

# Modelamiento análogo de la tectónica salina asociada a ambientes compresivos y zonas transversales en la zona axial de la Cordillera Oriental, Colombia

*Analogue modeling of salt tectonics associated to compressive environments and transverse zones in the axial zone of the Cordillera Oriental, Colombia*

Carlos Andrés Escalante Cárdenas<sup>1</sup>, Dilan Arturo Martínez-Sánchez<sup>2,\*</sup>, Giovanni Jiménez<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Oulun yliopisto (Universidad de Oulu), Escuela de Minas. Pentti Kaiteran katu 1, Linnanmaa, FI-90014 Oulu, Finlandia.

<sup>2</sup>Grupo de Investigación en Geofísica y Geología Aplicada, Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander. Carrera 27 Calle 9, 680002, Bucaramanga, Colombia.

<sup>3</sup>Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada, Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander. Carrera 27 Calle 9, 680002, Bucaramanga, Colombia.

\* Autor para correspondencia: (D.A. Martínez-Sánchez) [dilan.martinez@correo.uis.edu.co](mailto:dilan.martinez@correo.uis.edu.co)

## Cómo citar este artículo:

Escalante Cárdenas, C.A., Martínez-Sánchez, D.A., Jiménez, G., 2023, Modelamiento análogo de la tectónica salina asociada a ambientes compresivos y zonas transversales en la zona axial de la Cordillera Oriental, Colombia: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 75 (3), A070623. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2023v75n3a070623>

Manuscrito recibido: 13 de Noviembre de 2022.

Manuscrito corregido: 3 de Junio de 2023.

Manuscrito aceptado: 15 de Junio de 2023.

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

## RESUMEN

Las secuencias sedimentarias con niveles evaporíticos presentan estructuras tridimensionales complejas debido a movimientos halocinéticos (tectónica salina). En el Anticlinal de Zipaquirá, ubicado en la Cordillera Oriental de Colombia, se reportan niveles salinos en las unidades del Cretácico Temprano. Este trabajo analizó estructuralmente el Anticlinal de Zipaquirá, basado en modelos análogos que simulan la relación entre la tectónica salina y las zonas trasversales que limitan y segmentan esta estructura. Los modelos se realizaron en una mesa de deformación tipo seducción con velocidad constante de desplazamiento. Los mismos simulan anisotropías de basamento mediante un bloque rígido de madera constituido por dos rampas frontales de 30° de inclinación conectadas por una rampa lateral. Adyacente, se dispone una capa de fluido no-newtoniano y capas de arena cuarzosa fina de color variable. Se efectuaron tres configuraciones con diferentes distribuciones de la capa de fluido no-newtoniano: A) continua delgada, B) discontinua y C) continua espesa. Para cada configuración se llevaron a cabo al menos 15 experimentos. Los resultados del modelamiento análogo mostraron un cuerpo salino en el núcleo del anticlinal que es cortado por fallas inversas, formando una estructura de lámina de sal paralela a la estratificación. Las estructuras observadas, como almohadas de sal, glaciares de sal, láminas de sal y lenguas de sal, indican estilos estructurales compresivos de madurez intermedia a alta. El modelo discontinuo resultó ser el más coherente, ya que la rampa lateral no presentaba niveles evaporíticos, lo cual coincide con la observación en la naturaleza. La Falla transversal del Neusa se representó en el modelo como la rampa lateral, explicando la localización de los niveles salinos en la zona sur del Anticlinal de Zipaquirá. Por último, la evolución de los modelos mostró rotaciones horarias cercanas a la rampa lateral, consistentes con los patrones de rotaciones horarias reportados en la zona axial de la Cordillera Oriental.

**Palabras clave:** modelos análogos, fallas, rampas, tectónica salina, Cordillera Oriental de Colombia, Anticlinal de Zipaquirá.

## ABSTRACT

Sedimentary sequences containing evaporitic levels exhibit complex three-dimensional structures due to halokinetic movements known as salt tectonics. In the Anticlinal de Zipaquirá, located in the Cordillera Oriental of Colombia, saline levels are reported within the Lower Cretaceous units. This study conducted a structural analysis of the evolution of the Anticlinal de Zipaquirá, based on analogue models that simulate the relationship between salt tectonics and the transverse zones that bound and segment this structure. The models were constructed on a sandbox-type deformation table, maintaining a constant displacement velocity. The models simulate basement anisotropies using a rigid wooden block consisting of two frontal ramps inclined at 30° connected by a lateral ramp. Adjacent to this block, a layer of non-newtonian fluid and variable-colored fine quartz sand layers were arranged. Three configurations were implemented with different distributions of the non-newtonian fluid layer: A) thin continuous, B) discontinuous, and C) thick continuous. At least 15 experiments were conducted for each configuration. The results of the analogue modeling showed that the salt body in the core of the anticline is cut by reverse faults, forming a parallel salt sheet structure to the stratification. The observed structures, such as salt pillows, salt glaciers, salt sheets, and salt tongues, indicate compressive structural styles of intermediate to high maturity. The discontinuous model proved to be the most coherent since the lateral ramp did not exhibit evaporitic levels, aligning with observations in nature. The Neusa transverse Fault was represented by the lateral ramp in the model, explaining the localization of saline levels in the southern zone of the Anticlinal de Zipaquirá. Finally, the evolution of the models revealed clockwise rotations near the lateral ramp, consistent with the reported patterns of clockwise rotations in the axial zone of the Cordillera Oriental.

**Keywords:** analogous models, faults, ramps, salt tectonics, Eastern Cordillera of Colombia, Zipaquirá Anticline.

## 1. Introducción

La sal es un material que se comporta mecánicamente como un fluido viscoso. En general, los niveles salinos son compuestos por halita y por cantidades variables de anhidrita o sales ricas en potasio y magnesio (Davison, 2013). Bajo un estado de esfuerzos determinado se producen movimientos halocinéticos denominados tectónica salina. Debido al contraste reológico entre la sal y la roca caja, la tectónica salina se caracteriza por desarrollar rasgos geomorfológicos y estilos estructurales particulares (Jackson y Talbot, 1986; Hudec y Jackson, 2007). Los niveles salinos se comportan como un fluido viscoso y los estratos suprayacentes se deforman frágilmente fallándose o fracturándose (Fossen, 2010). En la zona axial de la Cordillera Oriental de Colombia se han reportado niveles salinos y diapiros de sal del Cretácico Temprano, los cuales durante la inversión tectónica del Neógeno condicionaron la geometría de pliegues como el anticlinal de Zipaquirá (García y Jiménez, 2016). Adicionalmente, en la zona axial de la Cordillera Oriental de Colombia, se han reportado zonas transversales que controlan la vergencia de las fallas y el cierre de pliegues (García y Jiménez, 2016; Villar *et al.*, 2017). Estas zonas transversales pueden ser descritas como conectores laterales, transversales u oblicuos al transporte tectónico, cuyas características en planta corresponden a terminaciones de fallas, cabeceos de pliegues y/o cambios en la vergencia de las estructuras (Thomas, 1990; Dixon y Spratt, 2004).

Por otra parte, García y Jiménez (2016) sugieren una relación entre las zonas transversales y la tectónica salina, indicando que el componente normal de las zonas transversales en el Anticlinal de Zipaquirá favorece la intrusión de los diapiros de sal. Tanto la tectónica salina como las zonas transversales han sido estudiadas usando modelos análogos de forma independiente (Pohn, 2000; Dixon y Spratt, 2004; Soto *et al.*, 2002, 2003; Orjuela *et al.*, 2021) y no se ha explorado su relación usando esta técnica. Teniendo cuenta la distribución de niveles evaporíticos (García y Jiménez, 2016) y la

presencia de zonas transversales en el Anticlinal de Zipaquirá (García y Jiménez, 2016), el objetivo principal de este trabajo consiste evaluar mediante el uso de modelos análogos, las características de la deformación salina y el efecto de una zona transversal durante la fase de acortamiento.

## 2. Marco geológico

La Cordillera Oriental de Colombia es definida como un rift Mesozoico, fragmentado en diversas subcuencas e invertido durante el Neógeno (Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2009; Bayona *et al.*, 2013) (Figure 1A). Estas subcuencas están separadas por altos de basamento como los macizos de Santander y de Floresta (Cooper *et al.*, 1995). La Cordillera Oriental está limitada al este por el sistema de fallas del Borde Llanero y al oeste por el sistema de Fallas de La Salina (Cooper *et al.*, 1995; Mora *et al.*, 2009) (Figure 1A).

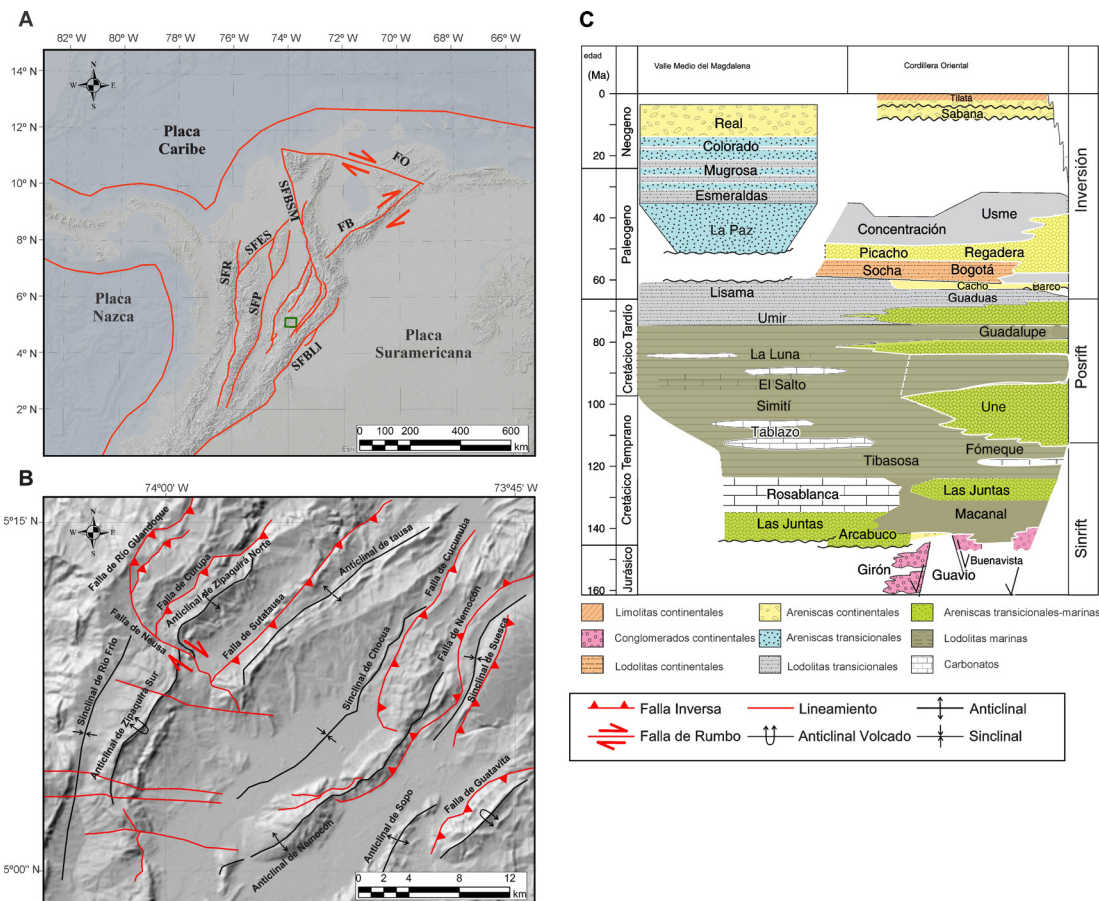
El basamento cristalino de la Cordillera Oriental está localizado en los macizos de Garzón, Quetáme, Floresta y Santander, cubierto por una secuencia volcanoclástica del Jurásico Temprano, y continental del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, que es seguida una sedimentación de rocas marinas (niveles de evaporitas, lodos y carbonatos) del Cretácico Temprano a Tardío (Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento *et al.*, 2006). La sedimentación del Maastrichtiano al Paleoceno se asocia a rocas de ambientes costeros, seguidas por una sucesión de rocas del Paleógeno continentales (Cooper *et al.*, 1995; Mora *et al.*, 2009; Bayona *et al.*, 2013). Los depósitos del Neógeno corresponden a ambientes continentales y están localizados en los núcleos de sinclinales (Sarmiento *et al.*, 2006, Bayona *et al.*, 2013) (Figure 1C).

