

**Caracterización de estructuras salinas en la región noroccidental de la Sabana de Bogotá a partir de modelos análogos. Caso de estudio: Anticlinal de Zipaquirá.**

**Carlos Andrés Escalante Cárdenas**

**Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo.**

**Director**

**Dilan Arturo Martínez Sánchez**

**Geólogo - M.Sc.**

**Codirector**

**Giovanny Jiménez Díaz**

**Geólogo - Ph.D.**

**Universidad Industrial de Santander  
Facultad de Ingenierías Físico Químicas  
Escuela de Geología  
Bucaramanga**

**2020**

### **Dedicatoria**

*A Dios, quien ha colmado mi vida de bendiciones y es quien permite que alcance este logro.*

*A papá y mamá, por su apoyo, tolerancia y amor incondicional, gracias por ser la motivación  
que me impulsa a querer alcanzar el éxito.*

*A mis hermanas, que son un pilar fundamental de lo más importante en mi vida, la familia.*

*A los amigos y colegas que deja la geología, la historia universitaria no sería la misma sin  
ustedes.*

### **Agradecimientos**

Doy gracias principalmente a Dilan director de la investigación, puesto que sus aportes y consideraciones fueron esenciales para el desarrollo de la misma, trascendiendo de un colega a un mentor en esta hermosa ciencia denominada la Geología.

Al profesor y amigo Giovanni Jiménez, quien con sus comentarios permitió llevar a un nivel superior los razonamientos que componen los frutos obtenidos durante el trabajo desarrollado, gracias por la confianza depositada.

A la Universidad Industrial de Santander que permitió compartir esta investigación en eventos científicos como la III Semana técnica de Geología, Ingeniería Geológica y Geociencias 2018 en Manizales y el XVII Congreso Colombiano de Geología 2019 en Santa Marta.

A los laboratorios del Parque Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander por su servicio al momento de realizar los análisis de reología.

A Sthefany, quien fue parte fundamental en el desarrollo de los experimentos.

A Carolina, por el apoyo y el amor incondicional brindado en cada momento.

**Tabla de Contenido**

Introducción .....	19
1. Objetivos .....	23
1.1 Objetivo general .....	23
1.2 Objetivos Específicos .....	23
2. Marco teórico .....	24
2.1 Geología Estructural.....	24
2.1.1 Esfuerzo y deformación .....	24
2.1.1.1 Etapas de la deformación .....	27
2.1.1.2 Mecanismos de deformación.....	28
2.1.2 Reología .....	28
2.1.2.1 Deformación elástica.....	29
2.1.2.2 Deformación viscosa.....	29
2.1.2.3 Deformación plástica .....	30
2.1.3 Estilos estructurales.....	30
2.1.3.1 Regímenes compresivos.....	31
2.1.3.1.1 Cinturones de cabalgamiento .....	31
2.1.3.1.2 Rampas tectónicas.....	32
2.1.3.1.3 Zonas transversales .....	33

2.1.3.1.4 Fallas de contracción.....	34
2.1.3.1.5 Estructuras tipo pop-up .....	35
2.1.3.1.6 Estructuras de plegamiento .....	36
2.1.3.2 Tectónica salina.....	37
2.1.3.2.1 Rocas evaporíticas.....	37
2.1.3.2.2 Dinámica de la sal .....	38
2.1.3.2.3 Estructuras Salinas .....	40
2.2 Modelos análogos.....	41
2.2.1 Teoría del escalado.....	42
2.2.1.1 Similitud geométrica .....	42
2.2.1.2 Similitud cinemática.....	43
2.2.1.3 Similitud dinámica .....	43
2.2.2 Tipos de materiales .....	44
2.2.2.1 Materiales frágiles .....	44
2.2.2.2 Materiales dúctiles .....	44
2.2.2.3 Materiales viscosos .....	44
3. Marco geológico.....	45
3.1 Evolución de la Cordillera Oriental .....	46
3.2 Sal en la Cordillera Oriental.....	47

3.3 Región de la Sabana de Bogotá.....	49
3.3.1 Geología estructural de la Sabana de Bogotá.....	51
3.3.2 Niveles salinos reportados en la región noroccidental de la Sabana de Bogotá. ....	53
4. Metodología .....	55
4.1 Revisión bibliográfica .....	55
4.1.1 Configuraciones a modelar .....	56
4.2 Experimentación .....	57
4.2.1 Prototipo experimental .....	58
4.2.1.1 Mesa tipo subducción.....	58
4.2.1.2 Bloque rígido.....	59
4.2.2 Materiales análogos.....	59
4.2.2.1 Capa viscosa.....	59
4.2.2.1.1 Análisis de reología.....	60
4.2.2.2 Material granular .....	62
4.2.2.2.1 Método del embudo.....	63
4.3 Escalado .....	64
4.4 Ejecución de los experimentos.....	67
4.5 Análisis de resultados.....	69
5. Resultados .....	69

5.1 Configuración A (capa viscosa de 0,5 cm) .....	70
5.1.1 Evolución progresiva en planta.....	71
5.1.2 Secciones transversales .....	73
5.1.3 Modelo 3D .....	76
5.2 Configuración B (2 capas viscosas de 0,5 cm) .....	77
5.2.1 Evolución progresiva en planta.....	77
5.2.2 Secciones transversales .....	80
5.2.3 Modelo 3D .....	83
5.3 Configuración C (Capa viscosa de 1,8 cm).....	83
5.3.1 Evolución progresiva en planta.....	83
5.3.2 Secciones transversales .....	86
5.3.3 Modelo 3D .....	88
6. Discusión.....	89
7. Conclusiones .....	106
8. Recomendaciones.....	107
Referencias Bibliográficas .....	108

**Lista de Tablas**

Tabla 1. Tabla de parámetros escalados.....67

### Lista de Figuras

Figura 1. Vector de esfuerzo ( $\sigma$ ) descompuesto en esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ). Modificado de W. Griem (2016). .....	25
Figura 2. Componentes básicos de la deformación aplicados sobre un círculo en un sistema de coordenadas XY. Rotación y traslación para cuerpos rígidos, y distorsión resultante de cizalla simple, cizalla subsimple y cizalla pura. Modificado de Fossen (2010). .....	26
Figura 3. Diagrama de Deformación Vs Esfuerzo. Modificado de Billings (1946). .....	27
Figura 4. Graficas de Deformación Vs Esfuerzo para deformación elástica, viscosa y plástica (superior) con sus gráficas de Tiempo vs Deformación correspondientes (inferior). Modificado de Fossen (2010). .....	29
Figura 5. Régimen de compresión para una falla inversa con su respectivo conjunto de esfuerzos. Modificado de Anderson (1951). .....	31
Figura 6. Sección transversal esquemática mostrando los estilos básicos de tectónica de piel fina y tectónica de piel gruesa. (A) Estilo de piel fina; (B) Estilo de piel fina involucrando basamento; (C) Estilo de piel gruesa. Modificado de Pfiffner (2017). .....	32
Figura 7. Esquema y clasificación de rampas tectónicas de acuerdo a la dirección de transporte. Modificado de Dixon et al (2004). .....	33
Figura 8. (A) Zona transversal definida por fallas que generan cambios en el estilo estructural; (B) Zona transversal definida por alineación de rampas laterales y cambios de vergencia. Modificado de Jiménez et. al, (2012). .....	33
Figura 9. Bosquejo simplificado de formación de un sistema de retrocabalgamientos en dirección opuesta al cabalgamiento principal, nótese la dirección de transporte. Modificado de Fossen (2010). .....	35

Figura 10. Estructura tipo Pop-up. Modificado de MOVE (2017).....	35
Figura 11. Evolución de pliegue por propagación de falla. Modificado de Fossen (2010).....	36
Figura 12. Diagrama esquemático que evidencia los diferentes estados de evolución en la formación de estructuras salinas con su terminología asociada, de acuerdo al crecimiento a partir de una fuente lineal (a) o un punto fuente (a). Modificado de Van Der y Marshak (2004). .....	40
Figura 13. Tipos de estructuras salinas de acuerdo a su geometría, con su respectiva terminología. La madurez de los cuerpos de sal incrementa de la parte central de la figura hacia la izquierda y derecha. Modificado de Fossen (2010).....	41
Figura 14. Localización de la zona de estudio en la Cordillera Oriental.....	45
Figura 15. Evolución tectónica de la Cordillera Oriental. Modificado de Horton (2010).....	47
Figura 16. Mapa estructural de la Sabana de Bogotá. Tomado de Montoya y Reyes (2003).....	52
Figura 17. Configuraciones estructurales de los experimentos. ....	56
Figura 18. Ilustración esquemática de la mesa tipo subducción utilizada en los modelos. ....	58
Figura 19. Esquema del bloque rígido en conjunto con la dirección de transporte, nótese la Rampa frontal trasera (RFT), Rampa lateral (RL) y la Rampa frontal delantera (RFD). ....	59
Figura 20. Capa viscosa utilizada en los experimentos, la escala se encuentra en centímetros. ..	60
Figura 21. Gráficas de Viscosidad ( $\eta$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) en función de tasa de cizalla ( $\dot{\gamma}$ ) de las cuatro pruebas realizadas al material. (A) Prueba de 0-2 s; (B) Prueba de 0-6 s; (C) Prueba de 0-12s; (D) Prueba de 0-20 s. ....	61
Figura 22. Gráfica de la Prueba de 0-20s (D) donde se resalta el valor de viscosidad y esfuerzo de cizalla de acuerdo a la tasa de cizalla definida. ....	62
Figura 23. Representación gráfica y medición del método del embudo sobre el material granular. ....	64

Figura 24. Vista en planta del modelo CS\_A\_03. En rojo se destaca la curvatura tomada por las fallas, en amarillo se limita la región analizada en los modelos despreciando 3 cm de cada lado.

..... 70

Figura 25. Fotografías en vista superior del modelo CS\_A\_03 con su respectivo mapeo estructural, cada fotografía corresponde a un momento diferente del periodo de deformación. (A) Estado Inicial del modelo; (B) 5 minutos de deformación; (C) 10 minutos de deformación; (D) 30 minutos de deformación; (E) 45 minutos de deformación. (F) Estado final del modelo (60 minutos)..... 71

Figura 26. Vista en planta del experimento CS\_A\_03 en su estado de deformación final, en amarillo son señalados los cortes transversales realizados sobre el modelo. .... 74

Figura 27. Corte transversal D del experimento CS\_A\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-9, en amarillo es delimitada la capa viscosa. .... 75

Figura 28. Corte transversal B del experimento CS\_A\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-9, en amarillo es delimitada la capa viscosa. Nótese el emplazamiento del material viscoso a lo largo de los planos de las fallas 6, 8 y 9. .... 75

Figura 29. Corte transversal E del experimento CS\_A\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-10, en amarillo es delimitada la capa viscosa con forma de hoja de sal. .... 76

Figura 30. Modelo digital 3D de la capa viscosa (verde) y los planos de falla (rojo) desarrollados en el experimento CS\_A\_03. La medida descrita corresponde al segmento del modelo que representan. .... 77

Figura 31. Fotografías en vista superior del modelo CS\_B\_02 con su respectivo mapeo estructural, cada fotografía corresponde a un momento diferente del periodo de deformación. (A) Estado Inicial del modelo; (B) 5 minutos de deformación; (C) 10 minutos de deformación; (D) 30 minutos de deformación; (E) 45 minutos de deformación; (F) Estado final del modelo (60 minutos)..... 78

Figura 32. Vista en planta del experimento CS\_B\_02 en su estado de deformación final, en amarillo son señalados los cortes transversales realizados sobre el modelo. .... 80

Figura 33. Corte transversal B del experimento CS\_B\_02, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-9, en amarillo es delimitada la capa viscosa ..... 81

Figura 34. Corte transversal D del experimento CS\_B\_02, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-11, en amarillo es delimitada la capa viscosa. .... 82

Figura 35. Corte transversal E del experimento CS\_B\_02, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-8, en amarillo es delimitada la capa viscosa con forma de almohada de sal. .... 82

Figura 36. Modelo digital 3D de la capa viscosa (verde) y los planos de falla (rojo) desarrollados en el experimento CS\_B\_02. La medida descrita corresponde al segmento del modelo que representan. .... 83

Figura 37. Fotografías en vista superior del modelo CS\_C\_03 con su respectivo mapeo estructural, cada fotografía corresponde a un momento diferente del periodo de deformación. (A) Estado Inicial del modelo; (B) 5 minutos de deformación; (C) 10 minutos de deformación; (D) 30 minutos de deformación; (E) 45 minutos de deformación; (F) Estado final del modelo (60 minutos)..... 84

Figura 38. Vista en planta del experimento CS\_C\_03 en su estado de deformación final, en amarillo son señalados los cortes transversales realizados sobre el modelo. .... 86

Figura 39. Corte transversal B del experimento CS\_C\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-8, en amarillo es delimitada la capa viscosa. .... 87

Figura 40. Corte transversal C del experimento CS\_C\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-7, en amarillo es delimitada la capa viscosa. .... 87

Figura 41. Corte transversal F del experimento CS\_C\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-5, en amarillo es delimitada la capa viscosa. .... 88

Figura 42. Modelo digital 3D de la capa viscosa (verde) y los planos de falla (rojo) desarrollados en el experimento CS\_C\_03. La medida descrita corresponde al segmento del modelo que representan. .... 89

Figura 43. Evidencias de diapirismo durante compresión superpuesta a procesos de extensión. (A) Modelo Mor-07 de extensión y posterior compresión; (B) Modelo Mor-00 de solo extensión. Modificado de Ventisette (2005). .... 90

Figure 44. Localización de acumulaciones diapiricas. (A) Acumlación en intersección de sistema de fallas; (B) Emplazamiento diapirico a lo largo de falla inversa. Modificado de Dooley (2005). .... 91

Figura 45. Comparación entre modelos. (A) Vista en planta del modelo CS\_A\_03; (B) Esquema estructural del frente de deformación de sustrato ductil de un modelo de serie 2. Modificado de Cotton y Koyi (2000) ..... 92

Figura 46. Estructuras salinas de cabalgamiento. (A) Sección central reflejada de la sección transversal B del modelo CS\_A\_03; (B) Sección compresiva de la Cuenca Kwanza (Modificado de Liu, 2011); (C) Diapirismo por cabalgamiento (Modificado de Fossen, 2010); (D) Sección A-A' (Modificado de García y Jiménez, 2016). .... 93

Figura 47. (A) Estructura de glaciario de sal en la sección transversal D del modelo CS\_A\_03; (B) Estructura de hoja de sal en la sección transversal F del modelo CS\_A\_03; (C) Glaciario de sal y hoja de sal, a partir de diagrama de estructuras salinas (Fossen, 2010)..... 94

Figura 48. Estructuras de almohada de sal. (A) Sección transversal D del modelo CS\_B\_02; (B) Sección transversal E del modelo CS\_B\_02; (C) Almohada de sal, a partir de diagrama de estructuras salinas (Van Der & Marshak ,2004)..... 95

Figura 49. (A) Estructura de hoja de sal en la sección transversal F del modelo CS\_A\_03; (B) Estructura de lengua de sal en la sección transversal F del modelo CS\_C\_03; (C) Estructura de almohada de sal en la sección transversal C del modelo CS\_C\_03. D) Sección transversal de la Cuenca de Kwanza (Modificado de Liu, 2011). ..... 96

Figura 50. Comparación en planta del estado final de los modelos con la Plancha 209 Zipaquirá. (A) Estado final del modelo CS\_A\_03; (B) Estado final del modelo CS\_B\_02; (C) Estado final del modelo CS\_C\_03; (D) Sección oeste de la Plancha 209 Zipaquirá. Modificado de Montoya y Reyes (2003). ..... 99

Figura 51. Esquema estructural del sistema de rampas en la zona de estudio. .... 101

Figura 52. (A) Mapa geológico elaborado por García y Jiménez (2016); (B) Vista en planta del modelo CS\_A\_03; (C) Sección A-A por García y Jiménez (2005); (D) Sección transversal B del modelo CS\_A\_03. .... 102

Figura 53. Comparación de secciones. (A) Sección transversal E del modelo CS\_A\_03; Sección C-C', Modificado de García y Jiménez (2016). .... 105

## Resumen

**Título:** CARACTERIZACIÓN DE ESTRUCTURAS SALINAS EN LA REGIÓN NOROCCIDENTAL DE LA SABANA DE BOGOTÁ A PARTIR DE MODELO ANÁLOGOS. CASO DE ESTUDIO: ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ\*

**Autor:** CARLOS ANDRÉS ESCALANTE CÁRDENAS\*\*

**Palabras Clave:** Tectónica salina, Zonas transversales, Cordillera Oriental, Diapirismo, Modelamiento análogo.

**Descripción:** El estudio de la formación y evolución de estructuras salinas ha adquirido importancia en el gremio de la geología puesto que representan un tema de interés económico por estar relacionadas a trampas de hidrocarburos y depósitos de sal gema. Estas estructuras deformacionales presentan unas propiedades físicas y reológicas muy diferentes a la mayoría de las rocas, desarrollando estilos estructurales singulares observados en superficie, los cuales son condicionados por las características geométricas y evolutivas que adquieren estos cuerpos al momento de ser deformados. Entre las diversas formas para estudiar dicho fenómeno está la aplicación de modelos análogos que implementen materiales que emulen el comportamiento reológico dúctil de la sal, y que reproduzcan las fuerzas regionales tangenciales que pueden estirar o comprimir cuencas sedimentarias promoviendo los movimientos halocinéticos. En la región noroccidental de la Sabana de Bogotá son reportados niveles salinos aumentando la complejidad de deformación en diferentes estructuras plegadas, los cuales son asociados a procesos de diapirismo favorecidos por la presencia de zonas transversales en la zona, sin embargo, la geometría, edad y localización de estos cuerpos de sal sigue siendo un tema de debate entre diferentes autores, por lo cual, fue llevado a cabo un modelamiento 3D para simular la evolución de la zona durante los procesos de acortamiento cenozoicos que dieron paso a la evolución de la cuenca sedimentaria y posterior levantamiento de la actual Cordillera Oriental, lo cual permitió caracterizar una serie de estructuras salinas, y establecer que la Falla del Neusa es la expresión de la rampa lateral de un sistema transversal, el cual favoreció los procesos de diapirismo a través de fallas longitudinales en el segmento de la rampa frontal trasera del sistema, y además influenció en la acumulación de evaporitas en la sección Sur del Anticlinal de Zipaquirá, restringiendo el desarrollo de fallas en superficie.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. Director: Dilan Arturo Martínez Sánchez Geólogo M.Sc . Codirector: Giovanni Jiménez Díaz Ph.D.

**Abstract**

**Title:** CHARACTERIZATION OF SALT STRUCTURES IN THE NORTHWESTERN REGION OF THE SABANA DE BOGOTÁ, AN INSIGHT FROM ANALOGUE MODELLING. CASE OF STUDY: ZIPAQUIRÁ ANTICLINE.

**Author:** CARLOS ANDRÉS ESCALANTE CÁRDENAS\*\*

**Key Words:** Saline tectonic, Transverse zones, Eastern Cordillera, Diapirism, Analogue modelling.

**Description:** The study of formation and evolution of saline structures has gained attention in the field of geology because they represent a topic of economic interest for their relationship with hydrocarbon traps and salt deposits. These deformational structures present very different physical and rheological properties from the rest of rocks in nature, developing unique structural styles observed in the surface, that are conditioned by the geometric and evolutionary characteristics that these bodies acquire when they are deformed. Among the various ways to study this phenomenon, there is the application of analogue models that involve materials that emulate the ductile rheological behavior of salt, and also reproduce the tangential regional forces that can stretch or compress sedimentary basins, promoting halokinetic movements. In the northwestern region of the Sabana de Bogotá are reported saline levels that increase de complexity of deformation in different folded structures, associated to diapiric processes that are influenced by the presence of transverse zones in the area, however, the geometry, age and location of these salt bodies continues to be a subject of debate among different authors, therefore, a 3D modeling was developed to simulate the evolution of the area during the Cenozoic shortening processes that gave way to the evolution of the sedimentary basin and subsequent lifting of the current Eastern Cordillera, allowing to characterize a series of saline structures, and to establish that the Neusa Fault is the expression of the lateral ramp of a transverse system, which allowed diapiric processes by longitudinal faults in the rear front ramp of the system, and also influenced in the accumulation of evaporites in the south section of the Zipaquirá Anticline, limiting the development of faults in the surface.

---

\*Degreen work

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. Director: Dilan Arturo Martínez Sánchez Geólogo M.Sc . Codirector: Giovanni Jiménez Díaz Ph.D

## Introducción

Las estructuras salinas se definen como un tipo de cuerpo geológico deformacional producto del flujo de la sal roca debido a los movimientos halocinéticos que pueden ser iniciados, seguidos, retardados o acelerados por fuerzas regionales tangenciales que estiren o compriman cuencas sedimentarias; procesos que pueden ser agrupados dentro del término “tectónica salina” (Jia et al., 2003; Jackson & Talbot, 1986).

Estas estructuras presentan un interés económico para la industria petrolera por su relación con descubrimientos de petróleo, gas y trampas de hidrocarburos, y así mismo su utilización como depósitos para residuos y combustibles (Liu, 2011; Jackson & Talbot, 1986), no obstante, estas estructuras salinas pueden también constituir bancos de sal aptos para la extracción de sal gema como los depósitos explotados en las minas de Zipaquirá y Nemocón ubicadas en el departamento de Cundinamarca. Sin embargo, cabe recalcar que es ambiguo generalizar sobre la ubicación de estos depósitos y cavernas debido a la variedad de ambientes y estructuras de depósitos de sal en la naturaleza (Neal, 1997), y además, la revisión que existe en la literatura sobre la formación y evolución de estructuras salinas es escasa.

Según Davison, Jones, y Waltham (2013) los flujos de cuerpos salinos varían localmente por cambios laterales en su espesor y la heterogeneidad en la composición de la sal, estos cuerpos están compuestos principalmente por halita y se ven acompañados por cantidades variables de anhidrita y sales ricas en potasio y magnesio los cuales son componentes que presentan diferentes

velocidades de propagación generando ruido en la adquisición sísmica y produciendo estructuras internas de plegamiento en los diapiros, lo cual dificulta su interpretación en imágenes sísmicas.

Sobre el eje axial de la Cordillera Oriental se ubica la región de la Sabana de Bogotá donde son reportados niveles salinos originados por la deposición de evaporitas durante el cretácico (Ujueta, 1965). Esta región se encuentra conformada principalmente por pliegues y cabalgamientos en rocas del Cretácico y Terciario producto de un régimen compresivo, cuya dirección principal de compresión se evidencia en la vergencia SE y NW de los cabalgamientos (Lozano, 2003); de está es de resaltar su sección noroccidental, la cual presenta un alto grado de deformación evidenciado en las rocas del Anticlinal de Zipaquirá y sus estructuras aledañas, cuya complejidad estructural es atribuida a la deformación asociada a dos zonas de despegue en la Formación Chipaque y a rampas laterales, donde se superponen mutuamente campos de deformación frágil y dúctil (García & Jiménez, 2016; Lozano, 2003).

