pocos metros hasta varias decenas de metros; y la dirección de migración, estimada a partir de la orientación de las crestas y los valles, la cual se supone es perpendicular a la dirección de la corriente o del flujo (Cartigny et al., 2011; Posamentier y Walker, 2006; Schnyder et al., 2018; Wynn y Stow, 2002).

En el área de estudio, el control de estas geoformas se realizó con información sísmica y batimétrica, generalmente usando secciones sísmicas o perfiles batimétricos que cortan de forma perpendicular las crestas y valles midiendo la longitud de onda, la longitud del sotavento (L_{sv}), la longitud del barlovento (L_{bv}) y altura topográfica de la cresta (h) medidas en kilómetros (km) conforme con las propuestas de Schnyder (2018) y Symons (2016) (Figuras 44B y D).

En el área de estudio, un campo extenso de ondas de sedimento se encuentra en las porciones

más distales y profundas del ARM (Figura 45A). Si bien las ondas de sedimento son la geoforma dominante en esa área, también es claro que las mismas se encuentran intercaladas con sistemas de canal-dique hacia el oeste, y con colapsos por escape de fluidos hacia la porción central (Figura 45A). Hacia el sur del ARM y en una posición más proximal, se identificó un segundo campo de ondas de sedimento de extensión muy reducida. Al oeste del Cañón de la Aguja, y muy cerca del mismo, se encontró otro campo de ondas de sedimento de tamaño reducido (Figura 45A).

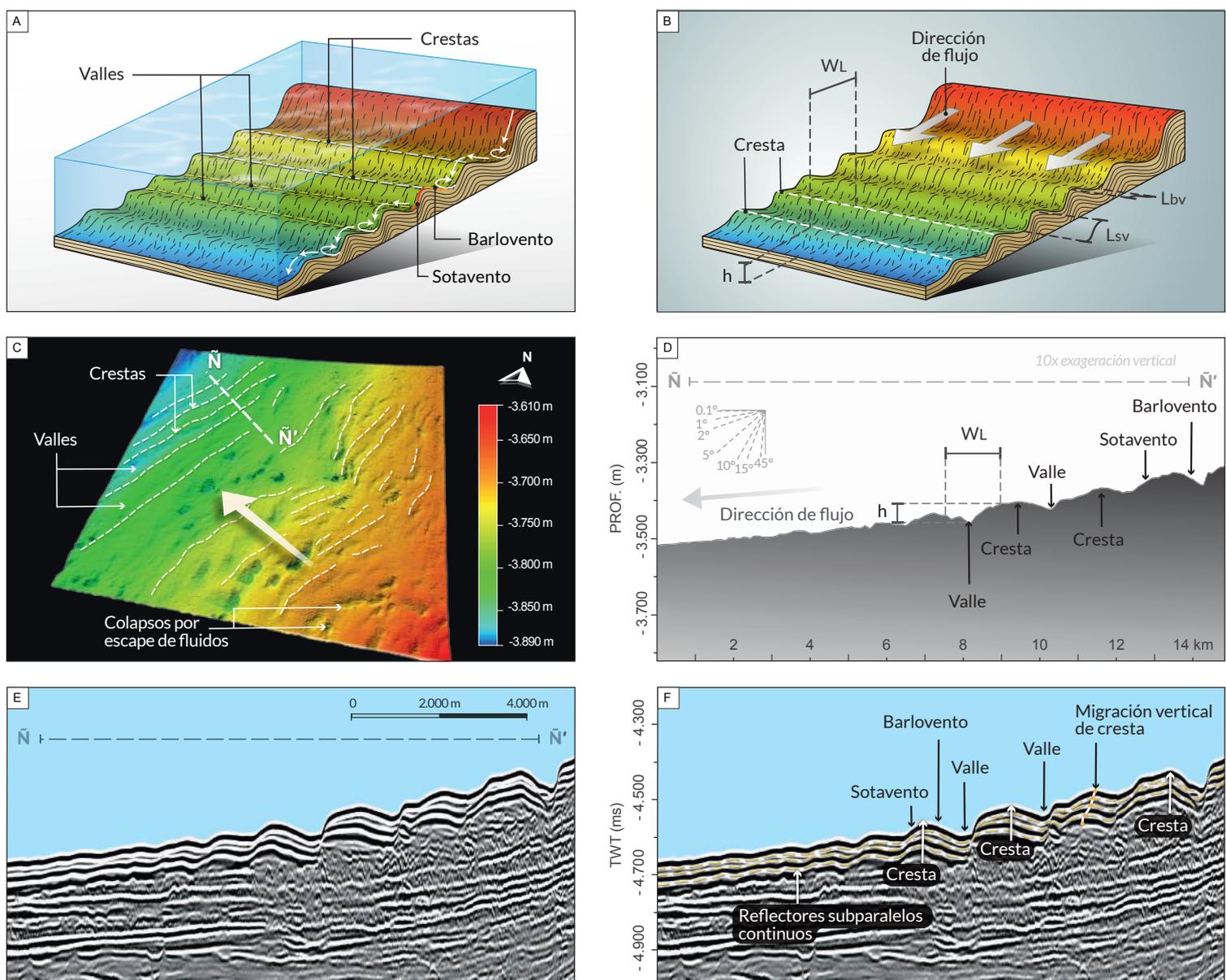


Figura 44. (A) Modelo conceptual de la forma y configuración de las ondas de sedimento: crestas y valles alargados dispuesto de forma perpendicular a la dirección de la corriente (flechas blancas). El barlovento es generalmente más extenso y con menor pendiente que el sotavento. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en un campo de ondas de sedimento: la longitud de onda (WL), correspondiente a la distancia entre crestas, la altura de las crestas (h), medida desde la parte profunda del valle hasta la parte superior de la cresta, la longitud del sotavento (L_{sv}), y la longitud del barlovento (L_{bv}), la línea blanca indica la dirección de la corriente. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un campo de ondas de sedimento ubicado al norte del CDSN (Figura 45B), la flecha blanca indica la dirección de la corriente. Se ilustra, además, la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas las ondas de sedimento en la dirección de la corriente. (E) Perfil sísmico sin interpretar en la dirección de la corriente. (F) Perfil sísmico interpretado donde se puede apreciar reflectores continuos subparalelos a paralelos, de moderada a alta amplitud. En la sección sísmica, es posible observar la dirección de la migración vertical de las crestas, lo cual está directamente relacionado con la velocidad del flujo (Kane, 2010).

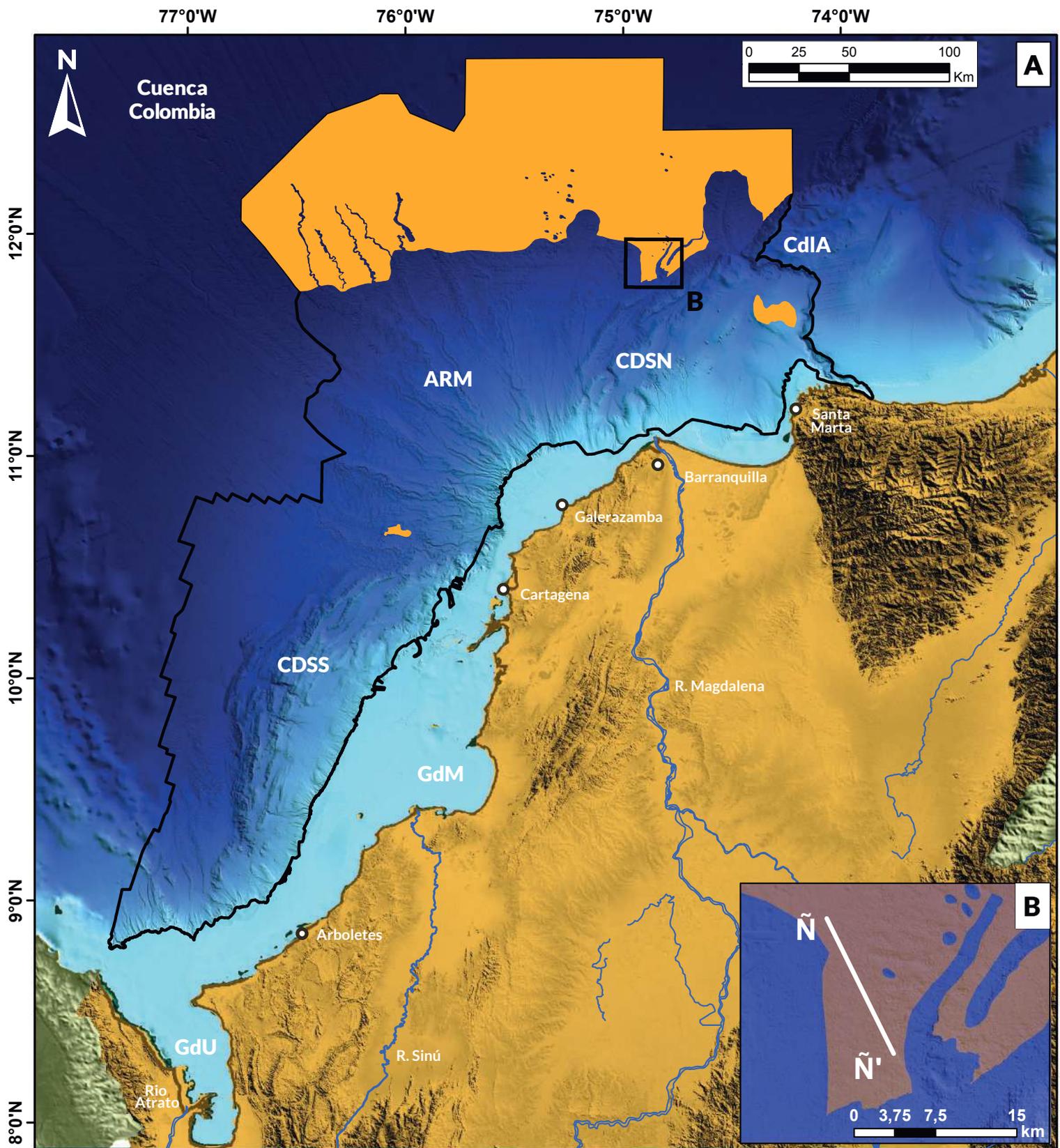


Figura 45. (A) Distribución geográfica de las zonas con presencia de ondas de sedimento identificadas en el área de estudio del Caribe sur. Las zonas más distales y profundas presentan una mayor densidad de estas geoformas, las cuales fueron identificadas a partir de batimetría multihaz y corroboradas con sísmica 2D. En las zonas proximales se identificaron algunas zonas cuya identificación tuvo verificación con información sísmica 3D y 2D. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 44D-F.

Sobre los campos identificados al noreste del CDSS y en las zonas distales del ARM se realizaron 77 mediciones controladas con información sísmica y perfiles batimétricos. Teniendo en cuenta la delimitación del área de estudio, el campo de ondas de sedimento al norte del ARM tiene como mínimo un área de 18.709 km². Allí, el 54% de las ondas de sedimento tienen un rango de longitudes de onda entre los 0,6 y 1,9 km, mientras que aproximadamente el 46% restante tiene rangos entre los 2 y 5,8 km de longitud. En más del 90% de los casos, la longitud del barlovento es mayor que la longitud del sotavento, lo cual es común en este tipo de forma. Las alturas de las crestas oscilan entre los 0,002 y 0,09 km. El 58% de las crestas no superan los 0,3 km y el 24% está entre 0,2 y 0,4 km. Al norte del ARM, la orientación de las crestas y valles de ondas de sedimento muestra que las direcciones preferenciales son SE-NW hacia el sector oriental del campo de ondas de sedimento. Hacia la parte central y occidente del mismo, la dirección de las crestas varía, mostrando una tendencia E-W.

En relación con el campo de ondas de sedimento al norte de ARM, Ercilla et al. (2002c) descartan que su formación pueda estar asociada con corrientes de fondo, ya que la orientación preferencial de las crestas es paralela a los contornos batimétricos y no oblicua al flujo de la corriente de fondo y a la batimetría regional, como lo sugiere el modelo de Blumsack (1993). También descartan que su origen sea asociado a sistemas de canales con corrientes de turbidez, como una consecuencia del desbordamiento del flujo por encima de los diques de los canales, ya que en un sistema de turbiditas, el flujo del desborde se disipa tangencialmente fuera del canal (Peakall et al., 2000), dando lugar a la formación preferente de ondas de sedimentos en las afueras de las curvas del canal (Nakajima et al., 1998; Normark et al., 1980). Así que, finalmente, Ercilla et al. (2002c) interpretan que las ondas de sedimento más distales del ARM son generadas por corrientes de turbidez, producto a su vez de derrumbes y grandes movimientos en masa que no se encuentran confinados dentro de sistemas canalizados.

El campo de ondas de sedimento al NE del CDSS cubre un área aproximada de 18 km² y es caracterizado por ondas de sedimentos irregulares,

con longitudes de onda de aproximadamente 250 m y alturas entre los 3 y 4 m. La orientación de las crestas y valles de ondas de sedimento es N-S. Teniendo en cuenta que la orientación de los canales aledaños a esta zona es E-O, es factible que las crestas, desarrolladas allí de manera paralela y orientadas en un ángulo oblicuo bajo (subparalelo en algunos casos) con respecto al eje de esos canales, sea producto del flujo de desborde en los segmentos rectos de los canales (McHugh y Ryan, 2000).

En relación con el campo de ondas de sedimento al occidente del CdIA, se encontró que tiene una extensión aproximada de 193 km². Las crestas de estas geoformas tienen direcciones preferenciales N-S, la cual varía a NO-SE hacia la parte alta del talud. Inicialmente, es fácil interpretar que la dirección del flujo que genera estas geoformas tiene una dirección paralela o subparalela a un eje E-O, que podría estar más relacionado con una corriente de fondo, sin embargo, la presencia de sistemas canalizados y muy sinuosos alrededor de la zona podría generar corrientes de desborde en estas direcciones, favoreciendo la generación de las ondas de sedimento (Peakall et al., 2000) o la interacción de ambos procesos (Shanmugam et al., 1993).

4.2.4.2. Depósitos hemipelágicos y pelágicos

En esta geoforma se agrupan los depósitos que en apariencia no han sido afectados por procesos erosivos o gravitacionales activos, y corresponden principalmente con zonas de acumulación de sedimento ubicadas en la zona de alta pendiente, afuera de la plataforma continental, y en las planicies de la Cuenca Colombia. Uno de los principales procesos que controla los depósitos de estas geoformas es la sedimentación vertical bajo la influencia de la gravedad. Así, material biogénico oceánico y detritus terrígenos o de otro tipo de grano muy fino es decantado lentamente desde de las aguas superficiales hacia el fondo marino (Stow y Smillie, 2020).

El otro proceso involucrado en la acumulación de sedimentos de este tipo de geoformas es una advección lateral lenta a través de la columna de

agua. Las fuerzas impulsoras de esta advección lateral incluyen la inercia de las plumas de los ríos (tanto dentro de la columna de agua como en la superficie), las plumas de las corrientes de turbidez, las ondas y mareas internas y las corrientes de fondo de movimiento lento (Stow y Smillie, 2020). Debido a la dificultad de establecer a partir de información geofísica en qué porciones ocurre más decantación y dónde ocurre más advección lateral; dónde hay un mayor componente terrígeno y dónde hay más componente oceánico; cuál es el tamaño de grano dominante; y qué procesos advectivos podrían estar influyendo, la distinción entre hemipelágico y pelágico no es posible.

Independiente de su génesis, una característica común que presentan estas geoformas es un relieve muy suavizado (**Figuras 46A, C y D**) (Cormier y Sloan, 2017; Harris y Baker, 2020). En el talud continental, estos depósitos se expresan en la batimetría como porciones pequeñas no alteradas por erosión que mantienen una pendiente constante, dando la impresión de actuar básicamente como “tejido de conexión” entre otras geoformas más delimitables. Cuando aparecen en las porciones profundas de la Cuenca Colombia se reconocen por ser terrenos amplios prácticamente planos, con cambios de menos de un metro de altura en el lapso de un kilómetro. Los estratos o capas sedimentarias internas crecen a velocidades extremadamente lentas, a tasas de milímetros por millón de años, tan sólo recibiendo una “lluvia” lenta pero constante de sedimentos, o pequeños aportes laterales de los mecanismos señalados anteriormente (Cormier y Sloan, 2017; Harris y Baker, 2020). Este proceso es reflejado en la sísmica con reflectores subparalelos, continuos, de moderada a baja amplitud sísmica, pueden tener truncaciones y erosiones por los procesos de erosión locales (**Figura 46E-F**) (Cook et al., 1982). En algunos casos puede estar conformada por reflectores caóticos, con forma externa sigmoidal o formas progradantes cuando corresponde a depósitos antiguos de alta energía o por flujos gravitacionales antiguos involucrados en la dinámica del borde de la plataforma (Cook et al., 1982).

Los parámetros morfométricos tomados en estas geoformas corresponden a aquellos que se pueden extraer del polígono que la delimita en superficie. Los parámetros corresponden a la longitud

(Lhe), medida desde la parte alta del depósito hasta la zona más baja. El ancho (Whe) medido perpendicular al eje que determina la longitud hasta los extremos del depósito. Altura del depósito (Hhe) determinada como la distancia vertical entre los puntos más bajo y alto del depósito. Adicionalmente se determina el área del polígono que limita esta geoforma en la superficie (**Figuras 46C y F**).

La distribución de estos depósitos en el talud (**Figura 47A**) muestra que estas geoformas tienen presencia a lo largo del área de estudio con marcadas diferencias morfológicas. En la zona sur al norte del GdU y oeste de Arboletes se puede observar que los depósitos presentan áreas pequeñas, mostrando formas angostas menores a 3 km y alargadas entre 14 y 5 km con direcciones noroeste-sureste, paralelas al estilo estructural de la zona, en esta zona las altas pendientes de talud predominan, en promedio se encuentran entre los 6° y 8°. Avanzando hacia el norte las pendientes disminuyen, en promedio se encuentran entre los 3,5° y 5°. En esta área ubicada entre el CDSS y GdM se puede observar que los depósitos presentan mayor área que las geoformas ubicadas al sur, pero tienen formas cortas y anchas entre 4 km y 7 km, paralelas al estilo estructural que manifiesta el CDSS.

Por otro lado, los depósitos identificados en el ARM presentan áreas menos extensas, con formas angostas y alargadas, siguiendo direcciones paralelas a los sistemas canalizados que se forman en la parte alta del abanico, al igual que en el sector del GdU, esta zona presenta altas pendientes las cuales están entre los 7° y 9°. En el sector norte del área de interés, comprendido entre el CDSN y el CdIA los depósitos presentan áreas más extensas que las zonas anteriores, debido a las bajas pendientes de la zona las cuales oscilan entre los 2,5° y 4°, generando condiciones de mayor estabilidad para este tipo de depósitos.

Estas geoformas también son halladas en la Cuenca Colombia, frente a la margen continental del CDSS, donde los anticlinales actúan como barreras topográficas para el transporte de los sedimentos terrígenos (**Figura 47A**). Debido a la ubicación de esta geoforma, la cual se extiende fuera de los límites de información batimétrica, dentro de la Cuenca Colombia, no se realizó ningún análisis

geomorfológico. No obstante, y a pesar de su aparente monotonía, es posible que bajo un examen de mejor resolución espacial y vertical se puedan

descubrir características inesperadas en estas vastas y poco exploradas regiones del lecho marino colombiano.

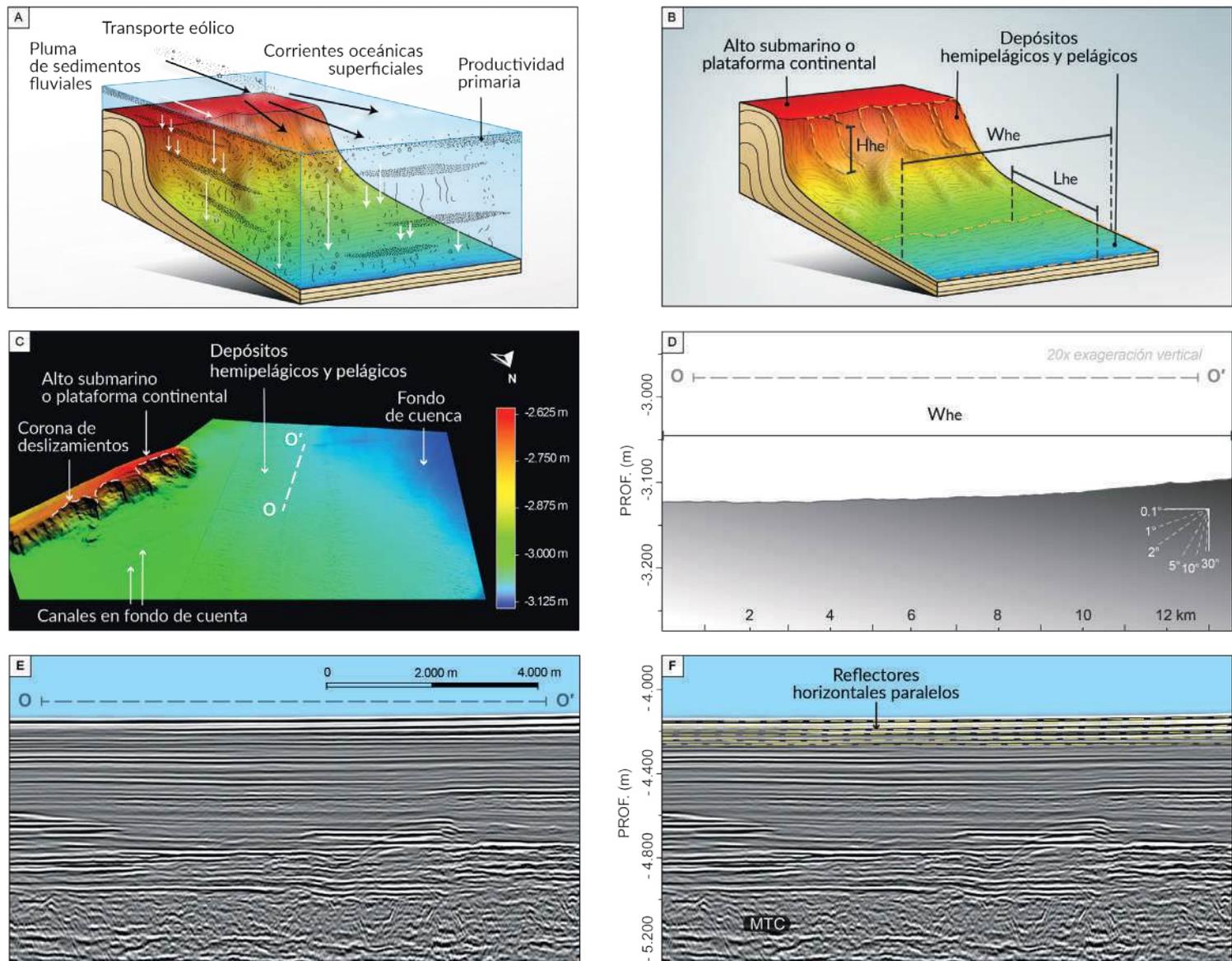


Figura 46. (A) Modelo conceptual del transporte y depósito de sedimentos hemipelágicos y pelágicos. Su presencia se vuelve evidente en el talud continental y en la planicie abisal en ausencia de procesos erosivos, bien sea por corrientes de fondo o por corrientes de turbidez. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en los depósitos hemipelágicos y pelágicos. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de depósitos hemipelágicos y pelágicos de la Cuenca Colombia, frente al CDSS (Figura 47B). Esta geoforma cubre grandes extensiones de territorio frente a la margen continental. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando la baja rugosidad superficial y bajísima pendiente de los depósitos hemipelágicos y pelágicos (E) Perfil sísmico sin interpretar paralelo al frente de deformación del CDSS. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando la continuidad lateral y alta amplitud que caracterizan la parte superior del fondo marino.

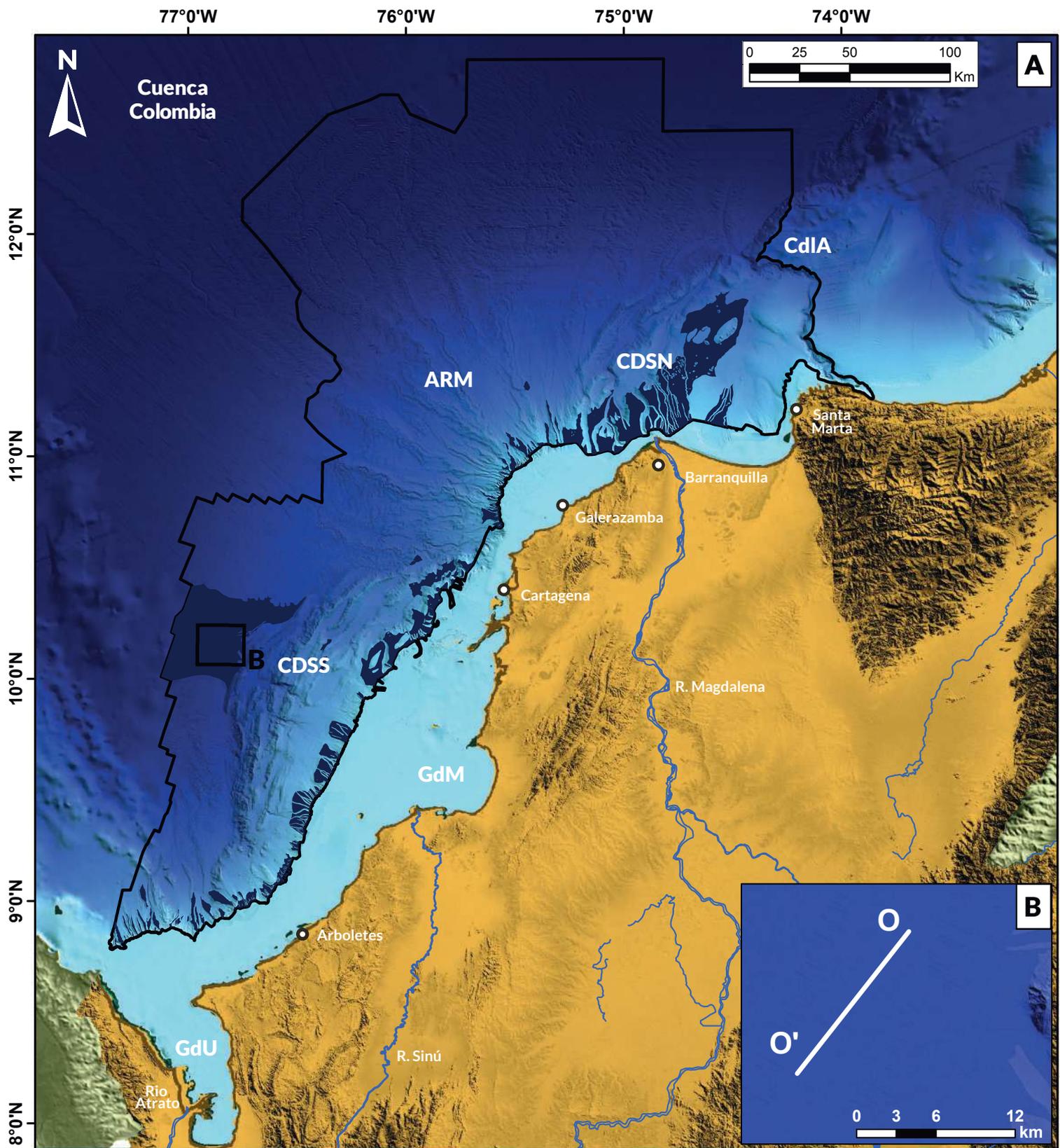


Figura 47. (A) Mapa de localización de los depósitos hemipelágicos y pelágicos. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 46D-F.

4.2.5. Geoformas asociadas a escape de fluidos

En esta categoría se agrupan las deformaciones del fondo marino asociadas a la acción conjunta de la movilización vertical, erosión de los sedimentos superficiales, y filtración hacia la columna de agua de fluidos y sedimentos de características dúctiles (Ceramicola et al., 2018). El escape vertical de fluidos irrumpiendo la superficie del fondo marino es el resultado de la existencia de fluidos sobrepresionados en el subsuelo y la posterior liberación de presión, que puede ocurrir lentamente a lo largo del tiempo geológico o catastróficamente (O'Regan et al., 2015). Se considera que en el área de estudio el mecanismo de generación podría ser más bien endógeno asociado a: 1) el plegamiento y levantamiento del terreno a lo largo del CDS (Aristizábal et al., 2009; Carvajal, 2016); 2) la concentración de sedimentos que conduce a la carga diferencial (Alfaro y Holz, 2014); 3) la migración y acumulación de metano en los anticlinales (Di Luccio et al., 2021); y 4) la desestabilización de hidratos de gas (Ladd et al., 1984). Estos son factores importantes en el desarrollo de las dos estructuras más características de estos procesos: los volcanes de lodo y los colapsos por escape de fluidos.

4.2.5.1. Volcán de lodo

Es una expresión topográfica positiva producto de la erupción o descarga sobre el fondo marino de una mezcla plástica de lodo, clastos de roca y también flujos significativos de gas. El volcán está alimentado verticalmente por un complejo de conductos que conectan los cráteres principales y otros orificios con una estructura intrusiva subsuperficial (diapiro de lodo) o con alguna unidad estratigráfica fuente (Kopf, 2002; Mazzini y Etiope, 2017) (**Figura 48A**). Comúnmente, el crecimiento de los domos volcánicos es lento, caracterizado por largos periodos de inactividad alternados por erupciones periódicas. El material expulsado durante las erupciones o extrusiones se deposita capa por capa y se acumula alrededor de los cráteres generando una expresión topográfica positiva en el fondo marino (**Figuras 48B-C**). Su identificación en perfil sísmico está basada en una zona de reflexión caótica de bordes difusos con un límite superior

que muestra una forma de montículo (**Figuras 48E-F**) (Dimitrov, 2002; Kopf, 2002). Dicho patrón de reflexiones caóticas ha sido interpretado como lodo y arena saturado en fluidos que pierden su firmeza y han sido movilizados (Løseth et al., 2003).

En profundidad, las imágenes sísmicas muestran por lo general una de dos características intrusivas principales que alimentan los edificios extrusivos: conductos de alimentación, que se reconocen como columnas estrechas, sin un ancho medible, de reflexiones interrumpidas que pueden estar asociadas o no con anomalías de amplitud apiladas sub-verticalmente; o columnas no estratificadas en forma de cono de lados empinados con un patrón de reflexión caótica que subyace por completo al edificio del volcán de lodo y que contrasta fuertemente con los sedimentos circundantes (Somoza et al., 2012).