Durante el Neógeno, como consecuencia de una fase de acortamiento, la Cordillera Oriental alcanza el pico de inversión tectónica, que fue iniciada en el Paleógeno (Cooper *et al.*, 1995; Mora *et al.*, 2009; Tesón *et al.*, 2013, Bayona *et al.*, 2013). La inversión de la cuenca es controlada por la re-

activación de antiguas fallas normales (Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; 2009; Tesón *et al.*, 2013; Jiménez *et al.*, 2016) y por fallas con dirección NE con cinemática dextral (García y Jiménez, 2016; Velandia, 2017; Jiménez *et al.*, 2022).

El área de estudio está localizada en la zona axial de la Cordillera Oriental, subcuenca de Cundinamarca (Figura 1B) donde la secuencia sedimentaria cretácica supera los 3 km de espesor (Sarmiento *et al.*, 2006; García y Jiménez, 2016) y la sedimentación continental Cenozoica supera los 2 km de espesor (Sarmiento *et al.*, 2006). Estructuralmente el área de estudio está definida por pliegues anticlinales apretados y sinclinales

amplios asociados a fallas inversas (McLaughlin y Arc, 1972; García y Jiménez, 2016) (Figura 1B) que involucran rocas Cretácicas y Cenozoicas. Los cabalgamientos tienen vergencia al SE y están relacionados con zonas transversales, como la Falla de Río Guandoque y la Falla Carupa y la Falla del Neusa conforman una zona transversal (Figura 1). Esta zona transversal influye en la extensión y la geometría del Anticlinal de Zipaquirá, facilitando el ascenso de diapiros durante el Mioceno (García y Jiménez, 2016). La edad de los niveles salinos en la Cordillera Oriental es incierta, pero se asume Cenomaniense-Berriasiense (Ujueta, 1965; Teixel *et al.*, 2015; Pearse *et al.*, 2021).



**Figura 1** A. Modelo de elevación digital (DEM) de Colombia donde se enmarcan las estructuras regionales y se ubica en el recuadro verde la zona de la Sabana de Bogotá donde se encuentra el Anticlinal de Zipaquirá. SFR: Sistema de fallas de Romeral; SFP: Sistema de fallas de Palestina; SFBM: Sistema de fallas de Bucaramanga - Santa Marta; SFBLL: Sistema de fallas del Bordo Llanero; FO: Falla de Oca; FB: Falla de Boconó. B. DEM de la Sabana de Bogotá en el territorio colombiano donde se resaltan las estructuras de Zipaquirá. C. Esquema Cronoestratigráfico en sentido NW-SE donde se vincula la secuencia de la Cordillera Oriental asociada al área de estudio. Modificado de Horton *et al.* (2020).

### 3. Metodología

#### 3.1. DISEÑO DEL EXPERIMENTO

Los modelos análogos fueron desarrollados en el Laboratorio de Geología Estructural de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS). Se utilizó una mesa de deformación de tipo subducción que consta de una base horizontal de vidrio de 1.5 m de largo, 20 cm de ancho y dos vidrios laterales (Figura 2). Un rodillo ubicado en la abertura es impulsado por un motor con control manual de la frecuencia (Hz) y un sistema de poleas para variar la velocidad de desplazamiento.

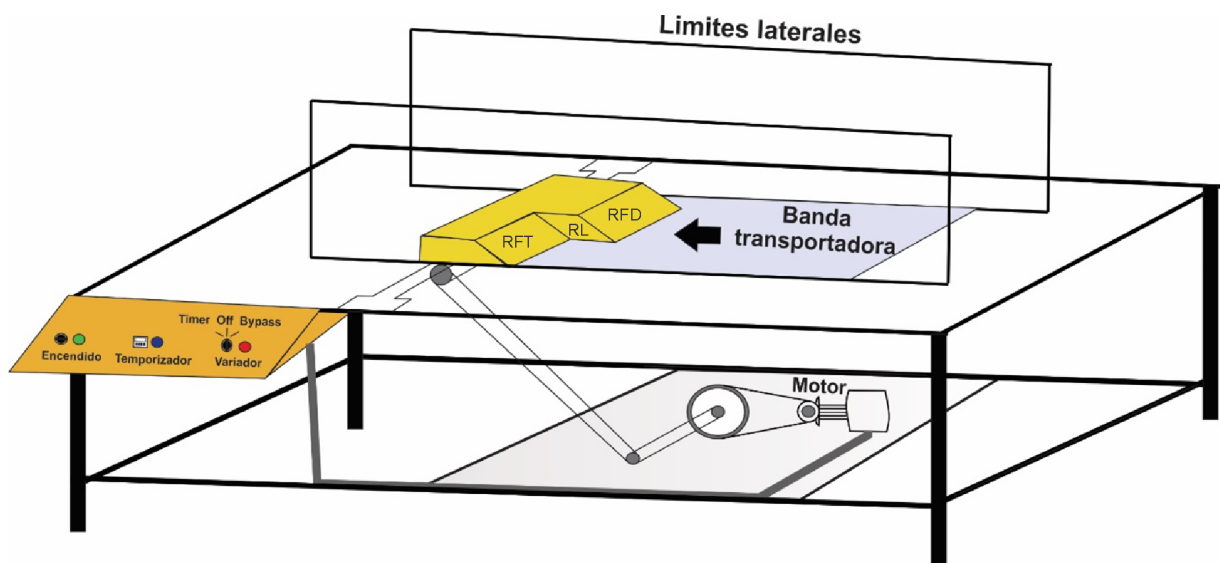
La configuración experimental está diseñada según los modelos de cuñas de doble vergencia (Storti, *et al.*, 2000, Anaya *et al.*, 2018; Orjuela *et al.*, 2021), donde la deformación es inducida en la arena cuando el papel Mylar es desplazado hasta una discontinuidad de velocidad (van der Pluijm y Marshak, 2004; Anaya *et al.*, 2018; Orjuela *et al.*, 2021).

Las configuraciones experimentales idealizan una secuencia sedimentaria que involucra un nivel salino en la Formación Chipaque de edad Cenomaniense – Coniaciense (Etayo,

1985) y Coniaciense – Santoniense (Guerrero y Sarmiento, 1996), representado por una capa de fluido no-newtoniano, intercalada entre capas frágiles. Con el fin de simular estructuras heredadas o anisotropías del basamento preexistentes, los modelos se dispusieron siguiendo la configuración de Orjuela *et al.* (2021) representada por un bloque rígido de madera con dos sistemas de rampas frontales de 30° de inclinación y conectadas por una rampa lateral (Figura 2). Los modelos fueron contruidos sobre una superficie horizontal, sobre la cual se distribuyó arena capa a capa, utilizando un tamiz y variando su color.

#### 3.2. ESCALADO

El escalado del modelo y de los materiales análogos (Tabla 1) permite alcanzar una similitud geométrica, cinemática y dinámica entre el experimento y la naturaleza (Warsitzka *et al.*, 2013; Hubert, 1937). La similitud geométrica, (largo / ancho / alto) se basa en una escala geométrica apropiada ( $l^R = l_m / l_p$ ) entre el modelo (m) y el prototipo (p) de  $10^{-5}$ . El valor mantiene la proporcionalidad en experimentos de deformación salina con aceleración gravitacional normal ( $g=9.81 \text{ m/s}^2$ ) (Koyi *et al.*, 1993).



**Figura 2** Mesa de deformación y esquema del montaje inicial de los experimentos desarrollados, nótese la Rampa frontal trasera (RFT), Rampa lateral (RL) y la Rampa frontal delantera (RFD).



Tabla 1. Lista de parámetros escalados.

Parámetro	Símbolo	Unidad	Modelo (m)	Naturaleza (n)	Factor de escala (m/n)
Longitud	l	[m]	0.01	1,000	$10^{-5}$
Tiempo (Evolución del diapiro)	t	[s]	3,600	$3.73 \times 10^{13}$ - $3.73 \times 10^{15}$	$1.13 \times 10^{-15}$ - $1.13 \times 10^{-17}$
Velocidad	v	[m/s]	$1.67 \times 10^{-4}$	$3.10 \times 10^{-7}$ (e)	532.26
Aceleración gravitacional	g	[m/s <sup>2</sup> ]	9.81	9.81	1
Coefficiente de fricción máxima interna	$\mu$		0.72	0.56	1.29
Densidad de rocas de la corteza	$\rho_1$	[kg/m <sup>3</sup> ]	1,700	2,500 (d)	0.85-0.61
Densidad capa viscosa	$\rho_2$	[kg/m <sup>3</sup> ]	1,347.69	2,200 (a)	0.61
Contraste de densidad	$\Delta\rho=\rho_1-\rho_2$	[kg/m <sup>3</sup> ]	352.31	300	1.17
Viscosidad (25°C)	$\eta$	[Pa s]	113.25	$10^{17}$ - $10^{19}$ (b)	$1.13 \times 10^{-15}$ - $1.13 \times 10^{-17}$
Resistencia al corte	$\tau$	[Pa]	18	$18 \times 10^6$	$10^{-6}$ (c)

Parámetros relevantes (a): Jackson y Talbot (1986), (b): van Keken *et al.* (1993), (c): Koyi (2001) (d): Martínez-Sánchez (2018); (e) Velocidad promedio de las placas Nazca, Caribe y Suramericana.

La similitud cinemática es alcanzada cuando el tiempo es escalado entre los modelos y su prototipo (Warsitzka *et al.*, 2013). Los experimentos desarrollados presentan un periodo de deformación de 3600s (1 hora) y pretenden simular un periodo amplio de deformación ( $\approx 54$  Ma). Este intervalo de tiempo corresponde al Cenozoico, durante el cual se originan las principales estructuras de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2009; Bayona *et al.*, 2013).