Los yacimientos de sal gema explotados en la región son asociados a los Anticlinales de Zipaquirá y Nemocón los cuales hacen parte de las estructuras de la Sabana de Bogotá que son producto de un régimen compresivo (Lozano, 2003). En la región de Zipaquirá se encuentran relacionados con doblamientos de anticlinales casi volcados (anticlinales isoclinicos) (McLaughlin & Arce, 1972); y son ubicados en la sección sur y norte del Anticlinal de Zipaquirá en el núcleo de la estructura plegada intruyendo las rocas de la Formación Chipaque (García & Jiménez, 2016). Al igual que el Anticlinal de Zipaquirá, el Anticlinal de Nemocón presenta un núcleo constituido por rocas de la Formación Chipaque las cuales se ven intruidas por un diapiro de sal, este anticlinal de tipo regional se ve dividido en varios segmentos por procesos diapiricos y fallas regionales,

donde su segmento sur presenta un cierre estructural simétrico y es interrumpido por diapirismo hacia la zona de Nemocón (Montoya & Reyes, 2003).

Desde el punto de vista económico, la caracterización geométrica de los cuerpos salinos en el Anticlinal de Zipaquirá y sus estructuras aledañas corresponde a información imprescindible para la concesión salinífera de Zipaquirá por su influencia en el desarrollo de la infraestructura y estructura relacionada a la explotación subterránea y turística de los yacimientos en la zona; por lo cual, es necesario conocer la distribución de los niveles salinos y su relación con la deformación de las estructuras.

De acuerdo con la cartografía geológica de la zona, la distribución de los reportes evaporíticos y su evolución con respecto a las estructuras plegadas de la Sabana de Bogotá, es posible plantear la hipótesis de que la localización de los niveles evaporíticos se encuentra condicionada por un sistema de fallas transversales de cinemática sinistral-normal (García & Jiménez, 2016), de tal forma que el flujo de la sal y el sistema de fallas transversales son factores que se superponen durante el acortamiento Cenozoico producto de la convergencia oblicua de las placas Suramericana, Nazca y Caribe que dio como resultado el levantamiento de la Cordillera Oriental (Bayona, 2018), estableciendo las características estructurales y geométricas de los niveles salinos y estructuras como los anticlinales de Zipaquirá, Carupa, Tausa y Nemocón.

En este trabajo se aplica la metodología del modelamiento análogo para generar modelos a escala que representen la evolución estructural integrada de los cuerpos salinos y el Anticlinal de Zipaquirá, brindando otra perspectiva de los procesos y estructuras que conforman el complejo

grado estructural de la región noroccidental de la Sabana de Bogotá, permitiendo complementar la caracterización en planta y a profundidad de las rocas de la zona. De igual forma, la presente investigación busca servir como referencia a futuro para el modelamiento análogo de la tectónica salina y la identificación de estructuras salinas dentro de contextos geológicos similares, facilitando la localización y extracción de yacimientos salinos y la detección de posibles trampas de hidrocarburos.

## **1. Objetivos**

### **1.1 Objetivo general**

Generar modelos a escala que representen la evolución de la región noroccidental de la Sabana de Bogotá durante los procesos compresivos de la orogenia andina.

### **1.2 Objetivos Específicos**

Proponer un material para reproducir las propiedades reológicas de la sal en modelos análogos.

Complementar la caracterización estructural y geométrica del Anticlinal de Zipaquirá y sus niveles salinos.

Establecer la relación entre los procesos de diapirismo y las fallas inversas de zonas transversales.

## 2. Marco teórico

En este capítulo se describen los conceptos básicos utilizados para el desarrollo de la investigación en el contexto de la geología estructural y la tectónica salina, a fin de estructurar una metodología adecuada para el modelamiento análogo y el análisis de sus resultados.

### 2.1 Geología Estructural

La geología estructural es la rama de la geología que se encarga de estudiar las estructuras de deformación como fallas, zonas de cizalla y pliegues, generadas durante la deformación de la litosfera, producto de los esfuerzos que actúan en los diferentes procesos que moldean el relieve terrestre (Fossen, 2010). De acuerdo con las características de las estructuras puede ser definido el estilo estructural y su tipo de tectónica asociada.

**2.1.1 Esfuerzo y deformación.** Se define esfuerzo ( $\sigma$ ) como la fuerza por unidad de superficie que es aplicada o que soporta un plano cualquiera de un cuerpo; expresada como fuerza aplicada (F) sobre área (A) ( $\sigma=F/A$ ) (Fossen, 2010).

Los esfuerzos pueden ser aplicados sobre una superficie donde actúan como un vector, o sobre un punto, siendo así tensores de primer o segundo orden respectivamente. Al aplicar un esfuerzo sobre una superficie, el vector de esfuerzo orientado perpendicularmente a la misma es considerado como componente o esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ), el cual puede ser compresivo o tensionante dependiendo de si tiende a juntar o a separar los materiales; por otro lado, al mismo tiempo actúa

un vector de esfuerzo paralelo a la superficie considerado como el componente tangencial que es denominado como esfuerzo cortante o cizalla ( $\tau$ ) (Foseen, 2010; Billings, 1972).

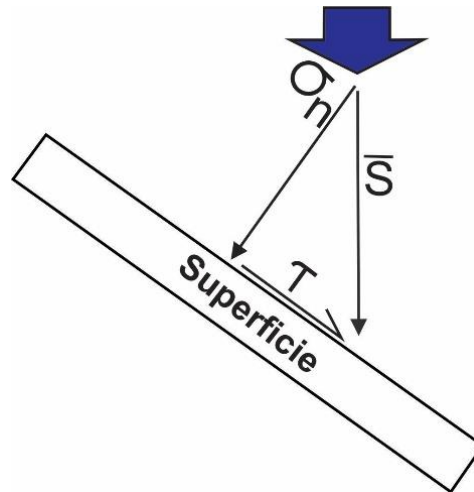


Figura 1. Vector de esfuerzo ( $\sigma$ ) descompuesto en esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ). Modificado de W. Griem (2016).

Cuando un cuerpo de rocas es sometido a un conjunto de esfuerzos su respuesta varía de acuerdo con la intensidad y modos de aplicación de los mismos, de tal forma que, si los esfuerzos actuantes superan los límites de resistencia de los materiales involucrados, pueden ocurrir cambios a los estados originales que se pueden denominar deformación (Rosello, 2001). Esta deformación es expresada como distorsión en las rocas que puede ser descompuesta en diferentes componentes dependiendo de los cambios en los cuerpos: traslación que involucra el desplazamiento de cada partícula en la misma dirección y distancia, rotación que hace referencia al cambio de posición en la orientación, distorsión que evidencia variación en la forma y dilatación que genera cambios de volumen en los cuerpos (Fossen, 2010).

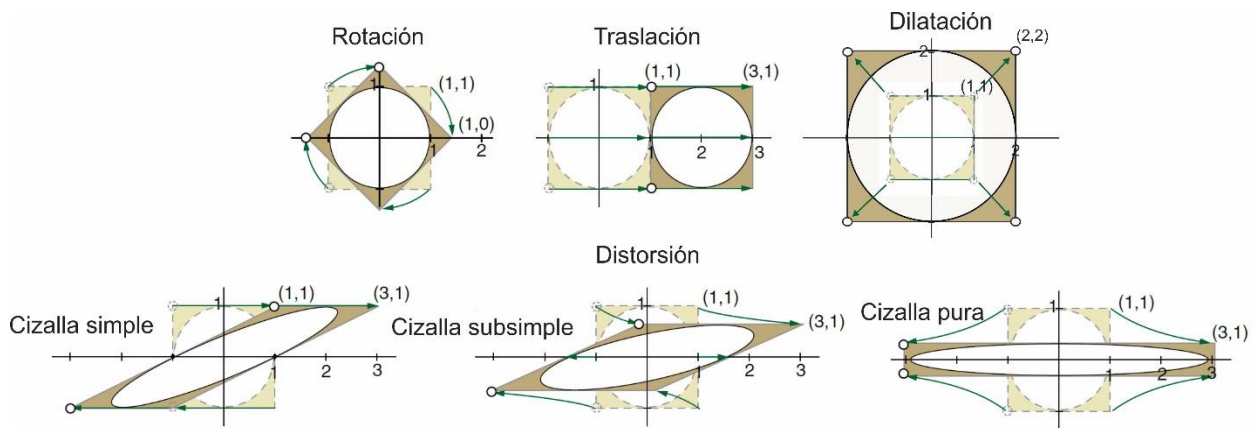


Figura 2. Componentes básicos de la deformación aplicados sobre un círculo en un sistema de coordenadas XY. Rotación y traslación para cuerpos rígidos, y distorsión resultante de cizalla simple, cizalla subsimple y cizalla pura. Modificado de Fossen (2010).

Dependiendo de la forma en que actúan los esfuerzos sobre los cuerpos, la deformación puede ser clasificada como homogénea o heterogénea y presenta diferentes características sobre los cuerpos deformados. Cuando los esfuerzos que actúan sobre un volumen de roca son uniformes a lo largo de todo su volumen y sus vectores de desplazamiento son paralelos, no existe un cambio de volumen en el cuerpo, de tal forma que las líneas que eran paralelas en el cuerpo predeformado lo seguirán siendo después de la deformación; este tipo de deformación es clasificado como homogéneo y se concluye que componentes como la rotación y traslación de cuerpos son homogéneos por definición. En contraste, la deformación heterogénea puede presentar cambios en el volumen asociado de la roca deformada, los vectores de desplazamiento no son paralelos y las líneas que eran paralelas en el cuerpo predeformado pueden presentar curvatura y una pérdida de paralelismo posteriormente; de tal forma que los componentes asociados a este tipo de deformación son la distorsión y dilatación de manera estricta (Foseen, 2010; Costa, 2006).

**2.1.1.1 Etapas de la deformación.** Cuando un cuerpo es sujeto a fuerzas directas, este puede pasar por tres etapas de deformación. En primera instancia, la deformación es elástica, aquí los esfuerzos son aplicados de tal forma que no se excede el límite elástico y al ser retirados el cuerpo retorna a su forma y tamaño original, obedeciendo la Ley de Hook donde la distorsión es proporcional a los esfuerzos; si los esfuerzos exceden el límite elástico la deformación pasa a ser plástica y los cuerpos solo retornan parcialmente a su estado original aún si los esfuerzos son retirados; y, por último, el exceso de esfuerzos hace que el cuerpo alcance el punto de ruptura donde se rompe por el desarrollo de fracturas (Billings, 1972). A través de los diagramas de Deformación Vs Esfuerzo (Figura 3) es posible observar las etapas de deformación que permiten diferenciar dos tipos de materiales: Los materiales frágiles que poseen un intervalo muy pequeño entre el límite elástico y la ruptura, y dominan los mecanismos en la corteza superior (Billings, 1972; Fossen, 2010); y los dúctiles, que presentan un largo intervalo entre el límite elástico y la ruptura, tendiendo a plegarse antes de llegar a presentar fracturas y en algunas instancias no fracturándose (Billings, 1972).

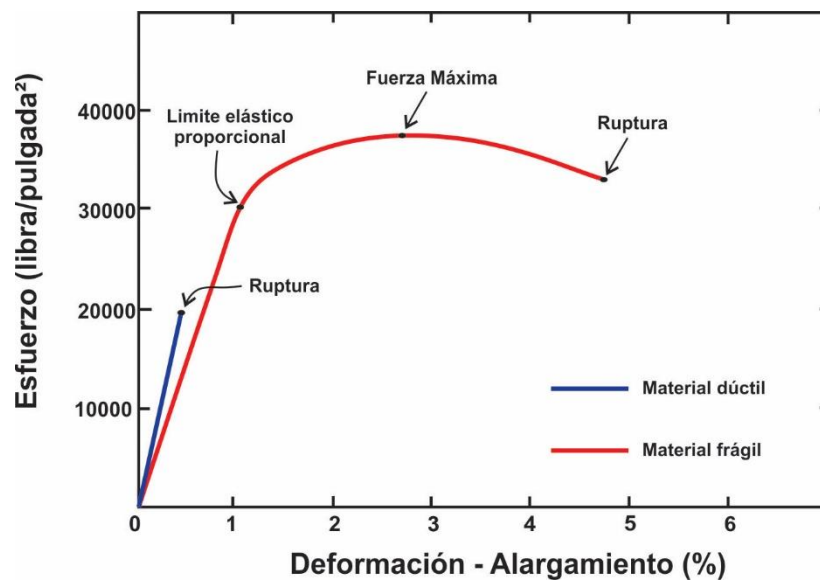


Figura 3. Diagrama de Deformación Vs Esfuerzo. Modificado de Billings (1946).

**2.1.1.2 Mecanismos de deformación.** La deformación de los materiales varía también de acuerdo a sus condiciones, los mecanismos de deformación frágiles son dominantes en la corteza superior mientras que los mecanismos de deformación plásticos son más comunes a medida que aumenta la profundidad y consecuentemente la presión y temperatura. Sin embargo, factores como la reología de los minerales, disponibilidad de fluidos y la tasa de deformación influenciarán en la misma, de tal forma que podrán ocurrir mecanismos frágiles en partes profundas de la litosfera y mecanismos plásticos cerca de la superficie. Los mecanismos de deformación plástica y frágil coexisten en un amplio rango de condiciones físicas y a diferentes profundidades de la corteza. Debido a que la mayoría de las rocas están compuestas por más de un mineral, y estos minerales presentan diferentes ventanas de transición frágil – dúctil, la transición entre mecanismos se puede dar a lo largo de una zona transicional de un kilómetro de espesor para un solo tipo de roca (Foseen, 2010).

**2.1.2 Reología.** La reología es el estudio de las propiedades mecánicas de los materiales sólidos, así como gases y líquidos (Foseen, 2010), encargándose de describir la respuesta de los materiales, en este contexto las rocas, ante un sistema de esfuerzos impuesto; esta respuesta varía considerablemente de acuerdo a las condiciones físicas de deformación, la cual puede ser recuperable o permanente. Cuando la relación deformación – esfuerzo es independiente del tiempo, al remover los esfuerzos sobre un material la deformación sobre este volverá a ser cero, describiendo así la deformación recuperable. Por otro lado, la deformación permanente es tiempo-dependiente e incluye los flujos plásticos y viscosos (Burg, 2017).

En condiciones mecánicas idealizadas los materiales reaccionan deformándose de forma elástica, plástica y viscosa (Foseen, 2010).

**2.1.2.1 Deformación elástica.** La deformación es perfectamente elástica cuando el estiramiento o encogimiento sucede instantáneamente al ser aplicada o retirada una carga, siendo así la deformación estrictamente proporcional al estrés (Burg, 2017). Los materiales elásticos presentan mayor deformación a medida que más esfuerzos son aplicados, sin embargo, en condiciones ideales, resisten cambios en su forma volviendo a su forma original una vez los esfuerzos aplicados son removidos (Fossen, 2010). En la Figura 4 es posible observar la relación lineal entre el esfuerzo y la deformación para un material elástico lineal.

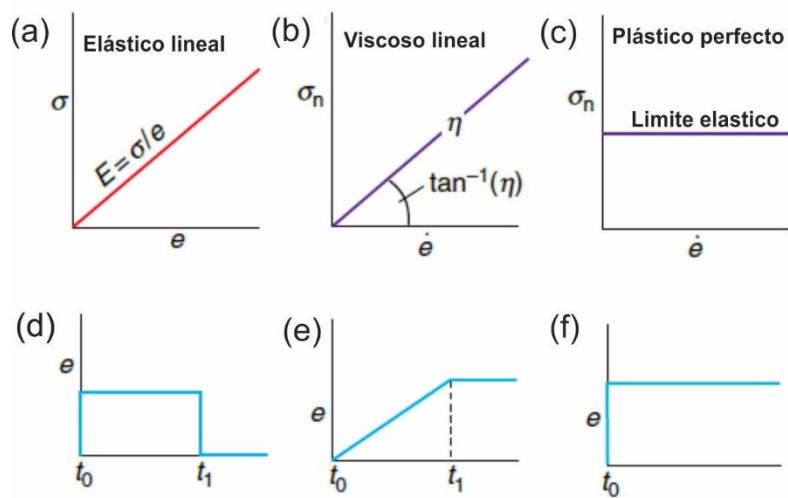


Figura 4. Graficas de Deformación Vs Esfuerzo para deformación elástica, viscosa y plástica (superior) con sus gráficas de Tiempo vs Deformación correspondientes (inferior). Modificado de Fossen (2010).

**2.1.2.2 Deformación viscosa.** El comportamiento viscoso ideal (Newtoniano) es mejor exhibido por el flujo de fluidos; la deformación viscosa implica una tasa de deformación esfuerzo-dependiente, de tal forma que a medida que aumentan los esfuerzos, será más rápida la velocidad de flujo o la acumulación de deformación (Burg, 2017; Fossen, 2010).

El material viscoso ideal es incompresible y su tasa de deformación es proporcional al esfuerzo aplicado (Burg, 2017), y al igual que un fluido newtoniano, se deforma sin importar cuan pequeño sea el esfuerzo de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\sigma = \eta \dot{\epsilon} \quad (\text{Ec. 1})$$

Donde:

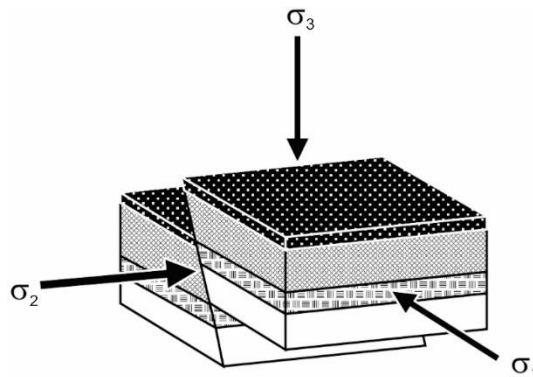
$\dot{\epsilon}$  = tasa de deformación

$\eta$  = viscosidad (constante de proporcionalidad)

**2.1.2.3 Deformación plástica.** Un material plástico ideal es un sólido que no se deforma hasta que una serie de esfuerzos lo hacen alcanzar su límite elástico; el cuerpo sólido es incapaz de mantener esfuerzos superiores a su valor crítico. Al superar el límite elástico, deformación permanente o deformación plástica es añadida a la deformación elástica; cuando los esfuerzos son removidos después de eventos de deformación elástico – plástica, solo la deformación plástica permanecerá en los cuerpos. Cabe recalcar que para que la deformación sea considerada plástica, el material no debe fracturarse a escala de observación (Burg, 2017; Fossen, 2010).

**2.1.3 Estilos estructurales.** Los estilos estructurales representan la apariencia distintiva de un conjunto de estructuras, la cual se encuentra condicionada por el contexto tectónico, características litológicas y condiciones de presión y temperatura, y además, es influenciada de forma local por las variaciones en la reología y la magnitud de la deformación (Fossen, 2010).

**2.1.3.1 Regímenes compresivos.** Los regímenes o ambientes compresivos son característicos de límites convergentes de placas tectónicas donde las placas se mueven en dirección una de la otra generando la colisión de dos o más litosferas y en algunas ocasiones el hundimiento o subducción de una placa bajo la otra. En estos regímenes el esfuerzo mayor ( $\sigma^1$ ) es horizontal y el esfuerzo menor ( $\sigma^3$ ) es vertical (Ver Figura 5) (Anderson, 1951) dando paso a la formación de estructuras de deformación contractivas como rampas tectónicas, fallas de contracción y pliegues que pueden encontrarse inmersas en estructuras regionales como cinturones de cabalgamiento (Fossen, 2010).

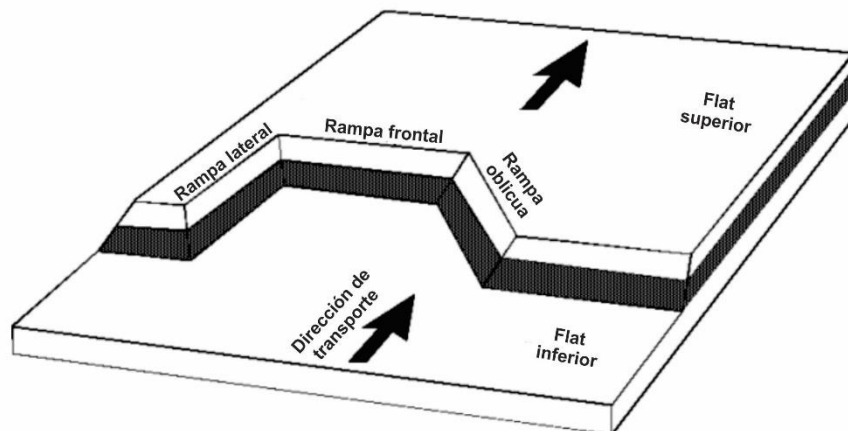


*Figura 5.* Régimen de compresión para una falla inversa con su respectivo conjunto de esfuerzos. Modificado de Anderson (1951).

**2.1.3.1.1 Cinturones de cabalgamiento.** Los cinturones de cabalgamiento son reconocidos como la forma más común en la cual se acomoda la corteza durante procesos de acortamiento (Poblet y Lisle, 2011); son definidos de forma general como una plataforma de sedimentos deformada por una serie de retrocabalgamientos que llevan rocas más antiguas por encima de rocas más jóvenes (Fossen, 2010), y se encuentran interconectados a través de un sistema tridimensional compuesto por zonas de despegue, rampas y conectores laterales (Rich, 1934; Boyer & Elliot 1982; Butler 1982).



Estas estructuras son clasificadas de acuerdo a la orientación de la rampa respecto a la dirección de transporte tectónico del cabalgamiento en rampas frontales y rampas laterales (Ver Figura 7). Las rampas frontales se ubican perpendicular a la dirección de transporte y cambian el nivel estratigráfico de forma perpendicular al rumbo, presentando un desplazamiento inverso (Pohn, 2000; Butler, 1982), diferenciándose de las rampas laterales que se ubican de forma paralela al transporte tectónico y cambian el nivel estratigráfico a lo largo de su rumbo (Pohn, 2000). Es de resaltar que las rampas laterales generalmente se encuentran conectando dos rampas frontales, constituyendo una zona transversal, y que además pueden presentar un desplazamiento inverso, ubicándose de forma oblicua al transporte tectónico (rampas oblicuas) (Pohn, 2000; Butler, 1982).



*Figura 7.* Esquema y clasificación de rampas tectónicas de acuerdo a la dirección de transporte. Modificado de Dixon et al (2004).

**2.1.3.1.3 Zonas transversales.** Las zonas transversales o zonas de transferencia se expresan en superficie como lineamientos oblicuos a los cinturones plegados (Ver Figura 8) y se encuentran constituidas por estructuras tridimensionales donde se genera un enlace por medio de una rampa lateral entre diferentes rampas frontales, transfiriendo desplazamiento a lo largo del rumbo (Thomas & Bayona, 2001; Wilson & Stearns, 1958; Harris, 1970; Thomas, 1990).