Existen diferentes opiniones en cuanto a los mecanismos detonantes de las erupciones de volcanes de lodo. Sin embargo, los dos principales factores son: la inestabilidad gravitatoria y las sobrepresiones de fluidos (Mazzini y Etiope, 2017). La inestabilidad gravitatoria se debe a la baja densidad general de los estratos arcillosos que, en relación con las unidades circundantes, tienden a ser más móviles. Por su parte, la sobrepresión de fluidos puede desarrollarse cuando la presión de poro de los niveles lodosos involucrados supera la resistencia a la fractura (gradiente de fractura) haciendo que los fluidos se movilen verticalmente, rompiendo las rocas suprayacentes. Una vez en superficie los esfuerzos horizontales se liberan y permiten que el lodo se mueva lateralmente y que el gas se libere hacia la columna de agua.

En el caso de regímenes compresivos, como los de la margen Caribe sur colombiana, los esfuerzos tectónicos regionales o locales pueden facilitar el ascenso de estos materiales aportando presión en el subsuelo (Carvajal, 2016; Vernet et al., 1992). Otro mecanismo adicional en el área de estudio para aumentar la sobrepresión intragranular es la compactación mecánica que ocurre durante el enterramiento gradual por acumulación de sedimentación hemipelágica o pelágica o durante eventos repentinos (i.e. deslizamientos, derrumbes, flujos gravitacionales).

En la CDSN se halló una alta densidad de volcanes de lodo al sur del Cañón de la Aguja, más precisamente en aguas profundas costa afuera de Santa Marta. La zona del ARM está caracterizada por una muy pobre presencia de estas geoformas, aunque acorde a Briceño y Vernet (1982) en las partes más proximales son observables abombamientos diapíricos en subsuelo. Al sur del ARM también se presenta una ocurrencia notable de volcanes de lodo, particularmente costa afuera de Cartagena. Este patrón de mayor concentración se extiende sobre la plataforma continental (no ilustrada), entre el Archipiélago de San Bernardo y el sur de Barranquilla, en donde Briceño y Vernet (1982) y Aristizábal et al. (2009) observaron una presencia clara de manifestaciones del diapirismo arcilloso. Otra área con similar presencia/densidad de volcanes de lodo localizada costa afuera, entre el GdM y el GdU, en el CDSS (**Figura 49A**).

En este trabajo se realizaron perfiles topográficos horizontales y algunos verticales, que facilitaron el reconocimiento de expresiones geométricas. En aquellos volcanes con formas entre circulares y elipsoidales, se midieron el diámetro mayor (L1) y el diámetro menor (L2), tomando como referencia la base del cuerpo del volcán en una vista de planta. Con dichas medidas se estimó el área (A) de la base del domo, y por último se cuantificó la altura (Hmax), equivalente a la distancia desde el fondo marino hasta el punto más alto del volcán (**Figura 48B**). Adicionalmente, se estimaron las pendientes de las laderas de los volcanes. Para su clasificación, se siguieron los lineamientos de Etiope y Milkov (2004), quienes crearon tres categorías de volcanes de lodo basados en las áreas de 1226 volcanes de lodo en todo el mundo, incluidos: (a) tamaño pequeño: $<0,5 \text{ km}^2$; (b) tamaño mediano: $0,5-9 \text{ km}^2$; y (c) gran tamaño: $> 9 \text{ km}^2$.

En este estudio se identificaron 179 volcanes, todos ellos analizados morfológicamente. Se encontró una amplia diversidad en morfología que va desde estructuras plano-convexas hasta planas y abombadas. Sus tamaños oscilan entre

las categorías de pequeño y mediano de Etiope y Milkov (2004). Aunque las estructuras más grandes tienen unos pocos kilómetros de extensión, con hasta 3,39 km de diámetro, el 85% de los volcanes de lodo tiene diámetros por debajo de 0,86 km. La morfología en planta se distribuye entre circular (36%), con proporciones L1 - L2 por debajo de 1,21 y subcirculares a elípticas, con proporciones L1 - L2 de hasta 3,38. Entre ellos es posible encontrar estructuras con coberturas medianas de hasta $5,03 \text{ km}^2$, pero la generalidad (85%) es que sean muy pequeños, de menos de $1,12 \text{ km}^2$. También se observó que, en altura la mayor parte de los volcanes (81%) no supera los 75 m de elevación sobre el nivel base del fondo marino, y excepcionalmente un volcán de gran diámetro puede alcanzar alturas de 338,2 m. La mitad de los volcanes medidos (55%) exhiben pendientes que no superan los $8,6^\circ$ de inclinación, los demás presentan pendientes hasta de $18,75^\circ$ y excepcionalmente pueden alcanzar los $27,89^\circ$.

4.2.5.2. Colapso por escape de fluidos

A diferencia de los volcanes de lodo, que son una expresión topográfica positiva del diapirismo, los colapsos por escape de fluidos se reconocen en el fondo marino por ser depresiones, a manera de concavidades relativamente poco profundas, cuyo perfil típico es en forma de "V" o "U" (**Figura 50A**) (Hovland et al., 2002). Dichas depresiones son producto del colapso y erosión de sedimentos superficiales ocasionados por el escape de agua o gas que se encuentran sobrepresionados localmente y que esporádicamente erupcionan a través del lecho marino (Chen et al., 2015; Hovland et al., 2002; Somoza et al., 2012). Pickrill (1993) describe un espectro de etapas en el desarrollo de los colapsos por escape de fluidos, desde depresiones poco profundas, pasando por colapsos que atraviesan reflectores superficiales poco profundos, y que son mantenidos en el tiempo mediante la fuga constante o escape lento de agua y gas, hasta colapsos en proceso de destrucción y relictos que se han rellenado parcial o completamente.

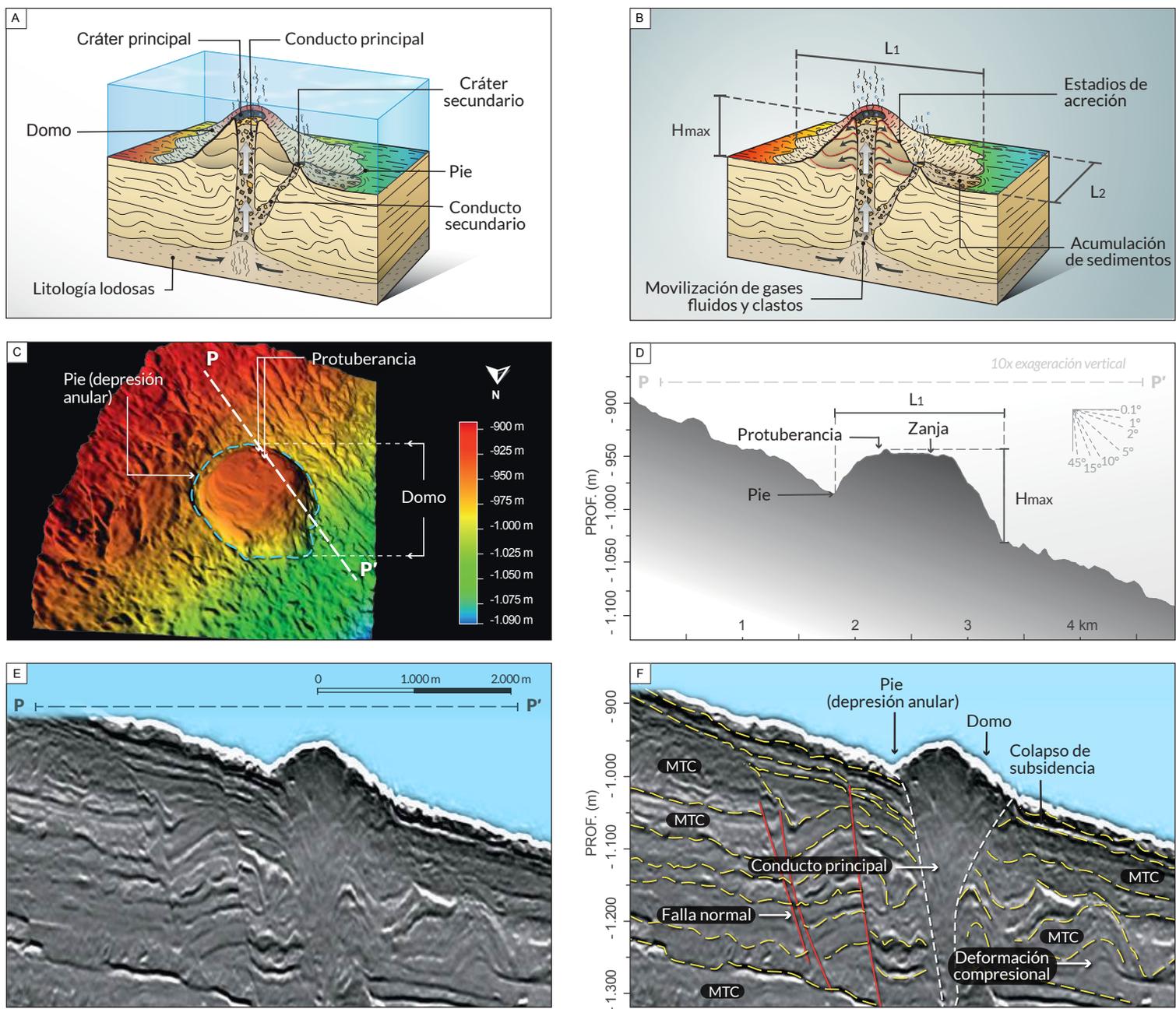


Figura 48. (A) Modelo conceptual de un volcán de lodo. Además de su estructura básica en forma de domo, el conducto, y cráter principal, es posible hallar pequeños cráteres secundarios, que pueden formarse en muchos lugares del cuerpo del volcán de lodo. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en los volcanes de lodo: diámetro mayor (L1), diámetro menor (L2) y altura máxima (Hmax). Nótese también los diferentes estadios de acreción o estratos de crecimiento del volcán formados por brechas de lodo y fragmentos de roca, así como los depósitos externos producto de las erupciones, los cuales generan acumulación de sedimentos y ayudan al crecimiento del volcán. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un volcán de lodo, ubicado en el CDSS (Figura 49B). En este caso particular se observa una topografía circular plana en la parte superior, delimitada por flancos empinados, posiblemente debido a que la depresión o cráter de la parte superior del cono está llena de lodo. Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de un volcán de lodo con flancos empinados de hasta 10° y algunas protuberancias concéntricas en su meseta. (E) Perfil sísmico sin interpretar de un volcán de lodo, en la dirección del flujo de detritos que rodea al volcán (ver sección 4.2.2.4 y Figura 34C). (F) Perfil sísmico interpretado resaltando la estructura en subsuelo del volcán, resaltando en línea punteada blanca el conducto principal por donde fluyen los fluidos que escapan de su unidad estratigráfica fuente. Este conducto y el interior del volcán se caracterizan por un patrón de reflexiones caóticas, discontinuas, que rompen estratos de complejos de remoción en masa (MTC; ver sección 4.2.2.5).

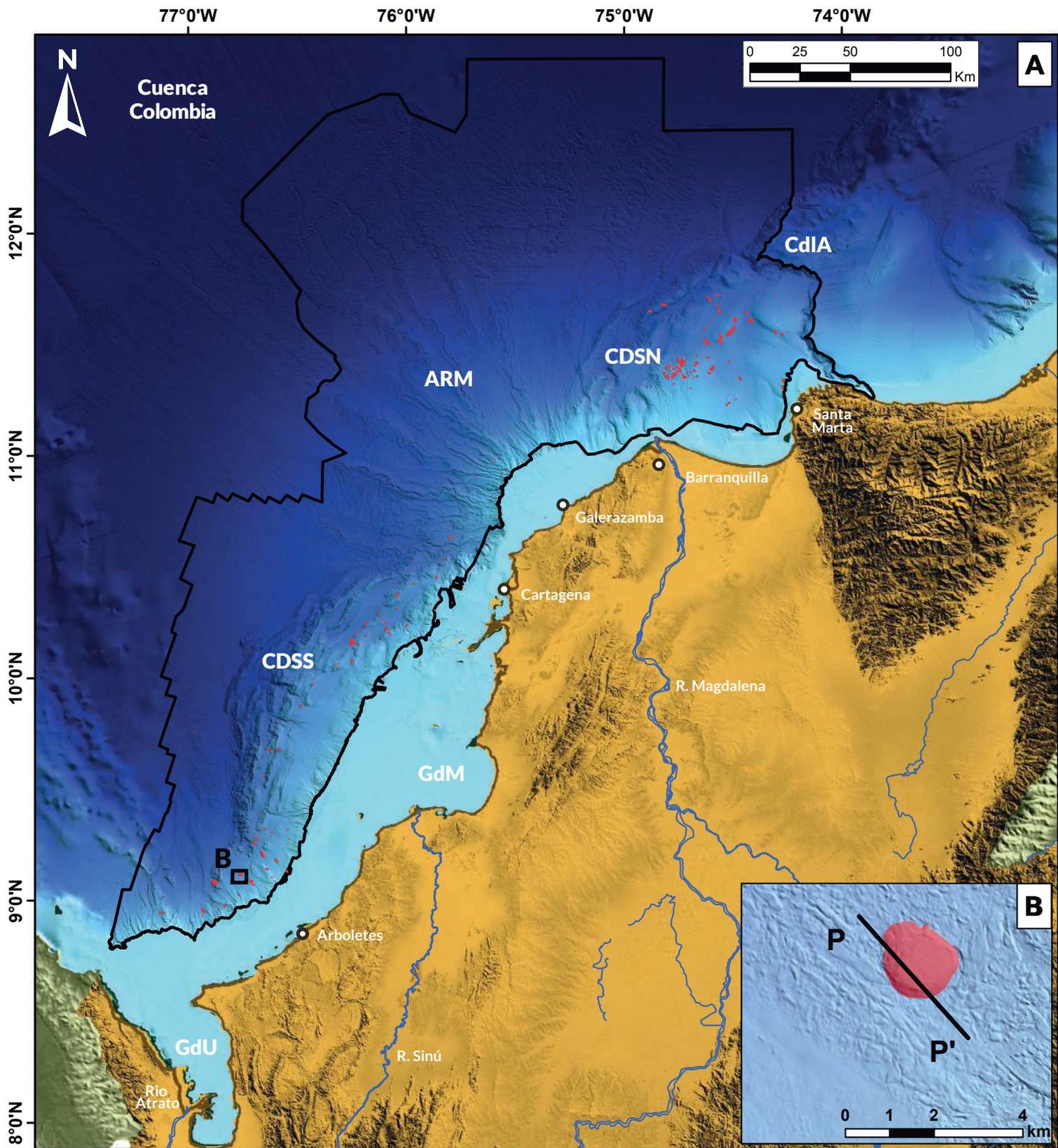


Figura 49. (A) Distribución geográfica de volcanes de lodo en el área de estudio del Caribe sur colombiano. La distribución de estas geoformas se caracteriza por su presencia en las zonas con mayor deformación en las zonas de CDSN y CDSS y su ausencia en el fondo de la cuenca y el en la zona de ARM. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 48C-F.

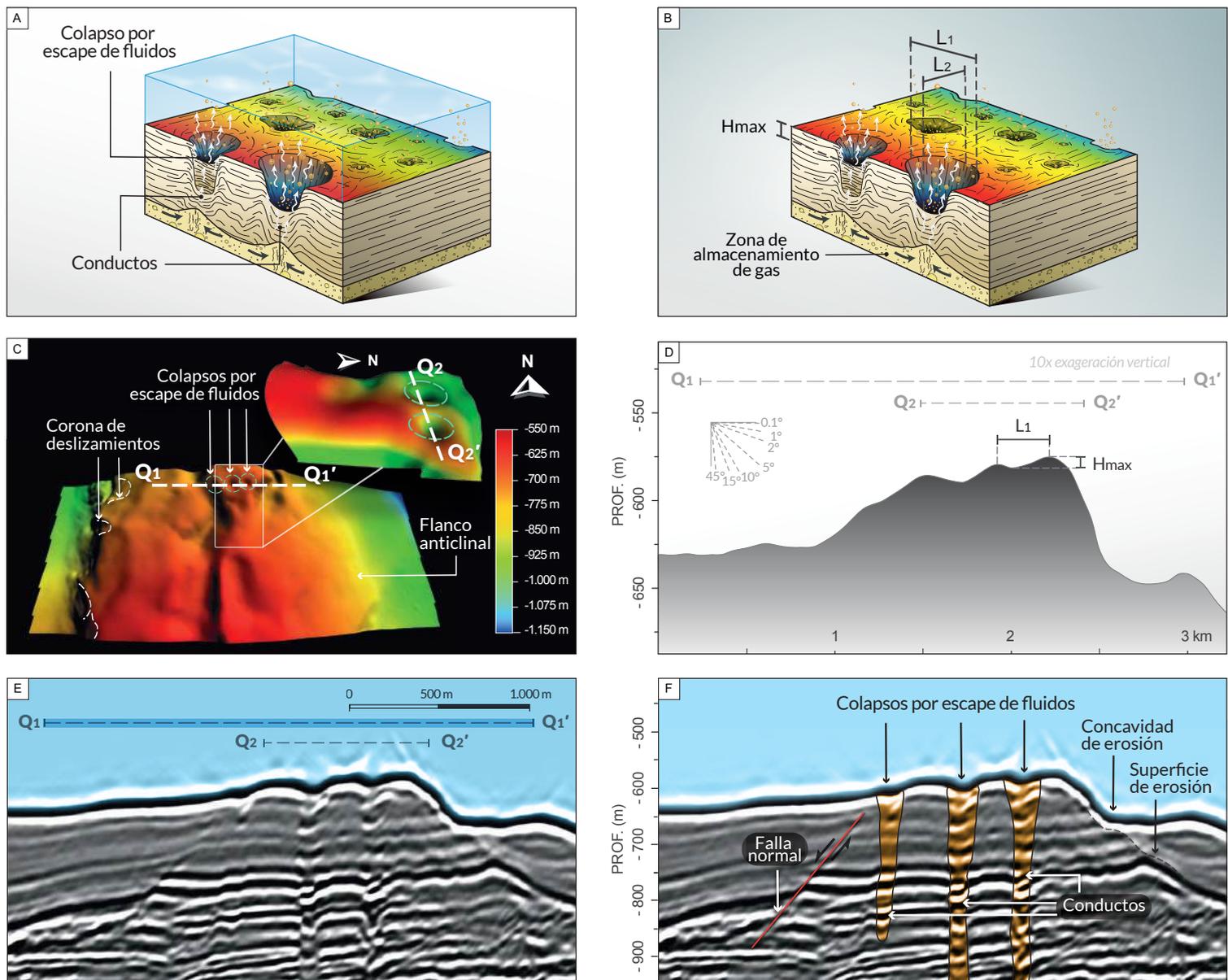


Figura 50. (A) Modelo conceptual de cómo se forman los colapsos por escape de fluidos, gracias a la migración de éstos últimos a través de una serie de chimeneas sísmicas subverticales a verticales en el subsuelo. Parte del carácter erosivo de un colapso es determinado por los eventos eruptivos que hacen que el sedimento superficial, cohesivo y rico en arcilla, se suspenda en la columna de agua, creando un cráter. La depresión se mantiene por el hecho que el sedimento superficial es rápidamente desplazado de su posición original por procesos de erosión y de lavado (*winnowing*) (Hovland et al., 2002). (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en los colapsos por escape de fluidos: diámetro mayor (L1), diámetro menor (L2) y profundidad máxima (Hmax). Las mediciones son similares a las realizadas en los volcanes de lodo con la diferencia Hmax es medida desde el fondo marino hasta el punto más profundo del colapso. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de un colapso por escape de fluidos, ubicado en el CDSS (Figura 51B). Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica ilustrando las características morfológicas de un colapso por escape de fluidos. (E) Perfil sísmico sin interpretar de un grupo de tres colapsos. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando la estructura en subsuelo de los colapsos, caracterizados por una reflexión continua en la parte superior (reflexión de alta amplitud) similar al fondo. Nótese las rutas de migración del fluido dentro de las líneas punteadas, que ilustran la alimentación de cada colapso.

Su tamaño puede ir desde unos pocos hasta cientos o miles de metros de diámetro y pueden erosionar desde unos pocos hasta cientos de metros de profundidad (Chen et al., 2015; Hovland et al., 2002; Krämer et al., 2017; Somoza et al., 2012). En perfil sísmico los colapsos por escape de fluidos se reconocen las estructuras en forma de “V” o de “U” que cortan el fondo marino y están claramente alimentadas por fallas, diapiros de lodo, o chimeneas de gas con reflexiones caóticas de amplitud relativamente alta (**Figuras 50E-F**).

La génesis de colapsos por escape de fluidos está dada por la complejidad de los procesos propios de presión en subsuelo (Hovland et al., 2002). En contraste con las filtraciones difusivas continuas, la presencia de colapsos indica una salida más vigorosa de gas y/o agua intersticial, que generalmente es seguida por periodos prolongados (de uno a miles de años) de inactividad o de escape recurrente de fluidos (Hovland et al., 2002). En aguas poco profundas, estos procesos también están regulados por las oscilaciones de presión de olas de suficiente altura que podrían inducir un efecto de bombeo, permitiendo que las burbujas de gas se liberen del subsuelo a intervalos regulares (Krämer et al., 2017). Este mismo efecto lo tendrían esporádicamente las mareas bajas (Ellis y McGuinness, 1986) y las olas de tormenta (Hovland et al., 2002).

Por otra parte, en aguas profundas, donde variaciones en la presión de la columna de agua no son tan evidentes, los eventos esporádicos de mayor magnitud, como es el caso de erupciones desencadenadas por terremotos (Field y Jennings, 1987), deslizamientos submarinos y desarrollo de tsunamis (Hovland et al., 2002), podrían dar lugar a colapso de estructuras, o aumentos en presión de poro sobre los sedimentos y rocas enterradas, forzando la migración vertical de fluidos y finalmente, a la formación acelerada de colapsos.

Los colapsos por escape de fluidos también pueden aparecer como agrupaciones con un amplio rango de densidades, desde distribuciones dispares hasta cadenas alineadas. Particularmente en el quiebre de la plataforma, pareciera ser que los deslizamientos en áreas de inestabilidad de la pendiente provocan que los colapsos se ubiquen en arreglos lineales. Estas disposiciones espaciales evolucionan desde

series cortas de pequeños colapsos, que crecen con el tiempo hasta largas series de grandes colapsos y, finalmente, se unen para formar cárcavas (**ver sección 4.2.1.1**) con colapsos donde los elementos individuales se vuelven difíciles de distinguir (Pilcher y Argent, 2007). En aguas profundas, el patrón de distribución de los colapsos por escape de fluidos tiene una alta coherencia con el trazado de canales abandonados (**ver sección 4.2.1.2.1**) y enterrados a poca profundidad (Jobe et al., 2011). En estos casos, los colapsos se forman por la defluidización de las arenas que llenan los canales y la migración de hidrocarburos desde niveles más profundos (Gay et al., 2003; Jobe et al., 2011; Pilcher y Argent, 2007; Sun et al., 2011); o por la expulsión de depósitos de canales fluidizados hacia el fondo marino como resultado de la sobrepresión (Davies, 2003).

Es importante resaltar que, dadas las características de resolución de batimetría multihaz y datos sísmicos 3D, el mapa presentado en la **Figura 51A** no contempla un mapeo detallado de las pequeñas depresiones del fondo marino, denominadas por Hovland et al. (2010) como colapsos unitarios, cuyo diámetro es del orden de unos pocos metros. Aunque por lo general estos ocurren en las mismas áreas donde colapsos de mayor tamaño se distribuyen, su identificación es posible solo con información de ecosondas multihaz de altísima resolución, la cual no hace parte de este estudio.

La observación a nivel regional permitió establecer tres grandes zonas de mayor densidad de depresiones. En la porción más proximal del ARM, ubicada aproximadamente a 50 km al oeste de la desembocadura del río, se encontró un 15% de la población de áreas de colapsos por escape de fluidos en un intervalo reducido del talud superior (**Figura 51A**). Allí, los colapsos se presentan mayormente alineados E-W (**Figura 51B**). La interpretación sísmica permitió identificar que, en general, dichos colapsos están vinculados directamente a través de conductos de alimentación o chimeneas a depósitos relativamente someros, en profundidades no mayores a 500 m bajo del lecho marino (**Figuras 50E-F**).

Por otra parte, la mayor densidad de zonas con depresiones tipo colapsos por escape de fluidos ocurre por debajo de los 2.600 m de

profundidad, en dos campos principales, ubicados en los extremos noroeste y suroeste del Abanico Submarino del Magdalena (**Figura 51A**). Hacia la porción norte, es posible documentar que una gran cantidad de las depresiones aparecen alineadas S-N, aparentemente, en la misma dirección que los canales más distales del Abanico Submarino del Río Magdalena. En la porción sureste, el patrón de orientación de las depresiones es diferente (E-W) y en apariencia, coincide también con la trayectoria de los canales más distales del Abanico Submarino del Río Magdalena. A pesar de no contar con información sísmica de buena resolución, estos patrones de distribución en alineamientos o senderos del abanico profundo permiten especular que las depresiones de esta zona son en efecto colapsos, posiblemente asociados a canales abandonados y en proceso de enterramiento. No obstante, y ante la ausencia de información sísmica de mejor calidad, no es posible descartar que tales depresiones sean formadas por la acción combinada de corrientes de turbidez, como lo han reportado Fildani et al. (2006) y Mitchell (2006), y procesos depositacionales y erosivos posteriores a la generación de *flute marks* (Heiniö y Davis, 2009).

En este estudio se siguió el sistema general de clasificación de colapsos por escape de fluidos de Chen et al. (2015) basado en la forma del colapso sobre un plano horizontal y en su tamaño. Para estimar los parámetros morfológicos, se midieron el diámetro mayor (L1) y el diámetro menor (L2). Así mismo, se midió el área (A) del polígono que bordea el colapso y, por último, se cuantificó la profundidad (Hmax), equivalente a la distancia desde el fondo marino promedio alrededor de la depresión, hasta el punto más profundo de la misma.

Conforme a las características de la información geofísica, en el área de estudio se cuantificaron con mayor precisión las once geoformas que se identifican en la sísmica. Estas depresiones, asociadas a colapsos diferenciables individualmente, presentan una distribución bimodal, con el 50% de ellas asociadas a una morfología elíptica (proporciones L1 / L2 superiores a 1,2), y la otra mitad de la población con morfologías circulares a subcirculares (proporciones entre L1 y L2 inferiores a 1,2). La sección transversal de ambos tipos de colapsos tiene siempre forma de U, independiente de su forma en planta. En profundidad, más del 70% no supera los 10 m y excepcionalmente pueden alcanzar los 38,4 m. En relación con su tamaño, y seguramente asociado a la limitante en resolución espacial de la información sísmica que no permite observar depresiones más pequeñas, casi todos estos colapsos (91%) pueden clasificarse como anormalmente grandes con cientos de metros de diámetro (oscilando entre los 148 y 800 m). Solamente un único colapso clasifica en una categorización de diámetro normal, del orden de decenas de metros.

En el caso de las depresiones más distales, la cuantificación es más incierta debido a la menor resolución espacial de la información batimétrica. De manera general, se encontró que de 62 colapsos solo el 32% pareciera tener una morfología circular a subcircular. Todos ellos son depresiones gigantes, de la escala de varios kilómetros (desde 1 hasta 4,2 km), y que parecen obedecer al amalgamamiento de un gran número de depresiones unitarias, formando senderos sobre canales submarinos enterrados. Tales depresiones tienen amplios rangos de profundidad, llegando a alcanzar hasta los 50 metros.

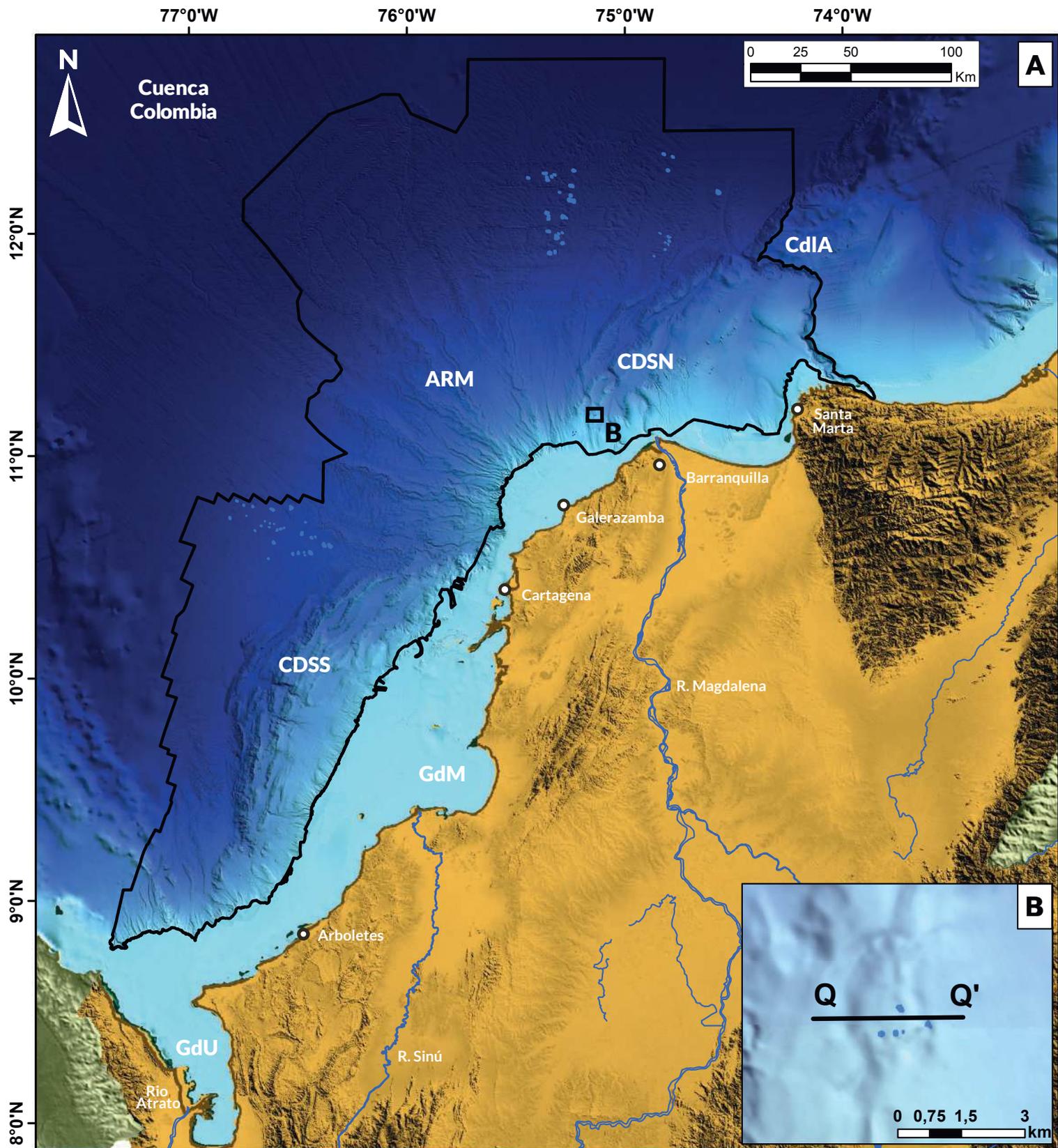


Figura 51. (A) Distribución geográfica de las depresiones asociadas a colapsos por escape de fluidos identificadas en el área de estudio del Caribe sur. Las zonas más distales y profundas al sur y norte del ARM presentan una mayor densidad de estas geoformas, las cuales tienen arreglos lineales, posiblemente asociadas al trazado de canales abandonados y enterrados a poca profundidad. La particularidad sobre estos colapsos distales es que fueron identificadas únicamente a partir de batimetría multihaz sin tener confirmación a partir de información sísmica. En las zonas proximales se identificaron algunos pocos parches con menor densidad de colapsos cuya identificación tuvo verificación con información sísmica 3D. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. **(B)** Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 50C-F.