La deformación frágil en rocas de la corteza es simulada por una capa de arena cuarzosa, de grano fino con granos sub-redondeados, bien calibrados. El material arenoso tiene un ángulo de reposo es de  $29.50^\circ$  y un coeficiente de fricción interna de 0.56. El comportamiento dúctil de las capas de sal, se modeló utilizando un fluido no newtoniano con una densidad de  $1347.69 \text{ kg/m}^3$ . El fluido fue analizado en los laboratorios del Parque Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander, utili-

zando un reómetro “Viscotester IQ” de la compañía “Thermo Scientific” usando curvas simples de viscosidad ( $\eta$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) en función de la tasa de cizalla ( $\dot{\gamma}$ ). Los valores de viscosidad se calcularon con base en la frecuencia muy baja del rodillo, generando una tasa de cizalla ( $\dot{\gamma}$ ) de  $0.00106 \text{ 1/s}$  y valores de fuerza de cizalla de  $18 \text{ Pa}$ . El valor de viscosidad calculado para fluido no newtoniano fue de  $113.25 \text{ Pa S}$  (Figura 3).

Las propiedades de los materiales utilizados son coherentes con los parámetros de escalado reportados previamente (Weijermars, 1993; Schellart, 2000; Zulauf y Zulauf, 2004). Los modelos son realizados bajo un campo de gravedad normal y la velocidad del papel Mylar es una medida de longitud sobre tiempo, por tanto, la siguiente ecuación descrita por Schellart y Strak (2016) es útil para comprobar la similitud cinemática:

$$\frac{\eta^m}{\eta^p} = \frac{\Delta\rho^m l^m t^m}{\Delta\rho^p l^p t^p} \quad (\text{Ec. 1})$$

Donde  $\eta$  es la viscosidad,  $\Delta\rho$  el contraste de densidad,  $l$  la longitud y  $t$  el tiempo de deformación. Los términos de la ecuación 1 son simplificados utilizando la relación  $x^R = x^m / x^p$  y se procede a despejar  $t^p$  que corresponderá al tiempo de deformación del prototipo geológico natural simulado en los modelos.

$$t^p = \frac{\Delta\rho^R l^R t^m}{\eta^R} \quad (\text{Ec. 2})$$

Teniendo en cuenta el factor de escala de viscosidad ( $\eta^R$ ) y el rango de valores de viscosidad de la sal en la naturaleza ( $10^{17} - 10^{19}$ ) (van Keken *et al.*, 1993), la escala de tiempo de deformación para la naturaleza corresponde a:

$$(1) \quad t^p = \frac{(1.17 \text{ kg/m}^3) (10^{-5}) (3600 \text{ s})}{1.13 \times 10^{-15}} = 3.73 \times 10^{13} \text{ s} = \sim 1.2 \text{ Ma}$$

$$(2) \quad t^p = \frac{(1.17 \text{ kg/m}^3) (10^{-5}) (3600 \text{ s})}{1.13 \times 10^{-17}} = 3.73 \times 10^{15} \text{ s} = \sim 120 \text{ Ma} \quad (\text{Ec. 3})$$

Bajo el concepto de similitud cinemática entre los experimentos y el medio natural, los modelos simulan procesos hasta los  $\sim 120 \text{ Ma}$ . Los parámetros mecánicos y cinemáticos de los materiales y el prototipo experimental con su respectivo escalado son presentados en la Tabla 1.

### 3.3. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL

Se realizaron 3 configuraciones diferentes variando la ubicación del material no newtoniano (Figura 4). La primera configuración (Figura 4A) se caracteriza por tener una capa viscosa continua delgada de 0.5 cm de espesor frente al sistema de rampas frontales. La segunda configuración (Figura 4B) presenta una capa viscosa discontinua de 0.5 cm de espesor, frente a las rampas frontales y no existe interacción con la rampa lateral. Finalmente, la tercera configuración (Figura 4C), se caracteriza por presentar una capa viscosa continua espesa de 1.5 cm de espesor. Las configuraciones de los

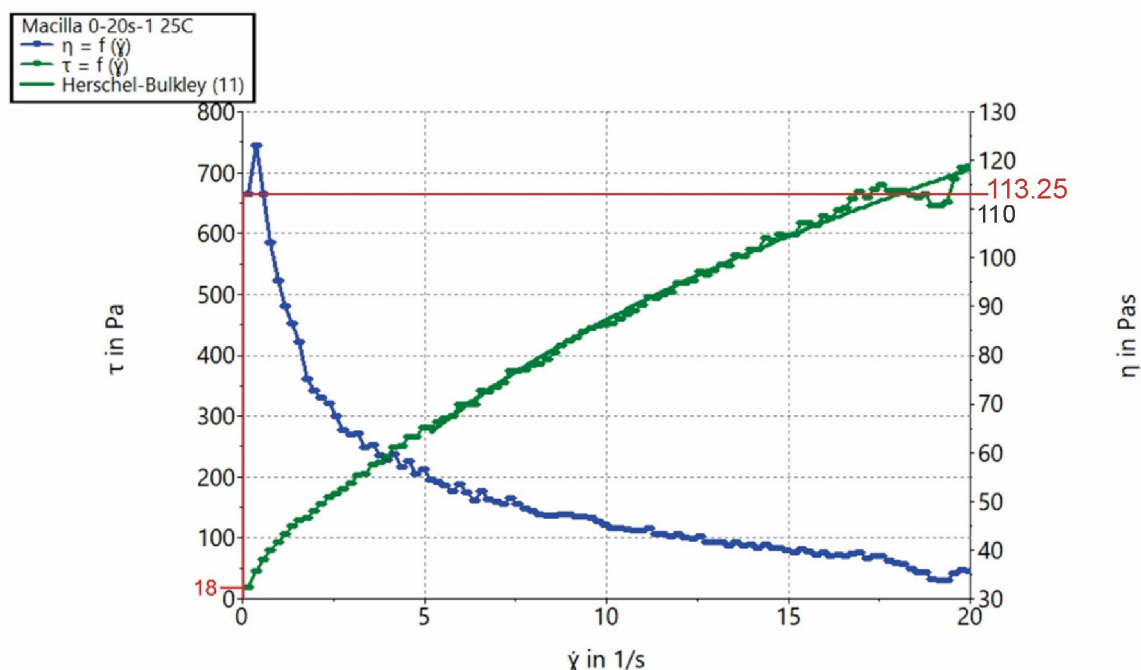
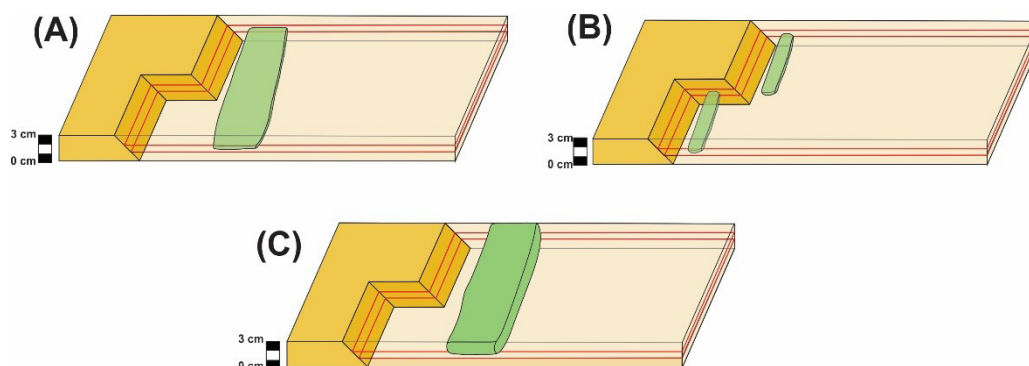


Figura 3. Análisis de reología 0-20s, (D) en rojo se iluminan los valores de viscosidad y esfuerzo de cizalla correspondientes a la tasa de cizalla definida.



**Figura 4** Disposición y ubicación de los niveles salinos y definición las tres configuraciones estructurales implementadas durante el desarrollo de los experimentos. A) Capa viscosa continua delgada de 0.5 cm de espesor. B) Capa viscosa discontinua de 0.5 cm de espesor. C) Capa viscosa continua espesa de 1.5 cm de espesor.

experimentos (Figura 4) están dispuestas dentro de los límites laterales de la mesa de deformación y cada diseño experimental presenta un espesor inicial de 3 cm representados por niveles de 1 cm a la base de arena cuarzosa blanca y posteriores intercalaciones de 0.3 cm de arena cuarzosa teñida y 0.7 cm de arena cuarzosa blanca.

## 4. Resultados

Los resultados obtenidos de los experimentos corresponden al registro consecutivo en planta de la deformación sin-tectónica, en intervalos de 60 segundos, cuyo acortamiento difiere dependiendo de la configuración del modelo. El estado post-tectónico se registró por medio de secciones transversales.

### 4.1. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

#### 4.1.1. CONFIGURACIÓN A: CAPA VISCOSA DELGADA DE 0.5 cm

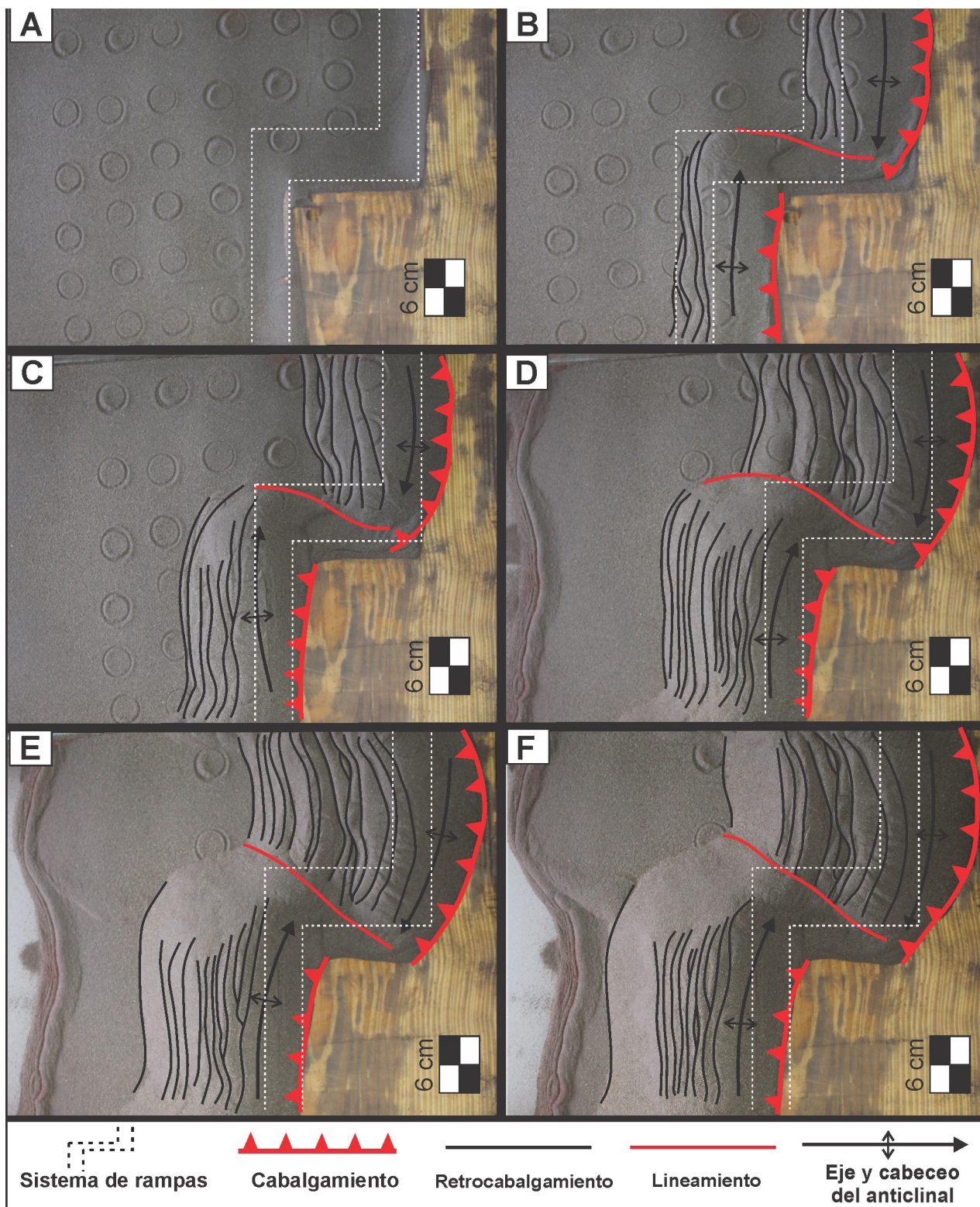
La primera evidencia de deformación se registra al 5% de acortamiento (Figura 5B) con el desarrollo de una falla de cabalgamiento sobre la sección de la rampa frontal delantera y sobre la sección de la rampa frontal trasera.