Este tipo de estructuras se encuentran asociadas en profundidad con anisotropías del basamento, que controlan la deformación en la cubierta sedimentaria durante el acortamiento y pueden ocasionar cambios en el estilo estructural entre áreas adyacentes (Jiménez et. Al, 2012).

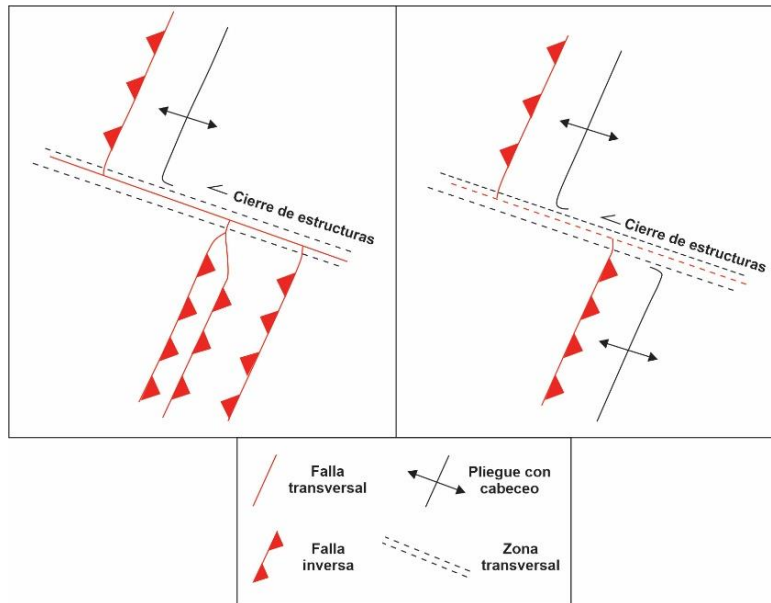
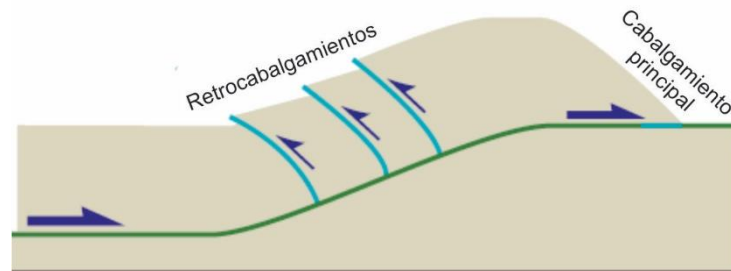


Figura 8. (A) Zona transversal definida por fallas que generan cambios en el estilo estructural; (B) Zona transversal definida por alineación de rampas laterales y cambios de vergencia. Modificado de Jiménez et. al, (2012).

**2.1.3.1.4 Fallas de contracción.** Las fallas de contracción pueden ocurrir a cualquier escala y son exclusivamente fallas inversas y fallas de cabalgamiento donde las rocas más antiguas son puestas sobre rocas más jóvenes. Se denomina falla inversa cuando el buzamiento del plano de falla entre los dos bloques presenta un ángulo entre  $30^\circ$  y  $45^\circ$ , y falla de cabalgamiento cuando el buzamiento del plano es menor a  $30^\circ$ .

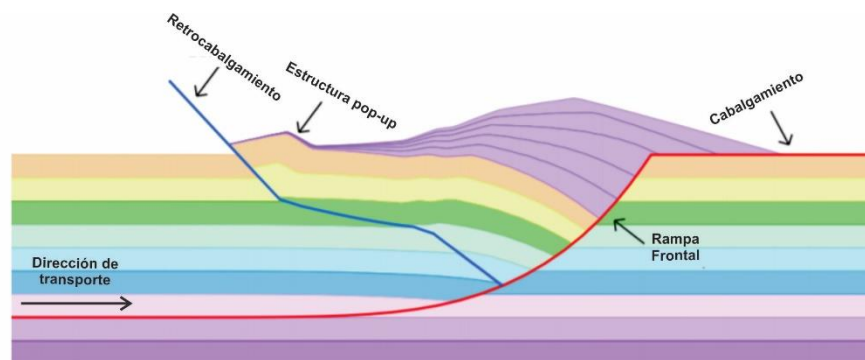
En ambientes donde existan complicaciones geométricas en la localización de rampas tectónicas se podrán generar cabalgamientos con vergencia opuesta al cabalgamiento principal denominados

retrocabalgamientos (Ver Figura 9), estos retrocabalgamiento surgen de cierta forma para ayudar a compensar la deformación y tienen vergencia hacia el hinterland (Fossen, 2010; McClay 1992).



*Figura 9.* Bosquejo simplificado de formación de un sistema de retrocabalgamientos en dirección opuesta al cabalgamiento principal, nótese la dirección de transporte. Modificado de Fossen (2010).

**2.1.3.1.5 Estructuras tipo pop-up.** Las estructuras tipo pop-up corresponden a una sección de un bloque colgante que está siendo transportado a través de una rampa tectónica y al mismo tiempo levantado por la combinación de un cabalgamiento con vergencia al foreland y un retrocabalgamiento con vergencia al hinterland (Ver Figura 10) (McClay, 1992).



*Figura 10.* Estructura tipo Pop-up. Modificado de MOVE (2017).

### 2.1.3.1.6 Estructuras de plegamiento

- Pliegue por propagación de falla:** A medida que una falla inversa o de cabalgamiento es formada o se propaga genera una zona dúctil alrededor de sus puntas donde se podrán generar pliegues por propagación de falla (Ver Figura 11). Estos pliegues se diferencian de pliegues por flexura de falla y otros tipos de pliegue en que son movilizados junto con la punta que está siendo propagada (Fossen, 2010).

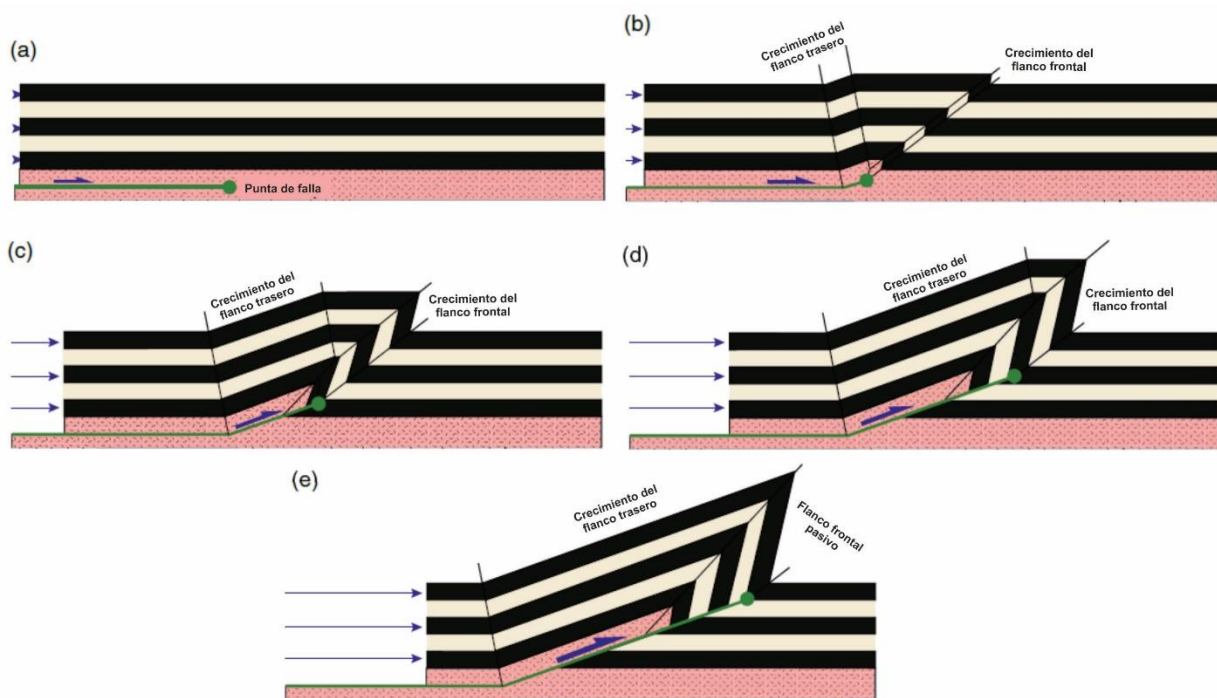


Figura 11. Evolución de pliegue por propagación de falla. Modificado de Fossen (2010).

- Pliegue por flexura de falla:** Un pliegue clásico por flexura de falla es formado por el transporte pasivo de una unidad tectónica sobre una rampa, las capas correspondientes al bloque colgante presentarán el pliegue que será condicionado por la geometría de la rampa. Rampas tectónicas angulares generarán pliegues angulares tipo kink, mientras que rampas curvas generarán pliegues más suaves y menos angulares (Fossen, 2010).

- **Pliegue por desprendimiento:** Los pliegues por desprendimiento son generados durante procesos de acortamiento y se localizan en las rocas suprayacentes a un desprendimiento a cualquier escala, tienden a desarrollarse sobre capas poco competentes como lutitas sobrepresurizadas o evaporitas y son generalmente verticales y paralelos manteniendo el espesor de las capas (Fossen, 2010).

**2.1.3.2 Tectónica salina.** La sal como roca presenta unas propiedades físicas y reológicas muy diferentes a la mayoría de las rocas, de tal forma que cuando una secuencia sedimentaria que contiene capas de sal es deformada, está desarrolla sus propias características y a menudo estilos estructurales muy singulares. El termino tectónica salina es utilizado cuando cuerpos de sal se encuentran involucrados o influyen significativamente en procesos de deformación, condicionando el tipo, geometría, localización y/o extensión de estructuras de deformación (Fossen, 2010).

Los cuerpos de sal presentan generalmente formas tabulares después de su deposición por evaporación y son transformados en una amplia variedad de estructuras salinas por el flujo de sal conducido por mecanismos como fuerzas de flotabilidad, esfuerzos tectónicos, carga diferencial y/o pendiente basal (Jackson & Talbot, 1986; Ge et al., 1997; Hudec and Jackson, 2007), pudiendo llegar a intruir otras rocas convirtiéndose en diapiros de sal.

**2.1.3.2.1 Rocas evaporíticas.** Las evaporitas son definidas como rocas de sal precipitadas por medio de evaporación solar a partir de superficies saturadas o salmueras próximas a la superficie (Warren, 2006), están compuestas principalmente por halita, pero es común encontrar rocas con cantidades variables de anhidrita o sales ricas en potasio y magnesio (Davison, 2013).

Estas rocas se caracterizan por perder su porosidad efectiva al encontrarse enterradas hasta los 200m y por mantener una densidad casi constante de 2.2 gm/cc a lo largo de todo el medio diagenético; al encontrarse en profundidades de hasta 6-8 km son casi incompresibles y pueden experimentar recristalización y disolución de la halita, así como una ligera disminución en la densidad debido a la expansión térmica (Warren, 2006).

**2.1.3.2.2 Dinámica de la sal.** La sal es mecánicamente débil y fluye como un fluido viscoso con una resistencia insignificante al movimiento aún en tasas rápidas de deformación; reológicamente tiende a deformarse de forma plástica, pero llegará a fracturarse si las tasas de deformación son muy altas. Es casi incompresible por lo tanto es menos densa que la mayoría de los carbonatos y todas las rocas siliciclásticas de compactación moderada a completa, lo cual en conjunto con su heterogeneidad reológica la hacen inestable sobre un gran rango de condiciones geológicas (Hudec & Jackson, 2007; Fossen, 2010).

Tradicionalmente el diapirismo de sal ha sido estudiado mediante modelos numéricos tipo Rayleigh – Taylor (Woidt, 1978; Schmeling, 1987; Roemer & Neugebauer, 1991; Poliakov & Podladchikov, 1992; Poliakov et al., 1993) y experimentos a escala (Vendeville et al., 1995; Warsitzka, 2013) con el fin de describir la deformación e inestabilidad gravitacional de las capas fluidas; para la mayoría de estos estudios el comportamiento de la sal es modelado asumiendo una reología newtoniana y una viscosidad independiente de la temperatura con valores entre  $10^{17}$  y  $10^{19}$  Pa s, sin embargo, por medio de experimentos de laboratorio y estudios microestructurales se ha propuesto que la sal puede presentar un comportamiento viscoso tanto newtoniano como no newtoniano, y que su deformación está dominada por dos principales mecanismos de deformación: reptación por dislocación y reptación por disolución – precipitación o difusión húmeda (Van Keken, 1993; Li., 2012; Li et al., 2016; Fossen, 2010).

- **Reptación por dislocación:** El mecanismo de reptación por dislocación es característico en cuerpos de sal secos y consiste en que defectos en los cristales llevan a un efecto de dislocación, a no ser que la sal simplemente se fracture. Para este mecanismo, la tasa de deformación es relacionada al flujo de estrés utilizando una ecuación de ley de potencia de reptación (no newtoniana):

$$\dot{\epsilon}_{DC} = A(\Delta\sigma)^n = A_0 \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)(\sigma_1 - \sigma_3)^n \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde:

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon}_{DC} &= \text{tasa de deformación} \\ \Delta\sigma &= \sigma_1 - \sigma_3 = \text{estrés diferencial} \\ A &= A_0 \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) = \text{Viscosidad de la sal} \\ A_0 &= \text{Parametro dependiente del material} \\ Q &= \text{Energía de activación específica} \\ R &= \text{Constante de los gases} \\ T &= \text{Temperatura} \end{aligned}$$

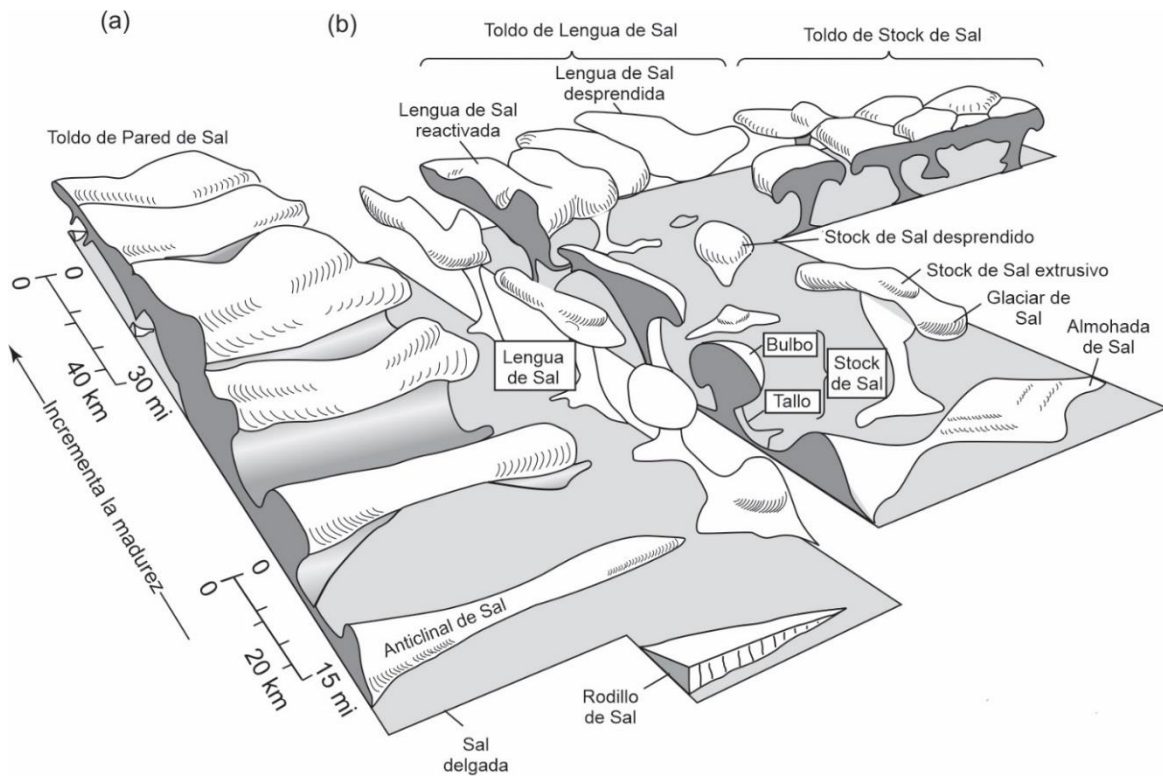
- **Reptación por solución – precipitación:** También denominado difusión húmeda, este mecanismo de deformación se caracteriza por presentarse en cuerpos de sal con presencia de agua. Durante este proceso el material es disuelto y transportado a lo largo de los límites del cristal, incluyendo procesos de solución a presión y recristalización dinámica. La reptación por solución – precipitación es descrita siguiendo la ley de flujo newtoniano:

$$\dot{\epsilon}_{PS} = B(\Delta\sigma)^n = B_0 \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{D}\right) \quad (\text{Ec. 3})$$

Donde:

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon}_{PS} &= \text{tasa de deformación} \\ D &= \text{Tamaño de grano} \\ B &= B_0 \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) = \text{Viscosidad de la sal} \\ B_0 &= \text{Parametro de material} \end{aligned}$$

**2.1.3.2.3 Estructuras Salinas.** Las estructuras salinas se definen como un tipo de cuerpo geológico de deformación establecido por el flujo de rocas salinas bajo el control de esfuerzos de gravedad, flotamiento y estrés regional (Liu, 2011); cuando estas estructuras salinas fluyen dúctilmente intruyendo su sobrecarga son mejor clasificadas como diapiros de sal, diferenciándose de estructuras como anticlinales y almohadillas que solo pliegan y levantan las capas suprayacentes (Ver Figura 12) (Fossen, 2010).

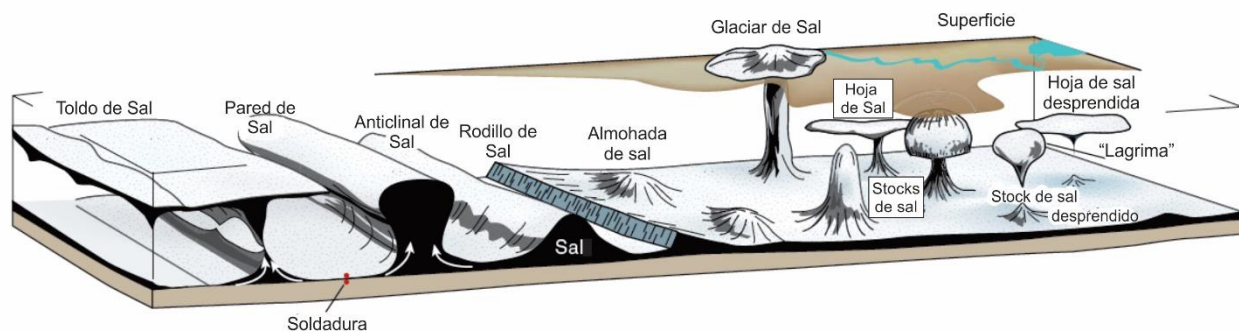


*Figura 12.* Diagrama esquemático que evidencia los diferentes estados de evolución en la formación de estructuras salinas con su terminología asociada, de acuerdo al crecimiento a partir de una fuente lineal (a) o un punto fuente (a). Modificado de Van Der y Marshak (2004).

- **Estructuras concordantes:** Las estructuras salinas inmaduras concordantes incluyen anticlinales de sal con secciones transversales simétricas, bases planares y techos

arqueados; rodillos de sal en forma de cresta con secciones transversales asimétricas; y almohadas de sal circulares a moderadamente elípticas (Jackson & Talbot, 1986).

- **Estructuras diapiricas:** Las intrusiones diapiricas pueden llegar a formar stocks de sal estrechos en profundidad y anchos en la parte superior; paredes de sal con forma de diapiros elongados; y lenguas y hojas de sal caracterizadas por la extensión lateral de la sal posterior al perforamiento de las rocas suprayacentes (Ver Figura 13) (Jackson & Talbot, 1986; Van der & Marshak, 2004; Liu, 2011; Fossen, 2010).



*Figura 13.* Tipos de estructuras salinas de acuerdo a su geometría, con su respectiva terminología. La madurez de los cuerpos de sal incrementa de la parte central de la figura hacia la izquierda y derecha. Modificado de Fossen (2010).

## 2.2 Modelos análogos

La metodología del modelamiento análogo fue llevada a cabo por primera vez por James Hall (1815) quien desarrollo modelos para investigar el plegamiento de rocas sedimentarias estratificadas, es un método utilizado para estudiar los fenómenos geológicos del planeta tierra utilizando materiales, relaciones de tiempo y longitudes accesibles para la reproducción de estos eventos en el laboratorio. Los modelos análogos son representaciones simplificadas de los componentes del sistema terrestre utilizando geometrías, reologías y condiciones simplificadas

(Schellart & Strak, 2016); estos experimentos ofrecen la oportunidad de estudiar tridimensionalmente la evolución estructural de un modelo específico brindando una imagen cinemática coherente que puede facilitar la interpretación de los prototipos naturales (Schellart, 2002), sin embargo, los modelos análogos pueden generar ideas equivocadas si el aprendiz no realiza una correlación correcta de los experimentos con el fenómeno científico objetivo (Gilbert & Iretton; 2003), por lo cual es esencial utilizar otro tipo de estrategias como trabajo de campo y otros tipos de modelamientos relacionados al fenómeno geológico con el fin de establecer las diferencias entre el modelo y su prototipo natural (Deus et al., 2015).

**2.2.1 Teoría del escalado.** A lo largo del tiempo la cantidad de estudios aumento haciendo evolucionar esta metodología hasta el siglo XX donde surge la teoría de escalamiento para modelos análogos descrita por Hubbert (1937) que permitió por primera vez comparar los experimentos de laboratorio y sus prototipos naturales de forma cualitativa y cuantitativa, exponiendo la idea que para llevar a cabo un escalado correcto, el modelo y su prototipo natural deben cumplir con los criterios de similaridad geométrica, similaridad cinemática y similaridad dinámica.