4.2.6. Deformación estructural

En esta categoría se agrupan las geoformas elevadas o deprimidas que son consecuencia de la actividad tectónica. En el caso del Caribe colombiano, existen distintos trabajos que relacionan el CDS con un prisma de acreción caracterizado por cabalgamientos imbricados de bajo ángulo, y que ha sido relacionado a la subducción de la placa oceánica del Caribe debajo de la placa suramericana (Alfaro y Holz, 2014; Cardona et al., 2011; Kellogg et al., 2005; Kellogg y Bonini, 1982; Mantilla-Pimiento, 2007; Taboada et al., 2000; Toto y Kellogg, 1992; Van der Hilst y Mann, 1994).

Este movimiento, relativamente oblicuo de la Placa Caribe controlaría el desarrollo de estructuras compresivas de tipo dúctil como los anticlinales, sinclinales o bloques fallados (Alfaro y Holz, 2014; Cardona et al., 2011; Rodríguez et al., 2021; Van der Hilst y Mann, 1994). Es importante resaltar que una vez se forman dichas estructuras, pueden aflorar en superficie del fondo marino, dando origen a un relieve positivo, que se asocia en el presente documento a las Colinas (Kunoy, 2020), o a depresiones del terreno (valles), las cuales fueron clasificadas como la geoforma subcuenca intratalud (Ho-Shing y Zehn-Yin, 2006; Morley y Leong, 2008).

4.2.6.1. Colina

Una colina es una elevación submarina irregular de menos de 1000 m (OHI y COI, 2017). Hace parte de la gran variedad de elevaciones del fondo marino que se originan producto de procesos volcánicos o tectónicos entre otros (Buchs et al., 2014; Micallef et al., 2018; Staudigel et al., 2010; Wessel et al., 2010) y que tienen implicaciones desde las geológicas y ambientales (Würtz y Marzia, 2016) hasta las geopolíticas (Kunoy, 2020). Para el presente trabajo, se clasificó como colinas a las elevaciones que presentan relieves alargados

y que están relacionados con las estructuras del CDSS y CDSN.

En el área de estudio, las colinas se presentan como formas irregulares principalmente alargadas (**Figuras 52A y C**). En la información sísmica, preservan la forma de las estructuras del subsuelo con reflectores paralelos continuos de alta a media amplitud y alta frecuencia (**Figuras 52E y F**) (Alfaro y Holz, 2014). Las mediciones morfométricas que se realizaron sobre estas geoformas fueron: la altura (h), que se midió desde la curva de nivel más profunda que encierra la mayor parte de la geoforma, hasta la parte alta de la misma y el ancho (w) medido como la distancia máxima horizontal sobre el contorno de la colina (**Figura 52B**), tomado de manera perpendicular a la cresta de la elevación (**Figura 52C**).

Las colinas han sido interpretadas como resultado de la tectónica tanto del CDSS (Morales et al., 2017; Vinnels et al., 2010), como del CDSN (Idárraga-García et al., 2019; Rodríguez et al., 2021; Romero-Otero et al., 2015). En estas zonas, las colinas forman el relieve característico con orientación predominante NE-SW y se encuentran intercaladas con subcuencas intratalud. Por otro lado, al sur del CDSS, frente a la localidad de Arboletes, se observaron algunas colinas producto del diapirismo de lodo (Alfaro y Holz, 2014). Estas presentan una orientación principalmente NW-SE coincidiendo con la orientación de los sistemas de transporte de sedimentos. Finalmente, en el sur del área de estudio, frente al GdU, se presentan colinas de origen tectónico relacionados el cinturón deformado de Panamá (Alfaro y Holz, 2014) y el sistema de fallas de Uramita. En este caso, las colinas presentan orientación predominante en sentido NW-SE.

Se identificaron 88 colinas que en total cubren alrededor de 4.200 km² equivalentes al 7% del área total de estudio. El rango de alturas (h) varió entre decenas y centenares de metros con el 80% de los datos inferiores a 500 m. Así mismo, el 85% de los datos de ancho (w) son menores a 6 km.

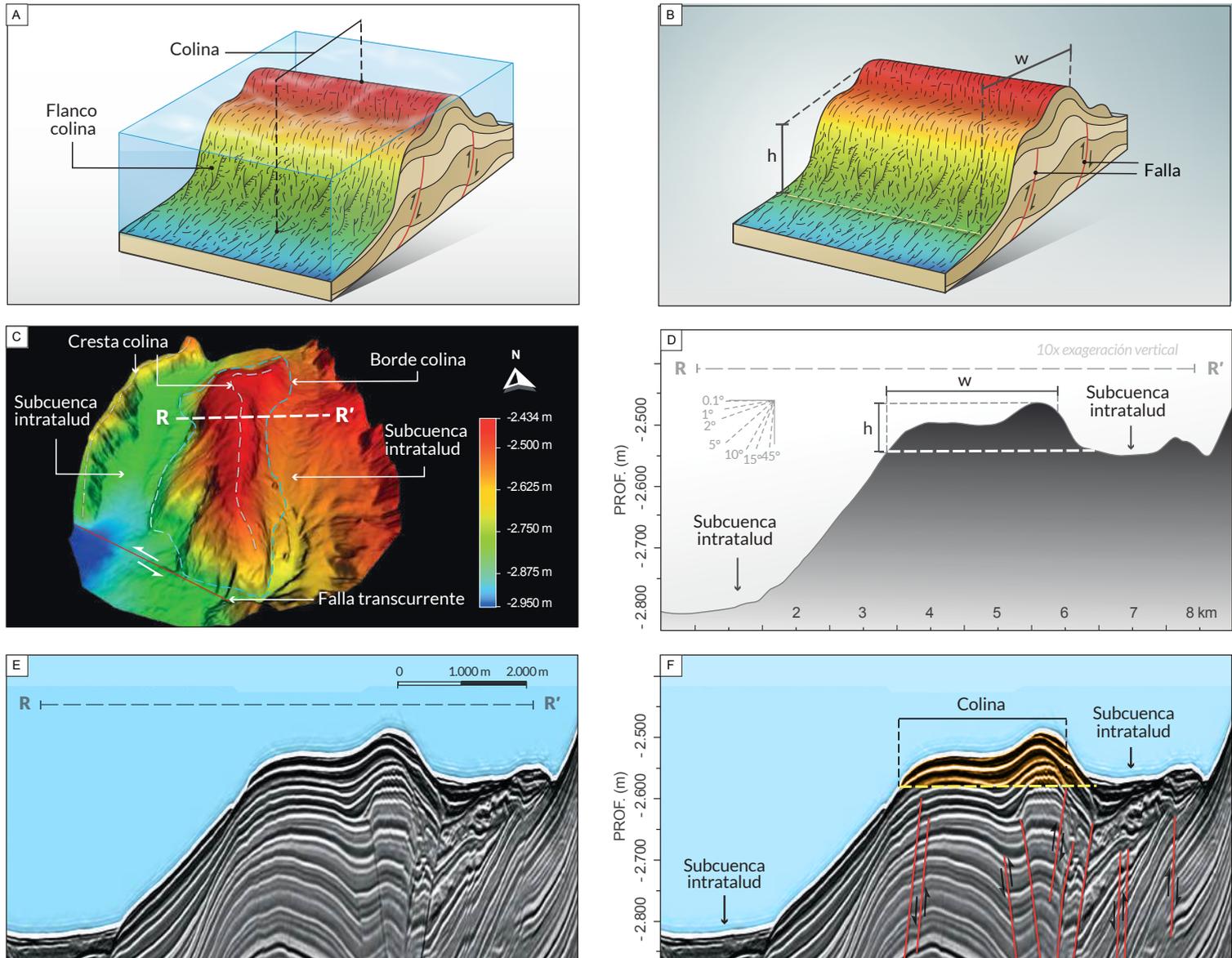


Figura 52. (A) Modelo conceptual de colina. Se resalta en el perfil las fallas de tipo compresivo que están asociadas a la mayoría de estos rasgos en el área de estudio. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en las colinas: altura máxima (h) y ancho (w) fueron las principales variables analizadas. (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de una colina, ubicado en el CDSS (Figura 53B). En este caso particular se destacan la cresta de la colina, el borde interpretado de la geoforma y las subcuencas intratalud que la rodean (ver Sección 4.2.6.3). Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (E) Perfil sísmico sin interpretar en sentido del buzamiento de las capas. (F) Perfil sísmico interpretado mostrando una colina de 350 m del alto y una pendiente de sus flancos entre 5° y 10° grados. También se observan reflectores continuos de alta frecuencia y amplitud, así mismo, fallas compresivas relacionadas con el plegamiento y elevación de este tipo de estructuras.

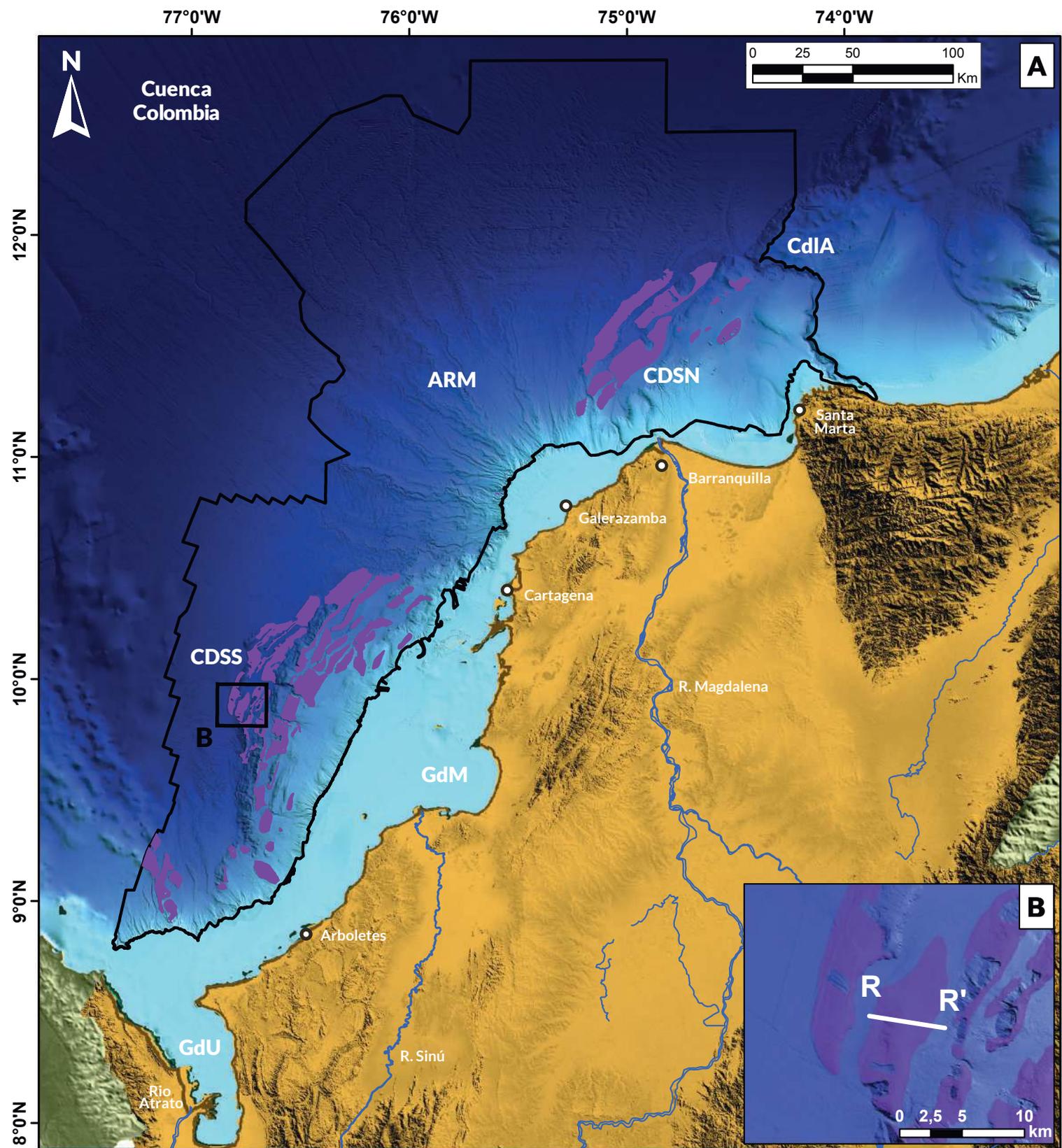


Figura 53. (A) Distribución geográfica de colinas en el área de estudio. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 52D-F.

4.2.6.2. Escarpe

Es una pendiente acusada, normalmente alargada y lineal, que se identifica en la batimetría principalmente por que separa sectores del fondo marino relativamente horizontales (Harris, 2020; Morales et al., 2017; OHI, 2019). **(Figura 54A)**. Adicionalmente, presenta arquitecturas complejas a diferentes escalas que incluyen procesos erosivos sobreimpuestos, múltiples coronas de deslizamiento y una gran cantidad de pequeños surcos, perpendiculares a la mayor elongación de la geoforma **(Figura 54C)** (Harris, 2020; Hoover y Tréhu, 2017). Su extensión longitudinal presenta tamaños que pueden ir desde cientos de metros hasta varios kilómetros (Harris, 2020). Desde el punto de vista de subsuelo, los escarpes se caracterizan por presentar reflectores sísmicos de amplitud media a alta, ligeramente discontinuos producto de la erosión **(Figura 54E y F)**.

Desde el punto de vista de su génesis, los escarpes se asocian a distintos procesos como el fallamiento y tectonismo (Harris, 2020; Hoover y Tréhu, 2017), afloramientos de basamento en el fondo marino (Hoover y Tréhu, 2017), diapirismo salino (Orange y Angell, 2003) o erosión diferencial (Matmon et al., 2002; Micallef et al., 2016) y su extensión está ligada directamente con el fenómeno que los controla (Hoover y Tréhu, 2017; Paull y Dillon, 1980).

En el análisis de la morfometría de los escarpes se midieron la extensión total de su eje longitudinal más largo (L), y el ancho máximo (w), que es equivalente a una línea perpendicular al eje de la geoforma. También se cuantificó el área de su perímetro, y su profundidad (H), calculada como la diferencia de altura entre el punto más profundo y más alto del escarpe **(Figura 54B y D)**.

En el área de estudio, los escarpes identificados tienen una orientación preferencial SW-NE, influenciados por las estructuras del CDSS y CDSN **(Figura 55A)**. Hacia el sector sur del CDSS presentan menores tamaños y conectan subcuencas intratalud colmatadas principalmente. Adicionalmente, en el área del ARM fueron identificados algunos escarpes menores, asociados a procesos erosivos de los sistemas canal-dique.

A partir de las mediciones realizadas, se encontró que las longitudes (L) de los escarpes varían entre 0,65 y 59,27 km, los anchos (w) presentan un rango entre los 0,42 y 9,42 km. Las profundidades (H) son mucho mayores en las zonas del CDSS y el CDSN, teniendo un rango general entre 20 m y 1.438 m, mientras que en ARM no superan los 200 m. Finalmente, las áreas presentaron un amplio rango entre 0,72 y 278 km² dentro de la zona investigada.

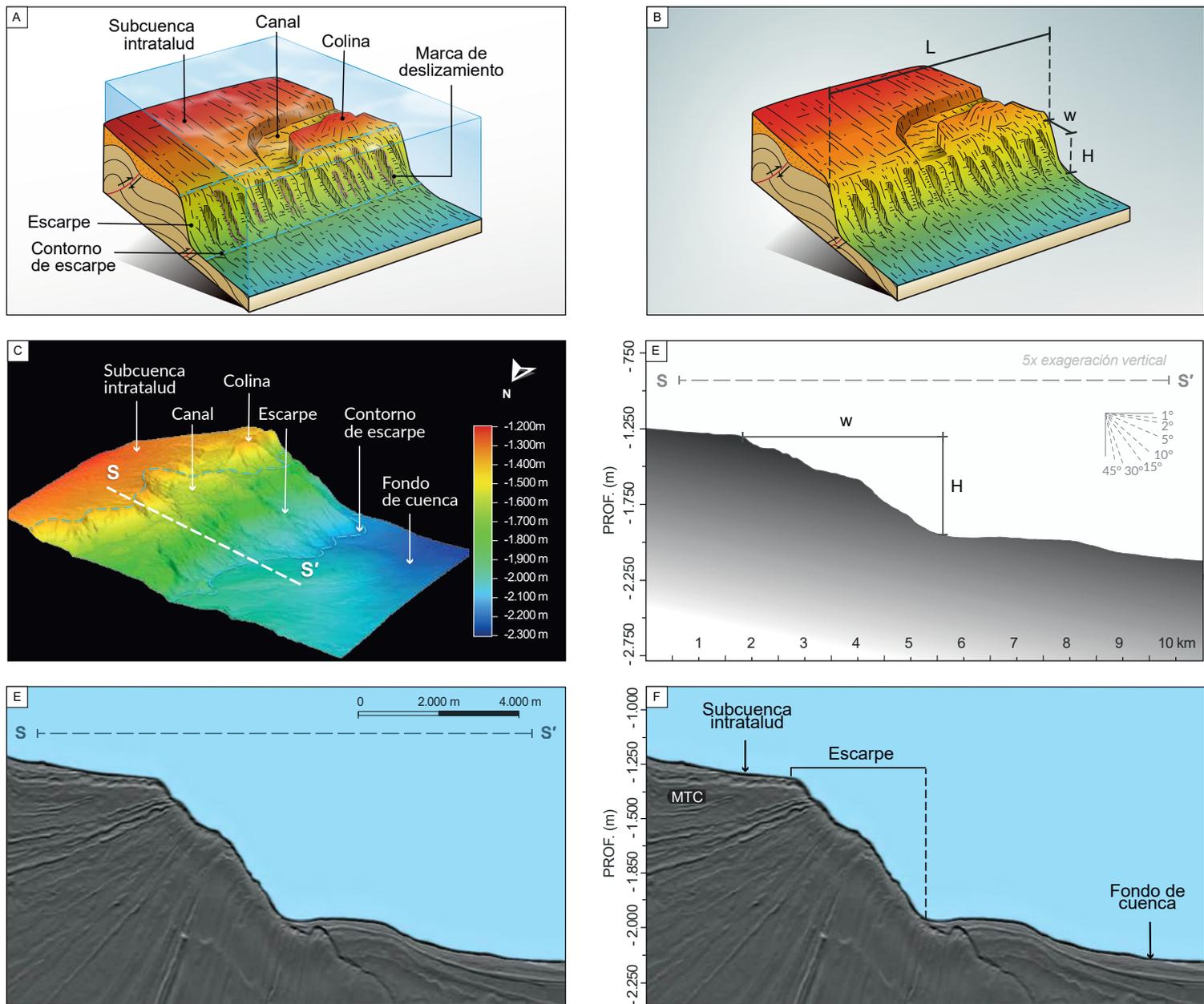


Figura 54. (A) Modelo conceptual de escarpe. Se resalta la presencia de marcas de deslizamientos que son característicos de esta geoforma, (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas en los escarpes: Largo (L), ancho (w) y profundidad (H). (C) Imagen batimétrica multihaz que proporciona una perspectiva 3D de un escarpes ubicados en la zona CDSS (Figura 55B). Se presenta también la ubicación del perfil S-S' que es ilustrado en los paneles D-F. (D) Perfil topográfico S-S' donde se muestran los valores de inclinación entre 5 y 15 grados que caracterizan este tipo de geoformas, los cuales se diferencian de las zonas sub horizontales vecinas.

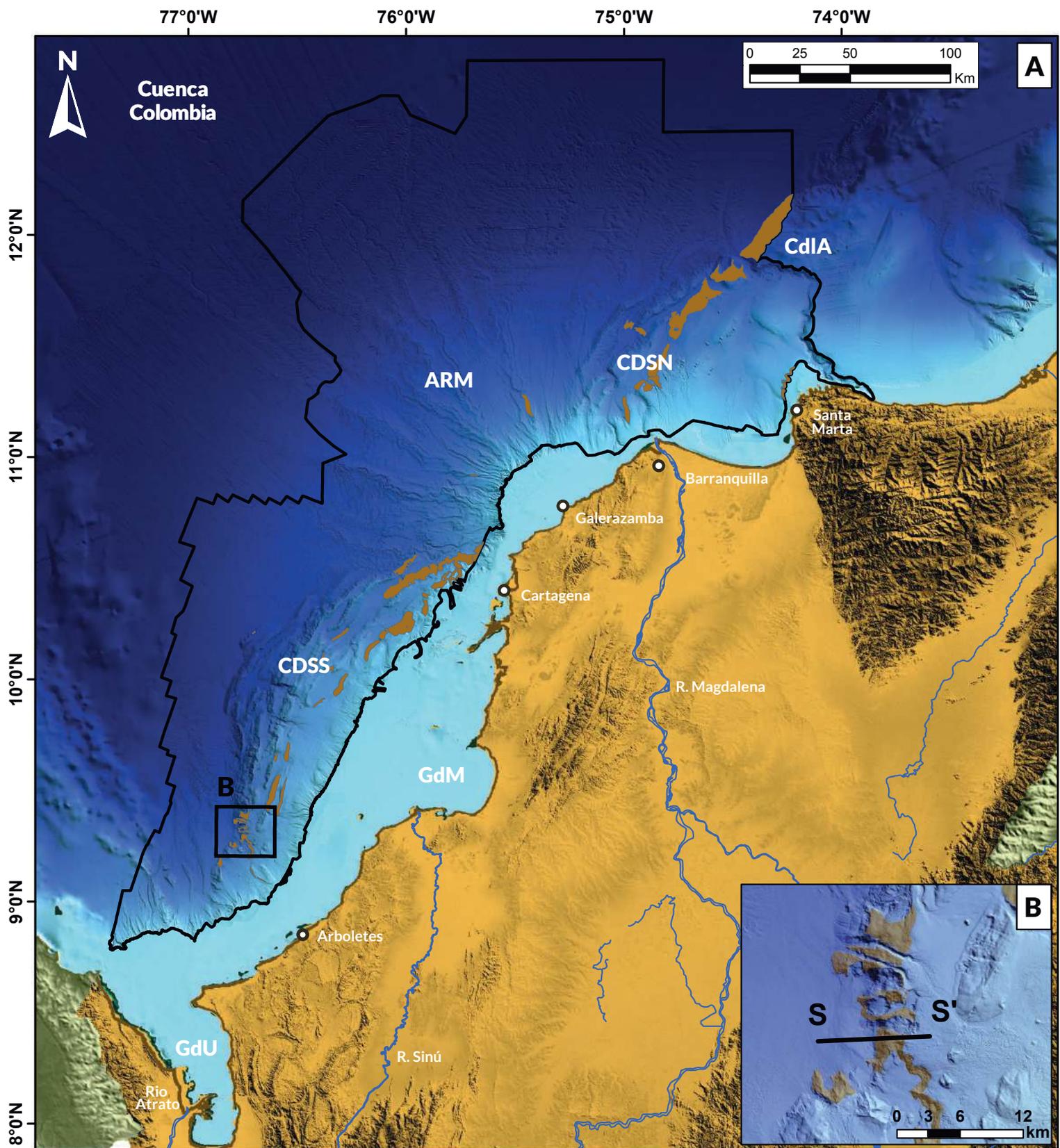


Figura 55. (A) Distribución geográfica de los escarpes identificados en la región sur del Caribe colombiano. Se observa un predominio de esta geoforma con una clara tendencia SW-NE asociada a las estructuras de deformación del CDSS y CDSN. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 54D y F CDSN: Cinturón deformed del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformed del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja.

4.2.6.3. Subcuenca intratalud

Es un bajo topográfico localizado en el talud continental y caracterizado por una forma cóncava y elongada que permite la acumulación y retención de sedimentos (Ho-Shing y Zehn-Yin, 2006; Prather, 2020; Sinclair y Tomasso, 2007). Puede ser formada por eventos de deformación estructural, así como por la movilización ascendente de sal y de lodo que conlleva a la creación de diapiros, anticlinales y sinclinales (Morley et al., 2011; Morley y Leong, 2008; Prather, 2000). Las subcuencas *piggy-back* también son subcuencas intratalud, donde ocurre acumulación sintectónica de sedimentos erodados desde las crestas de los orógenos en crecimiento y depositados principalmente dentro de los sinclinales (Allen y Allen, 2005).

En la batimetría las subcuencas intratalud generalmente están limitadas por colinas (**ver sección 4.2.6.1**) y poseen un depocentro (**Figuras 56A, C y D**). En la información sísmica, se caracterizan por tener reflectores con terminaciones *onlap* hacia sus bordes (**Figuras 56E-F**) (Prather et al., 2016). En el relleno de las subcuencas intratalud, es común la presencia de lóbulos, canales y MTCs, que son formados por el desconfinamiento de los flujos canalizados y deslizamientos originados desde los flancos de las colinas. Adicionalmente también es posible la preservación de sedimentación hemipelágica y de corrientes de baja energía, principalmente en las zonas aisladas topográficamente y que están rodeadas por relieves más altos (Idárraga-García y Vargas, 2014; Morley y Leong, 2008; Naranjo-Vesga et al., 2020; Sinclair and Tomasso, 2007; Vinnels et al., 2010).

En las subcuencas intratalud, la morfometría analizada se enfocó en medir la longitud total de su eje más largo (Lt), así como del ancho máximo (w), que es equivalente a una línea perpendicular al eje de la subcuenca (**Figura 56B**). También se cuantificó el área de su perímetro, y se midió su profundidad (d), calculada como la diferencia de altura entre el depocentro y el tope de la colina que limita la subcuenca intratalud (**Figura 56B y D**).

En el área de estudio, las subcuencas intratalud tienen una orientación preferencial SW-NE, y se distribuyen paralelamente a los cinturones CDSS y CDSN (**Figura 57A**). Hacia el sector sur del CDSS, la mayoría de las subcuencas intratalud están colmatadas de sedimentos, generando una impresión de perfil suave del fondo marino. Este mismo efecto es identificado hacia el sur del ARM donde los sistemas de canal-dique (**ver sección 4.2.1.2**) y los eventos de remoción en masa (**ver sección 4.2.2**) han colmatado el espacio de acomodación.

En el área de estudio se midieron 67 subcuencas intratalud con longitudes que varían entre 0,5 y 60 km. Así mismo, los anchos oscilan entre los 0,2 y 13 km, las profundidades entre 9 y 940 metros, y sus áreas entre 0,1 y 272 km². Los tamaños de las subcuencas intratalud son similares en las zonas CDSS y CDSN, con longitudes entre 0,5-60 km en la zona CDSS, y 2,8-57 km en la zona CDSN. Por su parte los anchos en la zona CDSS varían entre 0,2-8,7 km, y en la zona CDSN entre 1,5-13 km. Las áreas en la zona CDSS oscilan entre 0,1-272 km, y en la zona CDSN entre 3,8-202 km. Finalmente, las alturas de las subcuencas intratalud en la zona CDSS se encuentran entre 13-450 m, y entre 9-643 m en la zona CDSN.

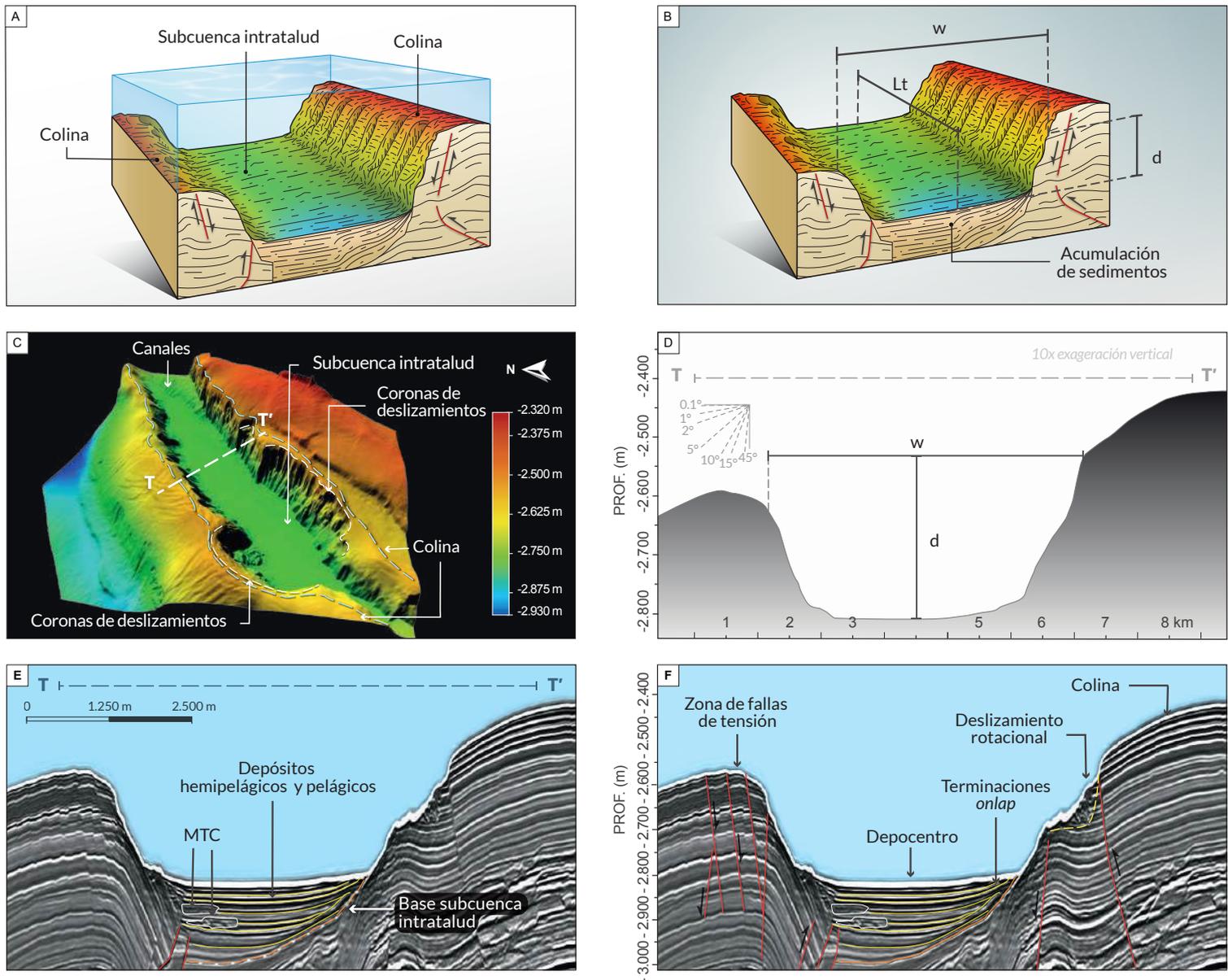


Figura 56. (A) Modelo conceptual de las subcuencas intratralud, mostrando un bajo topográfico con forma cóncava y elongada, que es limitada hacia sus bordes por altos estructurales. (B) Diagrama de las mediciones morfométricas realizadas subcuencas intratralud: longitud (L_t), ancho (w) y profundidad (d). (C) Imagen batimétrica multihaz, proporcionando una perspectiva 3D de una subcuenca intratralud, ubicada en el CDSS (Figura 57B). Se ilustra además la ubicación de las secciones topográfica y sísmica de los paneles D-F. (D) Sección topográfica perpendicular al eje de la subcuenca intratralud. (E) Perfil sísmico sin interpretar perpendicular al eje de la subcuenca intratralud. (F) Perfil sísmico interpretado resaltando los reflectores sísmicos con terminaciones *onlap* hacia los bordes de la subcuencas intratralud.