En las rampas frontal y trasera es posible observar un cabalgamiento principal y tres retrocabalgamientos, que en conjunto componen una estructura tipo *pop-up* expresada con una cresta curva que causa un apilamiento sobre el despegue superior del bloque rígido. Sobre la rampa lateral, se desarrolla un lineamiento, el cual divide el material transportado en dos bloques.

Al 10% de acortamiento (Figura 5C) el número de retrocabalgamientos frente a cada rampa frontal se duplica. En la sección de la rampa frontal trasera se acentúa la curvatura de la cresta y el cabalgamiento principal. En la sección de la rampa frontal delantera los retrocabalgamientos forman una estructura en cola de caballo que finaliza en lineamiento de la rampa lateral. Se evidencia el crecimiento de dos pliegues anticlinales asociados a las dos rampas frontales con direcciones de cabeceo opuestas y separados por el lineamiento de la rampa lateral.

Al 32 y 37 % de acortamiento (Figura 5D y Figura 5E, respectivamente) se generan retrocabalgamientos frente a las dos rampas frontales. El cabalgamiento de la rampa frontal trasera acentúa su curvatura y se ve desplazado hacia el bloque rígido y el lineamiento de la rampa lateral se hace más extenso y adquiere una curvatura. Los plie-





**Figura 5** Vistas en planta de la evolución estructural de la serie de configuración A. Capa viscosa continua delgada de 0.5 cm de espesor. Etapas temporales: (A) Estado Inicial del modelo; (B) 5% de acortamiento; (C) 10% de acortamiento; (D) 32 % de acortamiento; (E) 37% de acortamiento. (F) Estado final a 43% de acortamiento del modelo (60 minutos).



gues anticlinales acentúan su cabeceo y presentan un aumento en la altura de sus charnelas.

En la etapa final de deformación (Figura 5F) continúa el desarrollo de retrocabalgamientos asociados a las dos rampas frontales. Los dos pliegues anticlinales presentan su mayor grado de cabeceo y altura en sus charnelas, el lineamiento de la rampa lateral se ve elongado y pierde su curvatura.

#### **4.1.2. CONFIGURACIÓN B: CAPA VISCOSAS DISCONTINUA DE 0.5 cm**

Al 10% de acortamiento (Figura 6B) en cada rampa frontal se desarrolla un cabalgamiento y cuatro retrocabalgamientos rectos afectados por un lineamiento curvo localizado a lo largo de la rampa lateral. El cabalgamiento asociado a la rampa frontal se caracteriza por desarrollar una curvatura.

Al 16% de acortamiento (Figura 6C) se observan diferencias en la evolución de la sección de la rampa frontal trasera y la rampa frontal delantera. En la sección de la rampa frontal trasera el cabalgamiento principal está desplazado hacia el frente de deformación, presenta mayor curvatura y los retrocabalgamientos presentan un mayor espaciado entre ellos. En la sección de la rampa frontal delantera el cabalgamiento es recto y sus retrocabalgamientos se duplican con un espaciado constante entre ellos. Se identifican dos pliegues anticlinales asociados a cada rampa frontal segmentados por un lineamiento recto sobre la rampa lateral.

Al 35% de acortamiento (Figura 6D), los retrocabalgamientos más jóvenes de la sección de la rampa frontal trasera presentan un mayor espaciado y se curvan al rededor del lineamiento de la rampa lateral. Los retrocabalgamientos asociados a la rampa frontal delantera manteniendo un espaciado uniforme entre ellos. Los dos anticlinales presentan un aumento en la altura de sus charnelas, solo el anticlinal asociado a la rampa frontal trasera evidencia un cabeceo hacia el lineamiento de la rampa lateral.

Al 42 y 46% de acortamiento (Figuras 6E y 6F, respectivamente). La rampa frontal trasera presenta un cabalgamiento principal con doce retro-

cabalgamientos que adquieren una curvatura al acercarse al lineamiento de la rampa lateral. Los retrocabalgamientos presentan un espaciado variable, que aumenta entre las fallas ubicadas hacia el limbo trasero del pliegue. La Rampa frontal delantera presenta un cabalgamiento principal recto con doce retrocabalgamientos de espaciado uniforme que convergen al extremo del lineamiento de la rampa lateral.

Los dos anticlinales asociados a las dos rampas frontales están limitados por el lineamiento curvo sobre la rampa lateral. El pliegue asociado a la rampa frontal trasera presenta un cabeceo, mientras que el pliegue asociado a la rampa frontal delantera se caracteriza por su eje principal recto.

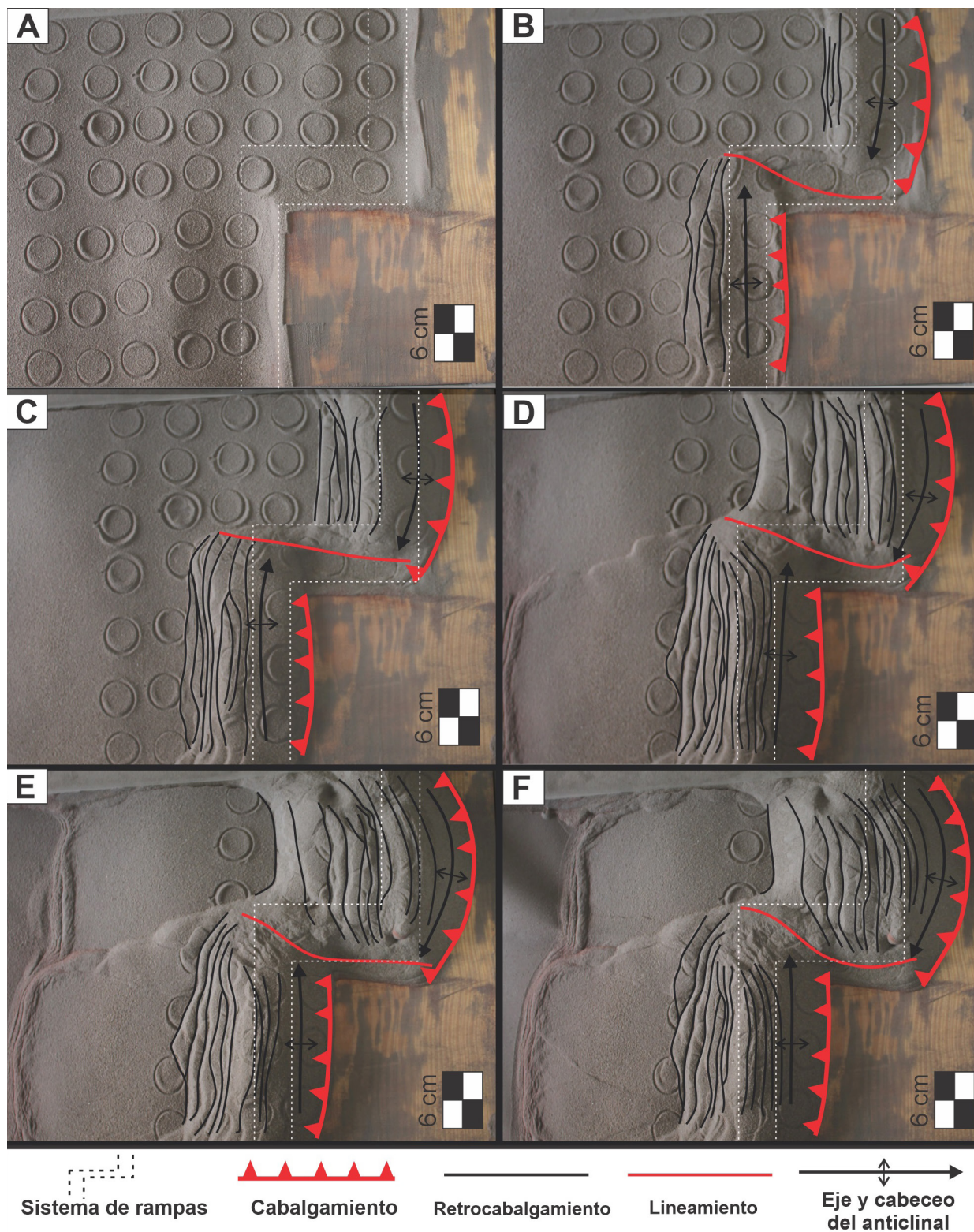
#### **4.1.3. CONFIGURACIÓN C: CAPA VISCOSA ESPESA DE 1.5 cm**

Al igual que en los experimentos de configuración A y B los rasgos iniciales de deformación se hacen evidentes al 15 % de acortamiento (Figura 7B). En cada rampa frontal se genera un cabalgamiento con tres retrocabalgamientos asociados. En esta configuración se desarrollan lineamientos sobre la capa viscosa.

Al 23% de acortamiento (Figura 7C), y se identifican anticlinales asociados a las dos rampas frontales con cabeceo hacia el lineamiento recto sobre la rampa lateral y se observa el crecimiento de nuevos retrocabalgamientos.