**2.2.1.1 Similaridad geométrica.** Un modelo análogo y su prototipo natural son geoméricamente similares si las longitudes correspondientes son proporcionales y todos los ángulos de los dos cuerpos son iguales, la constante de proporcionalidad entre los dos cuerpos es obtenida de la siguiente ecuación:

$$\frac{l_m}{l_p} = \lambda \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde:

$$\begin{aligned} l_m &= \text{Longitud en el modelo} \\ l_p &= \text{Longitud en el prototipo natural} \\ \lambda &= \text{Constante de proporcionalidad de longitud} \end{aligned}$$

**2.2.1.2 Similaridad cinemática.** Para alcanzar la similaridad cinemática, un modelo geoméricamente similar y su prototipo deben pasar por cambios similares de forma y posición, de tal forma que el tiempo necesario para un cambio en el modelo es proporcional al tiempo del cambio correspondiente en el prototipo (Ramberg, 1967), esta relación es expresada en la siguiente ecuación:

$$T = \frac{t_m}{t_p} \quad (\text{Ec. 5})$$

Donde:

$$\begin{aligned} T &= \text{Constante de proporcionalidad de tiempo} \\ t_m &= \text{Tiempo en el modelo} \\ t_p &= \text{Tiempo en el prototipo} \end{aligned}$$

**2.2.1.3 Similaridad dinámica.** Para alcanzar la similaridad dinámica entre un modelo y su prototipo (similares geométrica y cinemáticamente) la distribución de masa en el modelo debe ser proporcional a la del prototipo natural y las fuerzas que afectan ambos cuerpos deben tener magnitudes proporcionales y la misma dirección. Las constantes de proporcionalidad de masa y fuerzas son obtenidas de las siguientes ecuaciones:

Para la masa

$$M = \frac{m_m}{m_p} \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde:

$$\begin{aligned} M &= \text{Constante de proporcionalidad de masa} \\ m_m &= \text{Masa en el modelo} \\ m_p &= \text{Masa en el prototipo} \end{aligned}$$

Para las fuerzas

$$F = \frac{f_m}{f_p} \quad (\text{Ec. 7})$$

Donde:

$$\begin{aligned} F &= \text{Constante de proporcionalidad de fuerzas} \\ f_m &= \text{Fuerzas en el modelo} \\ f_p &= \text{Fuerzas en el prototipo} \end{aligned}$$

**2.2.2 Tipos de materiales.** La selección de los materiales a utilizar en experimentos de modelamiento análogo es crucial puesto que los materiales deben simular las propiedades reológicas y deformacionales de las rocas para que los experimentos se lleven a cabo correctamente; dependiendo del tipo de roca y la parte de la corteza a emular serán seleccionados diferentes materiales clasificados en materiales frágiles, dúctiles y viscosos.

**2.2.2.1 Materiales frágiles.** Un material frágil es aquel que se deforma fracturándose al encontrarse sometido a esfuerzos que superan su límite elástico (Fossen, 2010); materiales granulares secos y arcillas húmedas son utilizados para simular la deformación frágil de las rocas de la corteza superior, especialmente la arena cuarzosa que ha sido utilizada tradicionalmente en modelos a condiciones gravitacionales naturales debido a que facilita su construcción y seccionamiento (Dooley y Schreurs, 2012).

**2.2.2.2 Materiales dúctiles.** En el campo de la reología y mecánica de rocas un material dúctil es aquel que acumula deformación permanente sin presentar facturamiento macroscópico visible; su deformación depende de sus propiedades reológicas y tasa de deformación, las cuales varían de acuerdo a factores como la temperatura, presión y composición (Fossen, 2010; Koyi, 1997). Materiales como cera, yeso, trementina, asfalto y aceite pesado fueron utilizados durante los primeros experimentos de deformación dúctil (Willis, 1983; Cadell, 1988), más recientemente han sido utilizados materiales como masilla de silicona y arcillas Newtonianas y no newtonianas para modelar (Ramberg, 1967; Ghosh and Ramberg, 1968) con el fin de emular el comportamiento dúctil de la corteza inferior y/o de capas dúctiles encontradas en la corteza superior.

**2.2.2.3 Materiales viscosos.** Los materiales viscosos tienden a fluir como fluidos y al igual que los materiales dúctiles son también utilizados para modelar las rocas de la corteza inferior. Materiales como gelatina, silicona, cera y miel son utilizados para simular procesos diapiricos



extensiva de la Cuenca de la Cordillera Oriental, que dio paso a la depositación de las unidades contenidas en la sub-cuenca Cundinamarca (ANH, 2007); posteriormente, cese la fase extensiva, comienza un proceso de inversión tectónica y se inicia una regresión con oscilaciones que terminan a comienzos del Paleógeno, depositando aproximadamente 2.400 m en un ambiente continental; y por último, se dio un ambiente tectónico compresivo durante el Neógeno que deformó la pila sedimentaria que constituye la actual Cordillera Oriental (Montoya & Reyes, 2003).

### **3.1 Evolución de la Cordillera Oriental**

La Cordillera Oriental Colombiana es definida como un cinturón bivergente plegado y fallado asimétrico, cuya deformación es asociada a una tectónica de piel gruesa y delgada, y una compresión este-oeste dentro de una cinemática transpresiva (Bande et al., 2012; Bayona et al., 2013; Cooper et al., 1995), complementada por una inversión tectónica asociada a fallas normales Mesozoicas y por la generación posterior de estructuras de acortamiento de primer orden (Bande et al., 2012). El registro geológico de la Cordillera Oriental evidencia procesos de acumulación descritos por la sedimentación marina y no marina durante la extensión Mesozoica expuesta en la cuenca graben del Triásico – Jurásico y en la cuenca back-arc del Tithoniano hasta el Maastrichtiano (Sarmiento-Rojas et al., 2006; Kammer y Sánchez, 2006). Además, son identificados procesos de levantamiento generados por el acortamiento Cenozoico producto de la convergencia oblicua de las placas Suramericana, Nazca y Caribe, los cuales son evidenciados en zonas transversales (reactivación de anisotropías del basamento (Jiménez, 2012) y en múltiples fases de deformación compresional asociadas a tectónica de piel gruesa y delgada que inicia en el Cretácico tardío (Acosta et al., 2004; Saylor et al., 2012; Bayona et al., 2013) y presenta su máxima deformación durante el Mioceno (Horton, 2010; Villamil, 1999) (Ver Figura 15) favoreciendo una

alta erosión y sedimentación hacia los flacos de la cordillera, y un rápido levantamiento que da como resultado la mayor parte de estructuras de la Cordillera Oriental (Acosta, 2002).

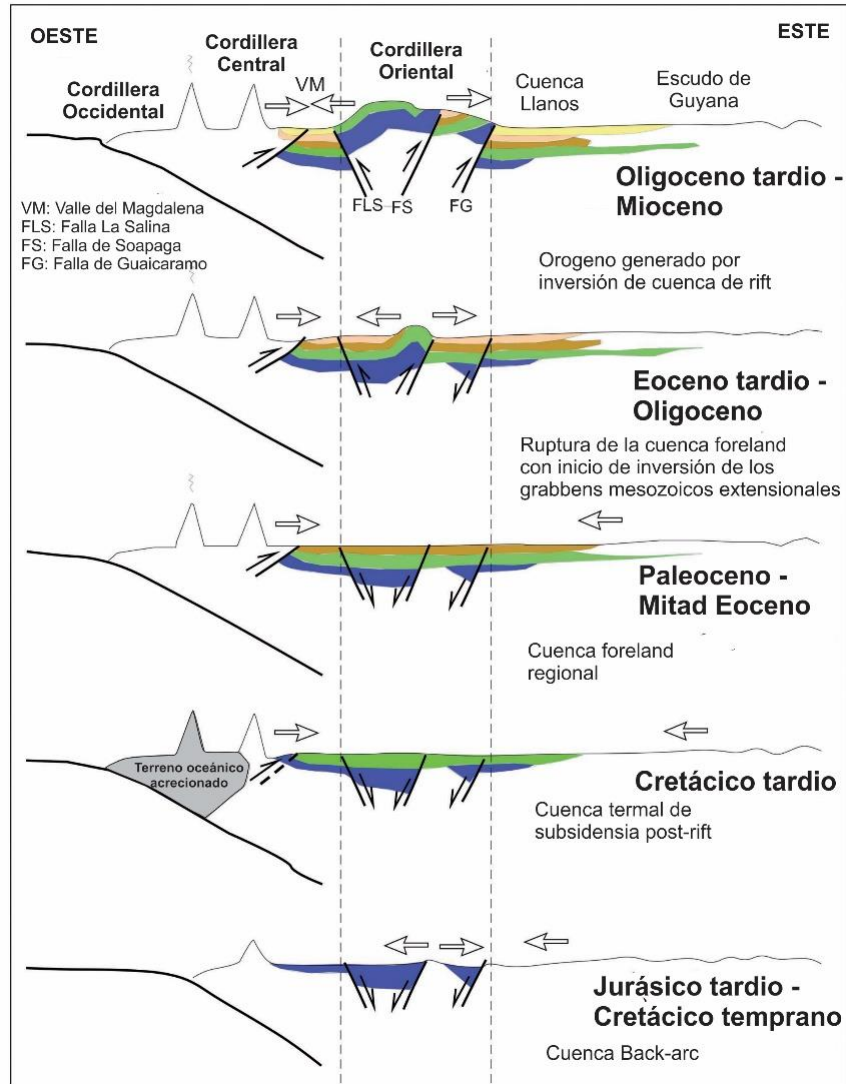


Figura 15. Evolución tectónica de la Cordillera Oriental. Modificado de Horton (2010).

### 3.2 Sal en la Cordillera Oriental

En diferentes localidades de la Cordillera Oriental son reportados niveles salinos los cuales han generado controversia acerca de su edad entre diferentes autores, donde los principales exponentes corresponden a Ujueta (1965) que le da un origen estratigráfico a la posición de la sal en la columna

estratigráfica de la Cordillera Oriental de Colombia; y a Maclaughlin (1972) que atribuye a la sal un origen diapírico.

De acuerdo a Maclaughlin, la sal encontrada en la cordillera presenta una edad Jurásica argumentada por una incursión marina temporal en una cuenca continental con clima desértico durante el Liásico, lo cual afirma que la formación de estos niveles salinos se llevó a cabo después de movimiento orgánicos del Triasico que causaron deformaciones tectónicas, y posteriormente una incursión marina Liásica que dejó registro de depósitos evaporíticos, formando el yacimiento salino simultáneamente con la Formación Girón, caracterizada por una facie continental marina y por un clima árido, condiciones favorables para la acumulación de depósitos evaporíticos. En oposición a esta teoría que atribuye una edad Jurásica a la sal se encuentra principalmente el hecho de que la presencia de depósitos Liásicos y Triásicos en el departamento de Cundinamarca no se ha probado, además de que no existen registros paleontológicos que evidencien la existencia de estos periodos.

Por otro lado, Ujueta (1965) propone una edad Cretácica (Cenomaniana) para la sal, cuya depositación tuvo lugar en cuencas marinas restringidas, considerándola contemporánea con los sedimentos de la formación y ubicando los bancos de sal en las pizarras negras del piso del Villeta en la Cordillera Oriental tales como las de Zipaquirá y Nemocón. Los argumentos a favor del origen estratigráfico de la sal parten del hecho de que las grandes ocurrencias de evaporitas generalmente están relacionadas con aguas marinas, ya sea como cuencas localmente aisladas del mar abierto, extensiones lagunales o apéndices del mar; contrastando de los depósitos de evaporitas asociados a estratos continentales cuyo volumen es pequeño en comparación con el de

las evaporitas marinas. Sin embargo, requerimientos básicos como el desarrollo de un umbral para restringir la cuenca marginal del mar abierto y un clima favorable durante periodos de tranquilidad tectónica son necesarios para el desarrollo de depósitos evaporíticos marinos; por lo cual Ujueta resume las evidencias referentes a las condiciones de temperatura y el desarrollo de arrecifes que puedan haber actuado como restricciones de la siguiente forma:

- Los estratos cretácicos son localmente bastante fosilíferos.
- Fósiles formadores de arrecifes son comunes.
- Existe registro de fósiles de aguas salobres.
- La presencia de corales, los cuales se presentan distribuidos en la Cordillera Oriental, son evidencia de un clima cálido.

A partir de lo cual es posible concluir que las anteriores corresponden a evidencias de la restricción de la circulación del agua del mar por medio de barreras físicas construidas por el crecimiento de organismos (Ujueta, 1965).

Las condiciones mencionadas anteriormente constituyen argumentos favorables a la teoría del origen estratigráfico de la sal, estableciendo un ambiente deposicional apto para la formación de depósitos de evaporitas marinas, sin embargo, la falta de remanentes Liásicos dentro de los cuerpos de sal inyectados constituye el argumento más fuerte en contra del origen jurásico de la sal.

### **3.3 Región de la Sabana de Bogotá**

Considerada como un reflejo de la tectónica de la Cordillera Oriental, la región de la Sabana de Bogotá comprende la parte alta de la Cuenca hidrográfica del río Bogotá en el eje axial de la Cordillera Oriental.

Estructuralmente la Sabana de Bogotá corresponde a cuenca intramontana de origen tectono-sedimentario, deformada por cabalgamiento y plegamiento cordillerano con influencia menor de diapiros salinos y forma un sinclinorio de rumbo N35°E-N40°E limitado al oriente y occidente por fallas de cabalgamiento de alto ángulo, el cual es conformado por una secuencia de unidades litológicas consolidadas y no consolidadas, donde afloran rocas del Cretácico Superior hasta el cuaternario, las cuales evidencian diferentes condiciones de sedimentación (Velandia, 2010; Lobo-Guerrero, 1996; Montoya & Reyes, 2005).

La secuencia sedimentaria de rocas y sedimentos fue depositada sobre un basamento complejo de rocas metamórficas de edad Paleozóica – Mesozóica, sobre el cual se sobreponen las rocas sedimentarias más antiguas de carácter regional representadas por el Grupo Guadalupe, el cual es compuesto por areniscas, limolitas y arcillolitas de origen marino. Suprayaciendo el Grupo Guadalupe se encuentra una espesa capa de rocas Paleógenas con predominancia de litologías arcillosas representadas por las Formaciones Guaduas, Bogotá y Usme, las cuales fueron depositadas en condiciones continentales. Por último, se encuentra el relleno Neógeno-Cuaternario sobre las unidades mencionadas anteriormente, el cual corresponde a sedimentos lacustres y fluvio-lacustres de las Formaciones Tilatá y Terraza Alta, compuestos por materiales que varían en tamaño desde gravas hasta limo-arcillas los cuales cubren la mayor parte de la superficie plana de la cuenca (Velandia, 2010).

**3.3.1 Geología estructural de la Sabana de Bogotá.** El complejo grado estructural de la región de la Sabana de Bogotá es atribuido a una combinación de mecanismos de tectónica de zócalo, halocinesis, gravedad y erosión, conformando sinclinales amplios y anticlinales estrechos, asimétricos, con sus flancos inversos, pliegues tumbados, replegamientos, inyección salina y discordancias angulares (Julivert, 1963).

Las estructuras encontradas en la región corresponden principalmente a pliegues y cabalgamientos en rocas del Cretáceo y Terciario producto de un régimen compresivo, cuya dirección principal de compresión se ve evidenciada en la vergencia SE y NW de los cabalgamientos. Regionalmente los cabalgamientos con vergencia al SE son considerados cabalgamientos directos de foreland, a los cuales se contraponen cabalgamientos con vergencia al NE, considerados como backthrusts (retrocabalgamientos) (Lozano, 2003). Estos cabalgamientos mencionados son relacionados en diferentes localidades a zonas transversales, como en el Anticlinal de Zipaquirá, donde las Fallas de Rio Guandoque y Carupa en conjunto con el Lineamiento del Neusa conforman una zona transversal, la cual influencio en la extensión y geometría del anticlinal, determinando la orientación y propagación de las fracturas durante el Cretácico, y facilitando el ascenso de diapiros durante el Mioceno (García & Jiménez, 2016).

Durante el desarrollo de la cartografía geológica de la Sabana de Bogotá por Montoya y Reyes (2003) son establecidos dos estilos estructurales dentro del área de la Sabana de Bogotá, evidenciados en el mapa estructural generado por los autores (Figura 16).

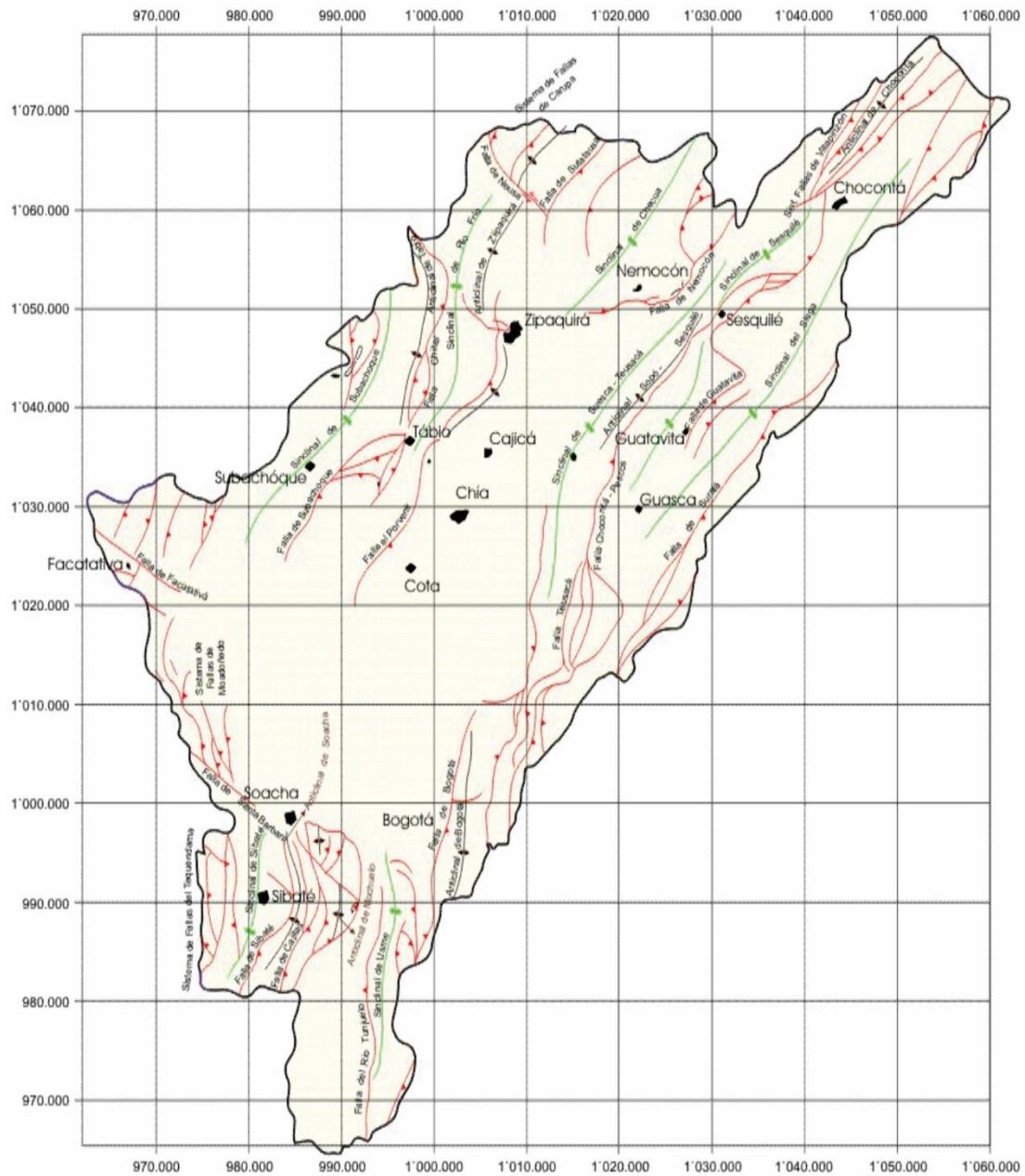


Figura 16. Mapa estructural de la Sabana de Bogotá. Tomado de Montoya y Reyes (2003).

El primer estilo estructural es localizado en el flanco oriental de la Cordillera Oriental, hacia el oriente del sinclinal de Checua; este se caracteriza por la presencia de fallas de cabalgamiento con vergencia al Oriente y por otras fallas de menor importancia que se comportan como

retrocabalgamientos con vergencia al Occidente. Por otro lado, el segundo estilo estructural es exhibido al occidente y se caracteriza por fallas de cabalgamiento con vergencias al occidente como sistemas imbricados que nacen y son controlados por fallas de dirección noroeste que sirven como rampas laterales, los cuales pueden ser asociados a las zonas transversales anteriormente mencionadas. Es de resaltar que además de las estructuras regionales, existen zonas con diapirismo de sal generalmente localizada en el núcleo de los anticlinales, produciendo estructuras muy complejas como las observadas en Zipaquirá, Nemocón y posiblemente entre el sector de Sesquilé y La Calera (Montoya & Reyes, 2005).

**3.3.2 Niveles salinos reportados en la región noroccidental de la Sabana de Bogotá.** A lo largo de la región noroccidental de la Sabana de Bogotá son reportados niveles salinos los cuales se ubican en estructuras plegadas intruyendo rocas crétacicas y aumentan la complejidad de deformación en las zonas aledañas.

En la región de Zipaquirá se ubica el Anticlinal de Zipaquirá, él cual es definido como un anticlinal asimétrico separado por la Falla de Neusa en Anticlinal de Zipaquirá Norte (AZN) y Anticlinal de Zipaquirá Sur (AZS); en su sección sur se presenta la exposición de cuerpos salinos en fase pasiva intruyendo las rocas de la Formación Chipaque, controlados en su emplazamiento por el Lineamiento de Zipaquirá (Lz) (García & Jiménez, 2016). El Anticlinal de Zipaquirá al igual que otras estructuras en la región de la sabana evidencia variaciones de vergencia a lo largo de su rumbo evidenciando un sentido opuesto de volcamiento por lo cual su vergencia es hacia el SE y NW (Lozano, 2003). Caracterizado por presentar la sal interestratificada y plegada, este anticlinal es clasificado por extensión como “Anticlinal de Sal” y se sugiere que la extrusión de su sal tuvo

lugar a lo largo de planos de fallas transversales a las estructuras domicas, fallas muy comunes en la Sabana de Bogotá (Ujueta, 1965).

Al igual que en Zipaquirá, en la localidad de Nemocón, es reconocido un anticlinal de tipo regional el cual es afectado por procesos diapiricos; esta estructura corresponde al Anticlinal de Nemocón el cual es dividido en tres segmentos por diapiros de sal y fallas regionales. Su segmento sur presenta un cierre estructural simétrico y hacia la localidad de Nemocón queda interrumpido por diapiros de sal, su núcleo está ocupado por las formaciones Arenisca Dura y Conejo y en sus flancos las formaciones Arenisca Dura, Plaeners y Labor-Tierna; en el segmento intermedio se puede observar que el eje se encuentra desplazado hacia el oriente, su núcleo está en la Formación Conejo, y el flanco oriental dentro de la Formación Arenisca Dura está invertido y limitado por la Falla Nemocón, mientras que el flanco occidental es amplio con las Formaciones Arenisca Dura, Plaeners, Labor-Tierna, Guaduas y Cacho; y en cuanto a su segmento norte, este es limitado por la falla de Nemocón con un cierre estructural, su flanco oriental está cabalgando sobre rocas paleógenas, y su flanco occidental presenta plegamientos suaves sobre la Formación Labor-Tierna (Montoya & Reyes, 2003). En las proximidades del diapiro, el Anticlinal de Nemocón presenta un mayor grado de complejidad de deformación debido a la presencia de otras estructuras anticlinales y fallas de tipo inverso las cuales rodean el diapiro (Méndez, 2016). De acuerdo con Mc Laughlin & Arce (1971), el depósito de sal de Nemocón se localiza en la intersección de dos anticlinales afectados por fallamiento inverso y la mayor concentración de sal se ubica sobre el extremo nororiental del Anticlinal de Nemocón sur intruyendo las rocas de la Formación Chipaque.