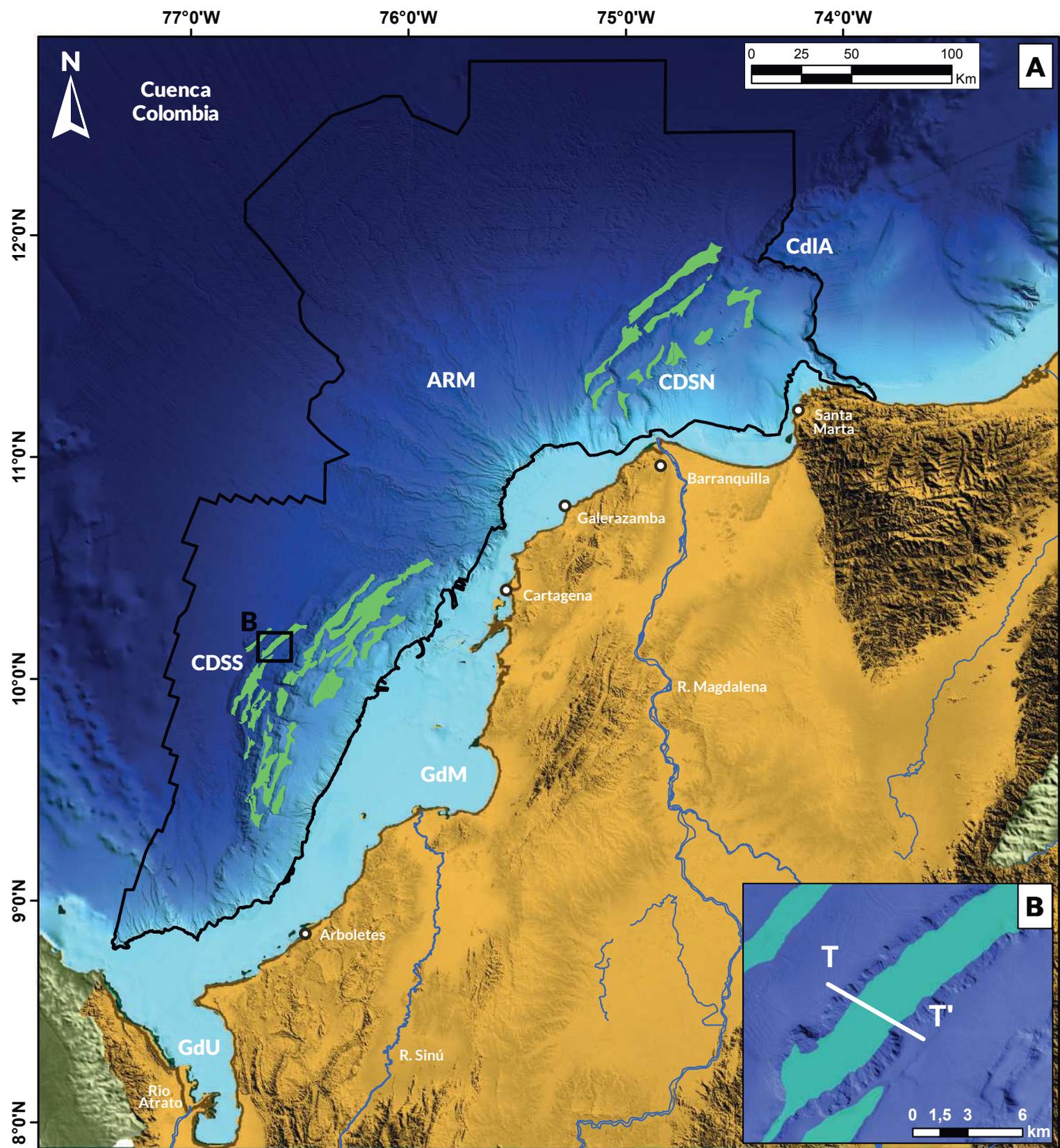


Figura 57. (A) Distribución geográfica de las subcuencas intratalud. Nótese su orientación preferencial SW-NE, y que se distribuyen paralelamente a la dirección de los cinturones CDSS y CDSN. CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja. (B) Detalle del recuadro negro del panel A, mostrando la ubicación de la batimetría, perfil topográfico y sísmica ilustrados en las Figuras 56D y F.

5

Discusión

La interacción entre deformación estructural, aporte de sedimentos y corrientes oceánicas imprimen características

en el relieve del fondo marino que permiten la diferenciación de seis zonas geomorfológicas (Figura 58) que son descritas a continuación:

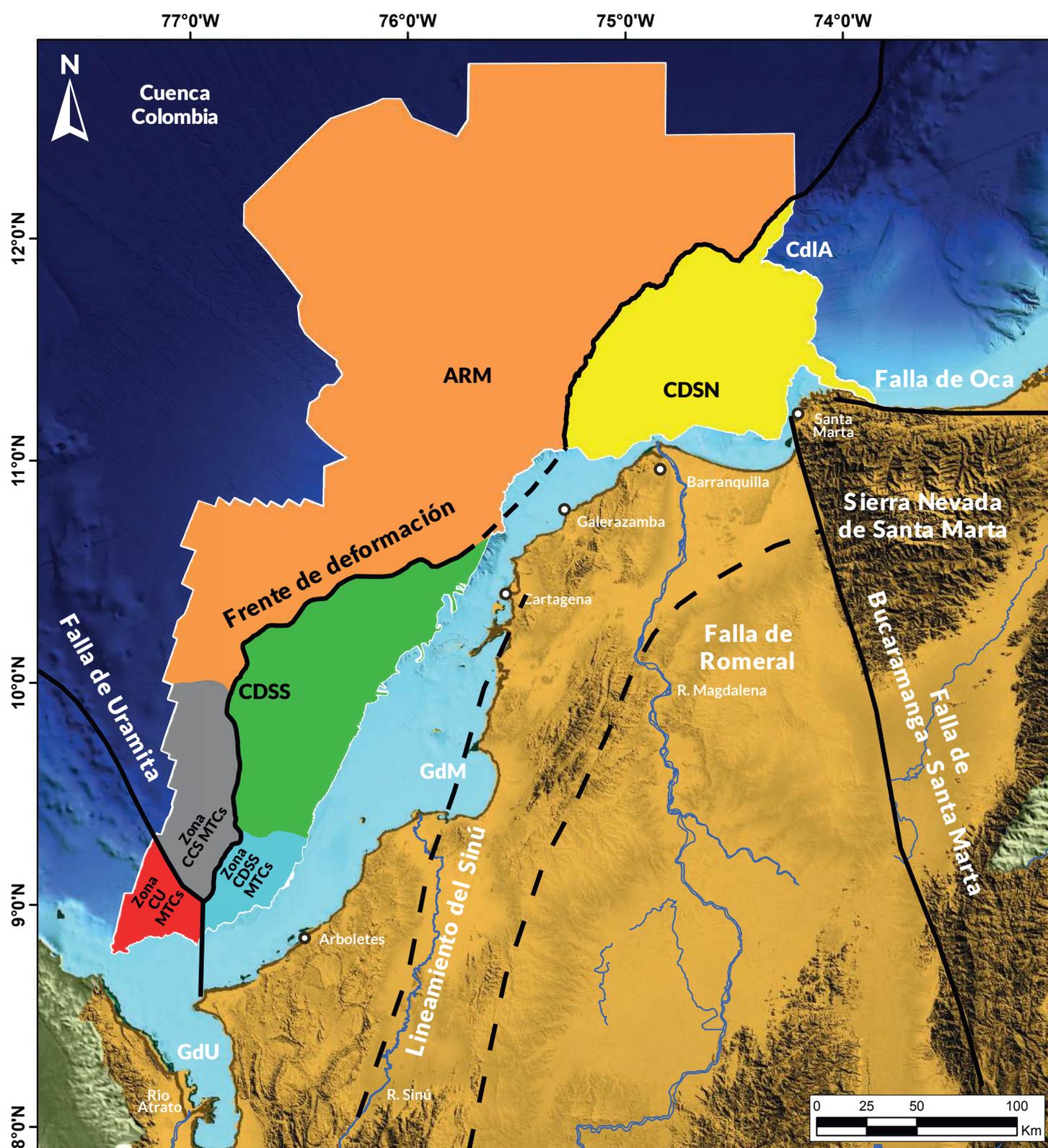


Figura 58. Imagen del área de estudio con las delimitación de las zonas geomorfológicas identificadas: 1) Zona CDSN, caracterizada por la predominancia de subcuencas intratalud, colinas, escarpes, depósitos hemipelágicos y sistemas canalizados; 2) Zona ARM, con prevalencia de sistemas canal-dique, MTC, canales abandonados y ondas de sedimento; 3) Zona CDSS, donde se destaca la presencia de las subcuencas intratalud, colinas, escarpes, MTC y deslizamientos; 4) Zona CDSS-MTC, donde sobresalen los MTC, flujos de detritos y cañones; 5) Zona CCS-MTC, con predominio de complejos de transporte en masa (MTC) y cañones submarinos; 6) Zona CU-MTC, donde prevalecen MTC, cañones y colinas; CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Norte; GdM: Golfo de Morrosquillo; GdU: Golfo de Urabá; CdIA: Cañón de la Aguja; CU: Cuenca Urabá. La batimetría y elevación continental fuera del área de estudio está basada en el modelo GEBCO (2020).

5.1. Zona CDSN

En la zona CDSN (**Figura 59A**) la deformación estructural ejerce un fuerte control sobre el relieve del fondo marino (Galindo y Lonergan, 2020; Krause, 1971; Martínez et al., 2015; Restrepo-Correa y Ojeda, 2010; Shepard, 1973). En este sector, los eventos compresionales evidenciados por fallas inversas y transcurrentes, crean pliegues, reflejados en colinas y subcuencas intratalud, cuyos ejes tienen una orientación SW-NE (**Figuras 59A-C**). La alta densidad de volcanes de lodo corrobora la presencia de las fuerzas tectónicas de compresión (**Figura 59B**) (Mazzini y Etiope, 2017) y, en este caso particular, su ubicación está generalmente dada sobre los ejes de los anticlinales (**Figura 59B**). Junto al componente tectónico, la geomorfología de la zona CDSN también es influenciada por un alto aporte de sedimentos provenientes del Río Magdalena (Restrepo y Kjerfve, 2004) que, durante la mayor parte del año y particularmente en la estación húmeda, son dispersados en dirección N-NE (Devis-Morales et al., 2021). Estos sedimentos colmatan las subcuencas intratalud más proximales, y rellenan parcialmente aquellas subcuencas intratalud ubicadas en las partes más distales (**Figura 59B**). Esta configuración de alto aporte de sedimentos resulta en un talud superior con pendientes inferiores a 5° (**Figura 59C**), mientras que, en las zonas más distales, las colinas y escarpes presentan pendientes que pueden alcanzar los 30°.

Los sistemas canalizados submarinos de la zona CDSN presentan una orientación preferencial SW-NE, coincidente con los ejes de las subcuencas intratalud y colinas (**Figura 59D**), siendo estos últimos elementos considerados como barreras topográficas para el transporte de sedimentos desde la plataforma continental hacia el fondo de la cuenca. La distribución espacial de los sistemas canalizados tiene un patrón segmentado en el cual, las cárcavas predominan en la porción norte del CDSN (**Figuras 59B y D**) mientras que, en el centro y sur de la zona,

donde se encuentra el Delta del Río Magdalena, predominan canales y cañones de baja sinuosidad (**Figuras 59B y D**).

Hacia el límite norte del CDSN, se identifica el CdIA (**Figura 59B**). El inicio de este cañón coincide con los lineamientos de la Falla regional de Oca (Restrepo-Correa y Ojeda, 2010; Shepard, 1973) que origina zonas de inestabilidad en el fondo marino por donde evoluciona el cañón. Las fallas también favorecen la ocurrencia de deslizamientos hacia los flancos empinados de los bordes del cañón (Restrepo-Correa y Ojeda, 2010; Vargas e Idárraga-García, 2014). Este cañón tiene la particularidad de no tener un aporte de sedimentos desde un río primario y, aun así, sus dimensiones son superiores si se comparan con el cañón asociado a la actual desembocadura del Río Magdalena.

En el sector sur de la zona CDSN se identifica una mayor densidad de cañones submarinos que están atravesando e interconectando las subcuencas intratalud adyacentes (Ercilla et al., 2002a; Estrada et al., 2005; Idárraga-García et al., 2019; Kolla y Buffler, 1983). El origen de estos cañones tiene relación con el alto aporte de sedimentos del Río Magdalena que favorece la erosión de las barreras topográficas creadas por la deformación estructural.

Por otra parte, es importante resaltar la presencia de geoformas asociadas con corrientes de fondo, como lo son los depósitos de deriva laminar, identificados en el talud superior al SW de la Sierra Nevada de Santa Marta, un sector particularmente caracterizado por tener una menor influencia de flujos gravitacionales (**Figura 59B**). Idárraga et al. (2019) clasificaron estos depósitos de deriva como parte de la fisiografía del talud, sin determinar geoformas específicas. La identificación de los depósitos de deriva requiere de un análisis detallado de sísmica 2D y 3D, y es posible que por la cobertura y resolución no hayan sido identificadas en otras partes del área de estudio ni en estudios previos.

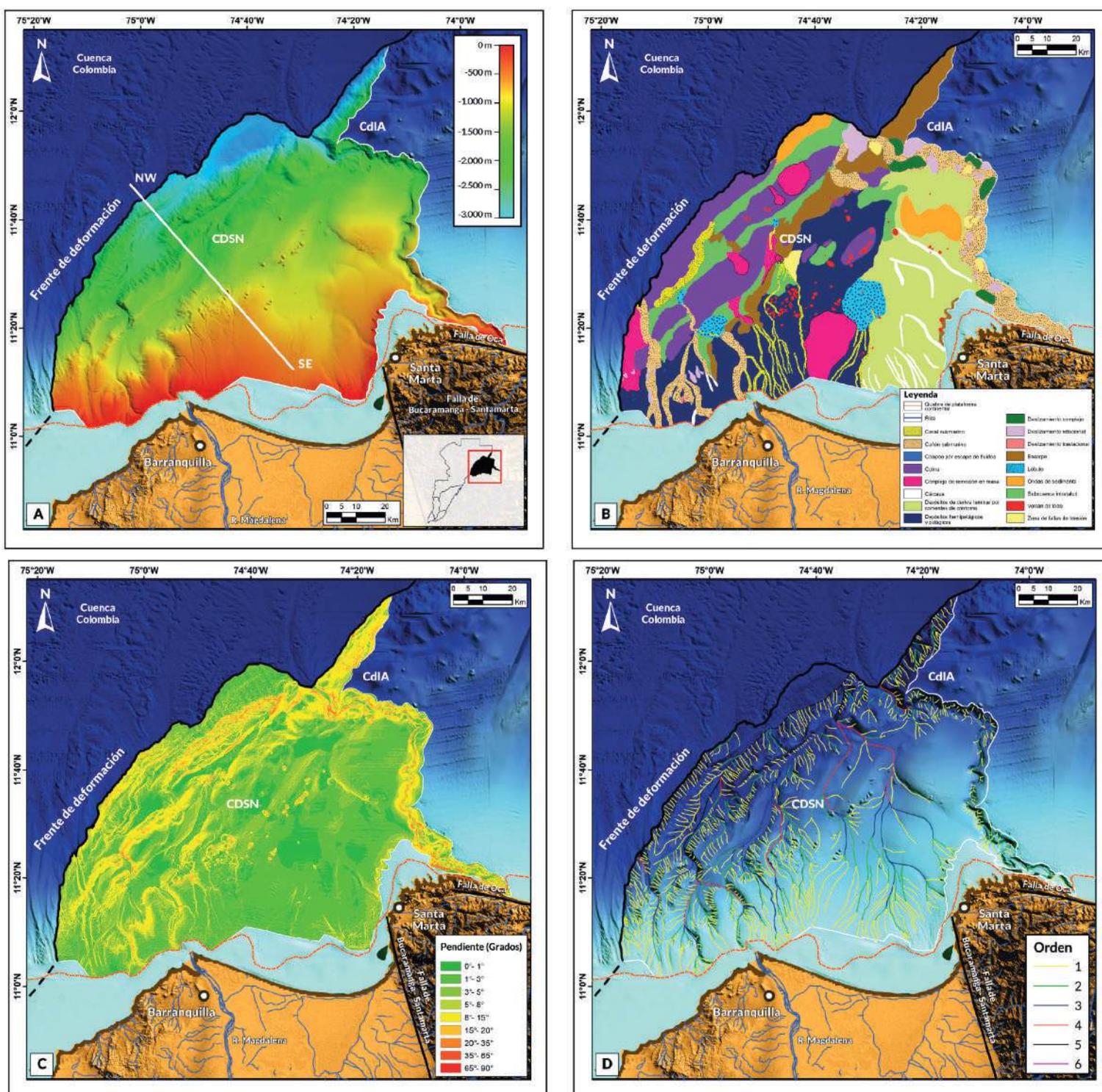


Figura 59. (A) Ubicación y batimetría de la zona geomorfológica CDSN, localizada en el extremo norte del área de estudio. El límite NE está dado por el CdIA, el NW por el frente de deformación del CDSN y el sur por la información disponible al quiebre del talud continental. La línea negra NW-SE, corresponde a la localización de la línea sísmica de las Figuras 60A y B. (B) Distribución de geoformas, donde se destaca la presencia de subcuencas intratalud, colinas, escarpes, depósitos hemipelágicos -pelágicos y sistemas canalizados. (C) Distribución de pendientes, nótese los mayores valores en las áreas de escarpes y en los bordes de los sistemas canalizados. (D) Direcciones de drenajes predominantes. Los colores representan la jerarquía de los diferentes drenajes según metodología de (Strahler, 1964). En todos los paneles se ilustra con línea punteada naranja el quiebre de la plataforma continental, la cual se estableció como el aumento de la pendiente a partir de la topografía observada en la batimetría y con la información sísmica 2D. La batimetría y elevación continental fuera del área de estudio está basada en el modelo GEBCO (2020). CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; CdIA: Cañón de la Aguja.

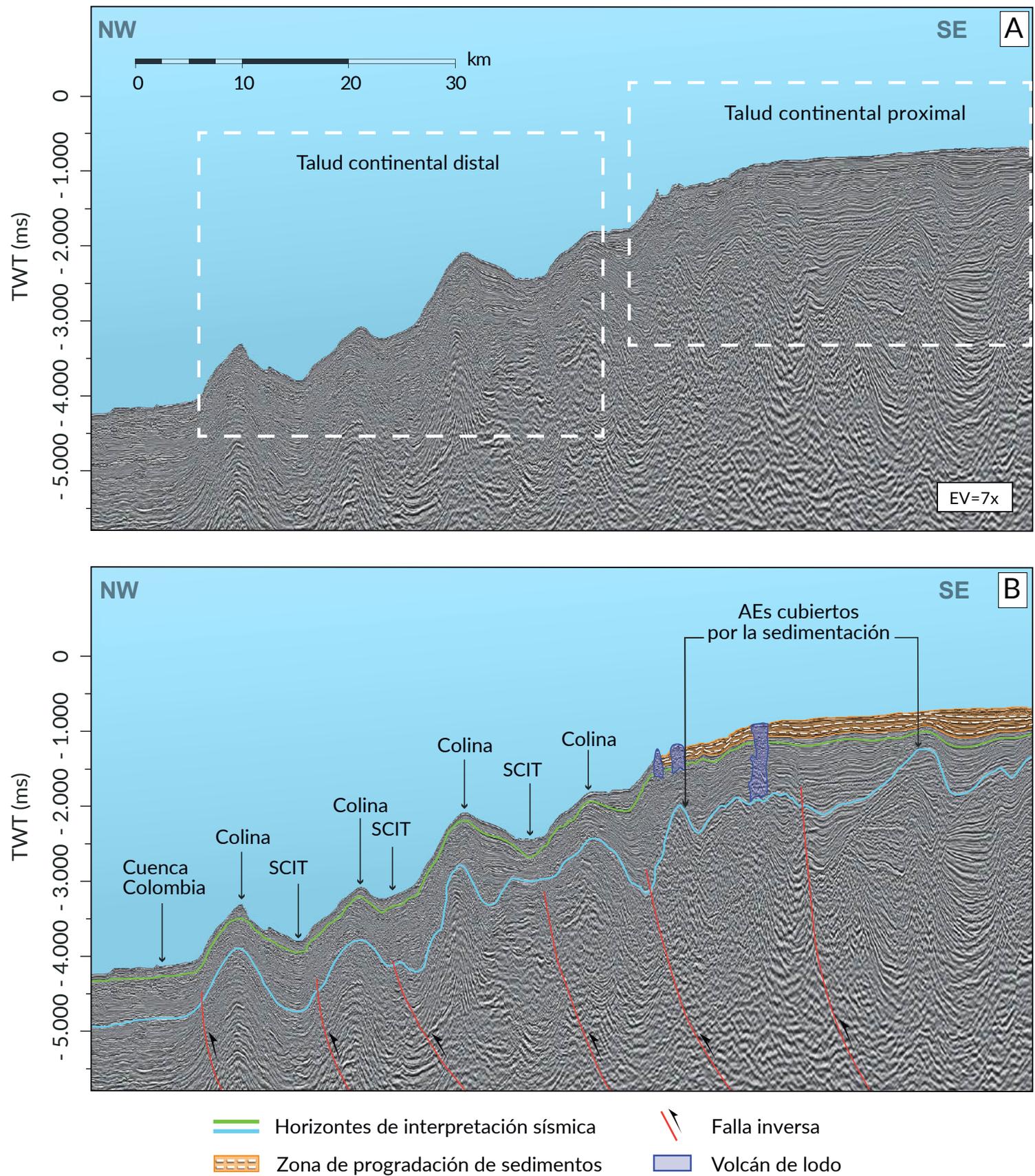


Figura 60. (A) Línea sísmica 2D de la zona CDSN, cuyo trazado es perpendicular a la línea de costa y su ubicación es mostrada en la **Figura 59A. (B)** Misma sección sísmica interpretada, nótese la presencia de colinas, volcanes de lodo y subcuencas intratalud (SCIT) originados por la deformación estructural. Adicionalmente, nótese la progradación de sedimentos que generan un relleno y suavizado del relieve del fondo marino en la parte proximal, que cubre la deformación estructural del subsuelo (Aes).

5.2. Zona ARM

En la zona geomorfológica del ARM (**Figura 61A**) los procesos dominantes son los flujos canalizados y de remoción en masa, alimentados por el aporte de sedimentos provenientes de la desembocadura del Río Magdalena, y expresados como extensos sistemas canal-dique, grandes MTC y canales abandonados (**Figura 61B**). El flujo de los sistemas canalizados y MTC erosiona y rellena las barreras topográficas, creadas inicialmente por la tectónica convergente, y el material transportado termina por rellenar las subcuencas intratalud proporcionando una apariencia generalizada de talud suavizado con pendientes menores a 5° (**Figuras 61C y 62B**) (Naranjo-Vesga et al., 2020; Flinch et al., 2003).

La dirección preferencial de los sistemas canalizados de esta zona está dominada por la forma semicircular del ARM, de tal manera que canales y cañones se irradian con diferentes direcciones hacia las zonas más profundas (**Figura 61D**). En dimensiones, los sistemas de canal-dique pueden superar los 150 km de longitud y poseer sinuosidades superiores a 1,8. Hacia el fondo de la Cuenca Colombia, los sistemas de canal-dique se convierten en zonas de canales abandonados que cubren un área alrededor de 3.460 km². En la parte más distal del ARM, predominan las ondas de sedimento (**Figura 61B**) que abarcan zonas alrededor de 18.700 km² y cuyo origen puede estar relacionado tanto con las corrientes de turbidez no confiadas asociados a flujos gravitacionales (Ercilla et al., 2002b, 2002c), como por la acción de corrientes de fondo (Faugères et al., 1999; Fuhrmann et al., 2020; Mencaroni et al., 2021).

Por su parte, los MTC se originan desde los sectores con alta pendiente del talud superior y en los bordes empinados de los flancos de los sistemas de canal-dique (Idárraga-García et al., 2019; Naranjo-Vesga et al., 2020; Ortiz-Karpf et al., 2015, 2017; Romero-Otero et al., 2015). Las

longitudes y anchos de los MTC depositados en el fondo de la Cuenca Colombia superan los 150 km y 25 km, respectivamente. El más amplio de estos depósitos alcanza los 1.540 km², aunque en el registro geológico se han reportados MTC con áreas de hasta 34.700 km² en el subsuelo (Leslie y Mann, 2016). Los deslizamientos que dan origen a los MTC se interpretan como altamente erosivos, y durante su movimiento pendiente abajo, pueden suavizar y modificar el relieve del talud continental y fondo de la Cuenca Colombia (Ercilla et al., 2002a, 2002b; Flinch et al., 2003; Naranjo-Vesga et al., 2020; Ortiz-Karpf et al., 2015; Romero-Otero et al., 2015).

5.3. Zona CDSS

La geomorfología de esta zona (**Figuras 63A y B**) es dominada por procesos de deformación estructural, resultado de la convergencia entre la placa continental de América del Sur y la placa oceánica del Caribe (Martínez et al., 2015; Rodríguez et al., 2021; Vinnels et al., 2010). Esta interacción tectónica genera estructuras como colinas y subcuencas intratalud con orientación SW-NE en el talud superior (**Figura 63B**) (Idárraga-García y Vargas, 2014; Naranjo et al., 2020; Vinnels et al., 2010). Localmente, las estructuras de deformación están colmatadas con eventos de transporte en masa, que fueron clasificados como flujo de detritos, deslizamientos rotacionales, traslacionales, complejos, zonas de fallas de tensión y MTC (**Figura 63B**).

Los deslizamientos rotacionales alcanzan los 12,5 km de desplazamiento horizontal y están ligados al sistema de fallas inversas (*thrust*) y anticlinales. Estos deslizamientos son una fuente importante de sedimentos para el relleno las subcuencas intratalud. Por otro lado, los deslizamientos complejos involucran áreas que sobrepasan los 200 km² y al igual que los deslizamientos rotacionales, están directamente relacionados con estructuras y fallas (**Figura 64B**).

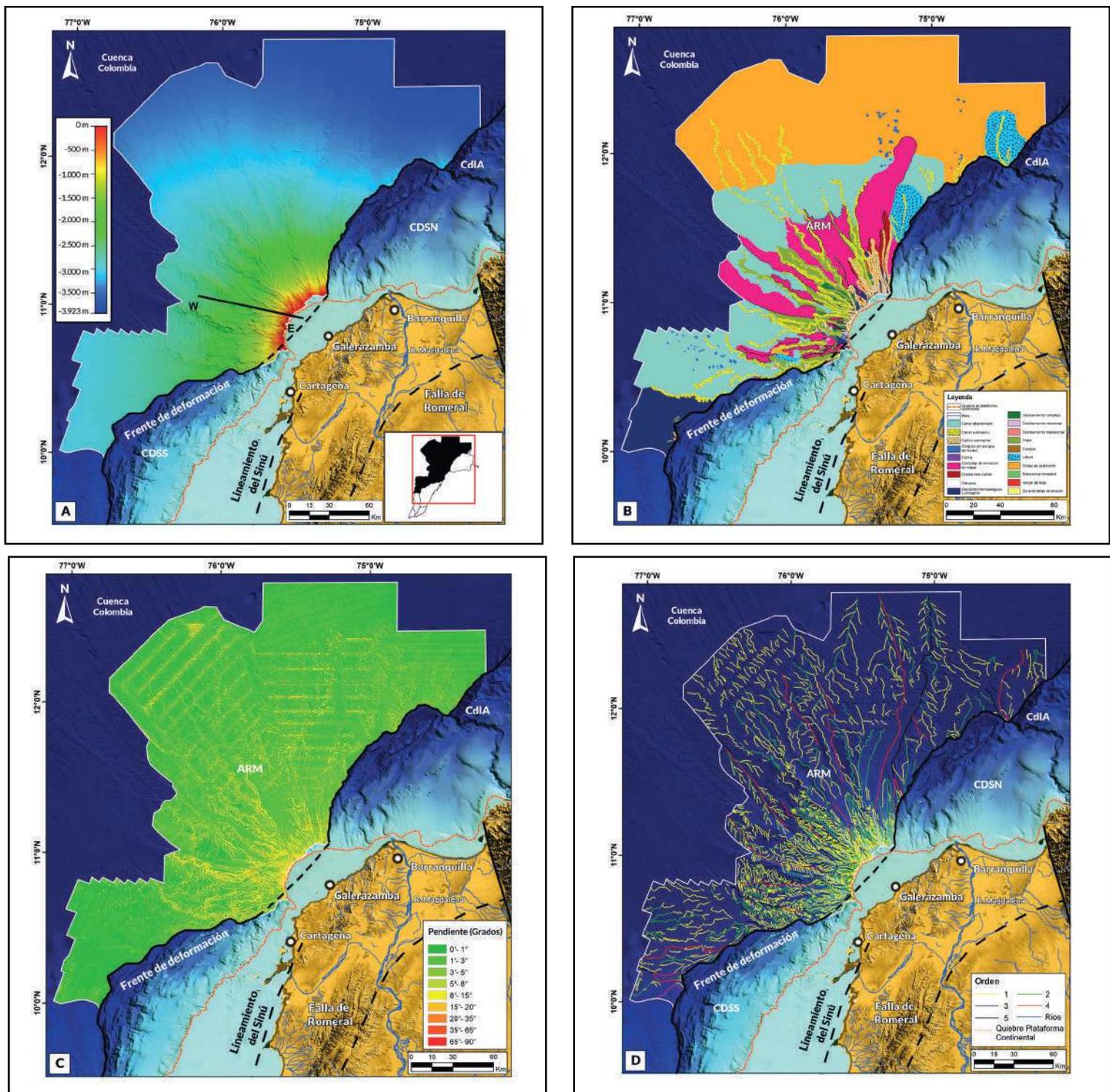


Figura 61. (A) Ubicación y batimetría de la zona geomorfológica ARM. El límite NE está dado por el frente de deformación del CDSN. El Norte y NW por la información disponible en el fondo de la Cuenca Colombia. El SW por el frente de deformación del CDSS y la plataforma continental. La línea negra W-E, corresponde a la localización de la línea sísmica ilustrada en la **Figura 62A y B** **(B)** Distribución de geoformas, donde se destaca la presencia de sistemas canal-dique, MTC, canales abandonados y ondas de sedimento. **(C)** Distribución de pendientes, donde se observa la predominancia de valores menores a 3° a excepción de la zona de quiebre del talud y los bordes de los sistemas canal-dique donde estas alcanzan los 17°. **(D)** Direcciones de drenajes predominantes. Los colores representan la jerarquía de los diferentes drenajes según metodología de Strahler (1964). En todos los paneles se ilustra con línea punteada naranja el quiebre de la plataforma continental, la cual se estableció como el aumento de la pendiente a partir de la topografía observada en batimetría y con la información sísmica 2D. La batimetría y elevación continental fuera del área de estudio está basada en el modelo GEBCO (2020). CDSN: Cinturón deformado del Sinú Norte; ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; CdIA: Cañón de la Aguja.