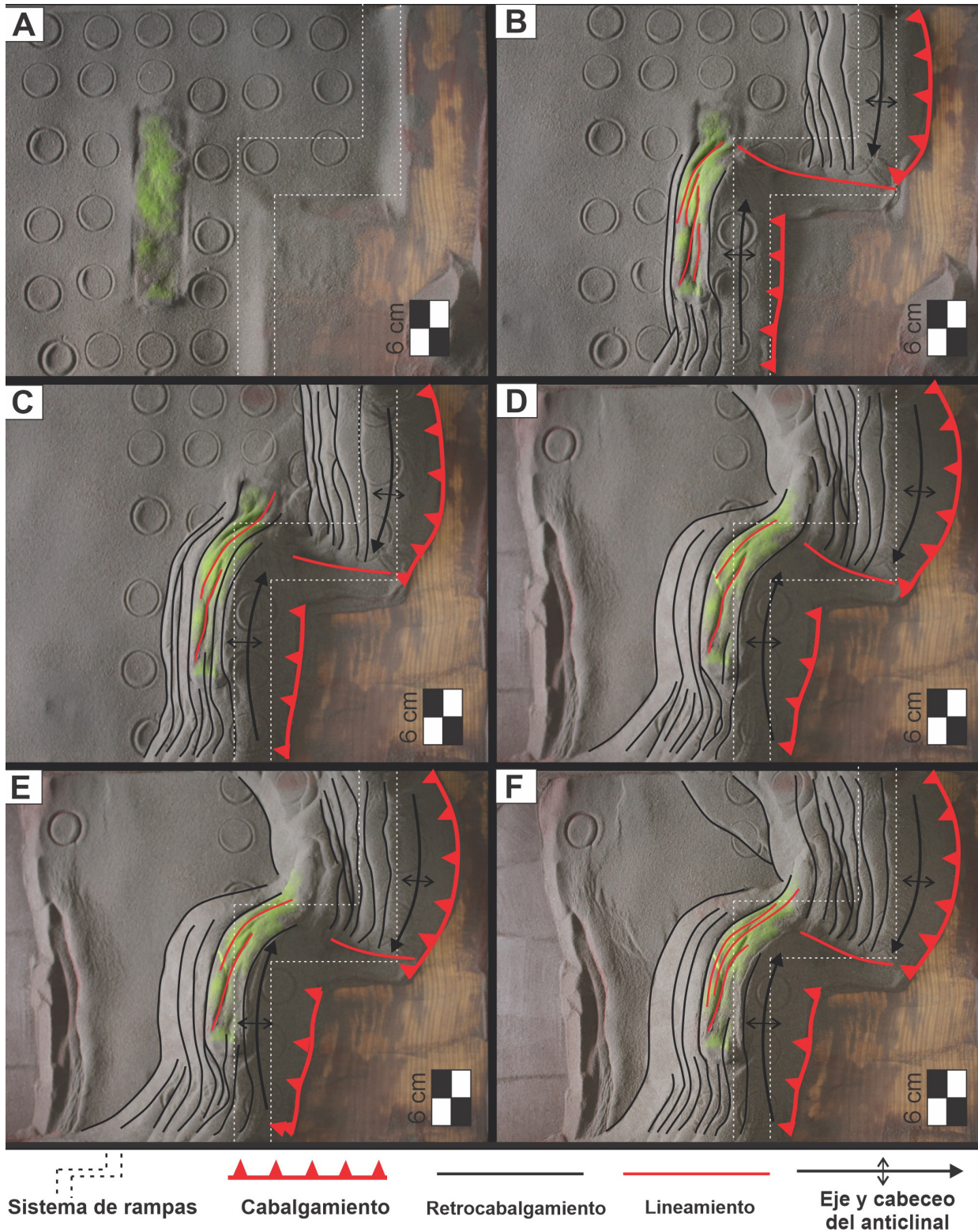
Al 41% y 43% de acortamiento (Figura 7D y Figura 7E) se presentan características estructurales similares. Se acentúa el cabeceo de los anticlinales y la formación de retrocabalgamientos se ve interrumpida por la invasión del pliegue de la rampa frontal delantera en la zona del lineamiento. La capa viscosa evidencia una cizalla de tipo destrál localizada en la rampa lateral.

Finalmente, al 45% de acortamiento (Figura 7F), en la rampa frontal delantera se genera una estructura anticlinal que se extiende hasta la sección de la rampa frontal trasera, limitando la formación de retrocabalgamientos y afectando el lineamiento sobre la rampa lateral.



**Figura 6** Vistas en planta de la evolución estructural de la serie de configuración B. Capa viscosa discontinua de 0.5 cm de espesor. Etapas temporales: (A) Estado Inicial del modelo; (B) 10% de acortamiento; (C) 16% de acortamiento; (D) 35% de acortamiento; (E) 42% de acortamiento. (F) Estado final del modelo a 46% de acortamiento (60 minutos).





**Figura 7** Vistas en planta de la evolución estructural de la serie de configuración C. 4A. Capa viscosa continua espesa de 1.5 cm de espesor. Etapas temporales: (A) Estado Inicial del modelo; (B) 8% de acortamiento; (C) 23% de acortamiento; (D) 41% de acortamiento; (E) 43% de acortamiento. (F) Estado final del modelo a 45% de acortamiento (60 minutos).



## 4.2. ESTRUCTURAS SALINAS

### 4.2.1. CONFIGURACIÓN A: CAPA VISCOSA DELGADA DE 0.5 cm

Se obtuvieron seis secciones transversales paralelas en los experimentos realizados en la configuración A (Figura 8). La sección transversal B está localizada a 10 cm del límite lateral izquierdo del modelo, en la rampa frontal trasera (Figura 9). La sección transversal muestra un pliegue por flexión de falla y la capa viscosa (delimitada en amarillo) intruye el material granular a través de los planos de falla de los retrocabalgamientos 5, 7, 8 y 9, como estructuras salinas de cabalgamiento (Figura 9).

La sección transversal D está localizada a 20 cm del límite lateral izquierdo del modelo, sobre la rampa lateral del sistema (Figura 9). En esta sección transversal la capa viscosa tiene una geometría de glaciar de sal, el crecimiento de la cresta de la capa viscosa genera dos pares de fallas inversas con vergencia opuesta. Las fallas 2, 3 y 4 presentan vergencia hacia el limbo delantero del pliegue e intervienen en la deformación del material viscoso (Figura 9). Se observa el desarrollo de retrocabalgamientos (5-9) caracterizados por una disminución progresiva del ángulo de las fallas (desde  $48^\circ$  a  $27^\circ$ ) (Figura 9).

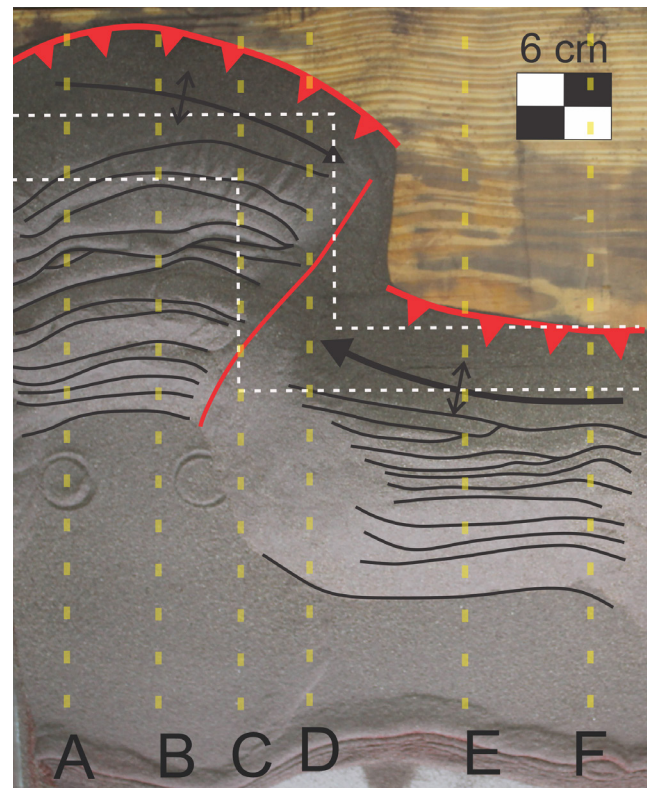
La sección transversal E se localiza a 26 cm del límite lateral izquierdo del modelo, sobre la rampa frontal delantera (Figura 9). La capa viscosa tiene una geometría de una lámina de sal y se encuentra en el núcleo del anticlinal ubicado sobre el despeque superior del bloque rígido y la rampa frontal delantera. Las fallas observadas en esta sección presentan principalmente una vergencia hacia el limbo trasero del pliegue y al igual que en la sección transversal D, hay una disminución continua en el ángulo de las fallas. Sin embargo, dentro del material viscoso se ve la formación de ciertos lineamientos.

### 4.2.2. CONFIGURACIÓN B: CAPA VISCOSA DISCONTINUA DE 0.5 cm

Se obtuvieron ocho secciones transversales paralelas en los experimentos realizados en la configuración B (Figura 10). La sección transversal B

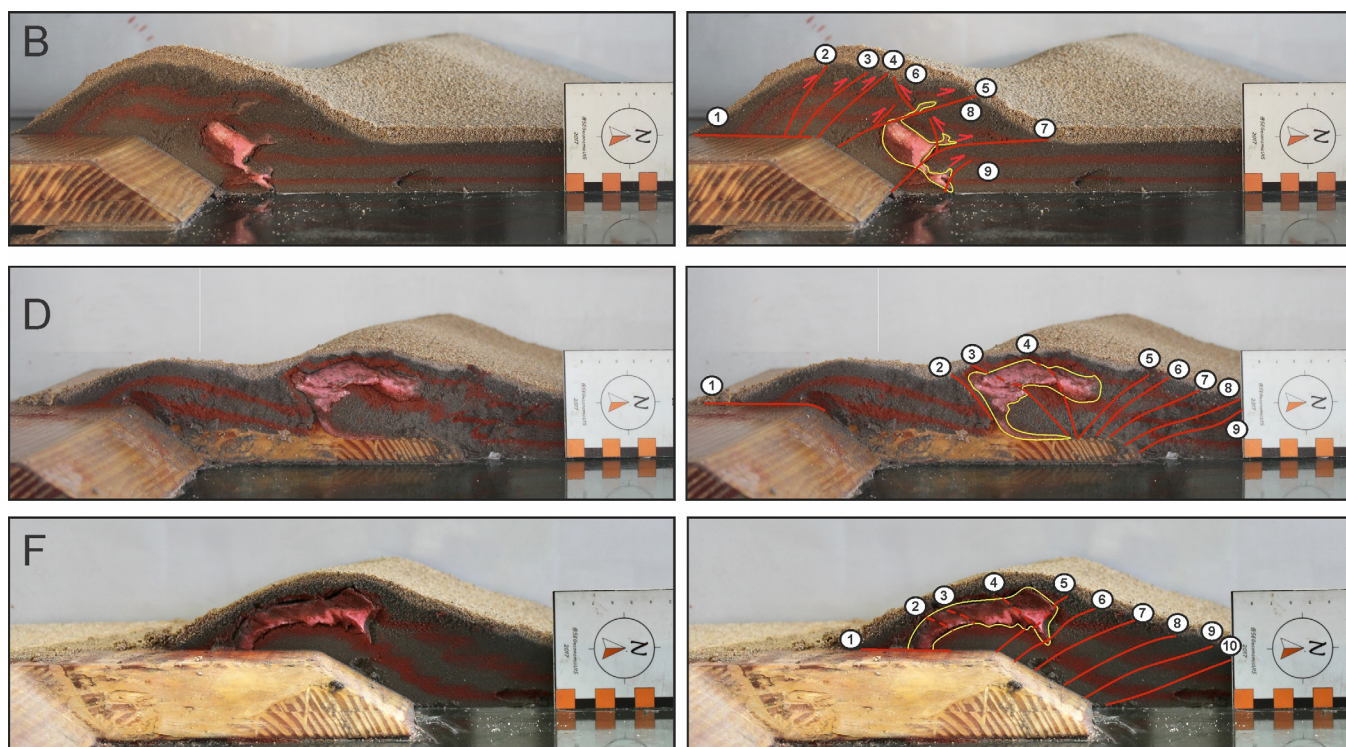
localiza sobre la rampa frontal trasera, a 9 cm del límite lateral izquierdo (Figura 11). La estructura principal corresponde a un pliegue anticlinal que presenta una estructura tipo *pop-up* comprendida entre el cabalgamiento principal (1) y el primer retrocabalgamiento (3) (Figura 11). Esta estructura corresponde a una geometría de almohada de sal, que se genera entre las fallas 2 y 4 (Figura 11). Se identifican dos conjuntos de retrocabalgamientos de acuerdo con su inclinación, 1) las fallas 3 y 6 que presentan ángulos de  $55^\circ$  y  $65^\circ$  respectivamente, próximas a la rampa frontal, y 2) las fallas 5, 7, 8, 9 y 10 con ángulos entre  $20^\circ$  a  $31^\circ$ , distantes de la rampa frontal (Figura 11).