Los Anticlinales de Zipaquirá y Nemocón constituyen las evidencias más representativas de la influencia de diapiros de sal en la zona, sin embargo, entre estas dos estructuras se ubica el Anticlinal de Tausa el cual reporta niveles evaporíticos, cuya fuente de origen se localiza en una cuña salinifera en la parte axial del anticlinal (Mc Laughlin & Arce, 1971). Este anticlinal está localizado en la parte central-norte de la zona de estudio y presenta una dirección general  $N45^{\circ}E$  de acuerdo a su eje axial, la cual cambia a una dirección  $N5^{\circ}W$  hacia el sur, producto del movimiento de la Falla del Neusa que genera un arrastre en sentido sinistral. El anticlinal presenta una simetría desde la localidad de Tausa hacia el Norte, pasando a ser asimétrico hacia el sur, y hacia el oeste se encuentra tumbado por efecto de la Falla de Tausa. En cuanto a la amplitud del anticlinal, esta varía desde los 2km hacia el sur donde presenta un cierre estructural, hasta más de 5km al norte donde su núcleo está constituido por la Formación Churuvita (Montoya y Reyes, 2003).

#### **4. Metodología**

Los resultados obtenidos en la investigación son el producto de la interpretación de los experimentos realizados utilizando la metodología del modelamiento análogo para simular una cuenca sedimentaria idealizada con presencia de rocas salinas que sufre compresión e interactúa con dos rampas tectónicas frontales conectadas por una rampa lateral.

A continuación, es descrita la secuencia metodológica utilizada para llevar a cabo la correcta ejecución de los experimentos y su posterior interpretación:

##### **4.1 Revisión bibliográfica**

Con el fin de tener un conocimiento previo adecuado para la realización de los experimentos se llevó a cabo una consulta bibliográfica de información en revistas científicas indexadas, libros y

trabajos previos sobre el comportamiento reológico y las características deformacionales de la sal y su modelamiento análogo teniendo en cuenta la teoría de escalado la cual es necesaria para que exista una relación entre los experimentos y su prototipo natural. Además, se recopiló información sobre el contexto geológico de las rocas que constituyen la Región de la Sabana de Bogotá, y la minería de sal realizada en las áreas de Zipaquirá y Nemocón.

**4.1.1 Configuraciones a modelar.** Los experimentos realizados además de brindar otra perspectiva de las estructuras y procesos deformativos de la Sabana de Bogotá, constituyen una herramienta para el estudio de la deformación dúctil y las estructuras salinas generadas en ambientes tectónicos compresivos, por lo cual son propuestas tres configuraciones diferentes (Ver Figura 17) que presentan variaciones en la disposición de la sal a fin de simular diferentes distribuciones con respecto a su espesor e interacción con la rampa lateral.

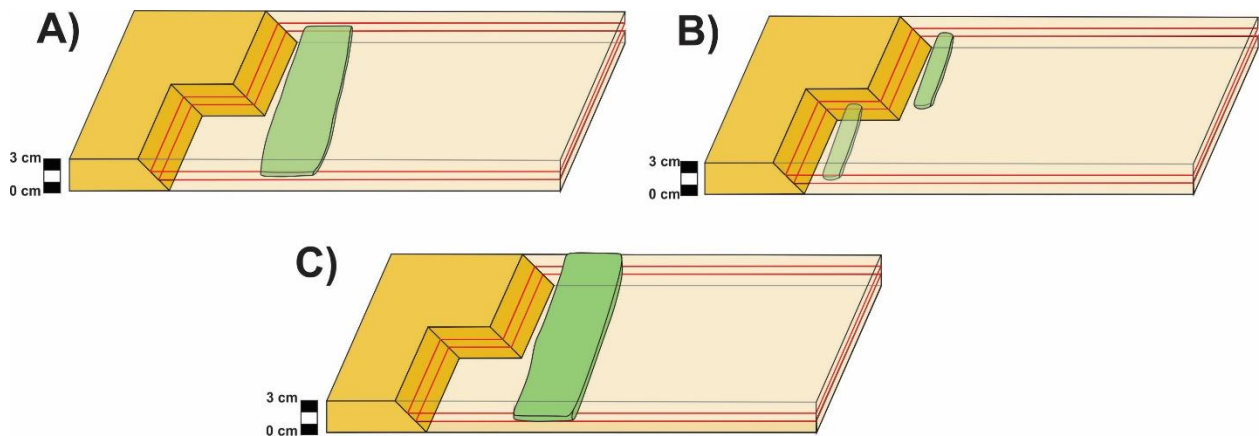


Figura 17. Configuraciones estructurales de los experimentos.

Las tres configuraciones planteadas presentan unas dimensiones de  $0.65 \times 0.03 \times 0.35$  m (Largo x alto x ancho) y son dispuestas dentro de los límites laterales de la mesa de trabajo; estas están constituidas por diferentes materiales que simulan las rocas que comprende la zona de estudio, y por un bloque rígido que presenta dos rampas frontales interconectadas por una rampa lateral,

simulando las zonas de despegue en la Formación Chipaque y las rampas laterales a las cuales está relacionada la deformación en el Anticlinal de Zipaquirá (Lozano, 2003).

La primera configuración (A) se caracteriza por tener una capa viscosa horizontal frente al sistema de rampas tectónicas, con un espesor de 0.5 cm, el cual equivale a 500 m asumiendo la escala  $10^{-5}$ , correspondiendo así al espesor de la Formación Chipaque la cual se encuentra intruida por un diapiro salino en fase pasiva en el Anticlinal de Zipaquirá (García & Jiménez, 2016); la segunda configuración (B) presenta dos capas viscosas horizontales con 500 m de espesor a escala, dispuestas cada una frente a una rampa frontal, de tal forma que no existe continuidad entre ellas y no interactúan con la rampa lateral, esto conforme a que los diapiros de sal reportados en el área de estudio se ubican en el Anticlinal de Zipaquirá (García & Jiménez, 2016), Anticlinal de Nemocón, y Anticlinal de Sutatausa (Montoya & Reyes, 2003) pero no a lo largo de la zona transversal del Neusa; y la tercera configuración, se caracteriza por presentar una capa viscosa a nivel superficial que presenta un espesor de 1800 m a escala, esto en base a las acumulaciones de sal en la naturaleza que pueden alcanzar espesores de hasta 2000 m, tomando de referencia los cuerpos de sal de la Meseta Potwar, ubicada en la superficie del Cinturón plegado del Himalaya donde se han perforado niveles de hasta 2000m de sal (Butler et al., 1987), representando una deformación diapirica previa de los niveles salinos.

## **4.2 Experimentación**

De acuerdo a las configuraciones seleccionadas para el modelamiento, es definido el modelo análogo que permite reproducir correctamente los escenarios geológicos planteados, fundamentado en las propiedades cinemáticas del prototipo experimental que simulara los procesos, y las propiedades mecánicas de los materiales que simularán las propiedades de las rocas

en la naturaleza. Adicionalmente, son realizadas las pruebas necesarias a los materiales (Análisis de reología, método del embudo) para obtener los parámetros necesarios para realizar un escalado correcto.

#### 4.2.1 Prototipo experimental

**4.2.1.1 Mesa tipo subducción.** La mesa de trabajo donde son dispuestos los materiales es una mesa tipo subducción que consta de una base horizontal de vidrio de 1.5x1 m (Largo x ancho) con una abertura de 20 cm en su parte central y unos límites laterales que funcionan como paredes ubicadas en la parte superior de la mesa (Ver Figura 18). Debajo de la misma se encuentra un rodillo que hace parte de un sistema de poleas, impulsado por un motor al cual se le gradúa la frecuencia (Hz) estableciendo la velocidad a la cual será transportado el material; este sistema constituirá el componente cinemático del prototipo experimental.

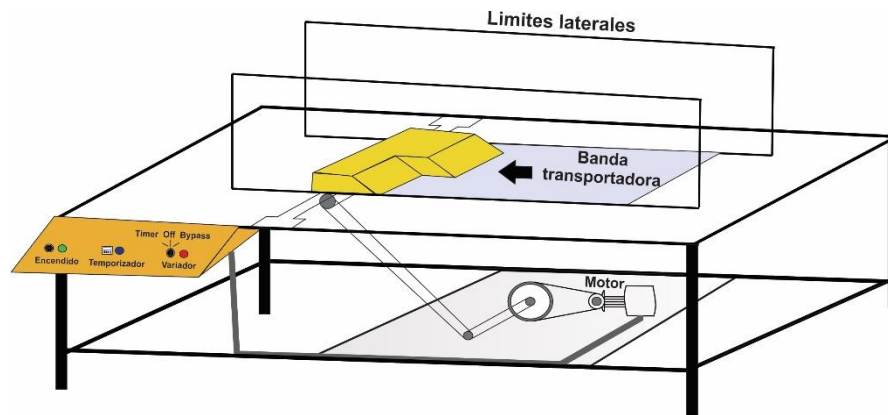
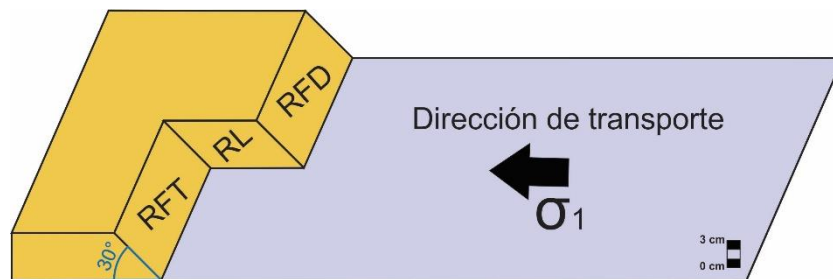


Figura 18. Ilustración esquemática de la mesa tipo subducción utilizada en los modelos.

Para lograr el transporte del material es ligada una lámina de papel tipo bond de 0.40x1 m al rodillo ubicado debajo de la abertura de la mesa, de tal forma que al encontrarse encendido el motor, el rodillo recogerá automáticamente la lámina de papel “subduciéndola” por la abertura de la mesa, reproduciendo el movimiento de la corteza en un ambiente compresivo.

**4.2.1.2 Bloque rígido.** Para representar el sistema de rampas tectónicas y complementar el sistema compresivo, se adaptó un bloque de madera (Figura 19), el cual está constituido por dos rampas frontales interconectadas por una rampa lateral; el ángulo de las rampas frontales con respecto a la horizontal corresponde al exhibido en los modelos descritos por Lozano (2003) para las zonas de despegue en la Formación Chipaque ( $\approx 30^\circ$ ). Este bloque es no deformable ya que en estos sistemas la deformación se concentra en el bloque colgante (Fossen, 2010) y presenta una altura de 3 km a escala que corresponde a los primeros tres kilómetros de la corteza continental, de tal forma que las capas de material depositadas a la misma altura presentarían la deformación frágil de las rocas de la corteza continental superior (Stüwe, 2007).



*Figura 19.* Esquema del bloque rígido en conjunto con la dirección de transporte, nótese la Rampa frontal trasera (RFT), Rampa lateral (RL) y la Rampa frontal delantera (RFD).

## 4.2.2 Materiales análogos

**4.2.2.1 Capa viscosa.** Las rocas salinas son mecánicamente débiles, fluyen como un fluido viscoso y presentan una densidad menor que la mayoría de los carbonatos y las rocas silicilásticas (Hudec & Jackson, 2007); para simular este tipo de rocas fue adaptado un material utilizado para hacer plastilina casera o “Play Doh” (Ver Figura 20), compuesto por 150 g de harina, 50 g de maicena, 30 mL de aceite y 15g de sal; su preparación consiste en la mezcla de los componentes

mencionados en 200 mL de agua, con la adición de colorante (en este caso rojo y verde) para distinguir la capa en los modelos.



Figura 20. Capa viscosa utilizada en los experimentos, la escala se encuentra en centímetros.

El material resultante presenta un comportamiento de deformación viscoso no lineal y es caracterizado como un fluido no newtoniano cuya viscosidad varía en función de la temperatura y deformación a lo largo del tiempo, con una densidad de  $1347.69 \text{ kg/m}^3$ . La implementación de este tipo de material surge a partir del concepto de que los materiales tipo plastilina son aptos para simular la deformación de rocas sometidas a procesos de reptación por dislocación (No Newtonianos) (Zulauf & Zulauf, 2004), sin embargo, para afianzar la selección del material viscoso y determinar los valores de viscosidad que serán posteriormente escalados, éste fue sometido a una serie de análisis de reología.

**4.2.2.1.1 Análisis de reología.** Los análisis de reología fueron realizados en los laboratorios del Parque Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander, utilizando un reómetro “Viscotester IQ” de la compañía “Thermo scientific”, el cual funciona como herramienta para generar curvas simples de viscosidad ( $\eta$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) en función de la tasa de cizalla ( $\dot{\gamma}$ ).

A continuación, son presentadas las gráficas obtenidas de las cuatro pruebas realizadas al material:

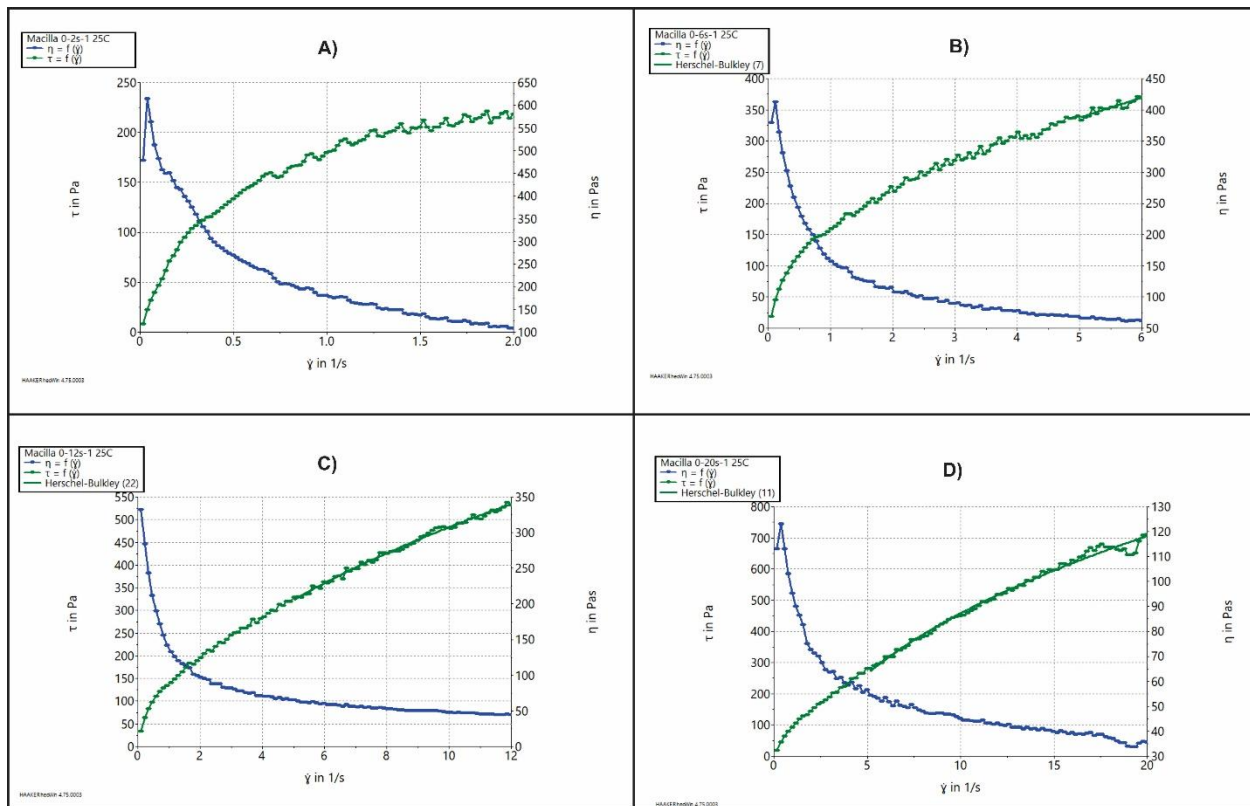


Figura 21. Gráficas de Viscosidad ( $\eta$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) en función de tasa de cizalla ( $\dot{\gamma}$ ) de las cuatro pruebas realizadas al material. (A) Prueba de 0-2 s; (B) Prueba de 0-6 s; (C) Prueba de 0-12s; (D) Prueba de 0-20 s.

De las anteriores podemos concluir que la prueba más congruente con los modelos análogos corresponderá a la Prueba de 0-20 s (D), puesto que es la de mayor duración de tiempo, de tal forma que exhibe la mayor estabilización de la curva de viscosidad.

Las gráficas obtenidas presentan un amplio rango de valores de viscosidad en función de la tasa de cizalla, por cual definimos el valor de tasa de cizalla simulado en los modelos de acuerdo a la frecuencia del rodillo (F) que transporta el material durante los experimentos, teniendo en cuenta que la unidad de tasa de cizalla es Hertz o segundos recíprocos ( $Hz = \frac{1}{s}$ ).

Durante los experimentos el material es transportado a una velocidad de 1cm/min, a través de un rodillo cilíndrico con un perímetro de 15,7 cm, de tal forma que un periodo de rotación (T) del rodillo corresponde a 15,7 min. A partir de este periodo calculamos la frecuencia (F) del rodillo.

$$F = \frac{1}{T} \tag{Ec. 8}$$

Reemplazamos los valores correspondientes y transformamos unidades de tiempo:

$$F = \frac{1}{15,7 \text{ m}} \times \frac{1 \text{ m}}{60 \text{ s}} = \frac{1}{942 \text{ s}} = 0,00106 \frac{1}{\text{s}}$$

Como resultado, obtenemos la frecuencia del rodillo relacionada a la tasa de cizalla, que nos permite determinar un valor de viscosidad de 113,25 Pa S y un valor de fuerza de cizalla de 18 Pa en la gráfica D (Ver Figura 22) para el material viscoso durante la deformación en los modelos.

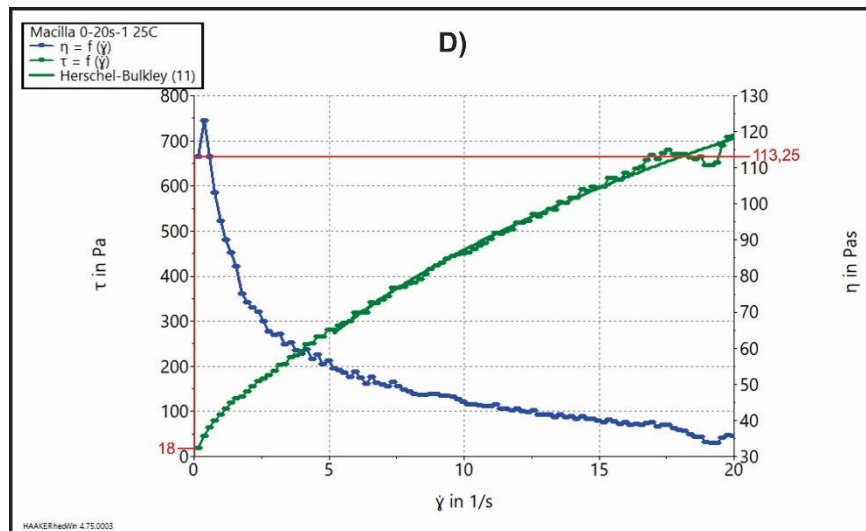


Figura 22. Gráfica de la Prueba de 0-20s (D) donde se resalta el valor de viscosidad y esfuerzo de cizalla de acuerdo a la tasa de cizalla definida.

**4.2.2.2 Material granular.** La arena de cuarzo presenta un comportamiento coulombiano ideal para representar la deformación frágil de las rocas de la corteza continental superior y unos valores de ángulo de fricción interno (25° - 45°) y cohesión (C ≤ 100 Pa) apropiados (Byerlee, 1978).

Para la investigación fue utilizada arena silíceica de color blanco correspondiente a la Formación Los Santos, recolectada en las zonas aledañas de la vereda Mesitas de San Javier del municipio de Los Santos en Santander. La arena es clasificada por Orjuela (2018) texturalmente como arenisca de grano fino a medio y composicionalmente como arenisca cuarzosa ( $\text{SiO}_2 > 95\%$ ) bien a muy bien calibrada, de acuerdo a la clasificación textural y composicional de rocas siliciclasticas descrita por Folk (1974).

La arena seleccionada es calibrada con un tamiz No 60 U.S. con apertura de malla de  $250 \mu\text{m}$ , con el fin eliminar heterogeneidades y mantener un tamaño de grano fino ( $250 \mu\text{m} - 125 \mu\text{m}$ ), adecuado para representar la reología de las rocas sedimentarias en la quebradiza corteza superior (Byerlee, 1978; Weijermars et al., 1993). Una porción de esta arena tamizada es tinturada utilizando tintes industriales de color rojo con el objetivo de delimitar diferentes capas, permitiéndonos llevar a cabo un mejor seguimiento de la deformación; los efectos del tinte sobre el material granular son despreciados puesto que este proceso de coloración se realiza de una manera no sistemática, convirtiéndolo difícil de evaluar (Klinkmuller 2011).

Por último, la arena seleccionada es sometida al método del embudo con el fin de obtener su coeficiente de fricción interna ( $\mu_f$ ).

**4.2.2.2.1 Método del embudo.** El método del embudo es utilizado para determinar el ángulo de reposo ( $\varphi_f$ ) de un material, definido como el máximo ángulo de inclinación de un montículo de material granular en condiciones estables (Rodas y Rousé, 2010). Su importancia recae en que su valor determinará el coeficiente de fricción interno ( $\mu_f = \tan \varphi$ ) el cual es posteriormente escalado e interviene en la ecuación de fractura Mohr-Coulomb.

El procedimiento consiste en verter el material granular (seco) en un embudo con un diámetro mayor o igual a 5 veces el tamaño grano; este embudo es apoyado sobre una superficie horizontal

y después levantado lentamente, formando un montículo de material por pluviación (Solaque y Lizcano, 2008). El ángulo es medido digitalmente en una fotografía del montículo tomada a la misma altura y a una distancia no mayor a un metro.

Son realizadas 10 pruebas con el mismo tipo de arena para afianzar el valor estadísticamente, hallando un ángulo de reposo promedio de  $29,50^\circ$  (Ver Figura 23), del cual es determinado un coeficiente de fricción interno de 0,56.

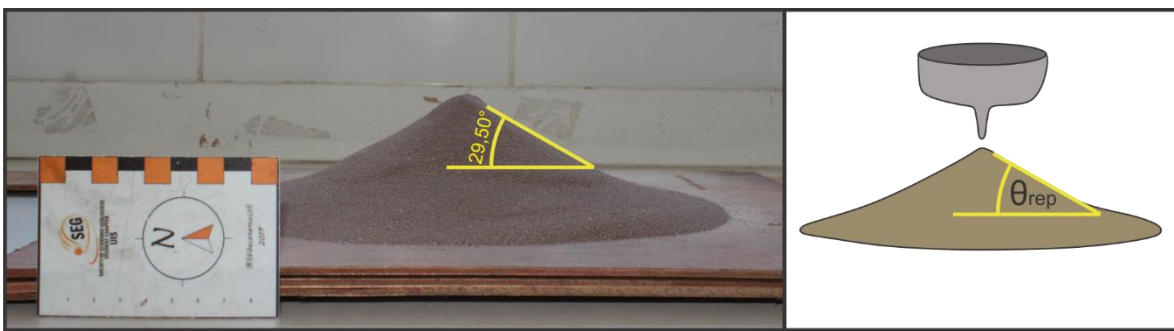


Figura 23. Representación gráfica y medición del método del embudo sobre el material granular.