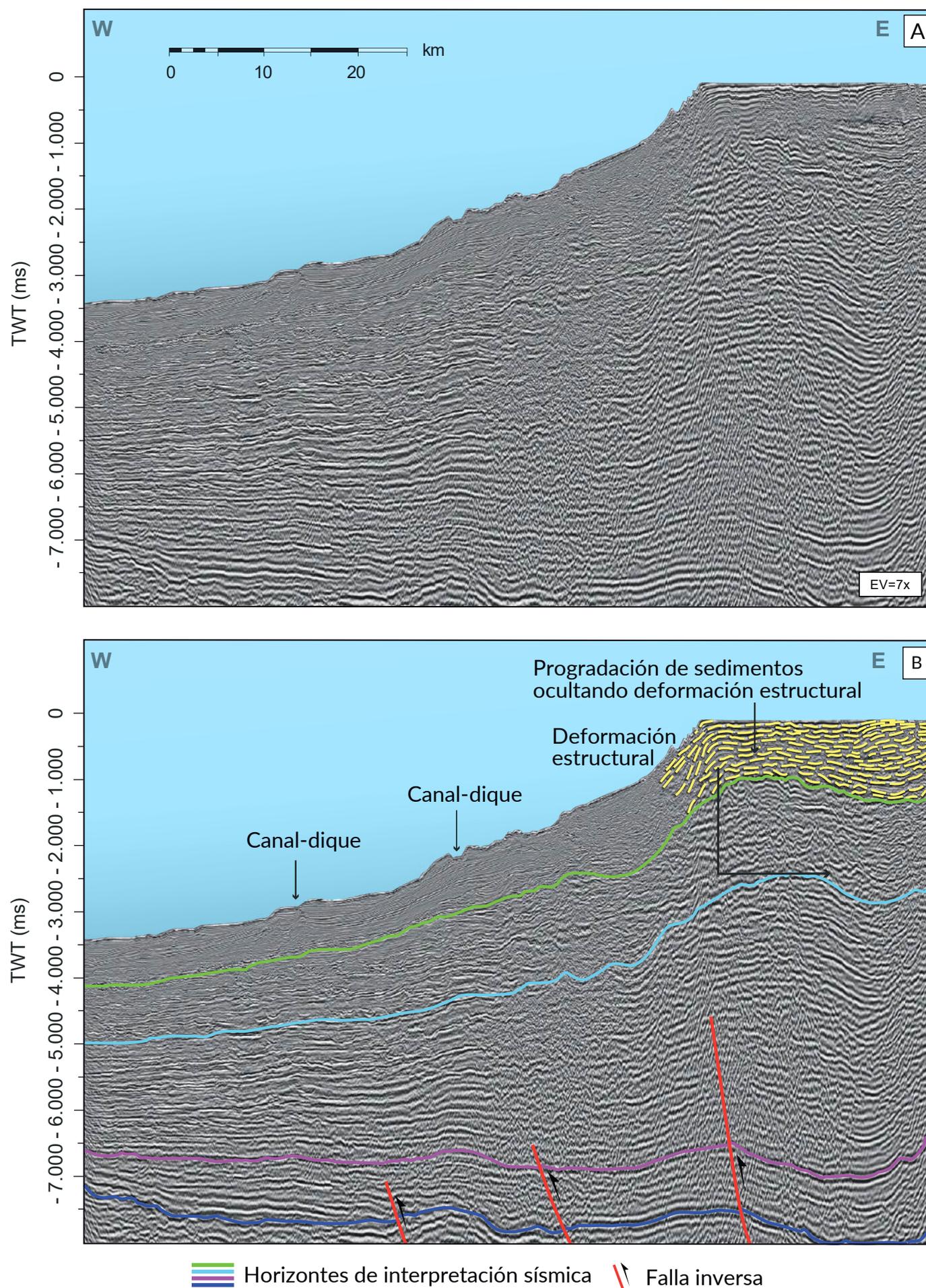


Figura 62. (A) Línea sísmica 2D de la zona ARM, cuyo trazado es perpendicular a la línea de costa, y su ubicación es mostrada en la **Figura 61A. (B)** Sección sísmica interpretada donde se observa la apariencia suavizada del relieve de fondo marino. Las líneas amarillas resaltan la progradación de sedimentos que cubren bajo el fondo marino las estructuras de deformación aún existentes en el subsuelo, y que es asociada al efecto del alto aporte de sedimentos desde el Río Magdalena.

Hacia el norte de la zona CDSS, el talud superior se caracteriza por la presencia de depósitos de remoción en masa, flujos de detritos y depósitos hemipelágicos-pelágicos (**Figura 63B**). En el sur de la zona predominan los depósitos de remoción en masa y flujos de detritos. En el quiebre del talud se observan coronas de deslizamientos y huellas erosivas sobre el fondo marino, lo que permite estimar que las mayores distancias horizontales alcanzadas por estos eventos se encuentran alrededor de los 30 km. Los flujos de detritos parecen ser el principal alimentador de los MTC identificados en las subcuencas intratalud (**Figuras 63B y 64B**). Por otro lado, hacia la porción norte se encuentra una densidad significativa de volcanes de lodo, localizados mayormente sobre las colinas.

Las pendientes observadas en el fondo marino de esta zona se encuentran entre 0° y 35° (**Figura 63C**). Sin embargo, es de resaltar que estas pendientes están relacionadas con el tipo de geoforma, es así como los sedimentos que rellenan las subcuencas y intratalud, junto con los depósitos hemipelágicos y pelágicos y los MTC presentan valores de pendiente entre 0° y 7° con promedio entre 2,8° y 3,5°, mientras que las mayores pendientes están asociadas a las zonas de escarpes de deslizamientos con valores máximos entre 28° y 35°. Los sistemas canalizados están influenciados tanto por la pendiente del talud como por lineamientos estructurales que cortan el CDSS en dirección SE-NW (**Figura 63D**). De igual manera, dentro de las subcuencas intratalud son reorientados en dirección NE-SW. Estos drenajes favorecen tanto la comunicación entre subcuencas intratalud adyacentes, como el paso de sedimentos hacia el fondo de la Cuenca Colombia.

5.4. Zona CDSS-MTC

En la geomorfología del fondo marino de la porción norte de esta zona prevalecen los eventos de remoción en masa, tales como MTC y flujos de detritos que colmatan las subcuencas intratalud y erosionan las colinas (**Figuras 65A-B**) (Alfaro et

al., 2014; Naranjo-Vesga et al., 2020). Estos flujos imprimen huellas de erosión sobre el fondo marino generando superficies irregulares conocidas como textura *hummocky* (Bell et al., 2013; Bornhold y Johns, 1984; Vanneste et al., 2013). De acuerdo con las mediciones realizadas, los flujos de detritos alcanzan desplazamientos horizontales que superan los 30 km, lo que evidencia su alta movilidad. Hacia el sector sur de la zona, los sedimentos son removilizados por flujos canalizados, particularmente cañones submarinos que evolucionan a partir de deslizamientos, evidenciados en coronas ubicadas al quiebre de la plataforma, cuyos flujos convergen en la dirección de transporte (**Figuras 65B y D**). Los sistemas canalizados presentan baja sinuosidad y orientación NW-SE y la ausencia de barreras topográficas que los interrumpan favorecen la interconexión entre la plataforma continental y el fondo de la cuenca (**Figura 65D**). Las pendientes del área por lo general son menores a 5°, incrementándose hasta 15° en los bordes de los sistemas canalizados y alrededor de 30° en los escarpes y deslizamientos asociados al frente de deformación (**Figura 65C**).

En el subsuelo, esta zona presenta un fuerte componente de deformación estructural, producto de la interacción entre las placas de Panamá y la placa de América del Sur, (Cortés y Angelier, 2005; Duque-Caro, 1990; 1979), y observado en estructuras altamente deformadas por fallas inversas, agrupadas en sistemas imbricados con vergencia hacia el occidente (**Figura 66B**). Las fallas en esta zona se encuentran mucho más apretadas con respecto a las encontradas hacia la zona central del CDSS, lo que resulta en pliegues más angostos. Potencialmente asociado a la compresión de estratos profundos, se destaca la presencia significativa de procesos de escape de fluidos, generalmente volcanes de lodo que rompen la secuencia sedimentaria más joven hasta llegar a la superficie del lecho marino (**Figuras 65B y 66B**). Este proceso del diapirismo evidencia la sobrepresión existente en el subsuelo, y que ha sido mayormente reportada en el prisma de acreción continental del Sinú (Carvajal, 2016).

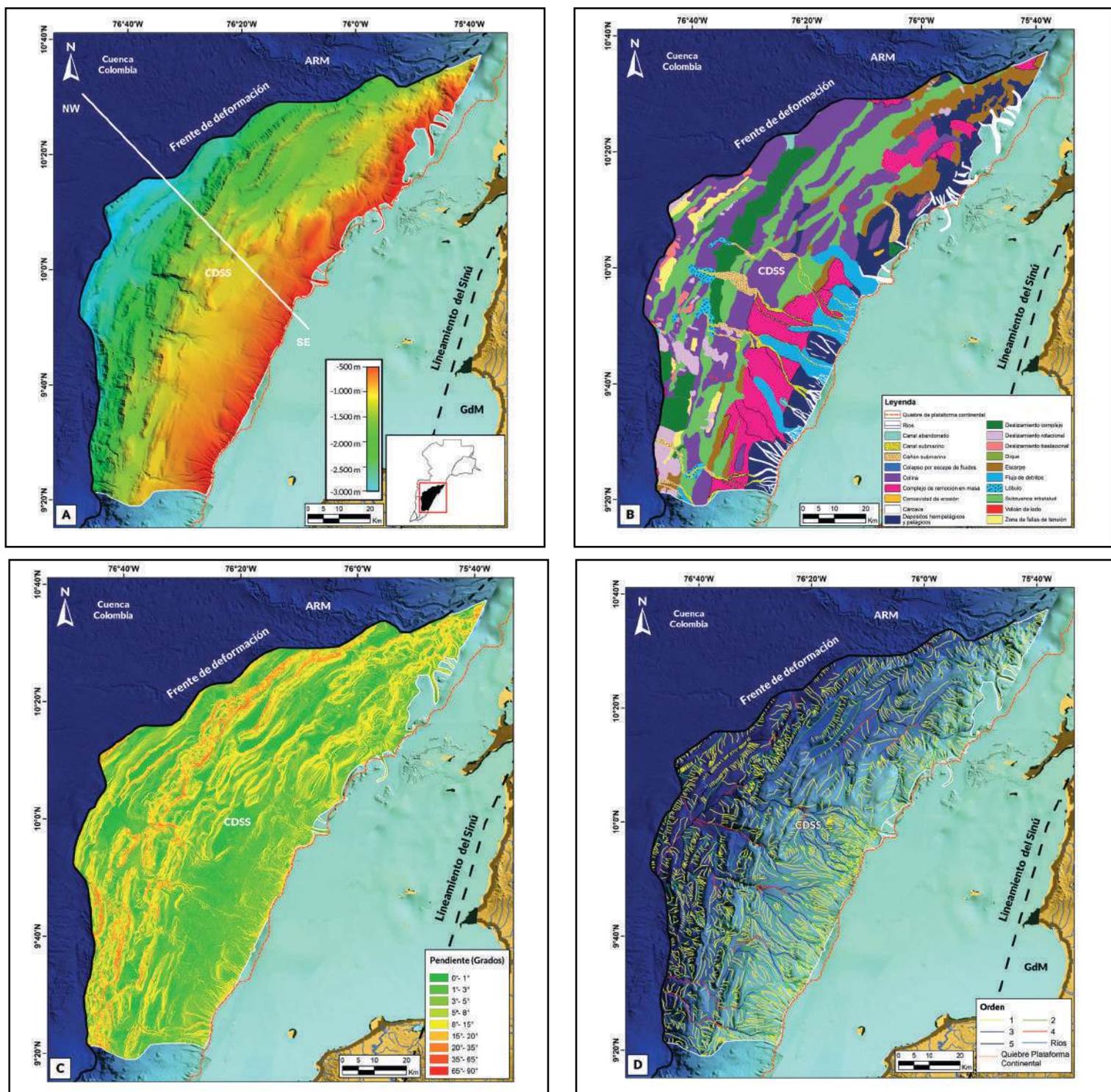


Figura 63. (A) Ubicación y batimetría de la zona geomorfológica CDSS. El límite al oriente corresponde al quiebre de la plataforma continental. Al norte está limitada por los depósitos del ARM y al occidente por el frente de deformación del CDSS. La línea negra W-E, corresponde a la localización de la línea sísmica ilustrada en la **Figura 64A y B.** (B) Distribución de geofomas donde se destaca la presencia de las subcuencas intratalud, colinas, escarpes, MTC y deslizamientos. Nótese la predominancia de subcuencas intratalud y colinas asociadas con la deformación estructural, así como la presencia de sistemas canalizados interconectando subcuencas intratalud adyacentes y favoreciendo el paso de sedimentos hacia el fondo de la Cuenca Colombia. (C) Distribución de pendientes, donde se observan valores entre 0° y 7° en los MTC y subcuencas intratalud, mientras que los valores más altos (28° y 35°) están asociados a los escarpes de los deslizamientos. (D) Direcciones de drenajes predominantes. Los colores representan la jerarquía de los diferentes drenajes según metodología de Strahler (1964). En todos los paneles se ilustra con línea punteada naranja el quiebre de la plataforma continental, la cual se estableció como el aumento de la pendiente a partir de la topografía observada en la batimetría y la información sísmica 2D. La batimetría y elevación continental fuera del área de estudio está basada en el modelo GEBCO (2020). ARM: Abanico del Río Magdalena; CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; CCS: Cuenca Colombia; GdM: Golfo de Morrosquillo.

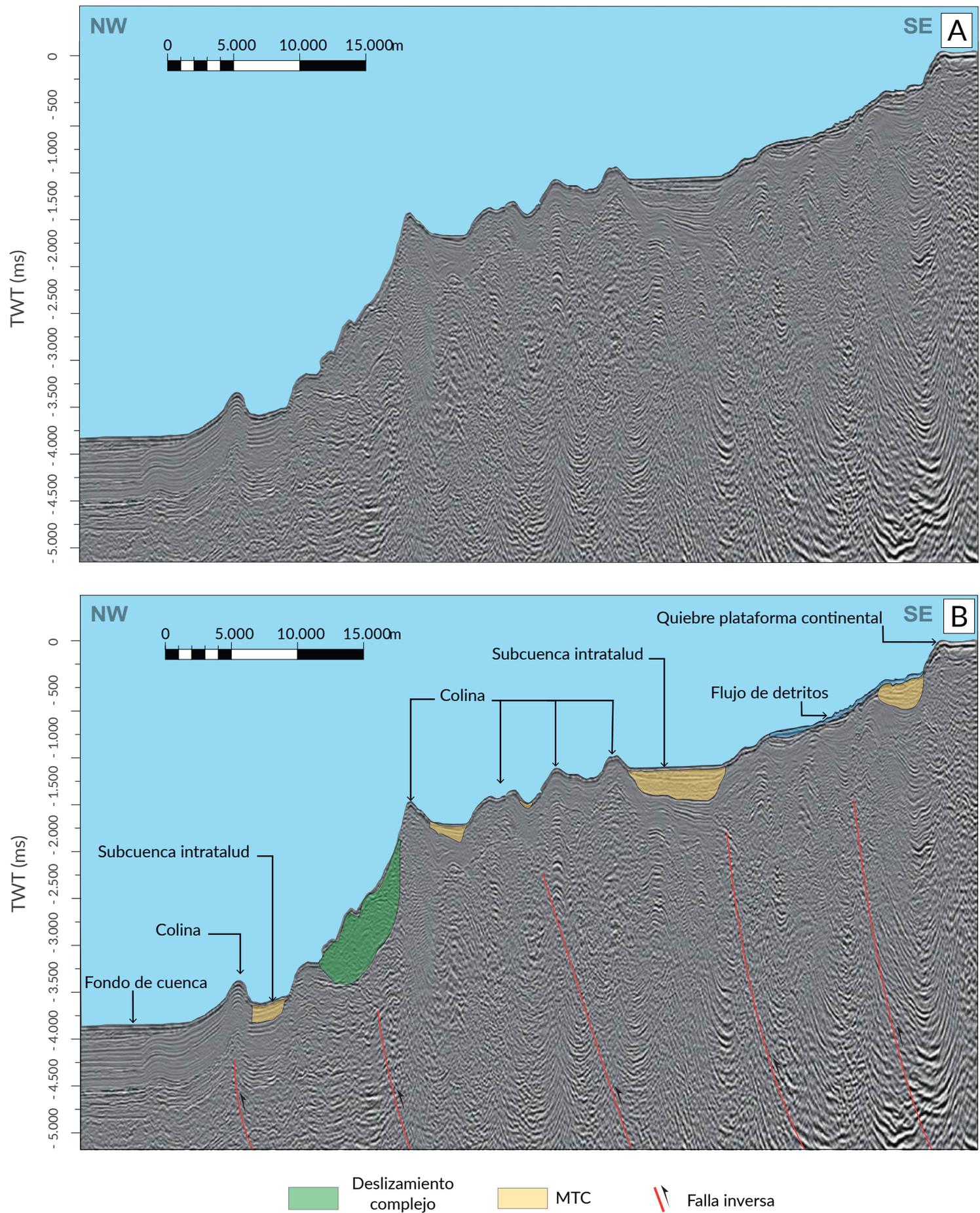


Figura 64. (A) Sección sísmica compuesta 2D de la zona CDSS, cuyo trazado es perpendicular a la línea de costa, y su ubicación es mostrada en la **Figura 63A. (B)** Sección sísmica interpretada donde se presentan un perfil representativo con las principales geoformas y estructuras de deformación. Nótese la presencia de MTC que rellenan las subcuencas intratalud en cercanías al quiebre de la plataforma continental, mientras que hacia la parte baja del talud se observan deslizamientos, colinas y subcuencas intratalud con mayor espacio de acomodación.

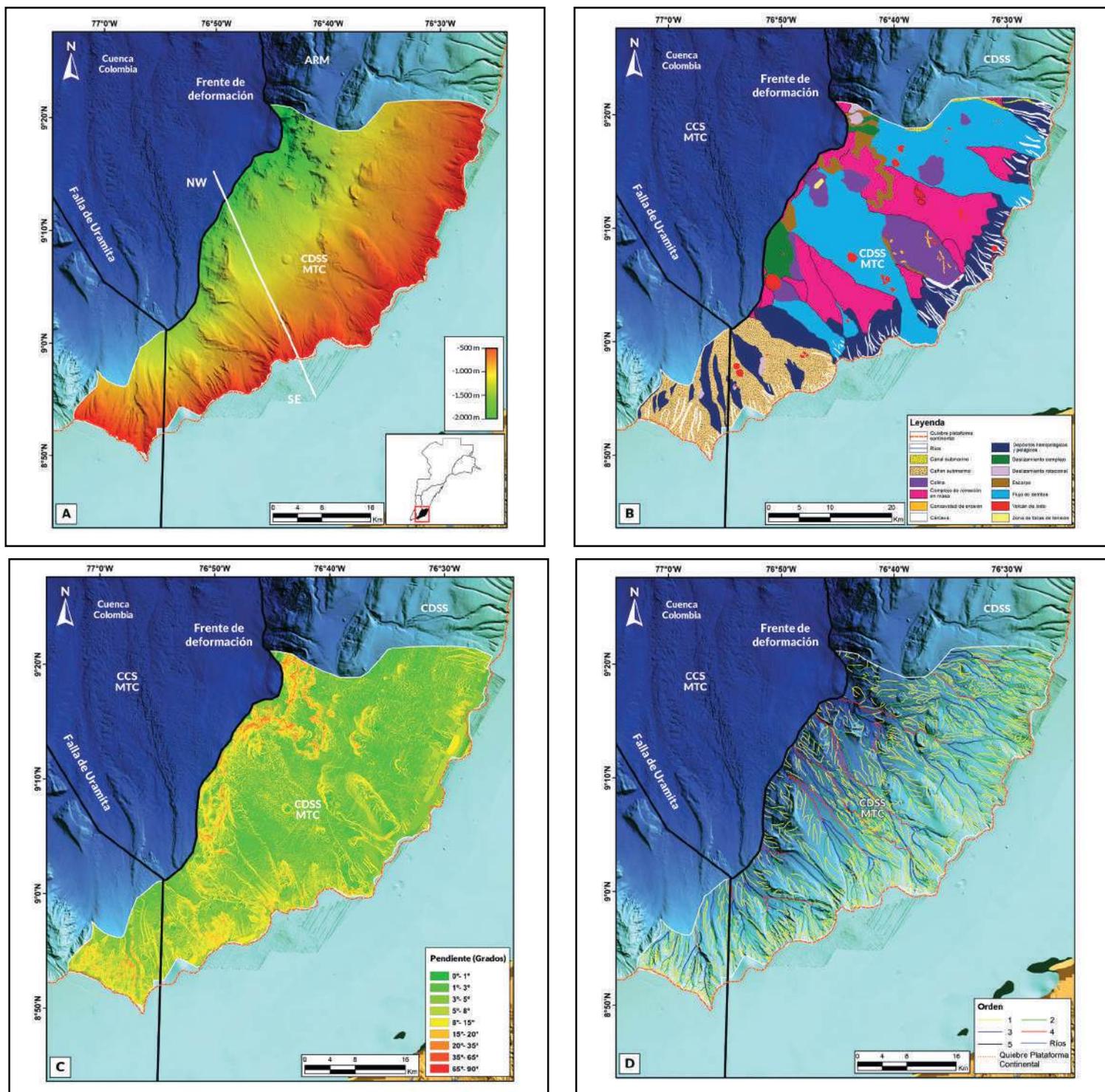


Figura 65. (A) Ubicación y batimetría de la zona geomorfológica CDSS-MTC. El límite al oriente corresponde al quiebre de la plataforma continental. Al norte está limitada por la zona geomorfológica CDSS y al occidente por el frente de deformación del CDSS. La línea negra W-E, corresponde a la localización de la línea sísmica ilustrada en las **Figura 66A-B**. (B) Distribución de geofomas donde se destaca la presencia los MTC, flujos de detritos, cañones y volcanes de lodo. (C) Distribución de pendientes, donde se observan valores menores a 5° en los MTC y flujos de detritos, mientras que en los escarpes de los deslizamientos y en el frente de deformación del CDSS están alrededor de los 30°. (D) Direcciones de drenajes predominantes. Los colores representan la jerarquía de los diferentes drenajes según metodología de Strahler (1964). En todos los paneles, se ilustra con línea punteada naranja el quiebre de la plataforma continental, la cual se estableció como el aumento de la pendiente a partir de la topografía observada en la batimetría y en la información sísmica 2D. La batimetría y elevación continental fuera del área de estudio está basada en el modelo GEBCO (2020). CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; CCS: Cuenca Colombia.

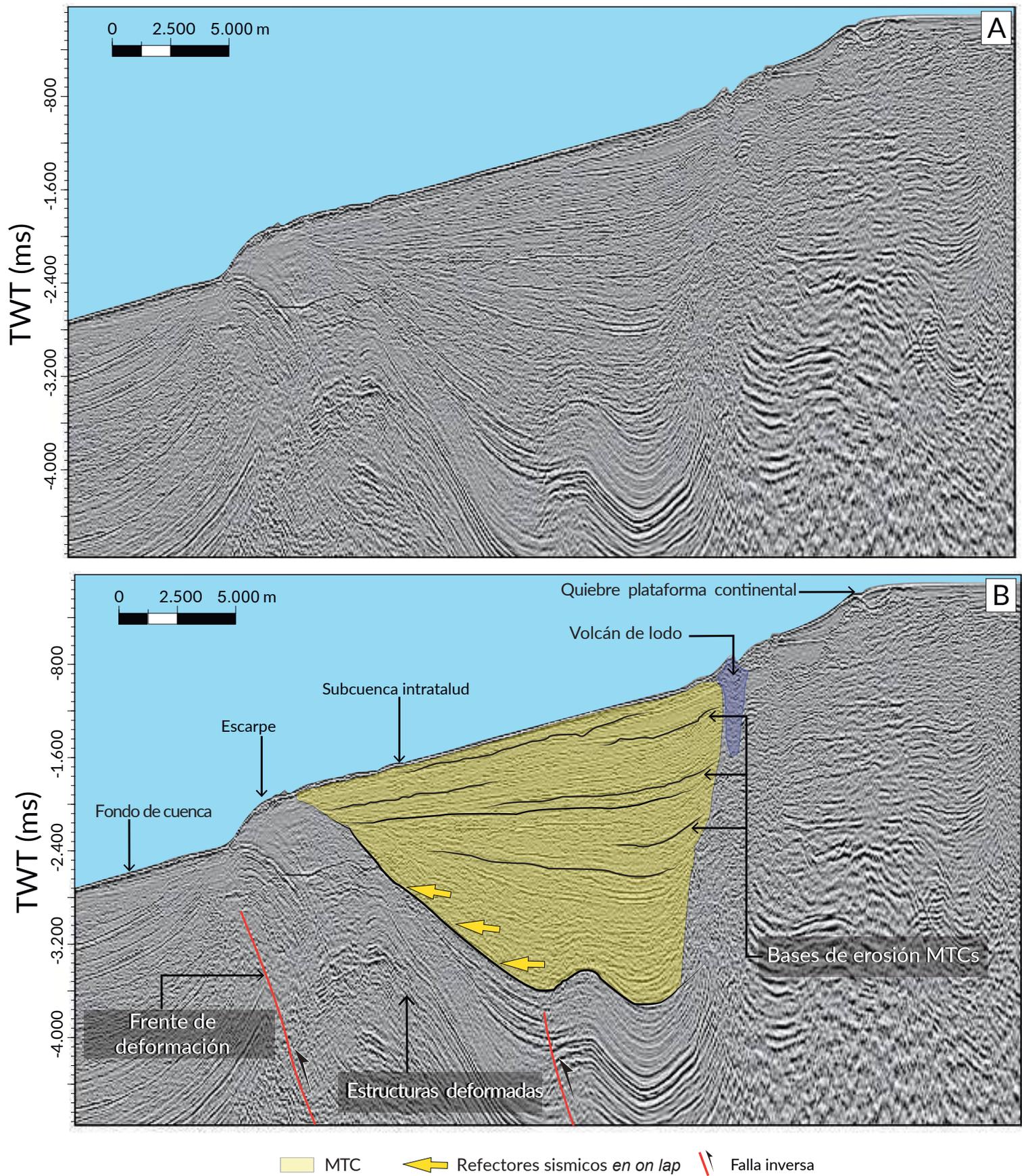


Figura 66. (A) Corte sísmico generado a partir de sísmica 3D de la zona CDSS-MTC, cuyo trazado es perpendicular a la línea de costa, y su ubicación es mostrada en la **Figura 65A-B.** (B) Sección sísmica interpretada donde se presentan un perfil representativo con las principales geoformas y estructuras de deformación en el subsuelo. Los reflectores más jóvenes se encuentran haciendo *onlap* sobre los flancos de las estructuras generadas por los sistemas imbricados (línea negra continua). Por debajo de este nivel, se identifican claramente las estructuras deformadas del CDSS, mientras que, por encima, los reflectores presentan bajos ángulos de inclinación. Nótese en la secuencia más joven, la presencia de MTC que rellenan las subcuencas intratalud, así como los volcanes de lodo que intruyen la secuencia sedimentaria hasta llegar al fondo marino.

5.5. Zona CCS-MTC

Esta zona se ubica en el fondo de la Cuenca Colombia (**Figuras 67A**) y la geomorfología de su sector oriental está ampliamente dominada por procesos de remoción en masa. La tectónica compresiva (Cortés y Angelier, 2005; Duque y Caro, 1990,1979; Ruiz et al, 2000) genera un depocentro con un basculamiento hacia el sur que favorece la creación de espacio de acomodación, el cual es rellenado por MTC, algunos originados en la zona CDSS-MTC (**ver sección 5.4**), como deslizamientos en el quiebre de la plataforma continental, y otros como deslizamientos submarinos, asociados con las altas pendientes del frente de deformación del CDSS y que se depositan en el fondo de la cuenca (**Figura 67B**). Los valores de las pendientes observadas en esta área son en general menores a 5°. En esta parte también ocurren procesos de flujos canalizados heredados de la zona CDSS (**ver sección 5.3**), en particular lóbulos y canales submarinos, originados por el desconfinamiento de los cañones que cortan las estructuras del frente de deformación del CDSS.

Los MTC de la porción oriental de la zona CCS-MTC parecen desplazarse en dirección norte (**Figura 67B**) y hacia las porciones más profundas los pliegues de sus crestas de compresión crean pequeños canales orientados perpendicularmente en relación con la dirección del flujo de los MTC (**Figuras 67B y D**). La superposición de múltiples MTC dificulta la identificación y cuantificación morfométrica de eventos individuales (**Figura 68B**). En esta zona, se lograron diferenciar depósitos que alcanzan áreas hasta de 340 km² y volúmenes de hasta 50 km³. Cabe aclarar que más que eventos individuales, estos MTC se interpretan como resultados del amalgamiento de sucesivos deslizamientos, que en ocasiones se intercalan con la depositación de sedimentos hemipelágicos y pelágicos (**Figura 68B**).