La sección transversal D se localiza a 14 cm del límite lateral izquierdo, sobre la rampa frontal trasera y próxima a la rampa lateral (Figura 12). Esta sección transversal muestra el mismo el paralelis-



**Figura 8** Estado final de deformación experimento de configuración A. Capa viscosa continua delgada de 0.5 cm de espesor. En líneas punteadas amarillas son señaladas las secciones transversales obtenidas del modelo.





**Figura 9** Secciones transversales B, D y F del experimento de configuración A. Capa viscosa continua delgada de 0.5 cm de espesor. Las imágenes a la izquierda sin interpretación. Imágenes a la derecha incluyen interpretación. Las fallas en el modelo son enumeradas según la secuencia de formación. Nótese la interacción de la capa viscosa con los diversos sets de fallas.

mo y uniformidad de buzamientos ( $29^\circ \approx$ ) de los retrocabalgamientos 7, 8, 9 y 10, observadas en la sección transversal B (Figura 11).

La sección transversal E se localiza sobre la rampa frontal delantera (Figura 12) y se observa un anticlinal comprendido entre el cabalgamiento por apilamiento (1) y el último retrocabalgamiento (7) con el mismo patrón de deformación que las secciones transversales B y D. En el flanco frontal del anticlinal la capa viscosa presenta una geometría de almohada de sal.

#### 4.2.3. CONFIGURACIÓN C: CAPA VISCOSA ESPESA DE 1.5 cm

Se obtuvieron seis secciones transversales paralelas en los experimentos realizados en la configuración C (Figura 12). La sección transversal B se localiza sobre la rampa frontal trasera, a 10 cm del límite lateral izquierdo (Figura 13). Se observa un pliegue anticlinal localizado entre el cabalgamiento principal (1) y el último retrocabalgamiento (5)

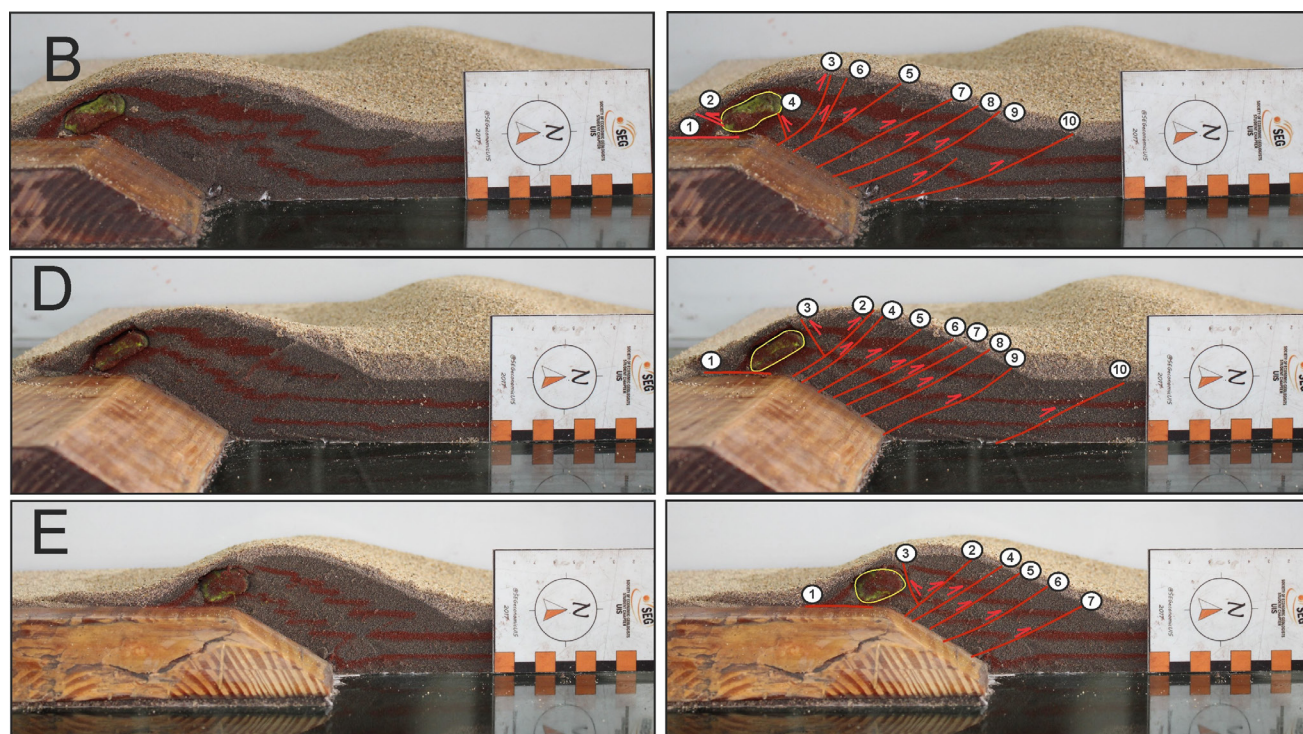
(Figura 13). Se identifica una estructura *pop-up* entre el cabalgamiento principal (1) y el primer retrocabalgamiento (2) (Figura 13).

La sección transversal C se localiza sobre la rampa frontal trasera y la rampa lateral (Figura 14), se identifica un pliegue anticlinal similar al de la sección B, limitado por el cabalgamiento principal (1) y los retrocabalgamientos (2, 3, 4 y 5) (Figura 13). Se observa un crecimiento significativo de la estructura en la capa viscosa debido a un cambio de geometría tipo de bulbo de sal (Figura 13).

La sección transversal F se ubica sobre la rampa frontal delantera a 30 cm del límite lateral izquierdo (Figura 13). En esta sección transversal se identifica una geometría de lengua de sal asociada a las fallas inversas 1 y 2 (Figura 13). En esta sección transversal la deformación se acumula en el material viscoso y disminuye el número de fallas en la rampa frontal delantera, la deformación se propaga lateralmente y genera lineamientos sobre la capa viscosa (Figura 8).

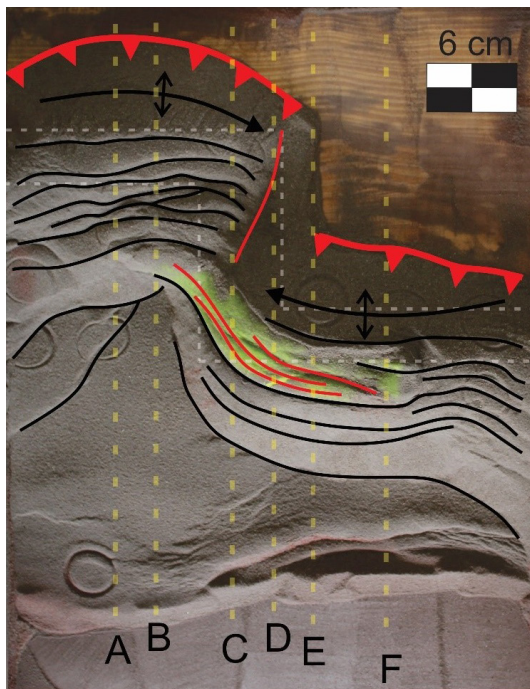


**Figura 10** Estado final de deformación experimento de configuración B. Capa viscosa discontinua de 0.5 cm de espesor. En amarillo son señaladas las secciones transversales obtenidas del modelo.

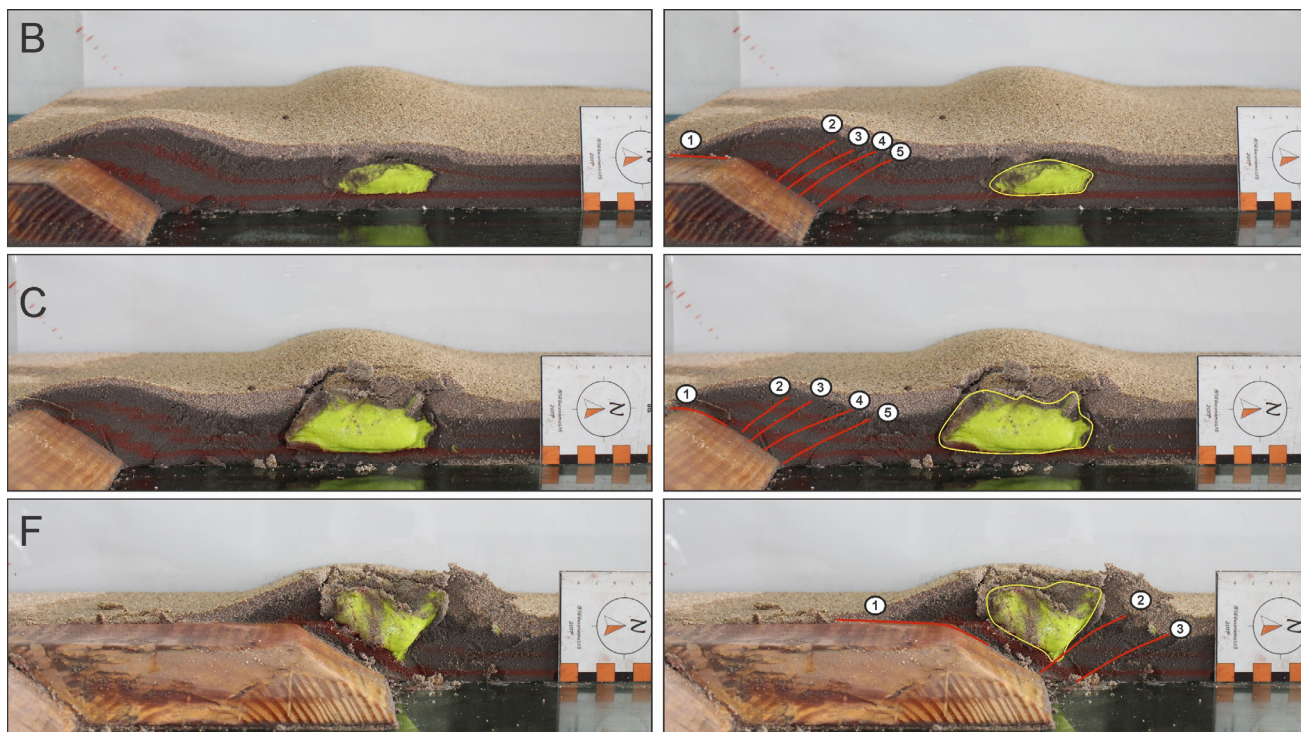


**Figura 11** Secciones transversal B, D y F del experimento de configuración B. Capa viscosa discontinua de 0.5 cm de espesor. Las imágenes a la izquierda sin interpretación. Imágenes a la derecha incluyen interpretación. Las fallas en el modelo son enumeradas según su temporalidad. Nótese la estructura de almohada de sal de la capa viscosa en las tres secciones sobre el limbo frontal de las dos rampas la cual levanta su sobrecarga.