### 4.3 Escalado

Un correcto escalado de las propiedades cinemáticas del prototipo experimental y las propiedades mecánicas de los materiales seleccionados permite realizar una comparación cualitativa y cuantitativa entre el modelo y su prototipo natural, por lo cual es necesario alcanzar una similaridad geométrica, cinemática y dinámica entre ellos (Warsitzka, 2013; Hubert, 1937; Ramberg, 1967).

Para alcanzar la similaridad geométrica entre el modelo y su prototipo natural, las proporciones de tamaño (largo / ancho / alto) en la naturaleza son reducidas utilizando una escala geométrica apropiada ( $l^R = \frac{l^m}{l^p}$ ) entre el modelo (m) y el prototipo (p) de  $10^{-5}$ , valor que mantiene la proporcionalidad entre las longitudes correspondientes, y es ideal para experimentos análogos sobre tectónica de sal que proceden bajo aceleración gravitacional normal ( $g=9.81 \text{ m/s}^2$ ).

La similaridad cinemática es alcanzada si los tiempos necesarios para realizar cambios de forma y posición en el modelo son proporcionales a los tiempos necesarios para realizar los cambios correspondientes en el prototipo. Los experimentos llevados a cabo presentan un periodo de deformación de 1 hora y pretenden simular la deformación comprendida durante el límite Cretácico Superior – Paleoceno hasta el Mioceno Tortoniano ( $\approx 54,37 \pm 0,6$  Ma), correspondiente al periodo de mayor deformación de la Orogenia Andina, responsable de la generación de la mayor parte de las estructuras de la Cordillera Oriental (Villamil, 1999; Cooper et al., 1995; Acosta, 2002).

Teniendo en cuenta que los modelos son realizados bajo un campo de gravedad normal y que la velocidad del papel ligado al sistema de rodillos es simplemente una medida de longitud sobre tiempo, es utilizada la siguiente ecuación descrita por Schellart y Strak (2016) con el fin de comprobar la similaridad cinemática:

$$\frac{\eta^m}{\eta^p} = \frac{\Delta\rho^m l^m t^m}{\Delta\rho^p l^p t^p} \quad (\text{Ec. 9})$$

Donde:

$$\frac{\eta^m}{\eta^p} = \frac{\text{Viscosidad de la capa viscosa en el modelo}}{\text{Viscosidad de la sal en la naturaleza}} = \eta^R$$

$$\frac{\Delta\rho^m}{\Delta\rho^p} = \frac{\text{Diferencia de densidad entre el material granular y la capa viscosa}}{\text{Diferencia de densidad entre las rocas de la corteza superior y la sal}} = \Delta\rho^R$$

$$\frac{l^m}{l^p} = \frac{\text{Longitud en modelo}}{\text{Longitud en prototipo natural}} = l^R$$

$$\frac{t^m}{t^p} = \frac{\text{Tiempo del modelo}}{\text{Tiempo del prototipo natural}} = t^R$$

Se procede a simplificar los términos y despejar  $t^p$  de la ecuación anterior que corresponderá al tiempo de la naturaleza simulado en los modelos:

$$t^p = \frac{\Delta\rho^R x l^R x t^m}{\eta^R} \quad (\text{Ec. 10})$$

Por último, son reemplazadas las variables por sus valores correspondientes, teniendo en cuenta que el factor de escala de viscosidad ( $\eta^R$ ) tendrá dos valores diferentes debido a que el valor de viscosidad para la sal en la naturaleza corresponde a un rango ( $10^{17} - 10^{19}$ ) de acuerdo a Van Keken et al (1993). Las respectivas ecuaciones presentan los siguientes valores de tiempo para la naturaleza:

$$(1) \quad t^p = \frac{(1,17 \text{ kg/m}^3)(10^{-5})(3600 \text{ s})}{1,13 \times 10^{-15}} = 3,73 \times 10^{13} \text{ s} = 1.181.965,68 \text{ años}$$

$$(2) \quad t^p = \frac{(1,17 \text{ kg/m}^3)(10^{-5})(3600 \text{ s})}{1,13 \times 10^{-17}} = 3,73 \times 10^{15} \text{ s} = 118.196.568 \text{ años}$$

De tal forma que los modelos simulan correctamente tiempos ubicados dentro del rango entre 1.181.965,68 años - 118.196.568 años, soportando así el concepto de similaridad cinemática entre los experimentos y el prototipo natural.

Finalmente, después de verificar la similaridad geométrica y cinemática entre los experimentos y el prototipo natural, es elaborada la Tabla 1 donde son presentados los parámetros mecánicos y cinemáticos de los materiales y el prototipo experimental, con su respectiva escala de acuerdo a la naturaleza, teniendo que en cuenta que los valores de las fuerzas de conducción (gravedad) y fuerzas resistivas (viscosidad, fricción) deben tener una distribución similar para que los experimentos y su prototipo sean similares dinámicamente (Schellart & Strak, 2016).

Tabla 1.

*Tabla de parámetros escalados.*

Parámetro	Símbolo	Unidad	Modelo (m)	Naturaleza (n)	Factor de escala (m/n)
Longitud	l	[m]	0.01	1,000	10 <sup>-5</sup>
Tiempo	t	[s]	3,600	3.73x10 <sup>13</sup> -3.73x10 <sup>15</sup>	1.13x10 <sup>-15</sup> -1.13x10 <sup>-17</sup>
Velocidad	v	[m/s]	1.67x10 <sup>-4</sup>	3.10x10 <sup>-7</sup> (e)	532.26
Aceleración gravitacional	g	[m/s <sup>2</sup> ]	9.81	9.81	1
Coefficiente de fricción	μ		0.72	0.56	1.29
Densidad de rocas de la corteza	ρ <sub>1</sub>	[kg/m <sup>3</sup> ]	1,700	2,500 (d)	0.85-0.61
Densidad capa viscosa	ρ <sub>2</sub>	[kg/m <sup>3</sup> ]	1,347.69	2,200 (a)	0.61
Contraste de densidad	Δρ=ρ <sub>1</sub> -ρ <sub>2</sub>	[kg/m <sup>3</sup> ]	352.31	300	1.17
Viscosidad (25°C)	η	[Pa s]	113.25	10 <sup>17</sup> -10 <sup>19</sup> (b)	1.13x10 <sup>-15</sup> -1.13x10 <sup>-17</sup>
Fuerza de cizalla	τ	[Pa]	18	18x10 <sup>6</sup>	10 <sup>-6</sup> (c)

Parámetros relevantes (a): Jackson & Talbot (1991), (b): Van Keken et al. (1993), (c): Koyi (2001) (d): Martínez (2017); (e) Velocidad promedio de las placas Nazca, Caribe y Suramericana.

#### 4.4 Ejecución de los experimentos.

Después de haber establecido los parámetros físicos a escala del prototipo experimental que son la base de los experimentos y nos permiten relacionarlos con su análogo en la naturaleza, se procede a iniciar el montaje experimental con las pertinentes variaciones para cada configuración propuesta.

Inicialmente para las tres configuraciones se realiza la adecuación de la mesa, ligando la banda de papel al sistema de rodillos y ubicando el bloque rígido sobre la franja central de la mesa, de tal forma que el papel subduce por debajo del bloque y el material transportado es deformado por encima de él. Para evitar el desplazamiento del bloque rígido por el transporte del material se sitúa un bloque de madera detrás de él con un peso encima.

Subsecuente a la adecuación de la mesa, se procede a realizar la depositación del material granular y la capa viscosa sobre la banda de papel de acuerdo a cada configuración, cabe recalcar

que el material granular es depositado uniformemente utilizando un tamiz No 60 U.S. con apertura de malla de  $250\ \mu\text{m}$  y la capa viscosa es simplemente dispuesta de forma manual sobre la capa anterior (considerar que las proporciones de la capas viscosa y el material granular tienen diferentes dimensiones, para más claridad volver a la sección 4.1.1). Marcadores superficiales son utilizados en algunos de los modelos para analizar mejor la deformación en planta.

La secuencia depositada para cada configuración es descrita de base a tope:

*Configuración A (capa viscosa de 0,5 cm):* 0,8 cm de arena cuarzosa – 0,2 cm de línea guía – 0,5 cm de capa viscosa – 0,8 cm de arena cuarzosa – 0,2 cm de línea guía – 0,8 cm de arena cuarzosa.

*Configuración B (2 capas viscosas de 0,5 cm):* 0,8 cm de arena cuarzosa – 0,2 cm de línea guía – 0,5 cm de capa viscosa frente a cada rampa frontal – 0,8 cm de arena cuarzosa – 0,2 cm de línea guía – 0,2 cm de arena cuarzosa.

*Configuración C (capa viscosa de 1,8 cm):* 0,8 cm de arena cuarzosa – 0,1 cm de línea guía – 1,8 cm de capa viscosa – 0,8 cm de arena cuarzosa – 0,2 de línea guía – 0,8 cm de arena cuarzosa.

Posterior a la depositación, se procede a iniciar la deformación de los modelos encendiendo la mesa tipo subducción en la modalidad de “Bypass” y ajustando la frecuencia manualmente a 1,2 Hz, de tal forma que se inicia el transporte del material en dirección del bloque rígido durante 1 hora. Al finalizar el tiempo de deformación de los modelos, estos deben ser solidificados para su posterior seccionamiento en cortes transversales. En primera instancia se deposita una capa de arena de grano medio ( $500\ \mu\text{m}$ ) que funciona como filtro y conserva las estructuras de deformación, después, todo el modelo es rociado con agua utilizando un atomizador hasta que esté completamente consolidado, por último, los modelos son dejados reposar durante 12 horas para eliminar el exceso de agua.

#### **4.5 Análisis de resultados**

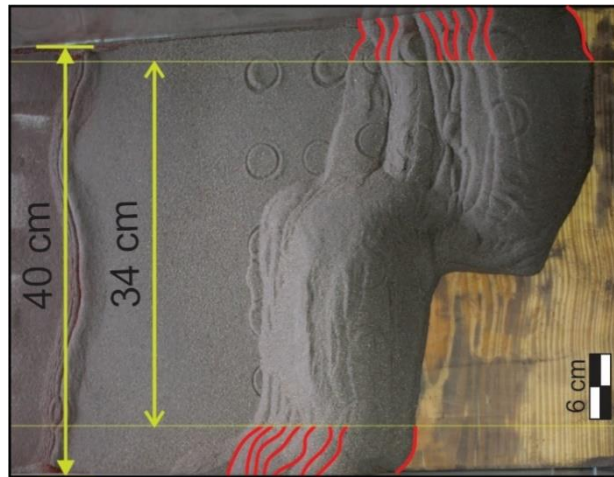
Los resultados obtenidos de los modelos son documentados utilizando una cámara Canon EOS REBEL T5 ISO-3200, con la cual se realizó el registro fotográfico de la evolución en planta y el seccionamiento en cortes transversales de los modelos. Puesto que el registro fotográfico constituye el producto final de los experimentos, las imágenes fotográficas son digitalizadas y se procede a realizar el análisis de las estructuras de deformación en las mismas y su posterior comparación con la zona de estudio para realizar las pertinentes conclusiones de la investigación.

### **5. Resultados**

Los resultados obtenidos de los experimentos corresponden a la deformación sin-tectónica registrada en planta, y al estado post-tectónico registrado en secciones transversales; estos resultados son documentados en fotografías que son digitalizadas manualmente, y posteriormente insertadas en un entorno 3D que permite generar un modelo tridimensional de la capa viscosa y los planos de falla, facilitando el reconocimiento de estructuras salinas que son clasificadas de acuerdo a los diagramas de estructuras salinas y su terminología asociada, descritos por Fossen (2010) y Vander & Marshack (2004) (Ver Figura 12 y 13).

Cabe recalcar que en las fotografías de la vista superior de los modelos se puede observar como las fallas adquieren una curvatura hacia el interior en las zonas de los límites laterales, lo cual es producido por una fuga milimétrica en la parte inferior de los límites laterales y por la fricción lateral de los vidrios que no puede ser controlada totalmente.

Debido a que este efecto de curvatura es considerado despreciable para modelos friccionales mientras el análisis de la deformación se realice en la parte central de los modelos análogos (Cubas et al., 2010; Graveleau et al., 2012), son ignorados 3 cm a cada lado de los modelos (Ver Figura 24).



*Figura 24.* Vista en planta del modelo CS\_A\_03. En rojo se destaca la curvatura tomada por las fallas, en amarillo se limita la región analizada en los modelos despreciando 3 cm de cada lado.

A continuación, son presentados los resultados más representativos para cada configuración planteada, a partir de los 9 modelos documentados (3 de cada configuración), después de haber realizado 9 modelos inicialmente con el fin de perfeccionar el método experimental (18 modelos en total). Nota: La nomenclatura utilizada para etiquetar los experimentos en las fotografías corresponde a CS, seguido del tipo de configuración (A, B o C) y por último el número del experimento documentado (1, 2 o 3).

### **5.1 Configuración A (capa viscosa de 0,5 cm)**

Los resultados más representativos de los modelos de configuración A fueron obtenidos del experimento CS\_A\_03, y son clasificados de acuerdo al tiempo de deformación transcurrido para el análisis en planta (Ver Figura 25), y a la ubicación del corte en los modelos para las secciones transversales.

5.1.1 Evolución progresiva en planta

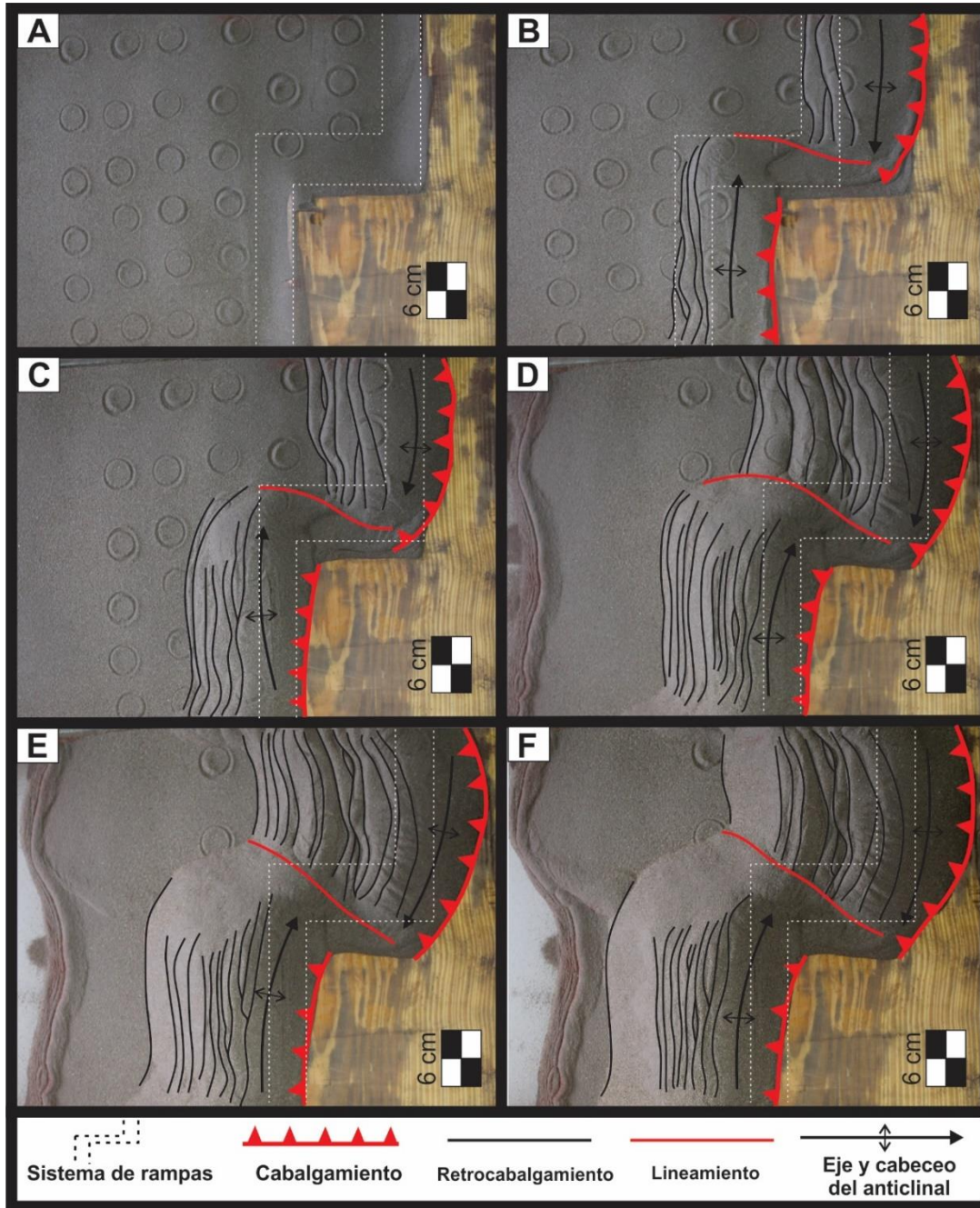


Figura 25. Fotografías en vista superior del modelo CS\_A\_03 con su respectivo mapeo estructural, cada fotografía corresponde a un momento diferente del periodo de deformación. (A) Estado Inicial del modelo; (B) 5 minutos de deformación; (C) 10 minutos de deformación; (D) 30 minutos de deformación; (E) 45 minutos de deformación. (F) Estado final del modelo (60 minutos).

En la Figura 25.B es posible observar la deformación desarrollada en los 5 minutos iniciales para el modelo CS\_A\_03, donde se aprecia para el segmento de la rampa frontal trasera la formación de un cabalgamiento por apilamiento sobre la llana o plano superior del bloque rígido, y en dirección opuesta a este tres retrocabalgamientos (uno de ellos acompañado por una falla satélite). En el segmento de la rampa lateral se observa un lineamiento que divide el material transportado en dos bloques, simulando a simple vista una falla de rumbo, pero debido a que el movimiento relativo de ambos bloques tiene la misma dirección, este lineamiento no es clasificado de tal forma. Por último, muy similar al segmento de la rampa frontal trasera, es posible observar en el segmento de la rampa frontal delantera la formación del cabalgamiento principal por apilamiento, acompañado de tres retrocabalgamientos en dirección opuesta, generando así (al igual que en la rampa frontal trasera) una estructura tipo pop-up entre el cabalgamiento principal y el primer retrocabalgamiento, expresada como una cresta curva interrumpida por el lineamiento de la rampa lateral.

Después de transcurridos 10 minutos de deformación (Figura 25.C), la cantidad de retrocabalgamientos generados frente a cada rampa frontal se duplica, manteniendo una geometría similar y paralelismo con los anteriormente formados, formando un patrón de cola de caballo entre los retrocabalgamientos de la rampa frontal delantera y el lineamiento de la rampa lateral. Simultáneamente con estas estructuras, se puede evidenciar la formación de dos pliegues anticlinales (Uno sobre cada rampa frontal) con ejes paralelos a las rampas frontales y direcciones de cabeceo opuestas; estos anticlinales son interrumpidos lateralmente por el lineamiento formado en la rampa lateral.

Continuando el seguimiento de la deformación en las Figuras 25.D y 25.E (30 y 45 minutos respectivamente) es posible observar como el cabalgamiento de la rampa frontal trasera acentúa

su curvatura y se ve desplazado hacia el foreland (dirección de transporte del material); y como son generados nuevos retrocabalgamientos frente a cada rampa frontal, que en la rampa frontal delantera siguen el patrón de cola de caballo a medida que el lineamiento de la rampa lateral crece. En cuanto a los anticlinales, su flexión hacia la rampa lateral se acentúa, evidenciando el cabeceo de las estructuras, y además, presentan un aumento en la altura de sus charnelas lo cual remueve material cubriendo parcialmente algunos de los retrocabalgamientos (rampa frontal delantera).

Por último, es posible observar el estado final del modelo CS\_A\_03 en la Figura 25.F después de transcurridos 60 minutos de deformación, de este es preciso señalar las siguientes características: Se presentan dos cabalgamientos generados por apilamiento con vergencia al foreland (cada uno detrás de una rampa frontal) ubicados sobre el plano superior del bloque rígido, siendo más acentuado y curvo el cabalgamiento ubicado detrás de la rampa frontal trasera, el cual además evidencia mayor propagación del material hacia el foreland; en dirección opuesta a estos cabalgamientos y frente a las rampas frontales, se exhiben dos conjuntos de retrocabalgamientos (con 12 retrocabalgamientos cada uno), diferenciados por el patrón de cola de caballo y menor espaciado que presentan los retrocabalgamientos de la rampa frontal delantera. Estos dos conjuntos de retrocabalgamientos se expresan en superficie como un relieve positivo o cresta formando dos anticlinales con direcciones de cabeceo opuestas, los cuales se ven interrumpidos por el lineamiento de la rampa lateral.

**5.1.2 Secciones transversales.** Las secciones transversales son obtenidas de la fase final de los modelos; para el experimento CS\_A\_03 son etiquetadas de A - F como es señalado en la Figura 26.

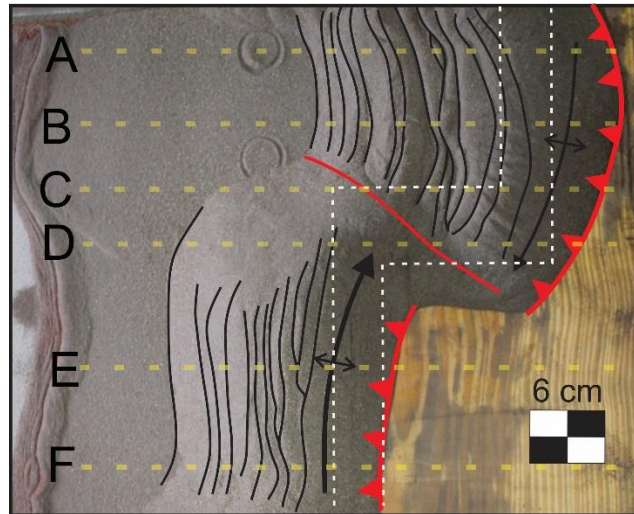


Figura 26. Vista en planta del experimento CS\_A\_03 en su estado de deformación final, en amarillo son señalados los cortes transversales realizados sobre el modelo.