En la porción sur de la zona CCS-MTC los procesos están más bien asociados a flujos canalizados, caracterizados por grandes cañones submarinos con orientación SE-NW, que tiene su origen en el talud superior de la zona CU-MTC (**ver sección 5.6**). Los drenajes de mayor orden siguen la dirección principal de los cañones y MTC (**Figura 67D**), la cual está controlada por la interacción entre la mini placa de Panamá y la placa del Caribe. La dinámica erosiva y de desbordamiento de estos cañones también da origen a grandes crestas intercañones, alineadas en la dirección del drenaje (**Figura 67B**). Los valores de las pendientes observadas aumentan hasta 10° en los bordes de los cañones y colinas (**Figura 67C**).

5.6. Zona CU-MTC

Esta zona se encuentra ubicada al occidente del sistema de fallas de Uramita (**Figura 69A**). En las porciones más profundas del fondo marino se observan procesos de remoción en masa, MTC, que son producto del desconfinamiento de numerosas cárcavas y cañones submarinos que parten desde el quiebre de la plataforma continental y se aglomeran hacia el talud medio dando lugar a depósitos de remoción que rellenan las subcuencas intratalud y el fondo de la cuenca (**Figuras 69B y 70B**). Hacia el oriente, la presencia de colinas masivas y algunos volcanes de lodo sugieren que la deformación estructural compresiva tiene un rol dominante. Las colinas presentan clara relación con las estructuras del subsuelo y se orientan NW-SE de manera similar al rumbo del sistema de fallas de Uramita (**Figura 69B**).

Las pendientes dominantes en el área son menores a 5° y se incrementan hasta alrededor de 15° en las colinas y bordes de sistemas canalizados (**Figura 69C**). Los drenajes presentan orientación principal SE-NW (**Figura 69D**) en concordancia con el rumbo de las principales colinas y el sistema de fallas de Uramita.

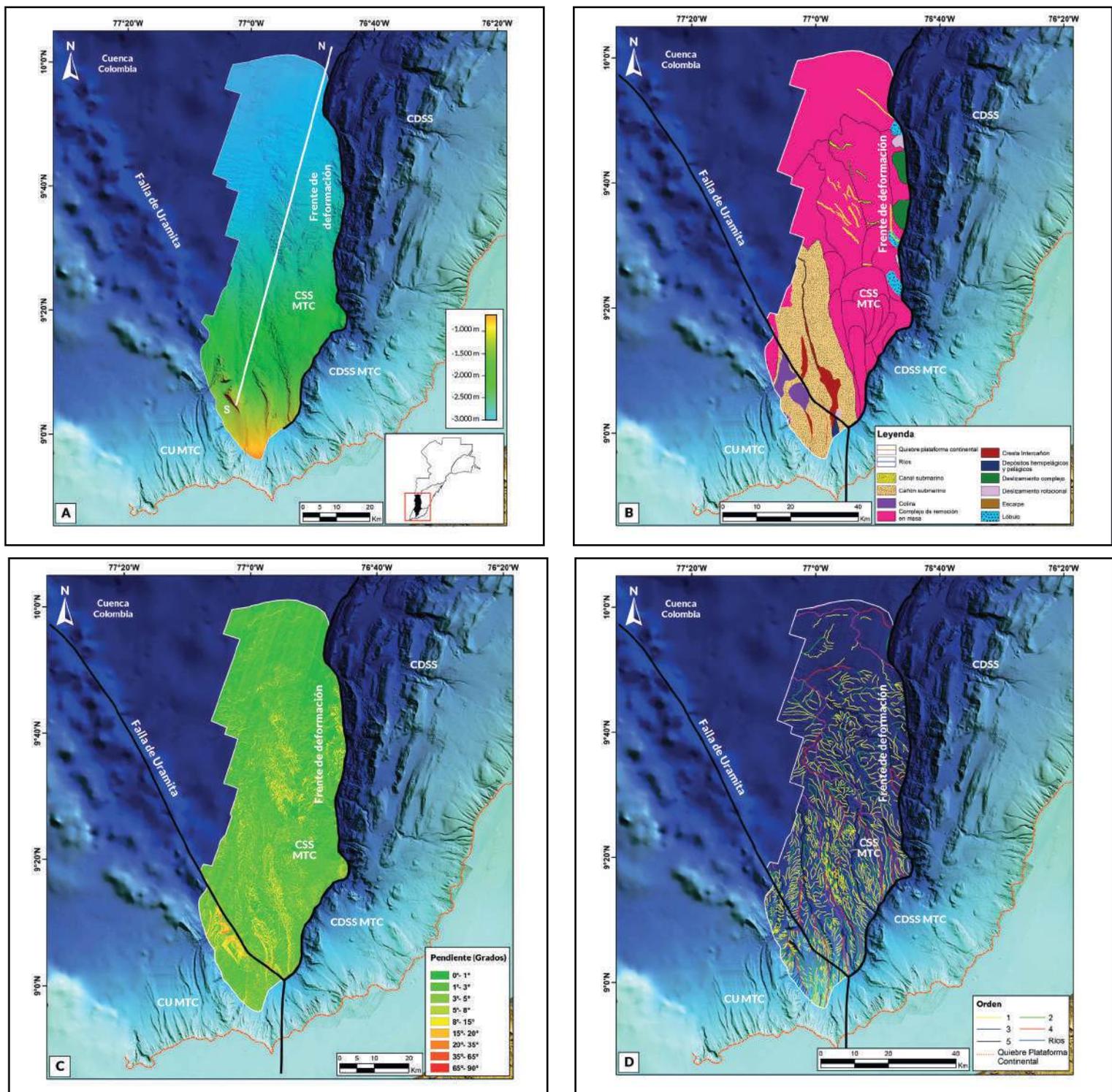


Figura 67. (A) Ubicación y batimetría de la zona geomorfológica CCS-MTC. El límite al oriente corresponde al frente de deformación del CDSS. Al norte, está limitada por la zona geomorfológica ARM. Al occidente está limitada por la información disponible y al sur limita con la zona geomorfológica CU-MTC. La línea negra W-E, corresponde a la localización de la línea sísmica ilustrada en las Figuras 68A-B. **(B)** Distribución de geofomas donde se destaca la presencia los MTC y cañones. **(C)** Distribución de pendientes, donde se observan valores menores a 5° en los MTC, mientras que en los bordes de cañones y altos estructurales alcanzan los 10°. **(D)** Direcciones de drenajes predominantes. Los colores representan la jerarquía de los diferentes drenajes según metodología de Strahler (1964). En todos los paneles se ilustra con línea punteada naranja el quiebre de la plataforma continental, la cual se estableció como el aumento de la pendiente a partir de la topografía observada en la información batimétrica y la sísmica 2D. La batimetría y elevación continental fuera del área de estudio está basada en el modelo GEBCO (2020). CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; CCS: Cuenca Colombia; CU: Cuenca Urabá.

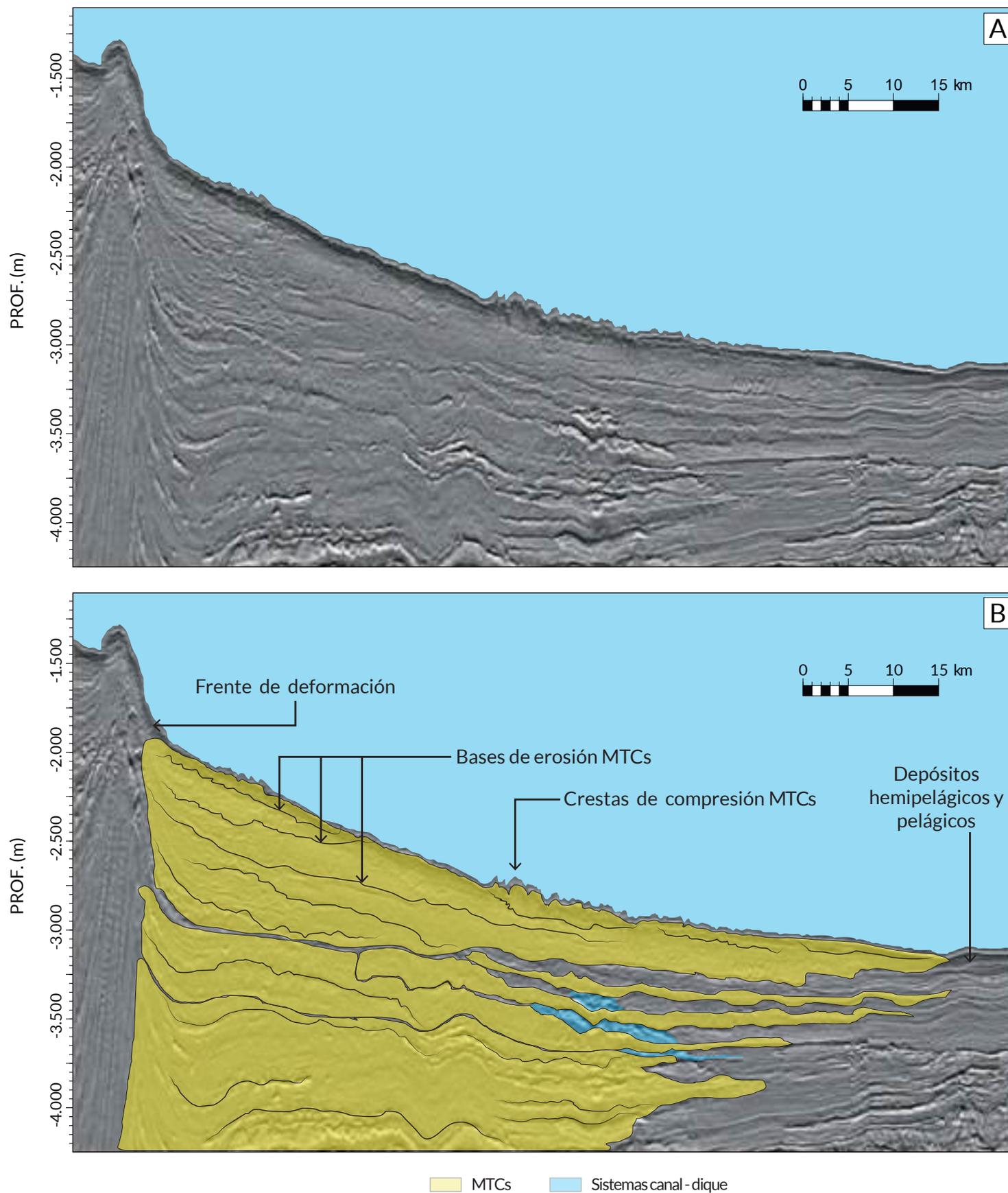


Figura 68. (A) Corte sísmico generado a partir de sísmica 3D de la zona CCS-MTC, cuyo trazado es perpendicular a la línea de costa, y su ubicación es mostrada en la **Figura 67A**. (B) Sección sísmica interpretada donde se puede observar el apilamiento de numerosos eventos de MTC, los cuales son la principal geofoma presente en esta zona. En este corte se estima que un 80% del espesor corresponde a MTC y un 20% a sedimentación hemipelágica y pelágica que se encuentra visiblemente erosionada o decapitada por estos depósitos.

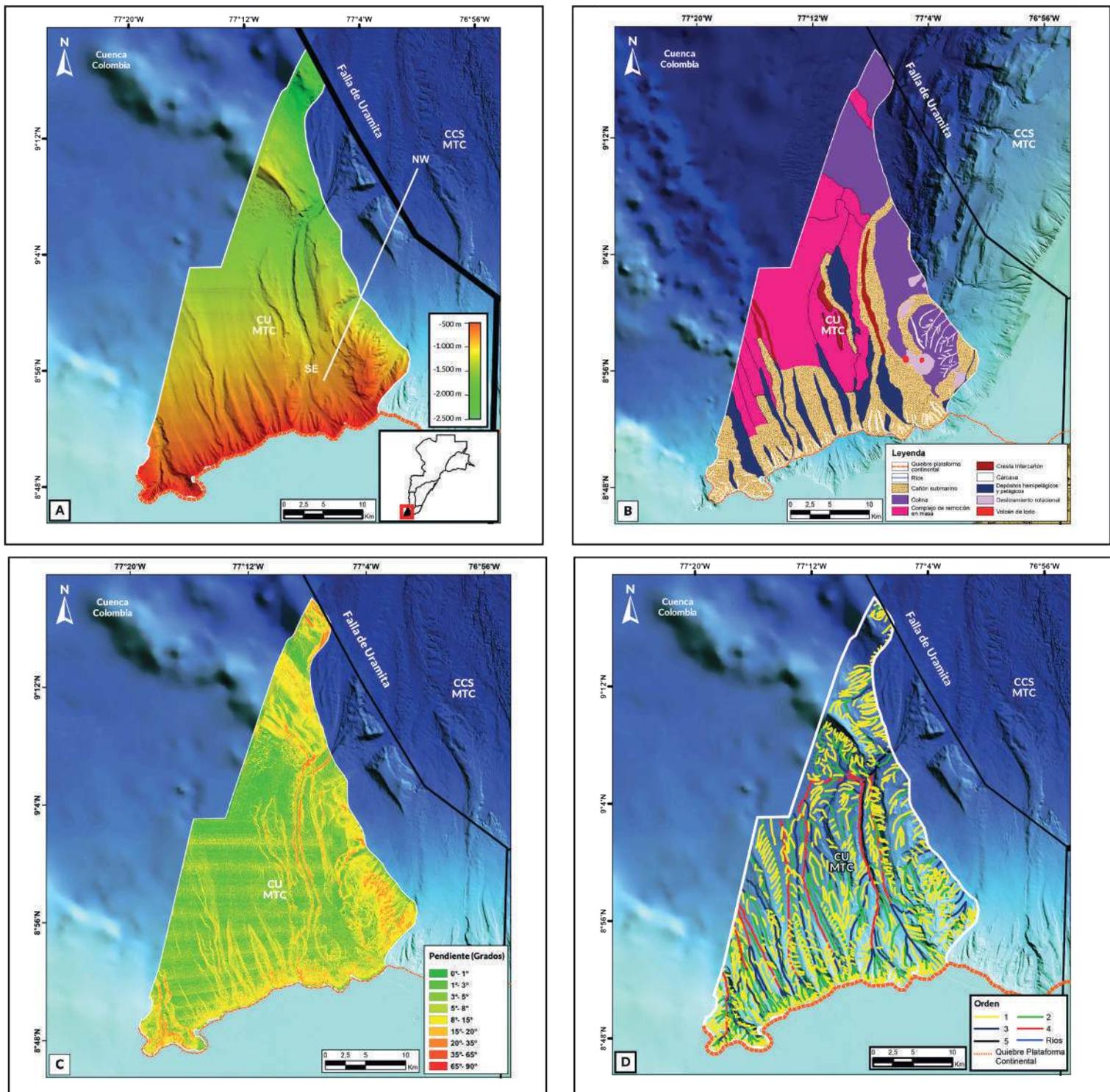


Figura 69. (A) Ubicación y batimetría de la zona geomorfológica CU-MTC. El límite al occidente corresponde al sistema de fallas de Uramita. Al norte está limitada por la información disponible y al sur está limitada por el quiebre de la plataforma continental. La línea negra W-E corresponde a la localización de la línea sísmica ilustrada en la Figuras 70A y B. (B) Distribución de geofomas donde se destaca la presencia los MTC, cañones y colinas influenciados por la tectónica de la mini placa de Panamá. (C) Distribución de pendientes, donde se observan valores menores a 5° en los MTC, mientras que en los bordes de cañones y colinas alcanzan los 15°. (D) Direcciones de drenajes predominantes. Los colores representan la jerarquía de los diferentes drenajes según metodología de Strahler (1964). En todos los paneles se ilustra con línea punteada naranja el quiebre de la plataforma continental, la cual se estableció como el aumento de la pendiente a partir de la topografía observada en la información batimétrica y sísmica 2D. La batimetría y elevación continental fuera del área de estudio está basada en el modelo GEBCO (2020). CDSS: Cinturón deformado del Sinú Sur; CCS: Cuenca Colombia; CU: Cuenca Urabá.

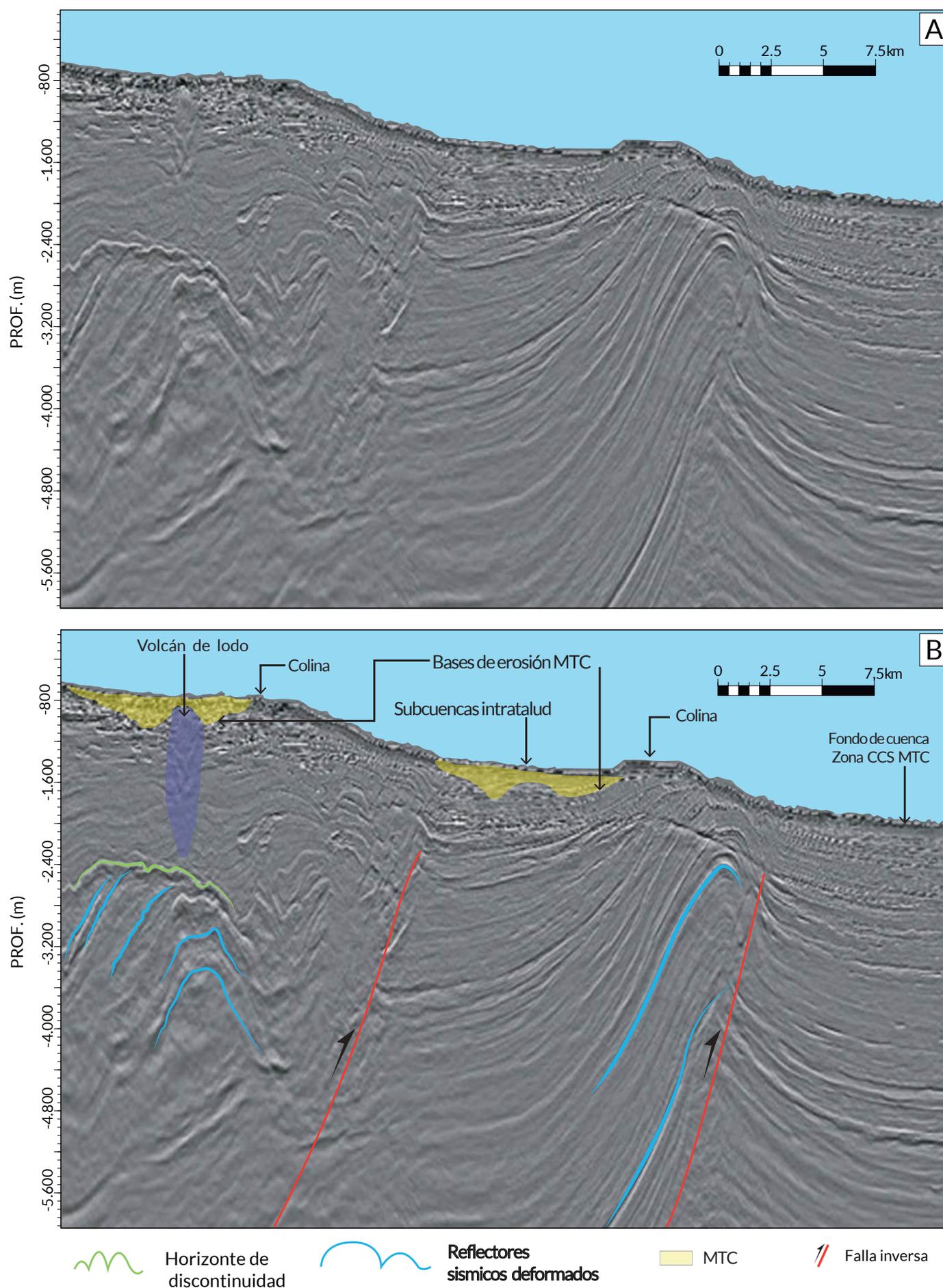


Figura 70. (A) Corte sísmico generado a partir de sísmica 3D de la zona Cu- MTC, cuyo trazado es perpendicular a la línea de costa, y su ubicación es mostrada en la **Figura 69A**. (B) Sección sísmica interpretada donde se puede observar las principales fallas que separan en subsuelo las diferentes áreas. La deformación en subsuelo al occidente de la Falla de Uramita es debida al movimiento del frente de deformación de la miniplaca de Panamá, y se caracteriza por estructuras con orientación NW-SE. Esta dirección es aproximadamente ortogonal a la identificada al oriente de Falla de Uramita, en el CDSS, donde la es estructuras tienen un rumbo SW-NE.

Conclusiones

Este trabajo se presenta como una primera aproximación regional de la distribución de geoformas submarinas de aguas profundas del Caribe Sur de Colombia. Acorde con los resultados y la interpretación de información batimétrica multihaz y sísmica de exploración 2D y 3D, en un área aproximada de 67.700 km² se pueden identificar 6 tipos de procesos predominantes: 1) procesos erosivos y depositacionales asociados a flujos canalizados a favor de la pendiente; 2) procesos de remoción en masa pendiente abajo por acción de la gravedad; 3) procesos en los cuales las corrientes de fondo interactúan con formas preexistentes del relieve, creando nuevas formas depositacionales y erosivas; 4) procesos asociados a la movilización vertical con escape de fluidos y sedimentos hacia la superficie del fondo marino; 5) procesos de deformación estructural consecuencia de la actividad tectónica entre la placa oceánica del Caribe, la placa continental de Suramérica y la mini placa de Panamá, creando geoformas con relieves positivos y negativos; y 6) procesos cuyo origen es de difícil adscripción a una de las categorías anteriormente descritas y cuya definición depende de una mayor resolución espacial y vertical de la información geofísica o de la incorporación de otras disciplinas como la sedimentología y oceanografía.

De acuerdo con la diversidad y distribución de las geoformas de aguas profundas, el área de estudio se puede subdividir en seis zonas geomorfológicas: (1) CDSN, caracterizada por la presencia de subcuencas intratalud, colinas, escarpes, depósitos hemipelágicos-pelágicos, sistemas canalizados y depósitos de deriva por corrientes de contorno; (2) ARM, con prevalencia de sistemas canal-dique, MTC, canales abandonados y ondas de sedimentos; (3) CDSS, donde se destaca la presencia de las subcuencas intratalud, colinas, escarpes, MTC y deslizamientos; (4) CDSS-MTC, donde sobresalen los MTC, flujos de detritos y cañones; (5) CCS-MTC, con predominio de MTC y cañones submarinos; y (6) CU-MTC, donde prevalecen cañones, MTC y colinas.

Estas zonas tienen una fuerte relación con los factores regionales coexistentes, tales como la deformación estructural, el aporte de sedimentos

y las corrientes oceánicas. En las zonas CDSN y CDSS, cuyo límite más profundo es el frente de deformación, los procesos de deformación estructural se encuentran más evidentes en el fondo marino, con anticlinales que se convierten en colinas y se intercalan con subcuencas intratalud. Adicionalmente, los esfuerzos tectónicos regionales o locales, explícitos en estas áreas, parecen aportar presión en el subsuelo facilitando los procesos de escape de fluidos, representados en la mayor densidad de volcanes de lodo en estas zonas. Las irregularidades en el relieve del fondo marino en estas zonas actúan como barreras topográficas para la transferencia de sedimentos desde la plataforma continental hacia el fondo de la Cuenca Colombia.

Por otro lado, en la zona del ARM, cuyo dominio se extiende desde el quiebre de la plataforma continental hasta la Cuenca Colombia, el alto aporte de sedimentos lodosos provenientes del Río Magdalena favorece la presencia de procesos asociados a flujos canalizados, representados en los sistemas de canal-dique y cañones submarinos. Adicionalmente, el alto aporte de sedimentos continentales favorece el relleno de las subcuencas intratalud y la erosión de las barreras topográficas creadas por la deformación estructural pre existente. De esta manera, el relieve del talud continental, inicialmente similar a aquel del CDSS y CDSN, es degradado por la sedimentación, originando una topografía del talud con pendiente suavizada, que cubre la deformación estructural del subsuelo.

Común a toda el área de estudio son los procesos de remoción en masa, de los cuales se destacan los MTC que inician en el quiebre de la plataforma continental y descienden hasta el fondo de la cuenca Colombia en las zonas ARM, CDSS-MTC y CCS-MTC. Las mayores dimensiones de MTC son registradas en el ARM y CCS-MTC, áreas que permiten un transporte más directo de materiales sedimentarios desde la plataforma continental hacia la Cuenca Colombia. Estos procesos de remoción en masa evidencian la generalizada inestabilidad del talud continental, cuyo fallamiento puede estar asociado a múltiples factores aún no establecidos, entre los cuales se pueden contar la sobrecarga sedimentaria, en el caso de las áreas aledañas a los ríos Magdalena y Atrato, así como la actividad sísmica y pendientes altas propias de un entorno de

deformación estructural, e incluso la inestabilidad de los hidratos de gas, en el caso de los CDSN y CDSS.

Los procesos relacionados con corrientes de fondo son identificados por primera vez para el área de estudio en este trabajo, y se observan claramente en el talud superior de la zona CDSN norte. De allí se interpreta, que en aquellas áreas donde la influencia de los flujos canalizados y de remoción en masa es menor, es entonces, donde mejor se preserva en el registro estratigráfico la acción de las corrientes de fondo sobre los depósitos sedimentarios. Por tanto, no se descarta la acción permanente de dichas corrientes sobre otras porciones de la margen continental del Mar Caribe colombiano.

Procesos de gran extensión y relevancia, a los cuales no puede asignarse una causa precisa, son las ondas de sedimento identificadas en las partes distales del ARM, las cuales se han interpretado como producto de corrientes de turbidez no confinadas. Sin embargo, el amplio desconocimiento que existe sobre el comportamiento de las corrientes de fondo en la Cuenca Colombia deja abierta la posibilidad a futuras investigaciones sobre el tema. De igual manera sucede con los depósitos hemipelágicos

y pelágicos, identificados principalmente hacia al tope de las colinas, talud superior y en las zonas de pendiente baja donde los procesos de flujos gravitacionales y las corrientes de fondo no son los predominantes.

Finalmente, las principales dificultades en la interpretación realizada en este trabajo estuvieron asociadas a las áreas donde la información batimétrica presenta resolución espacial mayor a 50 m y en los sectores sin cubrimiento sísmico o de baja resolución, donde no fue posible verificar la existencia de las geoformas con la información del subsuelo. Por esta razón, se considera importante la adquisición de nuevos datos especializados, tales como la caracterización sedimentológica a través de *piston-core* profundos, así como *sub-bottom profiler*, *backscatter*, sísmica 3D y batimetría de alta resolución (<25 m) para las áreas donde se requieran estudios de detalle. La adquisición de nueva la información sedimentológica y geofísica y la integración con otras disciplinas como la oceanografía permitirá seguir mejorando el entendimiento sobre la distribución de geoformas y de los procesos que las originan, tanto en el Caribe Colombiano como en otros márgenes tectónicos convergentes.

/Referencias/

- Abello, A. y Giamo, S. (2000). *Poblamiento y ciudades del Caribe colombiano*. Coedición del Fondo Financiero de Proyectos de Desarrollo - FONADE y el Observatorio del Caribe Colombiano.
- Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C. y Mohrig, D. (2003). Lateral accretion packages (LAPs): An important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 631-648. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.08.00>
- Alfaro, E. y Holz, M. (2014). Seismic geomorphological analysis of deepwater gravity-driven deposits on a slope system of the southern Colombian Caribbean margin. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 294-311. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.06.002>
- Allen, P. y Allen, J. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications*. Wiley-Blackwell.
- Amblas, D., Ceramicola, D., Gerber, T., Canals, M., Chiocci, F., Dowdeswell, J., Harris, P., Huvenne, V., Lai, S., Lastras, G., Micallef, A., Mountjoy, J., Paull, C., Puig, P. y Sánchez-Vidal, A. (2018). Submarine canyons and gullies. En: A. Micallef, S. Krastel y A. Savini, *Submarine Geomorphology* (251-272). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1>
- Anderson, J. T., Van Holliday, D., Kloser, R., Reid, D. G. y Simard, Y. (2008). Acoustic seabed classification: current practice and future directions. *ICES Journal of Marine Science*, 65, 1004-1011. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsn061>
- Andrade, C., Thomas, Y., Lonin, S., Parra, C., Menanteau, L., Cesaraccio, M., Kunes, S., Andreayu, A. Velasco, S. y Piñeros, C. (2004). Aspectos morfológicos de la Bahía de Cartagena de Indias. *Boletín Científico CIOH*, 22, 90-104.
- Andrade, C. A. (2001). Las corrientes superficiales en la cuenca de Colombia observadas con boyas de deriva. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, 25(96), 321-335.
- Andrade, C. A., Barton, E. y Mooers, C. (2003). Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean coast. *Journal of Geophysical Research*, 108(C6): 3185. <https://doi.org/10.1029/2002JC001549>
- Arbo, P. y Thuy, P. (2016). Use conflicts in marine ecosystem-based management: the case of oil versus fisheries. *Ocean & Coastal Management*, 122, 77-86. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.01.008>
- Aristizábal, C. O., Ferrari, A. L. y Silva, C. (2009). Control neotectónico del diapirismo de lodo en la región de Cartagena, Colombia. *I+D Revista de Investigaciones*, 8(1), 42-50.
- Armitage, D. A., McHargue, T., Fildani, A. y Graham, S. A. (2012). Postavulsion channel evolution: Niger Delta continental slope. *AAPG Bulletin*, 96, 823-843. <https://doi.org/10.1306/09131110189>
- Armitage, D. A., Piper, D. J., Mcgee, D. T. y Morris, W. R. (2010). Turbidite deposition on the glacially influenced, canyon-dominated Southwest Grand Banks Slope, Canada. *Sedimentology*, 57, 1387-1408. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01149.x>
- Baas J. H. (1978). Ripple, ripple mark, ripple structure. En: *Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer. https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7_17
- Bailey, W. S., McArthur, A. D. y McCaffrey, W. D. (2021). Distribution of contourite drifts on convergent margins: examples from the Hikurangi subduction margin of New Zealand. *Sedimentology*, 68(1), 294-323. <https://doi.org/10.1111/sed.12779>
- Barat, F., Mercier de Lépinay, B., Sosson, M., Müller, C., Baumgartner, P.O. y Baumgartner-Mora, C. (2014). Transition from the Farallon Plate subduction to the collision between South and Central America: Geological evolution of the Panama isthmus. *Tectonophysics*, 622, 145-167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.008>
- Bell, K. L., Carey, S. N., Nomikou, P., Sigurdsson, H. y Sakellariou, D. (2013). Submarine evidence of a debris avalanche deposit on the eastern slope of Santorini volcano, Greece. *Tectonophysics*, (597-598), 147-160. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.006>
- Bernal, G., Poveda, G., Roldán P. y Andrade, C.A. (2006). Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la Costa Caribe Colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, 30(115), 195-208.
- Bernal-Olaya, R., Mann, P. y Vargas, C.A. (2015a). Earthquake, tomographic, seismic reflection, and gravity evidence for a shallowly dipping subduction zone beneath the Caribbean margin of northwestern Colombia. En: *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (247-270). <https://doi.org/10.1306/13531939m1083642>
- Bernal-Olaya, R., Sánchez, J., Mann, P. y Murphy, M. (2015b). Along-strike crustal thickness variations of the subducting Caribbean plate produces two distinctive styles of thrusting in the offshore South Caribbean deformed belt, Colombia. En: *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (295-322). <https://doi.org/10.1306/13531941m1083645>
- Blumsack, S. L. (1993). A model for the growth of mudwaves in the presence of time-varying currents. *Deep sea research part II: topical studies in oceanography*, 40(4-5), 963-974.
- Bornhold, B. D. y Johns, M. W. (1984). Depositional characteristics of a submarine debris flow. *The Journal of Geology*, 92, 707-727.
- Bouma, A. H., Normark, W. R. y Barnes, N. E. (1985). COMFAN: needs and initial results, En: A. H. Bouma, W. R. Normark y N. E. Barnes (Eds.), *Submarine fans and related turbidite systems* (pp. 7-11), Springer-Verlag.