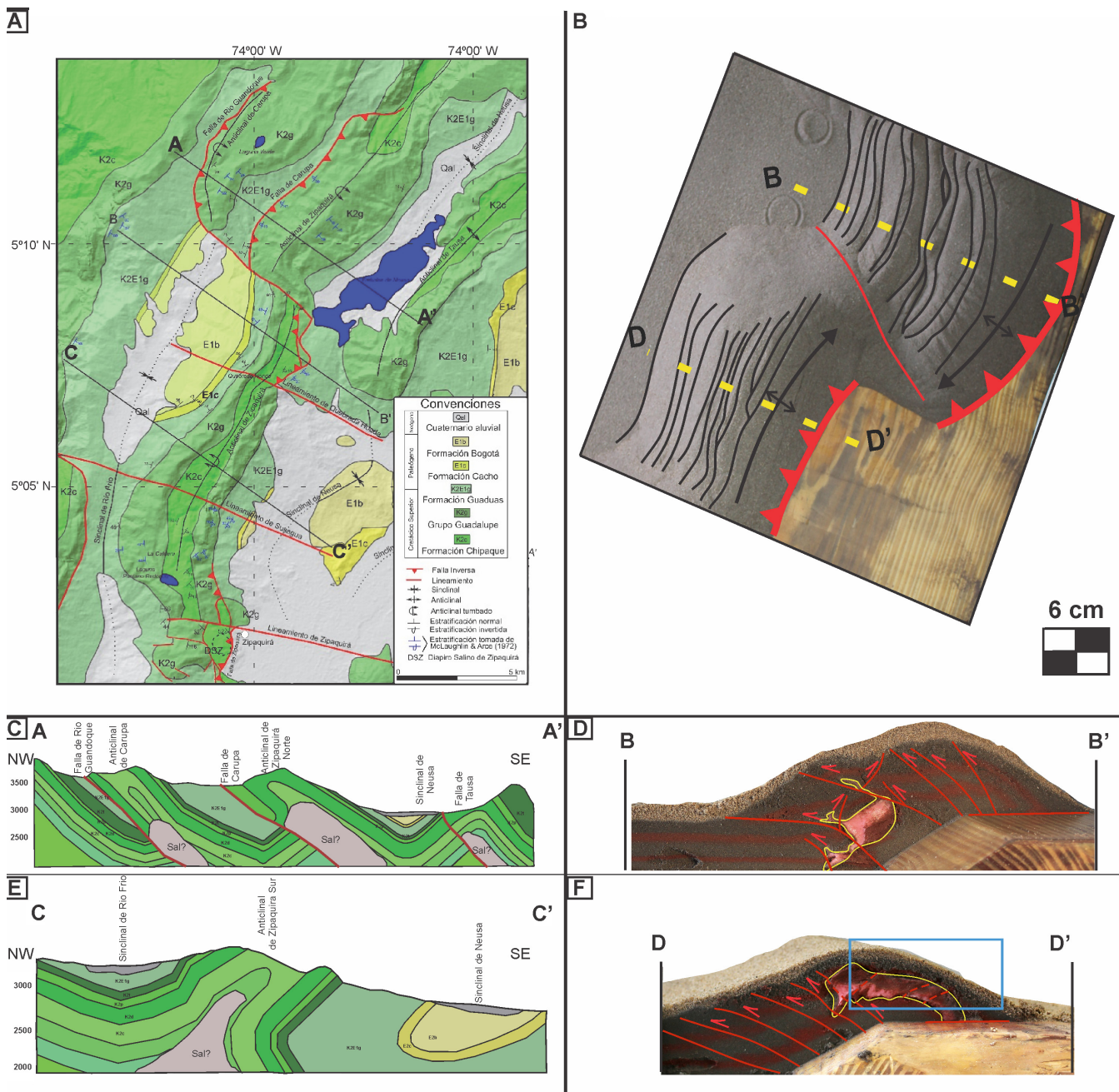




**Figura 12** Estado final de deformación experimento de configuración C. Capa viscosa continua espesa de 1.5 cm de espesor. En amarillo son señaladas las secciones transversales obtenidas del modelo.



**Figura 13** Secciones transversales B, C y F del experimento de configuración C. Capa viscosa continua espesa de 1.5 cm de espesor. Las imágenes a la izquierda sin interpretación. Imágenes a la derecha incluyen interpretación. Fallas en el modelo son enumeradas de acuerdo con la temporalidad de cada una. Una estructura tipo bulbo de sal se observa por el ascenso del material viscoso especialmente en la zona central y de la rampa frontal delantera del modelo.



**Figura 14** (A) Mapa geológico elaborado por García y Jiménez (2016); (B) Vista en planta del modelo con la configuración A; (C) Sección A-A por García y Jiménez (2016); (D) Sección transversal B del modelo con la configuración A; (E) Sección C-C', Modificado de García y Jiménez (2016); (F) Sección transversal E del modelo de la configuración A, el recuadro azul enmarca la zona asociada al corte C-C'.



## 5. Discusión

El desarrollo de estructuras salinas intrusivas o diapíricas están relacionadas al desplazamiento de fallas normales en estilos estructurales de extensión (Jackson *et al.*, 1994). Sin embargo, se han reproducido estructuras diapíricas en modelos análogos de ambientes compresivos (Cotton y Koyi, 2000; Dooley *et al.*, 2005; Del Ventisette *et al.*, 2005). El modelo de este trabajo se asemeja al planteamiento de Cotton y Koyi (2000), quienes simulaban acortamiento de capas granulares y dúctiles contra una rampa frontal. Los resultados obtenidos por Cotton y Koyi (2000) sugieren estructuras similares a las observadas en la rampa frontal trasera con una vergencia hacia el *foreland* y estructuras *pop-up* en la zona de la rampa frontal. Las estructuras salinas observadas en los perfiles de los modelos corresponden a: almohada de sal, glaciar de sal, lámina de sal y lengua de sal, las cuales, aunque no son exclusivas de estilos estructurales compresivos, son indicadores de una madurez intermedia a alta (Fossen, 2010; van der Pluijm y Marshak, 2004).

### 5.1. FALLAS TRANSVERSALES

La Falla del Neusa tiene un rumbo NO y es definida como una falla transversal (García y Jiménez, 2016), en la cual finalizan las fallas Carupa, Río Guandoque y Sutatausa (Figura 14A). Esta orientación y características estructurales son coherentes con las observaciones en planta de las tres configuraciones de los modelos (Figuras 5F, 6F y 7F). La configuración 2 (Figura 6F) representa el modelo más coherente debido a que la Falla transversal del Neusa se destaca por no presentar niveles evaporíticos, además, presenta la mayor similitud geométrica del lineamiento en la zona transversal. Estos niveles estarían principalmente en la zona sur del Anticlinal de Zipaquirá (García y Jiménez, 2016).

Las fallas inversas con rumbo NE, la Falla y el Anticlinal de Nemocón, localizadas al norte del Anticlinal de Zipaquirá estarían representadas por los cabalgamientos de la rampa frontal del mode-

lo y la Falla transversal del Neusa por la rampa lateral del modelo (Figura 14 A). El diapirismo está asociado y restringido al Anticlinal de Nemocón y las fallas inversas asociadas, las cuales permiten el ascenso de los cuerpos salinos (McLaughlin 1972). García y Jiménez (2016) sugirieron que el diapirismo en la zona norte del Anticlinal de Zipaquirá se extiende por efecto de las fallas de Río Guandoque, Carupa y Tausa (Figura 14A).

En la configuración A, con capa continua delgada (Figura 14C y 14D), la zona de retrocabalgamientos asociada a la rampa frontal trasera muestra una configuración geométrica de cuerpos salinos similar a la propuesta por García y Jiménez (2016). Las estructuras observadas en el modelo son similares a las descritas por Del Ventisette *et al.* (2005) y Dooley *et al.* (2005), las cuales se asocian a estructuras preexistentes o procesos previos de extensión, sugiriendo que la intrusión de sal en el Anticlinal de Zipaquirá es favorecida y localizada en las fallas transversales (Ujueta, 1965; García y Jiménez, 2016).

La zona sur del Anticlinal de Zipaquirá presenta un menor número fallas y un mayor emplazamiento de cuerpos salinos interestratificados y plegados (Ujueta, 1965; García y Jiménez, 2016). Esta zona tiene mayor coincidencia con la estructura de la rampa frontal delantera de la configuración A (Figura 14F), considerando que el cuerpo de sal en esta región se clasifica como una estructura en domo (Ujueta, 1965) y a la estructura asociada a las fallas inversas sugerida por García y Jiménez (2016) (Figura 14E).

El cuerpo salino en los modelos es cortado en el núcleo del anticlinal y define una estructura de tipo lámina de sal, ligada a la estratificación sin cortes significativos en la secuencia (Figura 14). Esta configuración es concordante con el modelo propuesto por García y Jiménez (2016), aun cuando el pliegue está invertido.

De este modo, los modelos sugieren que la presencia inicial de material evaporítico previo a la deformación era mayor en la zona sur, sugiriendo una configuración discontinua limitada por fallas transversales (ej., Falla del Neusa), posiblemente originadas durante fases extensionales de la cuenca.

## 5.2. ROTACIONES

Las rotaciones en el eje vertical en sentido horario han sido reportadas en el Anticlinal de Zipaquirá y el flanco oeste y zona axial de la Cordillera Oriental, asociadas a fallas transversales (García y Jiménez, 2016; Jiménez *et al.*, 2022). Estas fallas transversales tienen una orientación NE y corresponden a fallas con inversión tectónica (Velandia, 2017; Villar *et al.*, 2017; Jiménez *et al.* 2022). La vista en planta analizada para cada una de las tres configuraciones de modelos realizados muestra un lineamiento que es inicialmente paralelo a la rampa lateral con cabeceos de anticlinales y terminaciones de fallas. El progresivo aumento de la deformación en la zona de la rampa lateral evidencia una rotación horaria progresiva hasta que el lineamiento, los cabeceos y terminaciones de fallas desarrollan una oblicuidad con la rampa lateral. Estas observaciones en los modelos son coherentes con las rotaciones horarias observadas en sistemas de cizalla simple dextral reportados en la Cordillera Oriental (García y Jiménez, 2016; Jiménez *et al.*, 2022).