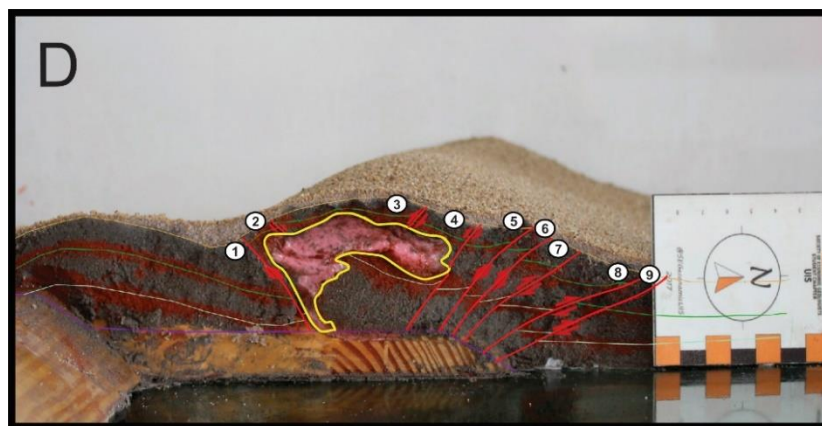
A continuación, son presentadas aquellas con los rasgos estructurales más sustanciales para la investigación:

En la Figura 27. se exhibe el corte transversal B ubicado a 10 cm del límite lateral izquierdo del modelo, situado sobre la rampa frontal trasera. La estructura principal observada en la sección corresponde a un pliegue por propagación de falla ubicado sobre el plano superior del bloque rígido y la rampa frontal, este pliegue evidencia como la mayor parte de la deformación es asumida por el flanco frontal, generando el cabalgamiento por apilamiento sobre el plano superior del bloque (1) y la propagación de las fallas del eje central del pliegue (2, 3 y 4). La capa viscosa rosada (delimitada en amarillo) exhibe estructuras salinas de cabalgamiento al desplazarse sobre los planos de los retrocabalgamientos 6, 8 y 9, evidenciando intrusión de la capa viscosa al material granular. Además, se observan dos fallas normales (5 y 7) provocadas por el ascenso vertical de la masa viscosa en las fallas yacentes (6 y 8 respectivamente).



*Figura 27.* Corte transversal B del experimento CS\_A\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-9, en amarillo es delimitada la capa viscosa. Nótese el emplazamiento del material viscoso a lo largo de los planos de las fallas 6, 8 y 9.

El corte transversal D (Figura 28) se ubica sobre la rampa lateral a 20 cm del límite lateral izquierdo del modelo, aquí la complejidad de deformación es mayor ya que el material también interactúa simultáneamente con las rampas frontales. En este corte es posible observar la formación de una falla inversa con vergencia al foreland con  $54^\circ$  de buzamiento (1), seguida de dos fallas inversas (2 y 3) con direcciones opuestas y un buzamiento similar de  $43^\circ$  generadas por el crecimiento de una cresta en la parte central de la capa viscosa, que simula un glaciar de sal. Hacia la región hinterland del modelo, se desarrolla una serie de retrocabalgamientos (4, 5, 6, 7, 8 y 9) que varían su buzamiento de  $48^\circ$  a  $27^\circ$  a medida que se alejan del bloque rígido.



*Figura 28.* Corte transversal D del experimento CS\_A\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-9, en amarillo es delimitada la capa viscosa.

Por último, el corte transversal E (Figura 29) ubicado sobre la rampa frontal delantera exhibe un pliegue anticlinal ubicado sobre el plano superior del bloque rígido y la rampa frontal, el cual presenta en su núcleo la capa viscosa que presenta la geometría de una hoja de sal. Además, es posible observar una serie de retrocabalgamientos con vergencia al hinterland, de los cuales: unos despegan de la capa viscosa (2, 3 y 4); otros del plano superior y se ven interrumpidos parcialmente por la capa viscosa (5 y 6); y otros, despegan de la rampa frontal delantera (7, 8, 9 y 10) y se desarrollan normalmente con una tendencia de buzamiento de aproximadamente  $23^\circ$ .

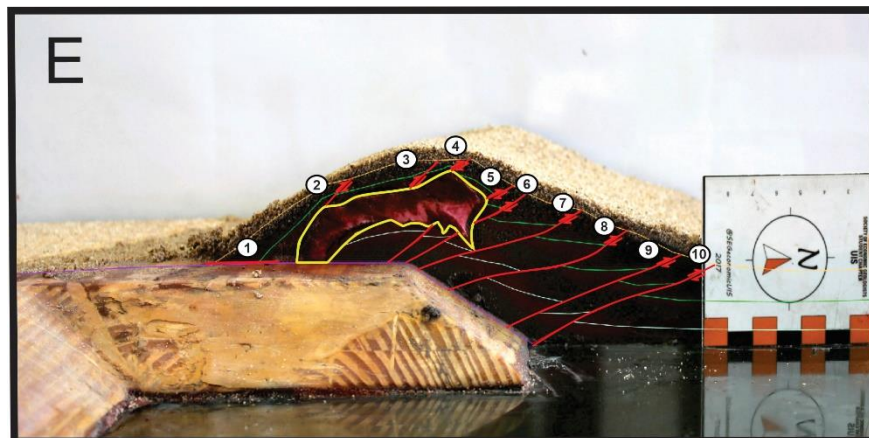
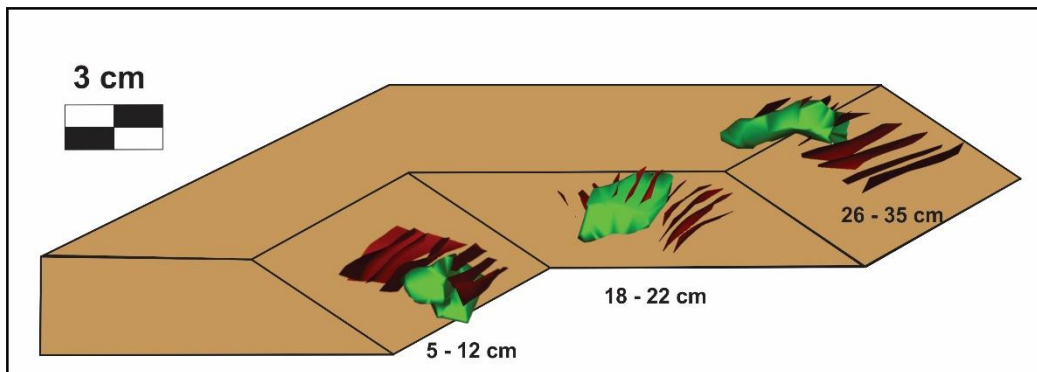


Figura 29. Corte transversal E del experimento CS\_A\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-10, en amarillo es delimitada la capa viscosa con forma de hoja de sal.

**5.1.3 Modelo 3D.** Los modelos 3D presentados corresponden a segmentos tridimensionales de la capa viscosa y los planos de falla para diferentes secciones del modelo. En la Figura 30 es posible observar los modelos 3D generados para el modelo CS\_A\_03. En rojo se ven representados los planos de falla, evidenciando más claramente la actitud de las fallas descritas en las secciones transversales B, D y F; y en verde, se observa como varía la geometría de la capa viscosa en cada segmento del sistema de rampas, exhibiendo una geometría de hoja de sal para el segmento de 26 a 35 cm (Rampa frontal delantera).



*Figura 30.* Modelo digital 3D de la capa viscosa (verde) y los planos de falla (rojo) desarrollados en el experimento CS\_A\_03. La medida descrita corresponde al segmento del modelo que representan.

## 5.2 Configuración B (2 capas viscosas de 0,5 cm)

Los resultados más representativos de los modelos de configuración B fueron obtenidos del experimento CS\_B\_02 y son presentados a continuación:

**5.2.1 Evolución progresiva en planta.** La Figura 31.B presenta la deformación desarrollada en el experimento CS\_B\_02 durante los primeros 5 minutos, en ella es posible observar como el material se comienza a apilar sobre el plano superior del bloque rígido detrás de cada rampa frontal, desarrollando así dos cabalgamientos por apilamiento, siendo más curvo y pronunciado el correspondiente a la rampa frontal trasera; en dirección opuesta a estos cabalgamientos, es posible observar 4 retrocabalgamientos rectilíneos frente a cada rampa frontal, los cuales son interrumpidos al acercarse a la zona de la rampa lateral donde se genera un lineamiento al igual que en el experimento CS\_A\_03, que en este caso presenta una curvatura pronunciada.

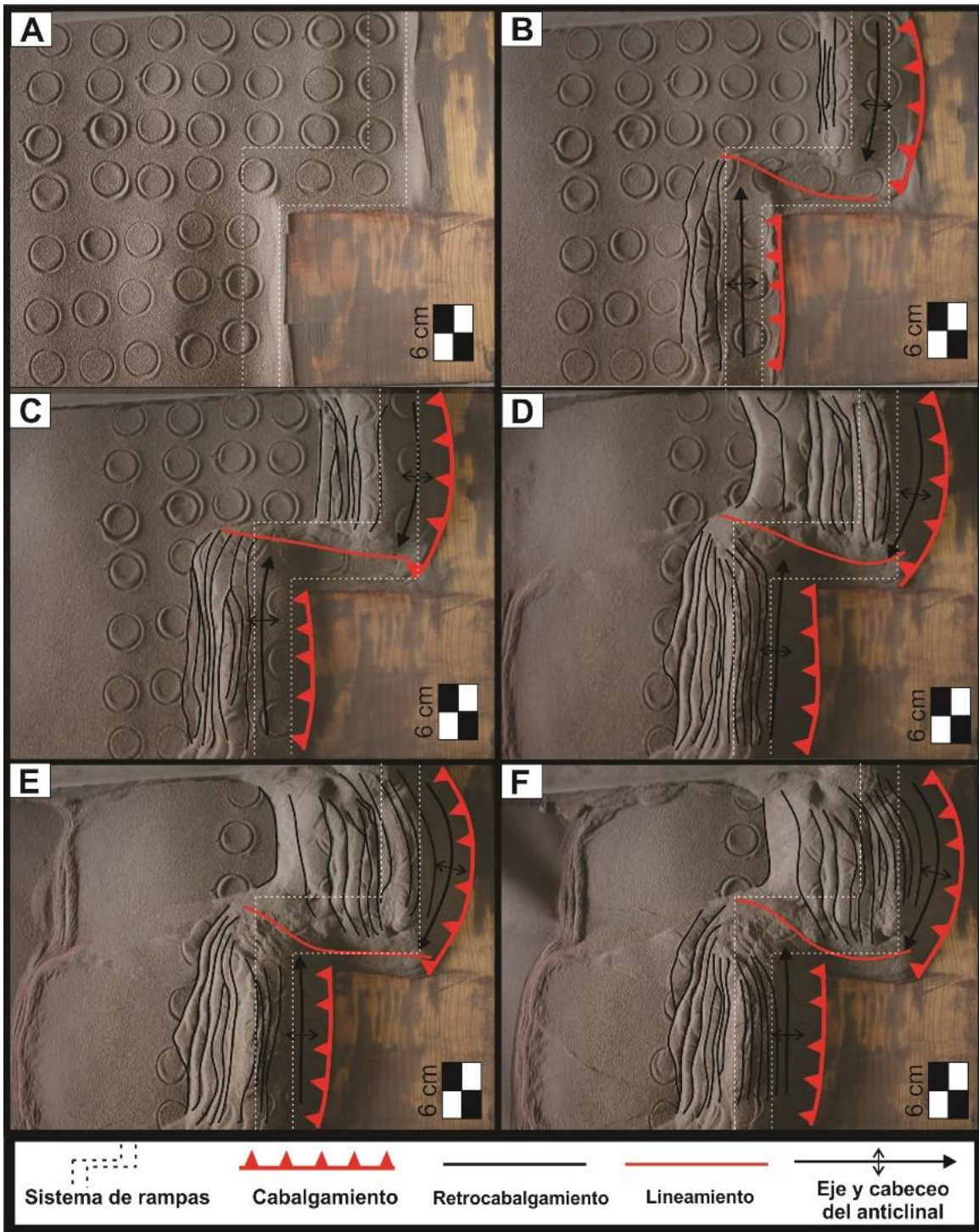


Figura 31. Fotografías en vista superior del modelo CS\_B\_02 con su respectivo mapeo estructural, cada fotografía corresponde a un momento diferente del periodo de deformación. (A) Estado Inicial del modelo; (B) 5 minutos de deformación; (C) 10 minutos de deformación; (D) 30 minutos de deformación; (E) 45 minutos de deformación; (F) Estado final del modelo (60 minutos).

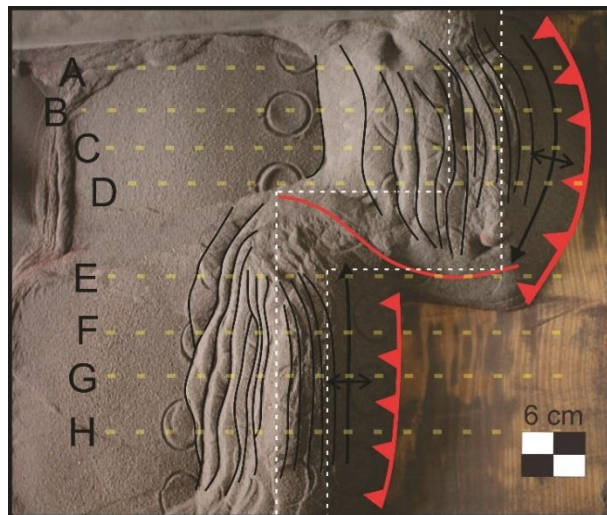
Transcurridos 10 minutos de deformación (Figura 31.C) se observa continuidad de los patrones desarrollados en los primeros 5 minutos, de tal forma que los cabalgamientos principales se ven más desplazados hacia el foreland y la cantidad de retrocabalgamientos generados frente a cada rampa frontal aumenta, presentando una flexión a medida que se acercan a la rampa lateral. Además, se aprecia igualmente la formación de dos pliegues anticlinales (uno sobre cada rampa frontal) que se ven interrumpidos por el lineamiento en la rampa lateral y presentan un leve cabeceo en direcciones opuestas. Cabe recalcar que para este periodo de deformación el lineamiento en la rampa lateral se observa recto.

Posteriormente, después de transcurridos 30 minutos (Figura 31.D), la cantidad de retrocabalgamientos frente a cada rampa frontal aumenta de igual forma, sin embargo, es posible observar como aquellos retrocabalgamientos ubicados frente a la rampa frontal trasera empiezan a formarse con un mayor espaciado entre ellos; y los ubicados frente a la rampa frontal delantera presentan una flexión en dirección al extremo del lineamiento generado en la rampa lateral. En cuanto a los anticlinales, ambos presentan un aumento en la altura de sus charnelas y sus direcciones de cabeceo finales se evidencian más claramente.

Finalmente, observando las Figuras 31.E y 31.F (45 y 60 minutos de deformación respectivamente) es posible describir los rasgos estructurales principales del estado de deformación final del modelo CS\_B\_02: Para el segmento de la rampa frontal trasera, se observa un cabalgamiento por apilamiento convexo hacia el foreland ubicado sobre el plano superior del bloque rígido, acompañado por una configuración de 13 retrocabalgamientos en dirección opuesta, donde algunos simulan una estructura de cola de caballo con el lineamiento de la rampa lateral; estas estructuras mencionadas se expresan como un anticlinal que presenta un cabeceo en dirección a la rampa lateral (dirección de curvatura de las fallas). En cuanto al segmento de la rampa lateral,

esté presenta un lineamiento curvo donde convergen los retrocabalgamientos de las rampas frontales y se ven interrumpidos los respectivos anticlinales. Por último, en el segmento de la rampa frontal delantera, se observa un cabalgamiento por apilamiento con una ligera curvatura (casi rectilíneo), acompañado de igual forma por 13 retrocabalgamientos los cuales convergen hacia la punta del lineamiento de la rampa lateral; en esta zona se genera un pliegue anticlinal que no presenta rotación, exhibiendo un eje paralelo a la rampa frontal.

**5.2.2 Secciones transversales.** Las secciones transversales realizadas en el experimento CS\_B\_02 son etiquetadas de A - H como es señalado en la Figura 32, a continuación, son presentadas aquellas con los rasgos estructurales más sustanciales para la investigación:



*Figura 32.* Vista en planta del experimento CS\_B\_02 en su estado de deformación final, en amarillo son señalados los cortes transversales realizados sobre el modelo.

En la Figura 33 es presentada la sección transversal B ubicada sobre la rampa frontal trasera y a 9 cm del límite lateral izquierdo del modelo, en esta es posible observar la estructura principal que corresponde a un pliegue anticlinal ubicado sobre el plano superior, inferior y la rampa frontal; este pliegue presenta una estructura tipo pop-up comprendida entre el cabalgamiento principal (1) y el primer retrocabalgamiento (4), donde se exhibe como la capa viscosa verde (delimitada en

amarillo) se expresa en superficie como una almohada de sal, levantando su sobrecarga y generando las fallas 2 y 3. Los retrocabalgamientos de la sección presentan dos tendencias en su buzamiento, las fallas 4 y 5 presentan ángulos de  $55^\circ$  y  $65^\circ$  respectivamente, mientras que las fallas 6, 7, 8 y 9 presentan ángulos que varían desde  $31^\circ$  a  $20^\circ$ , disminuyendo su buzamiento a medida que se ubican más distantes de la rampa frontal.

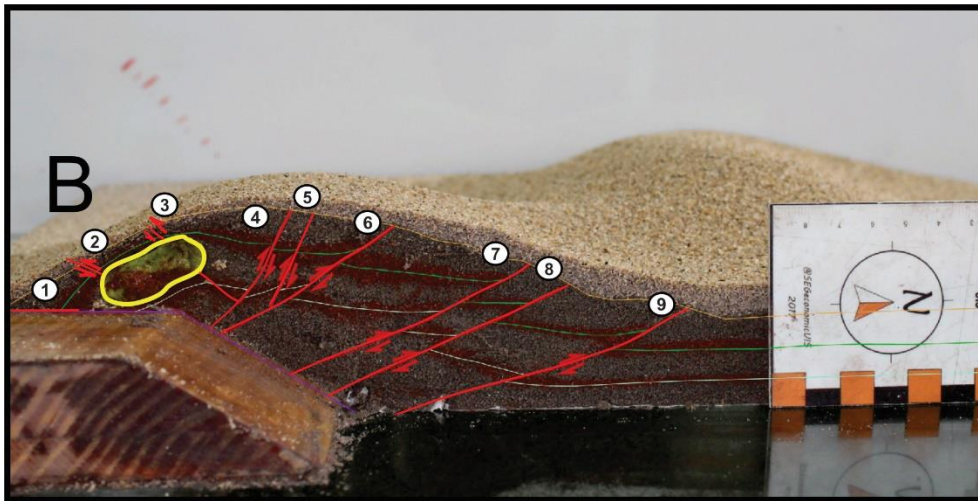


Figura 33. Corte transversal B del experimento CS\_B\_02, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-9, en amarillo es delimitada la capa viscosa

La Figura 34 exhibe la sección transversal D ubicada a 14 cm del límite lateral izquierdo, de modo que está situada sobre la rampa frontal trasera y próxima a la rampa lateral; en esta sección se desarrolla el mismo patrón de estructuras que en la sección transversal B, pero además, se genera una falla satélite inversa extra (4) producto de la rotación vertical de la capa viscosa que ahora se ve afectada por la rampa lateral; y los retrocabalgamientos (7, 8, 9, 10 y 11) presentan ahora un mayor paralelismo entre ellos y uniformidad en sus buzamientos ( $29,5^\circ \approx$ ).

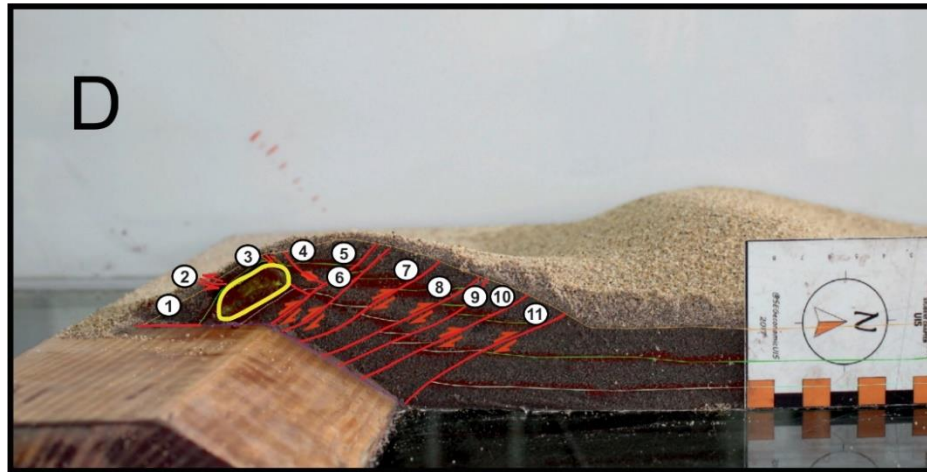


Figura 34. Corte transversal D del experimento CS\_B\_02, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-11, en amarillo es delimitada la capa viscosa.

Por último, la sección transversal E (Figura 35) evidencia los mismos patrones de deformación que las secciones transversales B y D, lo cual nos permite deducir que la deformación a lo largo del modelo se dio de manera uniforme. Se observa un pliegue anticlinal entre el cabalgamiento por apilamiento (1) y el último retrocabalgamiento (8), el cual presenta en su flanco frontal la capa viscosa que se expresa en superficie como una almohada de sal; además, se observa igualmente una serie de retrocabalgamientos con la misma tendencia de buzamiento ( $26,5^\circ \approx$ ) que presentan una leve flexura.

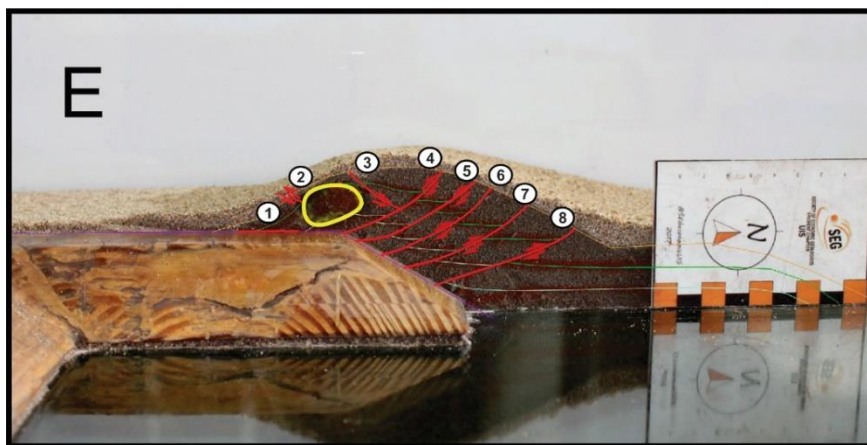
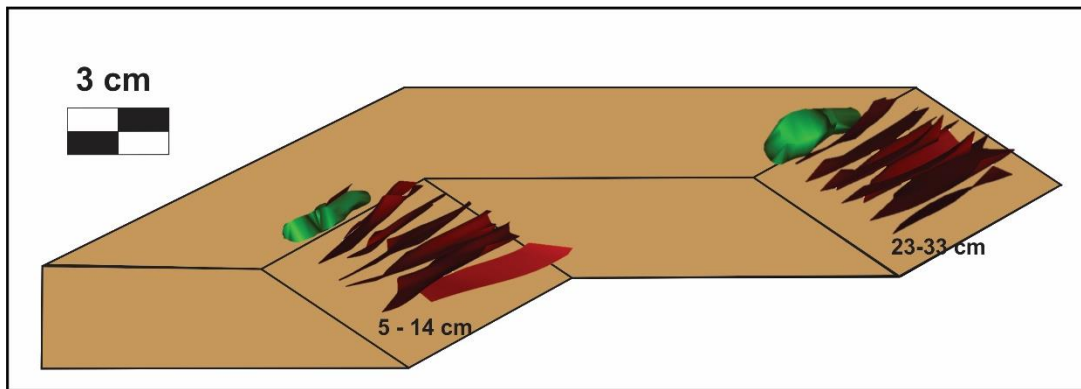


Figura 35. Corte transversal E del experimento CS\_B\_02, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-8, en amarillo es delimitada la capa viscosa con forma de almohada de sal.