- Bourguignon, S. N. Bastos, A. C. Quaresma, V. S. Vieira, F. V. Pinheiro, H. Amado-Filho, G. M. De Moura, R. L. y Teixeira, J. B. (2018). Seabed morphology and sedimentary regimes defining fishing grounds along the eastern Brazilian Shelf. *Geosciences*, 8(3), 91. <https://doi.org/10.3390/geosciences8030091>
- Breen, N. A. (1989). Structural effect of Magdalena fan deposition on the northern Colombia convergent margin. *Geology*, 17, 34-37. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0034:SEOMFD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0034:SEOMFD>2.3.CO;2)
- Briceño, L. A. y Vernet, G. (1982). Manifestaciones del diapirismo arcilloso en el margen colombiano del Caribe. *Geofísica Colombiana*, 1, 21-30.
- Brown, C. J., Smith, S. J., Lawton, P. y Anderson, J. T. (2011). Benthic habitat mapping: a review of progress towards improved understanding of the spatial ecology of the seafloor using acoustic techniques. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 92(3), 502-520. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.02.007>
- Buchs, D., HoernleIngo, K. y Grevemeyer, I. (2014). Seamounts. En: J. Harff, M. Meschede, S. Petersen y J. Thiede (Eds.), *Encyclopedia of Marine Geosciences*. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0>
- Cadena, A. F., Romero, G. y Slatt, R. (2015). Application of stratigraphic grade concepts to understand basin-fill processes and deposits in an active margin setting, Magdalena submarine fan and associated fold-and-thrust belts, offshore Colombia. En: *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (323-344). <https://doi.org/10.1306/13531942M1083646>
- Canals, M., Puig, P., De Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A. y Fabres, J. (2006). Flushing submarine canyons. *Nature*, 444, 354-357. <https://doi.org/10.1038/nature05271>
- Cardona, A., Valencia, V. A., Bayona, G., Duque, J., Ducea, M., Gehrels, G., Jaramillo, C., Montes, C., Ojeda, G. y Ruiz, J. (2011). Early-subduction-related orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria Basin, northern Colombia. *Terra Nova*, 23(1), 26-34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00979.x>
- Carvajal, J. H. (2016). Mud diapirism in the Central Colombian Caribbean coastal zone. En: H. Hermelin (Ed.) *Landscapes and landforms of Colombia* (35-53). Springer.
- Centurioni, L. y Niiler, P. (2003). On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophysical Research Letters*, 30(6), 1279, doi:10.1029/2002GL016231
- Ceramicola, S., Dupré, S., Somoza, L., Woodside, J. (2018). Cold Seep Systems. En: A. Micallef, S. Krastel, y A. Savini (Eds.), *Submarine Geomorphology* (367-387). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_19
- Chen, H., Xie, X., Van Rooij, D., Vandorpe, T., Su, M. y Wang, D. (2014). Depositional characteristics and processes of alongslope currents related to a seamount on the northwestern margin of the Northwest Sub-Basin, South China Sea. *Marine Geology*, 355, 36-53. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.008>
- Chen, J., Song, H., Guan, Y., Yang, S., Pinheiro, L. M., Bai, Y., Liu, B. y Geng, M. (2015). Morphologies, classification and genesis of pockmarks, mud volcanoes and associated fluid escape features in the northern Zhongjiannan Basin, South China Sea. *Deep-Sea Research II*, 122, 106-117. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.11.007>
- Chevillot, P., Molina, A., Giraldo, L., Molina, C. (1993). Estudio geológico e hidrológico del Golfo de Urabá. *Boletín Científico CIOH*, 14, 79-90.
- Chiocci, F. L. y Ridente, D. (2011). Regional-scale seafloor mapping and geohazard assessment. The experience from the Italian project MaGIC (Marine Geohazards along the Italian Coasts). *Marine Geophysical Research*, 32, 13-23. <https://doi.org/10.1007/s11001-011-9120-6>
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. y Sugden, D. E. (1984). *Geomorphology*. Methuen.
- CIOH. (1983). *Mapa de repartición de las facies sedimentarias - Bahía de Cartagena, Armada de la república de Colombia*. Dirección General Marítima y Portuaria. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas y Misión Técnica Francesa.
- Clare, M., Chaytor, J., Dabson, O., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Eady, H., Hunt, J., Jackson, C., Katz, O., Krastel, S., León, R., Micallef, A., Moernaut, J., Moriconi, R., Moscardelli, L., Mueller, C., Normandeau, A., Patacci, M., Steventon, M., Urlaub, M., Völker, D., Wood, L. y Jobe, Z. (2018). A consistent global approach for the morphometric characterization of subaqueous landslides. *Geological Society, London, Special Publications*, 477(1). SP477.15. <https://doi.org/10.1144/SP477.15>
- Comisión Colombiana del Océano. (2015). *El océano en las ciencias naturales y sociales* (3ª edición). Entrelibros E-book Solutions.
- Comisión Colombiana del Océano. (2018). *Política Nacional del Océano y de los Espacios Costeros [PNOEC]*. Comisión Colombiana del Océano.
- Cook, H. E., Field, M. E., Gardner, J. V. (1982). Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes. *AAPG Memoir 31: Sandstone Depositional Environments*, 329-364.
- Cormier M. H. y Sloan H. (2018). Abyssal Hills and Abyssal Plains. En: A. Micallef, S. Krastel, A. Savini (Eds.), *Submarine Geomorphology*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_20
- Correa-Ramírez, M., Rodríguez-Santana, Á., Ricaurte-Villota, C. y Páramo, J. (2020). The Southern Caribbean upwelling system off Colombia: water masses and mixing processes. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 155. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.103145>
- Corredor, F. (2003). Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. *Tectonophysics*, 372, 147-166. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00276-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00276-2)

- Corredor, J. (1981). Apuntes sobre la circulación costera en el Caribe noroccidental colombiano. *Boletín Científico del CIOH*, 3, 3-8.
- Cortés, M. y Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403, 29-58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>
- Covault, J. A., Shelef, E., Traer, M., Hubbard, S. M., Romans, B. W. y Fildani, A. (2012). Deep-water channel run-out length: Insights from sea floor geomorphology. *Journal of Sedimentary Research*, 82, 21-36. <https://doi.org/10.2110/jsr.2012.2>
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J. (1996). Landslide types and processes. En: R.L Schuster y A.K. Turner, *Landslides: Investigation and Mitigation* (pp. 36-75). Transportation Research Board. <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr247/sr247-003.pdf>
- Crutchley, G. J. y Kopp, H. (2018). Reflection and Refraction Seismic Methods. En: A. Micallef, S. Krastel, A. Savini. (Eds.), *Submarine Geomorphology* (43-62). Springer. DOI 10.1007/978-3-319-57852-1_1
- Cukur, D., Kong, G.-S., Chun, J.-H., Kang, M.-H., Um, I.-K., Kwon, T., Kwon, U., Jhonson, S., y Kim, K.-O. (2019). Morphology and genesis of giant seafloor depressions on the southeastern continental shelf of the Korean Peninsula. *Marine Geology*, 415. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105966>
- Damuth, J. E., Kolla, V., Flood, R. D., Kowsmann, R. O., Monteiro, M. C., Gorini, M. A., Palma, J. J. C. y Belderson, R. H. (1983). Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). *Geology*, 11 (2), 94-98. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1983\)11<94:DCMABP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<94:DCMABP>2.0.CO;2)
- Davies, R. J. (2003). Kilometer-scale fluidization structures formed during early burial of a deep-water slope channel on the Niger Delta. *Geology*, 31(11), 949-952.
- De By, R., Ellis, M., Georgiadou, Y., Knippers, R., Jan Kraak, M. y Radwan, M. (2001). *Principles of geographic information systems, an introductory textbook*. ITC Educational Textbook Series 1.
- De Moustier, C. (1988). State of the art in swath bathymetry survey systems. *International Hydrography Review*, 65, 25-54.
- Deng, Y. y Wilson, J. P. (2007). Multi-scale and multi-criteria mapping of mountain peaks as fuzzy entities. *International Journal of Geographical Information Science*, 22, 205-218. <https://doi.org/10.1080/13658810701405623>
- Deptuck, M. E., Steffens, G. S., Barton, M. y Pirmez, C. (2003). Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 649-676. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.004>
- Deptuck, M. E., Sylvester, Z. (2018). Submarine fans and their channels, levees, and lobes. En: A. Micallef, S. Krastel y A. Savini (Eds.), *Submarine Geomorphology* (pp. 273-299). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_15
- Deptuck, M. E., Sylvester, Z., Pirmez, C. y O'Byrne, C. (2007). Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 406-433. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.0>
- Devis-Morales, A., Rodríguez-Rubio, E., Montoya-Sánchez, R. A. (2021). Modelling the transport of sediment discharged by Colombian rivers to the southern Caribbean Sea. *Ocean Dynamics*, 71. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01431-y>
- Di Luccio, D., Banda, I. M., Correa, L. E., Morales, D. F., Maggi, S. y Palmisano, M. (2021). Physical and geochemical characteristics of land mud volcanoes along Colombia's Caribbean coast and their societal impacts. *Science of The Total Environment*, 759, 144225
- Dierssen, H. M. y Theberge Jr., A. E. (2014a). *Bathymetry: history of seafloor mapping*. Taylor & Francis Group.
- Dierssen, H. M. y Theberge Jr., A. E. (2014b). *Bathymetry: assessing Methods*. Encyclopedia of Natural Resources. DOI: 10.1081/E-ENRW-120048588.
- Diesing, M., Green, S. L., Stephens, D., Lark, R. M., Stewart, H. A. y Dove, D. (2014). Mapping seabed sediments: comparison of manual, geostatistical, object-based image analysis and machine learning approaches. *Continental Shelf Research*, 84(1), 107-119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2014.05.004>
- Dikau, R. (1989). The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. En: J. F. Raper (Ed.), *Three dimensional applications in geographical information systems* (51-77). Taylor & Francis.
- Dimitrov, L. I. (2002). Mud volcanoes - the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59, 49-76.
- Duque-Caro, H. (1979). Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. En: J. S. Watkins, L. Montadert, y P. W. Dickerson. *Memoir 29: geological and geophysical investigations of continental Margins*. AAPG. <https://doi.org/10.1306/M29405C22>
- Duque-Caro, H. (1990). The Choco block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71-84. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- Ehler, C. y Douvère, F. (2009). Marine spatial planning: a step-by-step approach toward ecosystem-based management. Intergovernmental Oceanographic Commission and Man and the Biosphere Programme. *IOC Manual and Guides No. 53, ICAM Dossier No. 6*. UNESCO.



- Ellis, J. P. y McGuinness, W. T. (1986). Pockmarks of the Northwestern Arabian Gulf. En: Society for Underwater Technology, *Oceanology* (p.p. 353-367), https://doi.org/10.1007/978-94-009-4205-9_39
- Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Chiocci, F. L., Baraza, J. y Farran, M. (2002a). The Magdalena turbidite system (Caribbean Sea): present-day morphology and architecture model. *Marine Geology*, 185, 303-318.
- Ercilla, G., Wynn, R. B., Alonso, B. y Baraza, J. (2002b). Initiation and evolution of turbidity current sediment waves in the Magdalena turbidite system. *Marine Geology*, 192, 153-169.
- Ercilla, G., Alonso, B., Wynn, R. B., Baraza, J. (2002c). Turbidity current sediment waves on irregular slopes: observations from the Orinoco sediment-wave field. *Marine Geology*, 192, 171-187.
- Escalona, A. y Mann, P. (2011). Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 8-39. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.01.016>
- Escobar, C. A., Velásquez, L. y Posada, F. (2015). Marine currents in the Gulf of Urabá, Colombian Caribbean Sea. *Journal of Coastal Research*, 316, 1363-1374. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-14-00186.1>
- Essential, I., Stow, D., Smillie, Z. (2018). Contourite drifts and associated bedforms. En: A. Micallef y S. A. Krastel (Eds.), *Submarine geomorphology* (301-331). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_16
- Estrada, F., Ercilla, G., Alonso, B. (2005). Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): implications for sedimentary dynamics. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 623-635.
- Etiopé, G. y Milkov, A. V. (2004). A new estimate of global methane flux from onshore and shallow submarine mud volcanoes to the atmosphere. *Environmental Geology*, 46(8), 997-1002. <https://doi.org/10.1007/s00254-004-1085-1>
- Evans, I. S. (2003). Scale-specific landforms and aspects of the land surface. En: I. S. Evans, R. Dikau, E. Tokunaga, H. Ohmori y M. Hirano (Eds.), *Concepts and modelling in Geomorphology: International Perspectives* (61-84). Terrapub.
- Evans, I. S. (2012). Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? *Geomorphology*, 137, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.029>
- Faugères, J. C., Mezerais, M. L. y Stow, D. A. V. (1993). Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology*, 82, 189-203. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90121-K](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90121-K)
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162(1), 1-38. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00068-7)
- Fenty, I., Willis, J. K., Khazendar, A., Dinardo, S., Forsberg, R., Fukumori, I., et al. (2016). Oceans melting greenland: early results from NASA'S ocean-ice mission in Greenland. *Oceanography*, 29, 72-83. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.100>
- Field, M. E. y Jennings, A. E. (1987). Seafloor gas seeps triggered by a northern California earthquake. *Marine Geology*, 77(1-2), 39-51. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(87\)90082-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(87)90082-X)
- Field, M. E., Gardner, J. V. y Prior, D. B. (1999). Geometry and significance of stacked gullies on the northern California slope. *Marine Geology*, 154, 271-286. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00118-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00118-2)
- Fildani, A., Normark, W. R., Kostic, S. y Parker, G. (2006). Channel formation by flow stripping: Largescale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology*, 53(6), 1265-1287.
- Fisher, P.F., Wood, J. y Cheng, T. (2004). Where is Helvellyn? Fuzziness of multi-scale landscape morphometry. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 29, 106-128.
- Flinch, J., Amaral, J., Doucet, A., Mouly, B., Osorio, C. y Pince, J. M. (2003). *Structure of the offshore Sinu accretionary wedge*. Northern Colombia. [Conferencia]. VIII Simposio Bolivariano: Exploración petrolera en las Cuencas Subandinas, 76-83.
- Flood, R. D. (1988). A lee wave model for deep-sea mud wave activity. *Deep-Sea Research, Part A, Oceanographic Research Papers*, 35, 973-983. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90071-4](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90071-4)
- Flood, R. D. y Damuth, J. E. (1987). Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon Deep-Sea Fan. *GSA Bulletin*, 98(6), 728-738. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<728:QCOSDC>2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<728:QCOSDC>2.0.CO)
- Franco, D. A., Restrepo, J. C., Sanabria, N. Y. y Gutiérrez, J. C. (2013). Caracterización y distribución de facies sedimentarias en la Bahía de Cartagena, Colombia. *Boletín de Geología*, 35(1), 43-53.
- Frey-Martínez, J. (2010). 3D Seismic interpretation of mass transport deposits: implications for basin analysis and geohazard evaluation. En: D. C. Mosher et al., *Submarine mass movements and their consequences*, 553-568. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9_45
- Fuhrmann, A., Kane, I. A., Clare, M. A., Ferguson, R. A., Schomacker, E., Bonamino, E. y Contreras, F. A. (2020). Hybrid turbidite-drift channel complexes: An integrated multiscale model. *Geology*, 48(6), 562-568, <https://doi.org/10.1130/G47179.1>
- Galindo, P. y Lonergan, L. (2020). Basin evolution and shale tectonics on an obliquely convergent margin: the Bahia basin, offshore Colombian Caribbean. *Tectonics*, 39(3). <https://doi.org/10.1029/2019tc005787>
- Gamberi, F. (2020). Systems supplying sediment to canyon heads (SSSCHs) in the Tyrrhenian Sea: The past and the present as a key to understanding deep-sea stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, 119, 104470. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104470>

- García, M., Hernández-Molina, F. J., Alonso, B., Vázquez, J. T., Ercilla, G., Llave, E. y Casas, D. (2016). Erosive sub-circular depressions on the Guadalquivir Bank (Gulf of Cadiz): Interaction between bottom current, mass-wasting and tectonic processes. *Marine Geology*, 378, 5-19. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.004>
- Gay, A., López, M., Cochonat, P., Sultán, N., Cauquil, E. y Brigaud, F. (2003). Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin. *Geological Society of London Special Publication*, 216, 173-189. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.12>
- GEBCO. (2020). *The GEBCO_2020 Grid - a continuous terrain model of the global oceans and land*. British Oceanographic Data Centre. <https://doi.org/10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9>
- Gerber, T. P., Amblas, D., Wolinsky, M. A., Pratson, L. F. y Canals, M. (2009). A model for the long-profile shape of submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1-24. <https://doi.org/10.1029/2008JF001190>
- Gille, S. T., Metzger, E. J. y Tokmakian, R. (2004). Seafloor topography and ocean circulation. *Oceanography*, 17(1), 47-54. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2004.66>
- Glimsdal, S., Løvholt, F., Harbitz, C. B. et al. (2019). A new approximate method for quantifying tsunami maximum inundation height probability. *Pure and Applied Geophysics*, 176, 3227-3246. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02091-w>
- Gula, J., Molemaker, M. J. y McWilliams, J. C. (2015). Gulf stream dynamics along the southeastern U.S. Seaboard. *Journals of Physical Oceanography*, 45, 690-715. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0154.1>
- Hammer, O., Webb, K. E. y Depreiter, D. (2009). Numerical simulation of upwelling currents in pockmarks, and data from the Inner Oslofjord, Norway. *Geo-Marine Letters*, 29, 269-275. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0140-z>
- Hampton, M., Lee, H. J., Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Geophysics*, 34(1), 35-59. <https://doi.org/10.1029/95rg03287>
- Harris, P. T. y Baker, E. K. (2020). *Seafloor Geomorphology as benthic habitat*. 2a edición. Elsevier Science.
- Harris, P. T. y Whiteway, T. (2011). Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69-86. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.008>
- He, Y., Zhong, G., Wang, L. y Kuang, Z. (2014). Characteristics and occurrence of submarine canyon-associated landslides in the middle of the northern continental slope, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 57. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.07.003>
- Hein, J. R., Conrad, T. A. y Dunham, R. E. (2009). Seamount characteristics and mine-site model applied to exploration and mining-lease-block selection for cobalt-rich ferromanganese crusts. *Marine Georesources & Geotechnology*, 27, 160-176. <https://doi.org/10.1080/10641190902852485>
- Heiniö, P. y Davis, R. J. (2009). Trails of depressions and sediment waves along submarine channels on the continental margin of Espírito Santo Basin, Brazil. *GSA Bulletin*, 121 (5-6), 698-711. <https://doi.org/10.1130/B26190.1>
- Hengl, T. (2006). Finding the right pixel size. *Computers & Geosciences*, 32(9), 1283-1298. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.11.008>
- Hernández-Molina, F. J., Llave, E. y Stow, D. A. (2008). Chapter 19 Continental Slope Contourites. *Developments in Sedimentology*, 60(08), 379-408. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10019-X](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10019-X)
- Hernández-Molina, F. J., Wählin, A., Bruno, M., Ercilla, G., Llave, E., Serra, N., ... y Sánchez-González, J. M. (2016). Oceanographic processes and morphosedimentary products along the Iberian margins: A new multidisciplinary approach. *Marine Geology*, 378, 127-156. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.008>
- Highland, L. M. y Bobrowsky, P. (2008). *The Landslide Handbook: A Guide to Understanding Landslides*. Geological Survey Circular.
- Hillman, J. I., Gorman, A. R. y Pecher, I. A. (2015). Geostatistical analysis of seafloor depressions on the Southeast margin of New Zealand's South Island-investigating the impact of dynamic near seafloor processes on geomorphology. *Marine Geology*, 360, 70-83. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.11.016>
- Hillman, J. I., Klauke, I., Pecher, I. A., Gorman, A. R., von Deimling, J. S. y Bialas, J. (2018). The influence of submarine currents associated with the Subtropical Front upon seafloor depression morphologies on the eastern passive margin of South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 61(1), 112-125. <https://doi.org/10.1080/00288306.2018.1434801>
- Hoover, S. y Tréhu, A. (2017) Uplift, Emergence, and Subsidence of the Gorda Escarpment Basement Ridge Offshore Cape Mendocino, CA. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(12), 4503-4521. <https://doi.org/10.1002/2017GC007128>
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *GSA Bulletin*, 56(3), 275-370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDO SAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDO SAT]2.0.CO;2)
- Ho-Shing, Y. y Zehn-Yin, H. (2006) Intraslope Basin, Seismic Facies and Sedimentary Processes in the Kaoping Slope, Offshore Southwestern Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 17(4), 659-677. DOI: 10.3319/TAO.2006.17.4.659(GH)



- Hough, G., Green, J., Fish, P., Mills, A. y Moore, R. (2011). A geomorphological mapping approach for the assessment of seabed geohazards and risk. *Marine Geophysical Research*, 32, 151-162; DOI 10.1007/s11001-010-9111-z.
- Hovland, M., Gardner, J. V. y Judd, A. G. (2002). The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, 2, 127-136.
- Hovland, M., Heggland, R., De Vries, M. H. y Tjelta, T. I. (2010). Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 27(6), 1190-1199.
- Hurst, M. D., Mudd, S. M., Walcott, R., Attal, M. y Yoo, K. (2012). Using hilltop curvature to derive the spatial distribution of erosion rates. *Journal of Geophysical Research*, 117, <https://doi.org/10.1029/2011JF002057>
- Idárraga-García, J. y Vargas, C. A. (2014). Morphological expression of submarine landslides in the Accretionary Prism of the Caribbean Continental Margin of Colombia. En: S. Krastel, J. Behrmann, D. Völker, M. Stipp, C. Berndt, R. Urgeles, J. Chaytor, K. Huhn, M. Strasser y C. B. Harbitz (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research* (391-402). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-00972-8_35
- Idárraga-García, J., Masson, D. G., García, J., León, H. y Vargas, C. A. (2019). Architecture and development of the Magdalena submarine fan (southwestern Caribbean). *Marine Geology*, 414, 18-33.
- INVEMAR-GEO (2016) *Sedimentary contributions of the Sinú River and its relationship with the coastal processes of the Department of Córdoba. Phase II*. [Reporte técnico]. Santa Marta, Colombia.
- Izumi, N. (2004). The formation of submarine gullies by turbidity currents. *Journal of Geophysical Research*, 109. <https://doi.org/10.1029/2003jc001898>
- Javelaud, O. (1986). Sedimentología de la plataforma continental del Caribe colombiano. *Boletín Científico CIOH*, 6, 17-39.
- Jenson, S. K. y Domingue, J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for Geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11).
- Jibrin, B. W., Reston, T. J. y Westbrook, G. K. (2013). Seismic-derived seabed topography. *Edge* 32(4), 420-423. <https://doi.org/10.1190/tle32040420.1>
- Jobe, Z. R., Sylvester, Z., Parker, A. O., Howes, N., Slowey, N. y Pirmez, C. (2015). Rapid adjustment of submarine channel architecture to changes in sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, 85(6), 729-753. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.30>
- Jobe, Z. R., Lowe, D. R. y Uchytel, S. J. (2011). Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 843-860. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.012>
- Kane, I. A., McCaffrey, W. D., Peakall, J. y Kneller, B. C. (2010). Submarine channel levee shape and sediment waves from physical experiments. *Sedimentary Geology*, 223(1-2), 75-85. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.001>
- Kellogg, J. N., Vega, V., Stallings, T. C. y Aiken, C. L.V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. En: P. Mann (Ed). *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (75-90). <https://doi.org/10.1130/SPE295-p75>
- Kellogg, J. y Bonini, W. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276. <https://doi.org/10.1029/TC001i003p00251>
- Kellogg, J., Toto, E., Ceron, J. (2005). *Structure and tectonics of the Sinú-San Jacinto accretionary prism in Northern Colombia*. [Conferencia]. X Congreso Colombiano de Geología.
- Klaucke, I., Sarkar, S., Bialas, J., Berndt, C., Dannowski, A., Dumke, I., Hillman, J., Koch, S., Nodder, S.D., Papenberg, C. y Schneider von Deimling, J. (2018). Giant depressions on the Chatham Rise offshore New Zealand—morphology, structure and possible relation to fluid expulsion and bottom currents. *Marine Geology*, 399, 158-169. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.02.011>
- Kliengebiel, A. y Vernet, G. (1979). Estudio batimétrico y sedimentológico en la plataforma continental entre Cartagena y la desembocadura del Río Magdalena (Colombia). *Boletín Científico CIOH* 1, 55-77.
- Kolla, V. y Buffler, R. T. (1983). Morphologic, acoustic, and sedimentologic characteristics of the Magdalena Fan. *Geo-Marine letters*, 3, 85-91.
- Kolla, V., Buffler, R. T. y Ladd, J. W. (1984). Seismic stratigraphy and sedimentation of the Magdalena Fan, Southern Colombian Basin, Caribbean Sea. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 68(3), 316-332.
- Kopf, A. J. (2002). Significance of mud volcanism. *Review of Geophysics*, 40(2), 1-52. <https://doi.org/10.1029/2000RG000093>
- Krämer, K., Holler, P., Herbst, G., Bratek, A., Ahmerkamp, S., Neumann, A., Bartholomä, A., van Beusekom, J. E., Holtappels, M. y Winter, C. (2017). Abrupt emergence of a large pockmark field in the German Bight, southeastern North Sea. *Scientific Reports*, 7, 5150. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05536-1>
- Krause, D. C. (1971). Bathymetry, geomagnetism, and tectonics of the Caribbean Sea north of Colombia. En: T. W. Donnelly. *Caribbean Geophysical, Tectonic, and Petrologic Studies* (35-54). Geological Society of America.
- Kroehler, M. E., Mann, P., Escalona, A. y Christeson, G. L. (2011). Late Cretaceous-Miocene diachronous onset of back thrusting along the South Caribbean deformed belt and its importance for understanding processes of arc collision and crustal growth. *Tectonics*, 30. <https://doi.org/10.1029/2011TC002918>

- Kunoy, B. (2020). Classification of Sea floor Highs According to Legal Hermeneutics. *Asian Journal of International Law*, 10(2), 1-37. <https://doi.org/10.1017/S2044251320000016>
- Ladd, J. W., Truchan, M., Talwani, M., Stoffa, P. L., Buhl, P., Houtz, R., Maufret, A. y Westbrook, G. (1984). Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. En: W. E. Bonini, R. B. Hargraves, y R. Shagam. *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (153-161). Geological Society of America Memoir 162.
- Lam, N. S. y Quattrochi, D. A. (1992). On the issues of scale, resolution, and fractal analysis in the mapping sciences. *The Professional Geographer*, 44, 88-98. <https://doi.org/10.1111/j.0033-0124.1992.00088.x>
- Lastras, G., Del Blasio, F. V., Canals, M. y Elverhøi, A. (2005). Conceptual and numerical modeling of the BIG'95 debris flow, western Mediterranean Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 75(5), 784-797. <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.063>
- Leblanck, F. (1988). Estudio geológico litoral Caribe colombiano Fase III (Islas del Rosario). *Boletín Científico CIOH*, 8, 83-108.
- Leble, S. y Cuignon, R. (1987). El Archipiélago de las Islas del Rosario, estudio morfológico, hidrodinámico y sedimentológico. *Boletín Científico CIOH*, 7, 37-54.
- Lecours, V., Dolan, M. F., Micallef, A. y Lucieer, V. L. (2016). A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(8), 3207-3244. <https://doi.org/10.5194/hess-20-3207-2016>
- Lemay, M., Grimaud, J.L., Cojan, I., Rivoirard, J. y Ors, F. (2020). Geomorphic variability of submarine channelized systems along continental margins: Comparison with fluvial meandering channels. *Marine and Petroleum Geology*, 115. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104295>
- Leslie, S.C. y Mann, P. (2016). Giant submarine landslides on the Colombian margin and tsunami risk in the Caribbean Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 382-394. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.040>
- Lizarazo, S. C., Sagiya, T. y Mora-Páez, H. (2021). Interplate coupling along the Caribbean coast of Colombia and its implications for seismic/tsunami hazards. *Journal of South American Earth Sciences*, 110. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103332>
- Locat, J. (2001). Instabilities along ocean margins: A geomorphological and geotechnical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 503-512.
- Loneragan, L., Jamin, N. H., Jackson, C. A. L. y Johnson, H. D. (2013). U-shaped slope gully systems and sediment waves on the passive margin of Gabon (west Africa). *Marine Geology*, 337, 80-97. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.001>
- Løseth, H., Wensaas, L., Arntsen, B. y Hovland, M. (2003). Gas and fluid injection triggering shallow mud mobilisation in the Hordaland Group, North Sea. En: P. Van Rensbergen, R. R. Hillis, A. J., Maltman, C. K., Morley (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilisation: Geological Society of London, Special Publication* (pp. 139-157). The Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.10>
- Lurton, X. (2002). *An Introduction to Underwater Acoustics, Principles and Applications*. Springer.
- MacMillan, R. A. y Shary, P. A. (2009). Landforms and Landform Elements in Geomorphometry. En: T. Hengl, y H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications. Developments in Soil Science* (227-254), 33. Elsevier.
- Makowski, C. y Finkl, C. W. (2016). History of Modern Seafloor Mapping. En: C. W. Finkl y C. Makowski (Eds.), *Seafloor Mapping along Continental Shelves: Research and Techniques for Visualizing Benthic Environments, Coastal Research Library*, 13, 3-48. DOI 10.1007/978-3-319-25121-9_1.
- Mantilla-Pimiento, A. (2007). Crustal Structure of the Southwestern Colombian Caribbean Margin: Geological Interpretation of Geophysical Data. [Tesis de doctorado, Friedrich-Schiller-Universität Jena] Base de datos Digitale Bibliothek Thüringen.
- Mantilla-Pimiento, A. M., Jentzsch, K. J. y Alfonso-Pava, C. (2009). Subduction Zone Geodynamics. En: S. Lallemand y F. Funiciello (Eds.), *Subduction Zone Geodynamics : Frontiers in Earth Sciences* (103-118). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9_13
- Marani, M., Argnani, A., Roveri, M. y Trincardi, F. (1993). Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean; seismic evidence of bottom-current activity. *Sedimentary Geology*, 82(1-2), 207-220. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90122-L](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90122-L)
- Marriaga, L. y Echeverry, J. P. (2011). Análisis de la evolución del fondo marino y cambios en la línea de costa, en el área de influencia de la desembocadura del Canal del Dique. *Boletín Científico CIOH*, 29, 158-178.
- Martínez, J. A., Castillo, J., Ortiz-Karpf, A., Rendon, L., Mosquera, J. C. y Vega, V. (2015). Deep water untested oil-play in the Magdalena Fan, Caribbean Colombian Basin. En: *Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (251-260). <https://doi.org/10.1306/13531955m1083658>
- Masson, D., Harbitz, C., Wynn, R., Pedersen, G. y Løvholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 364, 2009-2039. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1810>
- Matmon, A., Bierman, P. y Enzel, Y. (2002) Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology*, 30(12), 1135-1138. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1135:PATOGE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1135:PATOGE>2.0.CO;2)