## 6. Conclusiones

Los modelos análogos realizados permitieron reproducir una tectónica salina con desarrollo de estructuras salinas de tipo almohada de sal, glaciar de sal, lámina de sal, lengua de sal, y estructuras salinas de cabalgamiento, lo cual aporta validez a los experimentos y sugiere que el material viscoso emula la reología de rocas evaporíticas en ambientes compresivos. Los experimentos realizados refuerzan la hipótesis de la presencia de rampas frontales conectadas por zonas transversales (rampas laterales) y una distribución heterogénea de los niveles evaporíticos en el Anticlinal de Zipaquirá. La zona sur del Anticlinal de Zipaquirá presenta mayor cantidad de niveles evaporíticos respecto a la zona norte y no existe conexión en la zona de la Falla del Neusa.

Las estructuras obtenidas en las tres configuraciones muestran similitudes con las cartografiadas la zona de Zipaquirá. La Falla de Nemocón corres-

ponde al cabalgamiento principal en la rampa frontal trasera y el Anticlinal de Zipaquirá Sur corresponde a la estructura principal en la rampa frontal delantera. La rotación horaria registrada en los modelos coincide con las rotaciones propuestas para la Cordillera Oriental y la zona de la Sabana de Bogotá.

## Contribución de los autores

La contribución de los autores esta especificada de la siguiente manera: Conceptualización: DAMS, GJD; Análisis o adquisición de datos: CAE; Desarrollo metodológico: CAE, DAMS GJD; Redacción del manuscrito Original: CAE; Redacción del manuscrito corregido y editado: DAMS, GJD, CAE; Diseño gráfico: CAE, DAMS; Interpretación: DAMS, CAE, GJD; Financiamiento: CAE, DAMS, GJD.

## Financiamiento

El proyecto se llevó a cabo en las instalaciones de la Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. Se usaron los instrumentos proveídos en el laboratorio y se hizo la compra de materiales requeridos por parte de los autores.

## Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Industrial de Santander (UIS) y a la Escuela de Geología. Un agradecimiento muy especial a Álvaro Villar y Camilo Anaya por su gran colaboración durante el desarrollo del proyecto y la elaboración del documento. Los autores agradecen al Editor en jefe Antoni Camprubí y a los dos revisores anónimos por sus valiosos comentarios.

## Conflictos de intereses

Los autores hacemos constar que no existe conflicto de intereses con ninguna entidad, institución o grupo de investigación.

## Referencias

- Anaya, C., Jiménez, G., Martínez-Sánchez, D., 2018, Modelo estructural del Campo Escuela Colorado a partir de modelos análogos: Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales 42, 165, 402-409. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.673>
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O., Jimenez, G., Mesa, A., Valencia, V., 2013, Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean-South American convergence in early Palaeogene time: Geological Society Special Publication, 377(1), 285–314. <https://doi.org/10.1144/SP377.5>
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., Taborda, A., 1995, Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79, 1421–1443. <https://doi.org/10.1306/7834D9F4-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Cotton, J.T., Koyi, H.A., 2000, Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan: Geological Society of America Bulletin, 112(3), 351-363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<351:MOTFAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<351:MOTFAD>2.0.CO;2)
- Davison, I., Jones, I.F., Waltham, D., 2013, Seismic Imaging of Salt Diapirs: Problems and Pitfalls (resumen), in 13<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 1332–1336. <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-274>
- Del Ventisette, C., Montanari, D., Bonini, M., Sani, F., 2005, Positive fault inversion triggering ‘intrusive diapirism’: an analogue modelling perspective: Terra Nova, 17(5), 478-485. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00637.x>
- Dixon, J. M., Spratt, D. A., 2004, Deformation at lateral ramps and tear faults-centrifuge models and examples from the Canadian rocky mountain foothills, in McClay, K.R., (ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG memoir 82, 239–258. <https://doi.org/10.1306/M82813C14>
- Dooley, T., McClay, K.R., Hempton, M., Smit, D., 2005, Salt tectonics above complex basement extensional fault systems: results from analogue modelling, in Doré, A.G., Vinning, B.A., (ed.), Petroleum geology: North-West Europe and Global Perspectives: Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference, London, Geological Society, 1631-1648. <https://doi.org/10.1144/0061631>
- Etayo, F., 1985, Paleontología Estratigráfica del Sistema Cretácico en la Sierra Nevada del Cocuy. Proyecto Cretácico: Ingeominas, 16, 1-47.
- Fossen, H., 2010, Structural geology: New York, University of Bergen, 463p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>
- García, H., Jiménez, G., 2016, Transverse zones controlling the structural evolution of the Zipaquirá Anticline (Eastern Cordillera, Colombia): Regional implications: Journal of South American Earth Sciences, 69, 243 – 258. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.002>
- Guerrero, J., Sarmiento, G., 1996, Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretáceo Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en exploración Petrolera, Geología Colombiana: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia, No. 20, 3-66.
- Horton, B.K., Parra, M., Mora, A., 2020, Construction of the Eastern Cordillera of

- Colombia: Insights from the Sedimentary Record, in Gómez Tapias, J., Mateus-Zabala, D., (eds.), *The Geology of Colombia*, Vol. 3 Paleogeno-Neogeno: Bogotá, Servicio Geológico Colombiano, 67–88.
- Hubbert, M. K., 1937, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures: *Bulletin of the Geological Society of America*, 48(10), 1459–1520. <https://doi.org/10.1130/GSAB-48-1459>
- Hudec, M. R., Jackson, M. P. A., 2007, Terra infirma: Understanding salt tectonics: *Earth-Science Reviews*, 82(1–2), 1–28, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.01.001>
- Jackson, M. P. A., Talbot, C. J., 1986, External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures: *Geological Society of America Bulletin*, 97(3), 305–323. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<305:ESSRAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<305:ESSRAD>2.0.CO;2)
- Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., Schultz-Ela, D.D., 1994, Structural dynamics of salt systems: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 22, 93–117. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.22.050194.000521>
- Jiménez, G., Geissman, J.W., Bayona, G., 2022, Unraveling tectonic inversion and wrench deformation in the Eastern Cordillera (Northern Andes) with paleomagnetic and AMS data: *Tectonophysics*, 834, 229356. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229356>
- Jiménez, G., López, O., Jaimes, L., Mier Umaña, R., 2016, Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena: *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(155), 312. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.293>
- Koyi, H., 2007, Analogue modelling: From a qualitative to a quantitative technique - A historical outline: *Journal of Petroleum Geology*, 20(2), 223–238. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1997.tb00774.x>
- Koyi, H., Talbot, C.J., Tørudbakken, B. O., 1993, Salt diapirs of the southwest Nordkapp Basin: analogue modelling: *Tectonophysics*, 228(3–4), 167–187. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90339-L](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90339-L)
- Martínez-Sánchez, D. A., Jiménez, G., 2019, Hydraulic fracturing considerations: Insights from analogue models, and its viability in Colombia: *Earth Sciences Research Journal*, 23(1), 5–15. <https://doi.org/10.15446/esrj.v23n1.69760>
- McLaughlin Jr, D. H., 1972, Evaporite deposits of Bogotá area, cordillera oriental, Colombia: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56(11), 2240–2259.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimate, C., Rodríguez, F., 2006, Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia: *Tectonics*, 25 (2), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2005TC001854>
- Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L.I., Reyes, G., Strecker, M., 2009, The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: A reconstruction of lower Cretaceous inverted rift basin in the Eastern Cordillera of Colombia: *Basin Research*, 21, 111–137. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00367.x>
- Orjuela, M. Á., Martínez-Sánchez, D. A., Jiménez, G., 2021, Cambios estructurales causados por los buzamientos de rampas laterales en cinturones fallados y plegados: *Boletín de Geología*, 43(2), 29–44. <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n2-2021002>
- Pearse, J., Cárdenas Contreras, A., Barrera López, C. V., Castillo Ruiz, N., Martínez Gómez, H., Tary, J.B., 2021, Gravity survey and modelling of the Nemocón salt mine, Colombia: *Near Surface Geophysics*, 19(3), 365–376. <https://doi.org/10.1002/nsg.12146>
- Pohn, H. A., 2000, Lateral Ramps in the Folded Appalachians and in Overthrust Belts



- Worldwide - A Fundamental Element of Thrust-Belt Architecture, U.S. Geological Survey, 2163. <https://doi.org/10.3133/b2163>
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., Cloetingh, S., 2006, Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models: *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 383–411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>
- Schellart, W.P., Strak, V., 2016, A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments: *Journal of Geodynamics*, 100, 7–32. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.009>
- Schellart, W.P., 2000, Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: Scaling implications for their usage in analogue modelling: *Tectonophysics*, 324(1–2), 1–16. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00111-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00111-6)
- Soto, R., Casas, A. M., Storti, F., Faccenna, C., 2002, Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit: *Tectonophysics*, 350(3), 215–235. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00116-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00116-6)
- Soto, R., Storti, F., Casas, A.M., Faccenna, C., 2003, Influence of along-strike pre-orogenic sedimentary tapering on the internal architecture of experimental thrust wedges: *Geological Magazine*, 140(3), 253–264. <https://doi.org/10.1017/S0016756803007817>
- Storti, F., Salvini, F., McClay, K., 2000, Synchronous and velocity-partitioned thrusting and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: Implications for natural orogens: *Tectonics*, 19(2), 378–396. <https://doi.org/10.1029/1998TC001079>
- Teixell, A., Juan-Camilo, R., Tesón, E., Mora, A., 2015, The structure of an inverted back-arc rift: Insights from a Transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogota: *AAPG Memoir*, 108, 499–515. <https://doi.org/10.1306/13531947M1083650>
- Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., Casallas, W., Julivert, M., Taylor, M., Ibáñez-Mejía, M., Valencia, V., 2013, Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes, in Nemčok, M., Mora, A., Cosgrove, J.W., (ed.), *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion: Geological Society of London Special Publication 377*, 257–283, <https://doi.org/10.1144/SP377.10>
- Thomas, W. A., 1990, Controls on locations of transverse zones in thrust belts: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3), 727–744. <https://doi.org/10.5169/seals-166611>
- Ujueta, G., 1965, Sal en la Cordillera Oriental de Colombia: *Boletín de Geología*, 21, 5–18.
- van der Pluijm, B., Marshak, S., 2004, *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*: New York, Norton & Company Inc., 656 p.
- van Keken, P. E., Spiers, C. J., van den Berg, A. P., Muylert, E. J., 1993, The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism: *Tectonophysics*, 225(4), 457–476. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90310-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90310-G)
- Velandia F., 2017, *Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander—énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga*: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia, Tesis doctoral, 222 p.
- Villar, A., Alarcón, H., Jiménez, G., Velandia, F., 2017, Zonas transversales en el dominio axial de la Cordillera Oriental - bloque yacente de la Falla de Soapaga (Sátiva Sur - Sátiva Norte, Boyacá): *Boletín de Geología*, 39(3),

- 13–23. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n3-2017001>
- Warsitzka, M., Kley, J., Kukowski, N., 2013, Salt diapirism driven by differential loading- Some insights from analogue modelling: *Tectonophysics*, 591, 83-97. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.018>
- Weijermars, R., Jackson, M.P.A., Vendeville, B., 1993, Rheological and tectonic modeling of salt provinces: *Tectonophysics*, 217(1–2), 143–174. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90208-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90208-2)
- Zulauf, J., Zulauf, G., 2004, Rheology of plasticine used as rock analogue: The impact of temperature, composition and strain: *Journal of Structural Geology*, 26(4), 725–737. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.07.005>