- Mayer, L., Jakobsson, M., Allen, G., Dorschel, B., Falconer, R., Ferrini, V., Lamarche, G., Snaith, H. y Weatherall, P. (2018). The Nippon Foundation–GEBCO seabed 2030 project: The quest to see the world's oceans completely mapped by 2030. *Geosciences*, 8, 63.
- Mazzini, A. y Etiopie, G. (2017). Mud volcanism: An updated review. *Earth-Science Reviews*, 168, 81–112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
- McHugh, C. M. G. y Ryan, W. F. B. (2000). Sedimentary features associated with channel overbank flow: example from the Monterey Fan. *Marine Geology*, 163, 199–215.
- Meisel, A. y Pérez, G. J. (2006). Geografía física y poblamiento en la costa Caribe colombiana. *Documentos de Trabajo Sobre Economía Regional* No. 73. Banco de la República de Colombia.
- Mencaroni, D., Urgeles, R., Camerlenghi, A., Llopart, J., Ford, J., Sánchez-Serra, C., Meservy, W., Gràcia, E., Rebesco, M. y Zitellino, N. (2021). A mixed turbidite – contourite system related to a major submarine canyon: The Marquês de Pombal Drift (south-west Iberian margin). *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.12844>
- Micallef, A. y Mountjoy, J.J. (2011). A topographic signature of a hydrodynamic origin for submarine gullies. *Geology*, 39, 115–118. <https://doi.org/10.1130/G31475.1>
- Micallef, A., Georgiopoulou, A., Mountjoy, J., Huvenne, V., Lo Iacono, C., Le Bas, T., Del Carlo, P. y Otero, D. (2016). Outer shelf seafloor geomorphology along a carbonate escarpment: The eastern Malta Plateau, Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research*, 131(1), 12–27. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.11.002>
- Micallef, A., Krastel, S. y Savini, A. (2018). *Submarine Geomorphology*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1>
- Micallef, A., Ribó, M., Canals, M., Puig, P., Lastras, G. y Tubau, X. (2014). Space-for-time substitution and the evolution of a submarine canyon-channel system in a passive progradational margin. *Geomorphology*, 221, 34–50. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.008>
- Middleton, G. V. y Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. En: G.V. Middleton and A.H. Bouma (Eds), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation* (1–38).
- Miramontes, E., Garreau, P., Caillaud, M., Jouet, G., Pellen, R., Hernández-Molina, F. J., Clare, M. A. y Cattaneo, A. (2019). Contourite distribution and bottom currents in the NW Mediterranean Sea: Coupling seafloor geomorphology and hydrodynamic modelling. *Geomorphology*, 333, 43–60. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.030>
- Misiuk, D., Lecours, V. y Bell, T. A. (2018). Multiscale approach to mapping seabed sediments. *PLoS ONE* 13(2), e0193647. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0193647>
- Mitchell, N. C. (2006). Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geological Society of America Bulletin*, 118 (5–6), 589–605.
- Molina, A. (1993). Estudio sedimentológico y morfológico de la plataforma continental Caribe entre el sector de Santa Marta y Punta Morro Hermoso. *Boletín Científico CIOH*, 14, 67–78.
- Molina, A., Molina, C., Giraldo, L., Parra, C. y Chevillot, P. (1994). Dinámica marina y sus efectos sobre la geomorfología del Golfo de Morrosquillo. *Boletín Científico CIOH*, 15, 93–113.
- Mollard, J. y Hughes, G. (1973). Earthflows in the Grondines and Trois Rivières areas, Québec: Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, 326–328. <https://doi.org/10.1139/e73-029>
- Montoya-Sánchez, R.A., Devis-Morales, A., Bernal, G. y Poveda, G. (2018). Seasonal and interannual variability of the mixed layer heat budget in the Caribbean Sea. *Journal of Marine Systems* 187, 111–127.
- Mooers, C.N.K. y Maul, G. A. (1998). Intra-Americas sea circulation. En: K. H Brink y A. R. Robinson (Eds.) *The Sea*. Wiley.
- Mora, J.A., Oncken, O., Le Breton, E., Mora, A., Veloza, G., Vélez, V. y de Freitas, M. (2018). Controls on forearc basin formation and evolution: Insights from Oligocene to recent tectono-stratigraphy of the lower Magdalena Valley basin of northwest Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 97, 288–310. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.06.032>
- Morales-Giraldo, D., Rocha-Gutiérrez, V. y Posada-Posada, B. (2017). Geomorphology of the submarine bottoms of the corales de profundidad natural national park, Colombian Caribbean sea. *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras - INVEMAR*, 46(2), 73–90. <https://dx.doi.org/10.25268/bimc.invemar.2017.46.2.727>
- Morley, C.K. y Leong, L.C. (2008). Evolution of deep-water synkinematic sedimentation in a piggyback basin, determined from three-dimensional seismic reflection data. *Geosphere*, 4, 939–962. <https://doi.org/10.1130/GES00148.1>
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M. y Backe, G. (2011). Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews*, 104, 41–91. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.010>
- Moscardelli, L. y Wood, L. (2008). New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, 20(1), 73–98. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00340.x>
- Moscardelli, L., Wood, L. y Mann, P. (2006). Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90(7), 1059–1088. <https://doi.org/10.1306/02210605052>
- Mosher, D., Bigg, D., LaPierre, A. (2006). 3D seismic versus multibeam sonar seafloor surface renderings for geohazard assessment: Case examples from the central Scotian Slope. *The Leading Edge*, 25(12), 1484–1494. <https://doi.org/10.1190/1.2405334>

- Mulder, T. y Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66. <https://doi.org/10.1306/D42682AC-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Munar, F. (2000). Interpretación estructural del área alrededor de los cayos Quitasueño y Serrana, en el Caribe, costa afuera de Colombia. *Ciencia, tecnología y Futuro*, 2(1), 83-93.
- Murray, A. B., Lazarus, E., Ashton, A., Baas, A., Coco, G., Coulthard, T., Fonstad, M., Haff, P., McNamara, D., Paola, C. y Pelletier, J. (2009). Geomorphology, complexity, and the emerging science of the Earth's surface. *Geomorphology*, 103(3), 496-505. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.013>
- Mutti E. y Normark W.R. (1991) An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. En: P. Weimer, M.H. Link (eds). *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. Frontiers in Sedimentary Geology* (75-106). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8_4.
- Mutti, E. y Normark, W. R. (1987). Comparing Examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. En: J. K. Leggett y G.G. Zuffa, *Marine Clastic Sedimentology* (pp. 1-38). https://doi.org/10.1007/978-94-009-3241-8_1
- Nakajima, T., Satoh, M. y Okamura, Y. (1998). Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. *Marine Geology*, 147, 25-41. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00137-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00137-0)
- Naranjo-Vesga, J., Ortiz-Karpf, A., Wood, L., Jobe, Z., Paniagua-Arroyave, J.F., Shumaker, L., Mateus-Tarazona, D., Galindo, P. (2020). Regional controls in the distribution and morphometry of deep-water gravitational deposits along a convergent tectonic margin. Southern Caribbean of Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 121. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104639>
- Normark, W. R., Hess, G. R., Stow, D. A. V. y Bowen, A. J. (1980). Sediment waves on the Monterey Fan levee: A preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37(1-2), 1-18. doi:10.1016/0025-3227(80)90009-2.
- Normark, W. R. (1985). Local morphologic controls and effects of basin geometry on flow processes in deep marine basins. En: G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites* (pp. 47-63). Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_3
- Normark, W. R. y Carlson, P. R. (2003). Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? En: M. Chan y A. Archer, *Extreme depositional environments: mega end members in geologic time* (p.p. 175-190). The Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.175>
- O'Callaghan, J. F. y Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer vision, Graphics and Image Processing*, 28(3). [https://doi.org/10.1016/S0734-189X\(84\)80011-0](https://doi.org/10.1016/S0734-189X(84)80011-0)
- O'Regan, M., Forwick, M., Jakobsson, M., Moran, K. y Mosher, D. (2015). Seafloor cratering and sediment remolding at sites of fluid escape. *Geology*, 43(10), 895-898. <https://doi.org/10.1130/G36945.1>
- OHI y COI. (2017). Normalización de las formas del relieve submarino. *Publicación batimétrica No. 6*, edición 4.13. Mónaco
- OHI. (2019). Hidrografía. En International Hydrographic Dictionary (S-32). <http://iho-ohi.net/S32/index.php>
- Oil Channel. (2020, febrero 10). *Ecopetrol conquistó el mar caribe: una oportunidad para los descubrimientos gasíferos costa afuera*. <https://www.oilchannel.tv/noticias/ecopetrol-conquistó-el-mar-caribe-una-oportunidad-para-los-descubrimientos-gasíferos-costa-afuera>.
- Olaya, V. (2012). Sistemas de información geográfica Tomo I.
- Orange, D. y Angell, M. (2003), *Geological and shallow salt tectonic setting of the mad dog and Atlantis fields: relationship between salt, faults, and seafloor geomorphology*. [Conferencia], Offshore technology conference, Houston. <https://doi.org/10.4043/15157-MS>
- Ortiz-Karpf, A., Hodgson, D. M. y McCaffrey, W. D. (2015). The role of mass-transport complexes in controlling channel avulsion and the subsequent sediment dispersal patterns on an active margin: the Magdalena Fan, offshore Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 64, 58-75.
- Ortiz-Karpf, A., Hodgson, D. M., Jackson, C. A. L. y McCaffrey, W. D. (2017). Influence of seabed morphology and substrate composition on mass-transport flow processes and pathways: Insights from the Magdalena Fan, Offshore Colombia. *Journal of Sedimentary Research*, 87, 189-209. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.10>
- Paull, C. y Dillon, W. (1980) Erosional origin of the Blake Escarpment: An alternative hypothesis. *GeoScienceWorld*, 8(11), 538-542. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<538:EOOTBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<538:EOOTBE>2.0.CO;2)
- Peakall, J. D., McCaffrey, W. D., Kneller, B. C., Stelling, C. E., McHargue, T. R. y Schweller, W. J. (2000). A process model for the evolution of submarine fan channels: implications for sedimentary architecture. En: A. H., Bouma, C. G. Stone (Eds) *Fine-Grained Turbidite Systems* (73-88). AAPG.
- Petersen, S., Hannington, M. y Krätschell, A. (2017). Technology developments in the exploration and evaluation of deep-sea mineral resources. *Annales des Mines - Responsabilité et environnement* 85(1), 14-18. <https://doi.org/10.3917/re1.085.0014>.
- Pettinga, L. y Jobe, Z.R. (2020). How submarine channels (re) shape continental margins. *Journal of Sedimentary Research*, 90(11), 1581-1600. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.72>
- Pettinga, L., Jobe, Z., Shumaker, L. y Howes, N. (2018). Morphometric scaling relationships in submarine channel-lobe systems. *Geology*, 46, 819-822. <https://doi.org/10.1130/G45142.1>

- Pickrill, R. A. (1993). Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotoiti, New Zealand. *Sedimentology*, 40, 813-828. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01363.x>
- Pike, R. J., Evans, I. S. y Hengl, T. (2009). Geomorphometry: a brief guide, En: T. Hengl, y H.I. Reuter (eds.). *Geomorphometry: concepts, software, applications. Developments in Soil Science* (3-30). Elsevier.
- Pilcher, R. y Argent, J. (2007). Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Marine Geology*, 244, 15-32. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.05.002>
- Pindell, J. L. y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *The Geological Society*, 328, 1-55. <https://doi.org/10.1144/sp328.1>
- Piper, D. J. W., Kontopoulos, N., Anagnostou, C., Chronis, G. y Panagos, A. G. (1990). Modern fan deltas in the western Gulf of Corinth, Greece. *Geo-Marine Letters*, 10, 5-12. <https://doi.org/10.1007/BF02431016>
- Pirmez, C. e Imran, J. (2003). Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 823-849. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.03.005>
- Posamentier, H. W. y Kolla, V. (2003). Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 367-388. <https://doi.org/10.1306/111302730367>
- Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (2006). *Deep-water turbidites and submarine fans, facies models revisited*. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>
- Posamentier, H. W., Meizarwin, Wisman, P. S. y Plawman, T. (2000). Deep Water Depositional Systems—Ultra-Deep Makassar Strait, Indonesia. En: P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rosen, H. Nelson, A. H. Bouma, M. J. Styzen, D. T. Lawrence. (Eds.), *Deep-water reservoirs of the world: gulf coast section SEPM Foundation, 20th Annual Research Conference* (pp. 806-816). <https://doi.org/10.5724/gcs.00.15.0806>
- Prather, B. E. (2000). Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: A case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 619-638. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00015-5](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00015-5)
- Prather, B. E. (2020). Controls on reservoir distribution, architecture and stratigraphic trapping in slope settings. En: N. Scarselli, D. Chiarella, A. Bally, J. Adam, D. Roberts (Eds.) *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis* (481-515). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-64134-2.00025-0>
- Prather, B. E., O'Byrne, C., Pirmez, C. y Sylvester, Z. (2016). Sediment partitioning, continental slopes and base-of-slope systems. *Basin Research*, 29, 394-416. <https://doi.org/10.1111/bre.12190>
- Pratson, L. F., Nittrouer, C. A., Wiberg, P. L., Steckler, M. S., Swenson, J. B., Cacchione, D. A., Karson, J. A., Murray, A. B., Wolinsky, M. A., Gerber, T. P., Mullenbach, B. L., Spinelli, G. A., Fulthorpe, C. S., O'grady, D. B., Parker, G., Driscoll, N. W., Burger, R. L., Paola, C., Orange, D. L., Field, M. E., Friedrichs, C. T. y Fedele, J. J. (2009). Seascape Evolution on Clastic Continental Shelves and Slopes. En: C. A. Nittrouer, J. A. Austin, M. E. Field, J. H. Kravitz, J. P. Syvitski y P. L. Wiberg (Eds.), *Continental margin sedimentation* (pp. 339-380). <https://doi.org/10.1002/9781444304398.ch7>
- Pujos, M. y Javelaud, O. (1991). Depositional facies of a mud shelf between the Sinu river and the Darien Gulf (Caribbean coast of Colombia): environmental factors that control its sedimentation and origin of deposits. *Shelf Research*, 11(7), 601-623.
- Pujos, M., Pagliardini, J. L., Steer, R., Vernet, G. y Weber, O. (1986). Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del Río Magdalena. *Boletín Científico CIOH* 6, 3-16. <https://doi.org/10.26640/22159045.18>.
- Rangel-Buitrago, N. e Idárraga-García, J. (2010). Geología general, morfología submarina y facies sedimentarias en el margen continental y fondos oceánicos del Mar Caribe colombiano. En: INVEMAR (Eds.). *Biodiversidad del margen continental del Caribe colombiano* (30-51). Serie de Publicaciones Especiales, Invemar No. 20.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D. y Wåhlin, A. (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352, 111-154. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>.
- Restrepo, J. C., Orejarena, A. F. y Torregroza, A. C. (2017). Suspended sediment load in northwestern South America (Colombia): A new view on variability and fluxes into the Caribbean Sea. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 340-352.
- Restrepo, J. C., Schrottke, K., Traini, C., Ortíz, J. C., Orejarena, A., Otero, L., Higgins, A. y Marriaga, L. (2016). Sediment transport and geomorphological change in a high-discharge tropical delta (Magdalena River, Colombia): Insights from a period of intense change and human intervention (1990-2010). *Journal of Coastal Research*, 319, 575-589. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-14-00263.1>
- Restrepo, J. D., Cárdenas-Rozo, A., Paniagua-Arroyave, J.F. y Jiménez-Segura, L. (2020). Aspectos físicos de la cuenca del río Magdalena, Colombia: geología, hidrología, sedimentos, conectividad, ecosistemas acuáticos e implicaciones para la biota. En: L. Jiménez-Segura y C. A. Lasso (Eds.), *XIX. Peces de la cuenca del río Magdalena, Colombia: diversidad, conservación y uso sostenible* (pp: 41-83). Serie Editorial Recursos Hidrobiológicos y Pesqueros Continentales de Colombia. Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt. Bogotá, D. C. DOI: 10.21068/B2020RRHHXIX01

- Restrepo, J. D. y Kjerfve, B. (2000). Magdalena river: interannual variability (1975-1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, 235, 137e149. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00269-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00269-9).
- Restrepo, J. D. y Kjerfve, B. (2004). The Pacific and Caribbean rivers of Colombia: Water discharge, sediment transport and dissolved loads. En: L. Drude de Lacerda, R. E. Santelli, E. K. Duursma y J. J. Abrao (Eds.), *Environmental Geochemistry in Tropical and Subtropical Environments* (169-187). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-07060-4>.
- Restrepo, J. D. y López, S. A. (2008). Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 1-21. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.09.002>
- Restrepo, J. D., Kettner, A. y Syvitski, J. P. M. (2015). Recent deforestation causes rapid increase in river sediment load in the Colombian Andes. *Anthropocene*, 10, 13-28. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.09.001>
- Restrepo-Correa, I. C. y Ojeda, G. Y. (2010). Geologic controls on the morphology of La Aguja submarine canyon. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 861-870. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.07.001>
- Richards, M., Bowman, M., Reading, H. (1998). Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 689-717. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(98\)00036-1](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00036-1)
- Richardson, P. (2005). Caribbean current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52, 429-463.
- Rodríguez, I., Bulnes, M., Poblet, J., Masini, M. y Flinch, J. (2021). Structural style and evolution of the offshore portion of the Sinu fold belt (South Caribbean deformed belt) and adjacent part of the Colombian Basin. *Marine and Petroleum Geology* 125 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104862>
- Romero-Otero, G. A., Slatt, R. M. y Pirmez, C. (2015). Evolution of the Magdalena deepwater fan in a tectonically active setting, offshore Colombia. *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (675-707). <https://doi.org/10.1306/13531953m1083656>
- Ross, L. K, Ross, R. E., Stewart, H. A. y Howell, K. L. (2015). The influence of data resolution on predicted distribution and estimates of extent of current protection of three 'listed' deep-sea habitats. *PLoS ONE*, 10(10): e0140061. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0140061>
- Ruiz, C., Davis, N., Bentham, P., Price, A. y Carvajal, D. (2000). *Structure and tectonic evolution of the South Caribbean Basin, Southern Offshore Colombia: a progressive accretionary prism*. [Conferencia]. VIII Simposio Bolivariano: Exploración petrolera en las Cuencas Subandinas.
- Ruiz-Ochoa, M., Bernal, G. y Polanía, J. (2008). Influencia del Río Sinú y el Mar caribe en el sistema lagunar de Cispatá. *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras*, 37(1), 31-51.
- Schmidt, I. y Hewitt, A. E. (2004). Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. *Geoderma*, 121, 243-56.
- Schnyder, J. S. D., Eberli, G. P., Betzler, C., Wunsch, M., Lindhorst, S., Schiebel, L., Mulder, T. y Ducassou, E. (2018). Morphometric analysis of plunge pools and sediment wave fields along western Great Bahama Bank. *Marine Geology*, 397, 15-28. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.020>
- Seibold, E. y Berger, W. (2017). *The sea floor, an introduction to marine geology*. Springer
- Shanmugam y Moiola, R. J. (1988). Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth Science Reviews*, 24(6), 383-428. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(88\)90064-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(88)90064-5).
- Shanmugam, G. (1997). The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42(4), 201-229. doi:10.1016/s0012-8252(97)81858-2.
- Shanmugam, G. (2016). *Slides, slumps, debris flows, Turbidity currents, and bottom currents*. Elsevier.
- Shanmugam, G. y Wang, Y. (2015). The landslide problem. *Journal of Palaeogeography*, 4(2), 109-166. <https://doi.org/10.3724/SPJ.1261.2015.00071>
- Shanmugam, G., Spalding, T. y Rofheart, D. (1993). Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites): an example from the Gulf of Mexico. *AAPG*, 77, 1241-1259.
- Shanmugan, G. (2017). Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. *Petroleum exploration and development*, 44(2), 183-216.
- Shepard, F. P. (1973). Seafloor off Magdalena Delta and Santa Marta area, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1955-1972.
- Shepard, F. P., Dill, R. F. y Heezen, B. C. (1968). Diapiric intrusions in foreset slope sediments off Magdalena Delta, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52(11), 2197-2207.
- Shepard, F. P. (1972). Submarine canyons. *Earth-Science Reviews*, 8, 1-12. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(72\)90032-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(72)90032-3)
- Shumaker, L. E., Jobe, Z. R. y Graham, S. A. (2016). Evolution of submarine gullies on a prograding slope: Insights from 3D seismic reflection data. *Marine Geology*, 393, 35-46. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.006>
- Shumaker, L. E., Jobe, Z. R., Johnstone, S. A., Pettinga, L. A., Cai, D. y Moody, J. D. (2018). Controls on submarine channel-modifying processes identified through morphometric scaling relationships. *Geosphere*, 14, 2171-2187. <https://doi.org/10.1130/GES01674>.



- Sinclair, H. D. y Tomasso, M. (2007). Depositional evolution of confined turbidite basins. *Journal of Sedimentary Research*, 72(4), 451-456. <https://doi.org/10.1306/111501720451>
- Smith, M. J., Griffiths, J. S. y Paron, P. (2011). Future developments of geomorphological mapping. *Geomorphological mapping: Methods and applications developments in Earth surface processes*, 15, Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00024-0>
- Smith, P. y Cardoso, A. (2020). Seabed Mapping: A brief history from meaningful words. *Geosciences*, 10, 273; doi:10.3390/geosciences10070273.
- Smith, W. H. F. y Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1957-1962.
- Sømme, T. O., Helland-hansen, W., Martinsen, O. J. y Thurmond, J. B. (2009). Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: A basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Research*, 21, 361-387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00397.x>
- Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J. T., Farran, M., Hernández-Molina, J., González, J. Juan, C. y Fernández-Puga, M. C. (2012). Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta contourite depositional system (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, 332-334, 4-26.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Spinelli, G. A. y Field, M. E. (2001). Evolution of continental slope gullies on the northern California margin. *Journal of Sedimentary Research*, 71(2), 237-245. <https://doi.org/10.1306/092500710237>
- Staudigel, H., Koppers, A. A. P., William Lavelle, J., Pitcher, T. J. y Shank, T. M. (2010). Defining the word "seamount." *Oceanography*, 23(1), 20-21. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.85>
- Stow, D. A. V., Hernández-Molina, F. J., Llave, E., del Rio, V. D. y Branson, A. (2009). Benform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. *Geology*, 37(4), 327-330.
- Stow, D. y Smillie, Z. (2020). Distinguishing between deep-water sediment facies: turbidites, contourites and hemipelagites. *Geosciences*, 10, 68. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020068>
- Stow, D. A. V. y Mayall, M. (2000). Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 125-135. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(99\)00064-1](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00064-1)
- Strahler, A. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: V. Chow (Ed). *Handbook of Applied Hydrology* (439-476). McGraw Hill.
- Su, M., Lin, Z., Wang, C., Kuang, Z., Liang, J., Chen, H., Liu, S., Zhang, B., Luo, K., Huang, S. y Wu, Q. (2020). Geomorphologic and infilling characteristics of the slope-confined submarine canyons in the Pearl River mouth basin, northern South China Sea. *Marine Geology*, 424, 106166. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106166>
- Sun, Q., Wu, Q., Hovland, M., Luo, P., Lu, Y. y Qu, T. (2011). The morphologies and genesis of mega-pockmarks near the Xisha Uplift, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1146-1156.
- Superintendencia de transporte de Colombia. (2021). *Boletín estadístico tráfico portuario en Colombia 2020*. https://www.supertransporte.gov.co/documentos/2021/Febrero/Puertos_04/BOLETIN-TRAFICO-PORTUARIO-2020.pdf
- Sweet, M. L. y Blum, M. D. (2016). Connections between fluvial to shallow marine environments and submarine canyons: Implications for sediment transfer to deep water. *Journal of Sedimentary Research*, 86, 1147-1162. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.64>
- Symithe, S., Calais, E., Chabalier, J. B. De, Robertson, R. y Higgins, M. (2015). Journal of Geophysical Research: Solid Earth current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *JGR Earth*, 3748-3774. <https://doi.org/10.1002/2014JB011779>
- Symons, W. O., Sumner, E. J., Talling, P. J., Cartigny, M. J. B. y Clare, M. A. (2016). Large-scale sediment waves and scours on the modern seafloor and their implications for the prevalence of supercritical flows. *Marine Geology*, 371, 130-148. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.009>
- Tabares, N. y Soltau, J. M. (1996). Caracterización geomorfológica del sector suroccidental del Mar Caribe. *Boletín Científico, CIOH* 17, pp. 3-16.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19, 787-813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Tarolli, P., Sofia, G. y Dalla Fontana, G. (2010). Geomorphic features extraction from high-resolution topography: landslide crowns and bank erosion. *Natural Hazards*, 61, 65,83. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9695-2>
- Ter-Stepanian, G. (1977). Types of compound and complex landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 72-74. <https://doi.org/10.1007/BF02591452>
- Thomas, Y. F., Cesaraccio, M., García, C. y Ménanteau, L. (2007). Contribución de la hidrografía histórica al estudio de la cinemática de los fondos marinos: evolución del Golfo de Urabá, Colombia. *Boletín Científico CIOH*, 25, 110-119.

- Tiffany, J. M. y Devine, C. A. (2017). *Effects of data resolution on early-stage pipeline route selection*. [Conferencia]. Offshore Technology Conference, Texas. <https://doi.org/10.4043/27838-MS>.
- Torregroza-Espinosa, A. C., Restrepo, J. C., Correa-Metrio, A., Hoyos, N., Escobar, J., Pierini, J., Martínez, J. M. (2020). Fluvial and oceanographic influences on suspended sediment dispersal in the Magdalena River estuary. *Journal of Marine Systems*, 204, 103282. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.103282>
- Toto, E. A. y Kellogg, J. N. (1992). Structure of the Sinú-San Jacinto fold belt-an active accretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 211-222. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90039-2](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90039-2)
- Turcotte, D.L. (2007). Self-organized complexity in geomorphology: Observations and models. *Geomorphology*, 91(3-4), 302-310. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.04.016>
- Van der Hilst, R. y Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22, 451-454. DOI:10.1130/0091-7613(1994)022<0451:TIOTIO>2.3.CO;2
- Vanneste, M., Forsberg, C. F., Glimsdal, S., Harbitz, C. B., Issler, D., Kvalstad, T. J., Løvholt, F. y Nadim, F. (2013). Submarine landslides and their consequences: What do we know, what can we do? *Landslide Science and Practice*, 5, 5-17. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31427-8_1
- Vargas, C. A. e Idárraga-García, J. (2014). Age Estimation of Submarine Landslides in the La Aguja Submarine Canyon, Northwestern Colombia. En: Krastel, S., Behrmann, J.-H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C. B. (Eds.). *Submarine mass movements and their consequences*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, 37 (pp. 629-638). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-00972-8_56
- Varnes, D.J. (1978). Landslide types and processes. En: R.L. Schuster y R.J. Krizek (eds) *Landslides, analysis and control, special report 176: Transportation research board* (pp. 11-33). National Academy of Sciences.
- Vernette, G., Mauffret, A., Bobier, C., Briceño, L. y Gayet, J. (1992). Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian Margin. *Tectonophysics*, 202, 335-349. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90118-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90118-P)
- Vinnels, J. S., Butler, R. W. H., McCaffrey, W. D. y Paton, D. A. (2010). Depositional processes across the Sinú Accretionary Prism, offshore Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 794-809. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.12.008>
- Warren, S., Hohmann, M., Auerswald, K. y Mitasova, H. (2004). An evaluation of methods to determine slope using digital elevation data. *CATENA* 58. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.05.001>
- Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arnt, J. E., et al. (2015). A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth Space Sciences*, 2, 331-345.
- Wessel, P., Sandwell, D.T. y Kim, S.-S. (2010). Global seamount census. *Oceanography*, 23(1), 24-33. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.60>
- Wilson, M. F. J., O'Connell, B., Brown, C., Guinan, J. C. y Grehan, A. J. (2007). Multiscale terrain analysis of multibeam bathymetry data for habitat mapping on the continental slope. *Marine Geodesy*, 30, 3-35. doi:10.1080/01490410701295962
- Würtz, M., Marzia, R. (2016). *Atlas of the mediterranean seamounts and seamount-like structures*. IUCN. <https://doi.org/10.2305/iucn.ch.2015.07.en>
- Wynn, R. B., Stow, D. A. (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192, 7-22.
- Wynn, R. B., Cronin, B. T. y Peakall, J. (2007). Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 341-387. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.06.001>
- Wynn, R. B., Piper, D. J. W. y Gee, M. J. R. (2002). Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones. *Marine Geology*, 192(1-3), 59-78. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00549-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00549-2)
- Zeppilli, D., Pusceddu, A., Trincardi, F. y Danovaro, R. (2016). Seafloor heterogeneity influences the biodiversity-ecosystem functioning relationships in the deep sea. *Scientific Reports*, 6, 26352; <https://doi.org/10.1038/srep26352>
- Zhang, J. J., Wu, S. H., Fan, T. E., Fan, H. J., Jiang, L., Chen, C., ... y Lin, P. (2016). Research on the architecture of submarine-fan lobes in the Niger Delta Basin, offshore West Africa. *Journal of Palaeogeography*, 5(3), 185-204. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2016.05.005>
- Zhang, J. y Yin, S. (2017). Fracture gradient prediction: an overview and an improved method. *Petroleum Science*, 14, 720-730. <https://doi.org/10.1007/s12182-017-0182-1>
- Zhang, L.F., Pan, M. y Li, Z.L., (2020). 3D modeling of deepwater turbidite lobes: a review of the research status and progress. *Petroleum Science*, 17, 317-333. <https://doi.org/10.1007/s12182-019-00415-y>
- Zhao, X., Qi, K., Liu, L., Gong, C. y McCaffrey, W. D. (2018). Development of a partially-avulsed submarine channel on the Niger Delta continental slope: Architecture and controlling factors. *Marine and Petroleum Geology*, 95, 30-49. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.04.015>

La producción editorial de esta publicación
fue realizada por Entrelibros S.A.S
- Julio de 2021 -
Bogotá D.C. -Colombia

www.entrelibros.co