**5.2.3 Modelo 3D.** El modelo 3D correspondiente al experimento CS\_B\_02 (Figura 36) exhibe la configuración tridimensional de la capa viscosa y los planos de falla durante los segmentos de 5 – 14 cm y 23 – 33 cm, ubicados en la rampa frontal trasera y rampa frontal delantera respectivamente; de estos cabe recalcar la geometría de almohada de sal que toma la capa viscosa (verde) evidenciada en la rampa frontal delantera, y la uniformidad que presentan los planos de falla (rojo) generados a lo largo del modelo, exhibiendo paralelismo y una tendencia de buzamiento.



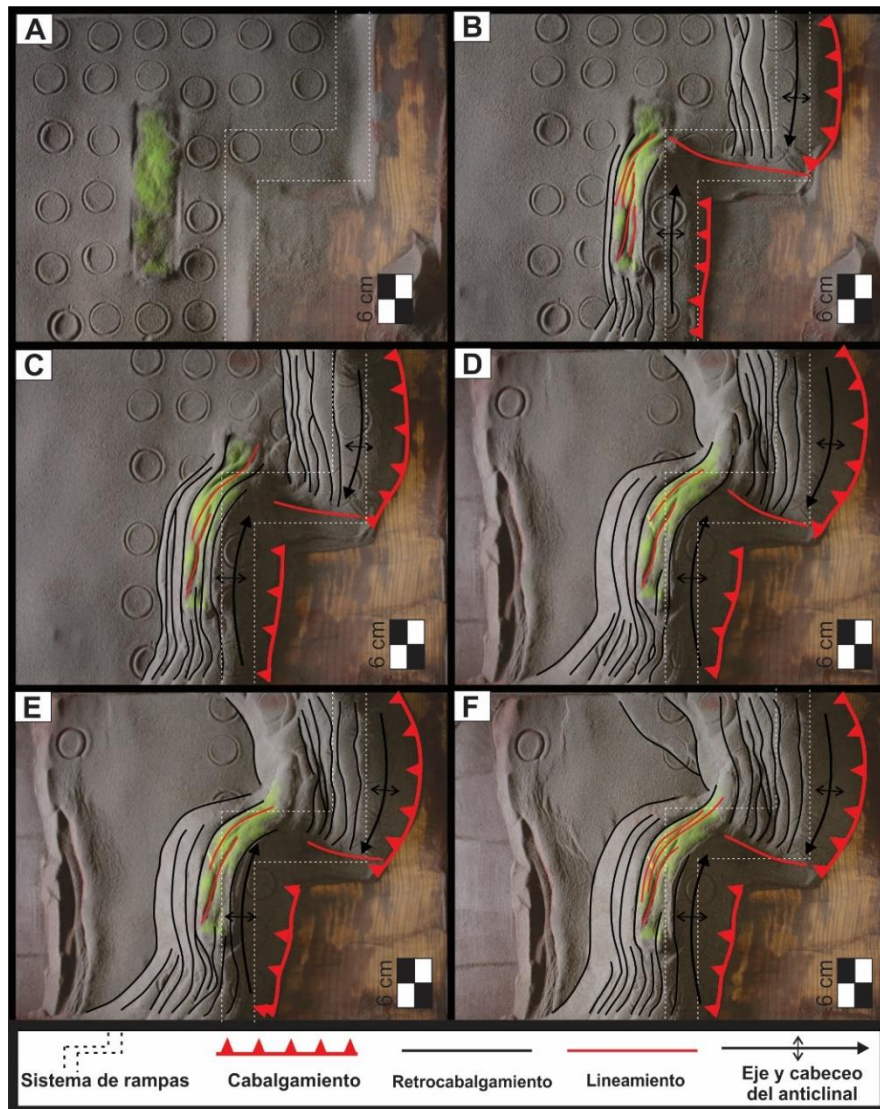
*Figura 36.* Modelo digital 3D de la capa viscosa (verde) y los planos de falla (rojo) desarrollados en el experimento CS\_B\_02. La medida descrita corresponde al segmento del modelo que representan.

### 5.3 Configuración C (Capa viscosa de 1,8 cm)

Los resultados más representativos de los modelos de configuración C fueron obtenidos del experimento CS\_C\_03 y son presentados a continuación:

**5.3.1 Evolución progresiva en planta.** La deformación generada en los primeros 5 minutos en el modelo es exhibida en la Figura 37.B, donde es posible observar como se desarrolla normalmente en el segmento de la rampa frontal trasera un cabalgamiento por apilamiento convexo hacia el foreland sobre el plano superior y 5 retrocabalgamientos paralelos en dirección opuesta, los cuales

son interrumpidos por un lineamiento en la rampa lateral. En cuanto al segmento de la rampa frontal delantera, se observa el desarrollo del cabalgamiento principal por apilamiento, y tres retrocabalgamientos en dirección opuesta que presentan una flexión hacia la rampa lateral y delimitan la capa viscosa. Además, se observa la formación de una serie de lineamientos sobre la capa viscosa, que comparten el patrón de los retrocabalgamientos de la rampa frontal delantera.



*Figura 37.* Fotografías en vista superior del modelo CS\_C\_03 con su respectivo mapeo estructural, cada fotografía corresponde a un momento diferente del periodo de deformación. (A) Estado Inicial del modelo; (B) 5 minutos de deformación; (C) 10 minutos de deformación; (D) 30 minutos de deformación; (E) 45 minutos de deformación; (F) Estado final del modelo (60 minutos).

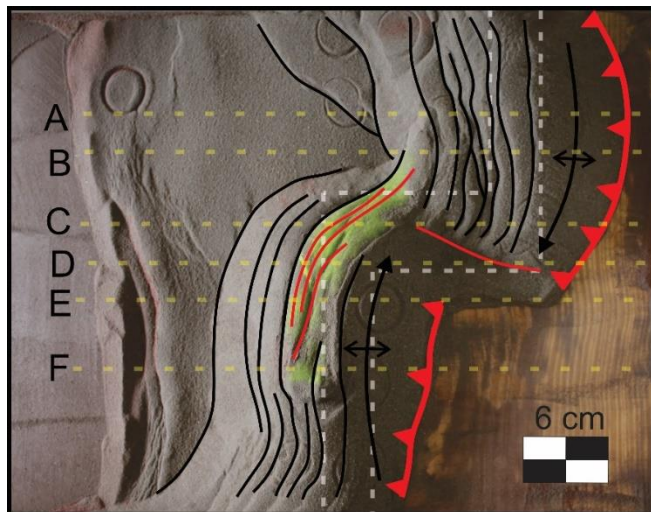
Posterior a los 10 minutos de deformación (Figura 37.C), es posible observar la formación de dos pliegues anticlinales (uno sobre cada rampa) con diferentes características; el pliegue ubicado sobre la rampa frontal trasera presenta un ligero cabeceo y se encuentra interrumpido por el lineamiento de la rampa lateral, mientras que el pliegue de la rampa frontal delantera interrumpe el lineamiento de la rampa lateral, y presenta un cabeceo acentuado en dirección a la misma. En cuanto a las estructuras de cabalgamiento y retrocabalgamiento, estas se ven desplazadas hacia el foreland e hinterland respectivamente.

Siguiendo la deformación transcurridos 30 y 45 minutos (Figura 37.D y 37.E), es posible observar cómo los últimos retrocabalgamientos generados frente a cada rampa frontal se desarrollan con un mayor espacio en relación a los anteriores, y además convergen en el extremo de la capa viscosa. Respecto a los pliegues anticlinales, el pliegue de la rampa frontal trasera acentúa su cabeceo y se ve desplazado hacia el foreland; y el pliegue de la rampa frontal delantera se extiende hacia la otra rampa frontal, interrumpiendo en mayor medida el lineamiento de la rampa lateral.

Por último, es posible observar el estado de deformación final del modelo CS\_C\_03 en la Figura 37.F, del cual cabe recalcar las siguientes estructuras principales: En el segmento de la rampa frontal trasera se observa un cabalgamiento por apilamiento sobre el plano superior del bloque y 8 retrocabalgamientos semirectilíneos en dirección opuesta, los cuales se extienden hasta el lineamiento de la rampa lateral y se ven interrumpidos por la capa viscosa, lo cual es evidenciado en un pequeño espacio donde no se observa el patrón de las fallas; el conjunto de estas estructuras se ve expresado como un pliegue anticlinal que se extiende hasta la rampa lateral y presenta un cabeceo en dirección a la misma. Para el segmento de la rampa frontal delantera, se observa de igual forma el cabalgamiento principal (casi rectilíneo) sobre el plano superior, y un conjunto de

retrocabalgamientos que se extienden hasta el segmento de la rampa frontal trasera, evidenciando el cabeceo del pliegue anticlinal de la rampa frontal delantera, el cual interrumpe el lineamiento de la rampa lateral. Cabe mencionar además los lineamientos generados sobre la capa viscosa, que comparten el comportamiento de los retrocabalgamientos de la rampa frontal delantera.

**5.3.2 Secciones transversales.** Las secciones transversales realizadas en el experimento CS\_C\_03 son etiquetadas de A - F como es señalado en la Figura 38, a continuación, son presentadas aquellas con los rasgos estructurales más sustanciales para la investigación:



*Figura 38.* Vista en planta del experimento CS\_C\_03 en su estado de deformación final, en amarillo son señalados los cortes transversales realizados sobre el modelo.

La sección transversal B (Figura 39) se ubica sobre la rampa frontal trasera, a 10 cm del límite lateral izquierdo; en ella es posible observar un pliegue anticlinal leve comprendido entre el cabalgamiento principal (1) y el último retrocabalgamiento (6), el cual contiene una estructura tipo pop-up entre el cabalgamiento principal (1) y el primer retrocabalgamiento (2); además, es identificada una estructura tipo horst limitada por las fallas 7 y 8, expresada levemente en superficie como una almohada de sal producto de la compresión de la capa viscosa. Cabe recalcar

también que no se observa un desplazamiento considerable de la capa viscosa con respecto a su posición inicial.



Figura 39. Corte transversal B del experimento CS\_C\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-8, en amarillo es delimitada la capa viscosa.

En la sección transversal C (Figura 40) ubicada sobre la rampa frontal trasera y la rampa lateral, se observa de igual forma el pliegue anticlinal de la sección anterior, conformado por el cabalgamiento principal (1) y un conjunto de retrocabalgamientos (2, 3, 4 y 5) los cuales comparten una tendencia de buzamiento de  $26^\circ$ ; además, es posible observar la misma estructura tipo horst de la sección transversal B, que presenta un crecimiento considerable en su parte superior por la geometría de bulbo de sal que presenta la capa viscosa, evidenciando más claramente la forma de almohada de sal en superficie.

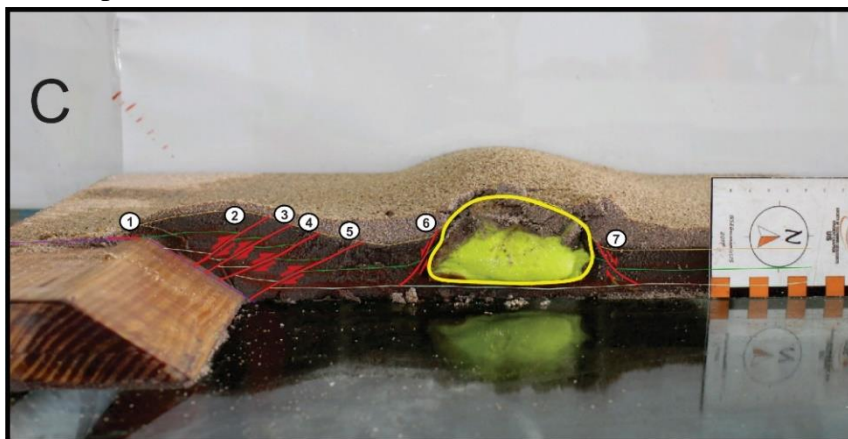


Figura 40. Corte transversal C del experimento CS\_C\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-7, en amarillo es delimitada la capa viscosa.

Por último, es presentada la sección transversal F (Figura 41), la cual se ubica sobre la rampa frontal delantera, a 30 cm del límite lateral izquierdo; esta sección se caracteriza por que la capa viscosa (verde) adquiere la geometría de lengua de sal, simulando una estructura tipo Horst delimitada por las fallas 2 y 3, sin embargo, estas fallas son inversas lo cual no permite clasificar la estructura de tal forma. Esta sección en comparación con la sección B, permite observar como la acumulación del material viscoso es mayor en la rampa frontal delantera, lo cual posiblemente genere los lineamientos observados en planta sobre la capa viscosa, producto de la propagación lateral restringida por la geometría de lengua de sal.

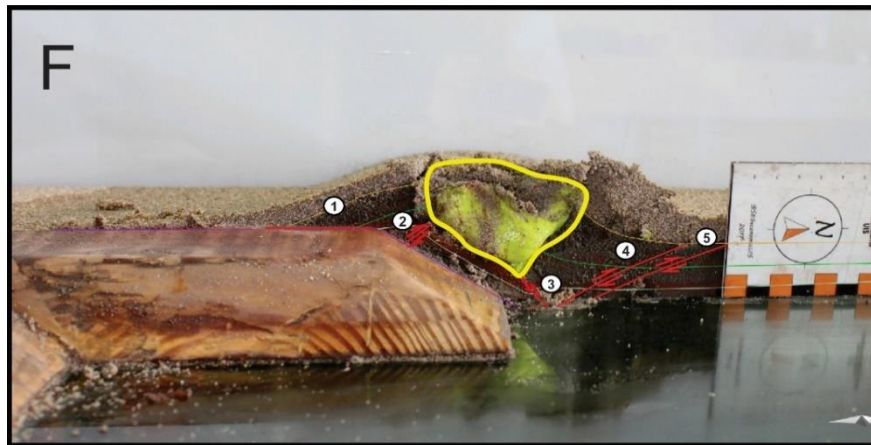
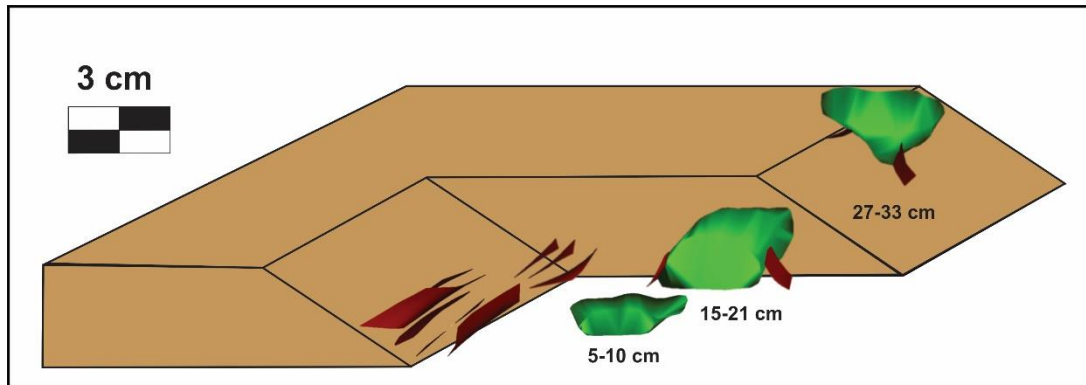


Figura 41. Corte transversal F del experimento CS\_C\_03, las fallas en el modelo son enumeradas de 1-5, en amarillo es delimitada la capa viscosa.

**5.3.3 Modelo 3D.** En la Figura 42 es presentado el modelo 3D generado a partir del experimento CS\_C\_03, el cual se encuentra seccionado para los segmentos de 5-10 cm, 15-21 y 27-33 cm ubicados en las rampas frontal trasera, lateral y frontal delantera respectivamente.

De este modelo vale la pena recalcar el crecimiento que presenta la capa viscosa a medida que se acerca e interactúa con la rampa lateral, evidenciando más claramente la estructura tipo horst

que limita la capa viscosa; además, es posible observar la geometría de lengua de sal que adquiere la capa viscosa durante el segmento de 27-33 cm.



*Figura 42.* Modelo digital 3D de la capa viscosa (verde) y los planos de falla (rojo) desarrollados en el experimento CS\_C\_03. La medida descrita corresponde al segmento del modelo que representan.

## 6. Discusión

El estudio de la formación y evolución de estructuras salinas, así como los procesos de diapirismo ha llevado a diferentes autores a implementar la metodología del modelamiento análogo para emular la tectónica salina, a través de modelos conducidos por mecanismos de fuerzas de flotabilidad, carga diferencial y/o esfuerzos tectónicos (tanto distensivos como comprensivos) utilizando materiales como polímeros de silicona para simular la deformación dúctil de la sal (Warsitzka, 2013; Koyi, 1993; Ventisette, 2005; Brun, 2009).

El desarrollo de estructuras salinas intrusivas o cuerpos diapíricos es relacionado principalmente a fallas normales durante procesos extensivos, de tal forma que son reconocidas como el mecanismo más eficiente para desencadenar procesos de diapirismo (Jackson and Vendeville, 1994). Por otro lado, los procesos de acortamiento son reconocidos como un mecanismo menos eficiente para el desarrollo de diapiros de sal (Vendeville, 1991), lo cual ha sido

debatido por diferentes autores que han logrado reproducir procesos de diapirismo en modelos análogos que representen ambientes compresivos que involucren basamentos extensionales (Ventisette, 2005; Dooley 2005). En los estudios de Ventisette (2005) sobre la Cuenca Meknes-Fes en Marruecos, es llevada a cabo una serie de modelos que sobreponen campos de deformación frágil y dúctil durante procesos de extensión y posterior compresión, simulando las fases de acortamiento Terciarias y Cuaternarias superpuestas sobre la extensión Mezosoica de la Cuenca Meknes-Fes (Brahim et al., 2002). El resultado de los experimentos produjo evidencias de que los procesos diapíricos son desarrollados durante las fases de acortamiento posterior a la extensión (Figura 43), a través de falla normales reactivadas o fallas inversas; lo cual puede ser correlacionado con lo observado en la sección de resultados de la presente investigación, donde los procesos de diapirismo se vieron favorecidos a través los planos de fallas inversas durante la compresión de los modelos (Ver Figura 28).

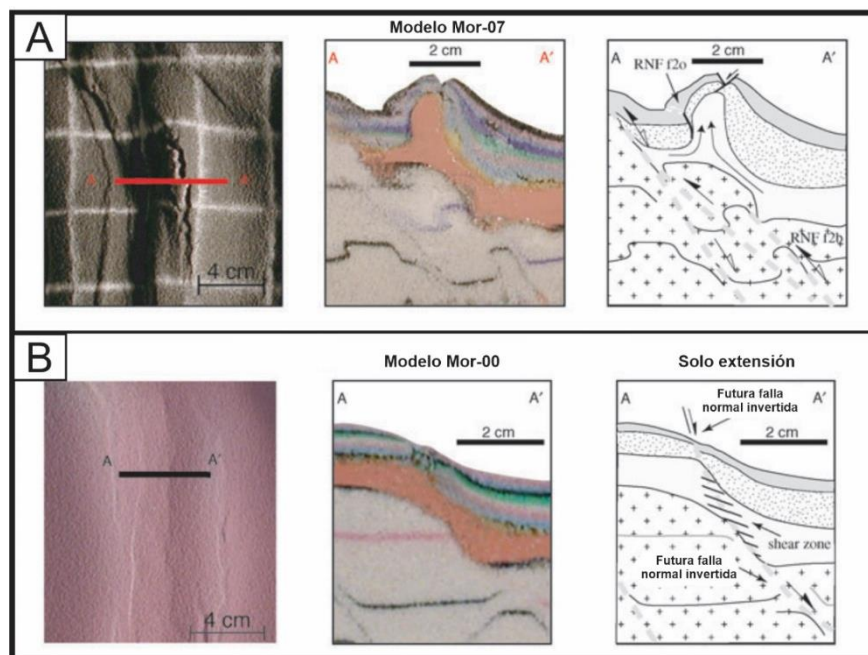


Figura 43. Evidencias de diapirismo durante compresión superpuesta a procesos de extensión. (A) Modelo Mor-07 de extensión y posterior compresión; (B) Modelo Mor-00 de solo extensión. Modificado de Ventisette (2005).

Por otro lado, Dooley (2005) estudia los efectos de sistemas de fallas de basamento extensionales en la generación y localización de diapiros durante ambientes transpresivos, por medio de una serie de modelos físicos que presentan la fase extensiva de una cuenca con límites asimétricos y un horst central predispuesto, seguida de su posterior inversión, hallando varias similitudes con las estructuras observadas en la Cuenca del Mar del Norte del Reino Unido y otras cuencas salinas. Los experimentos desarrollados por los autores permitieron concluir que en los puntos donde los sistemas de fallas extensionales intersectan son desarrolladas estructuras complejas en superficie donde se localiza la actividad diapírica (Figura 44.A), y que, además, los procesos de diapirismo son favorecidos a través de los planos de falla normales reactivadas (Figura 44.B), al igual que en los modelos de Ventisette (2005).

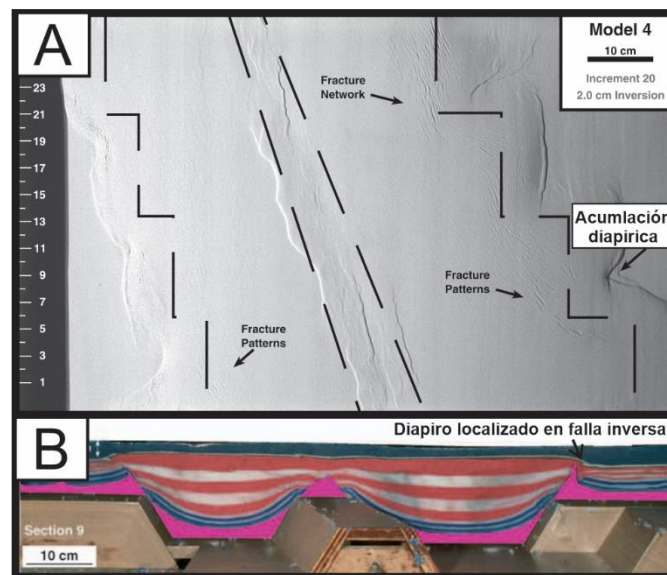
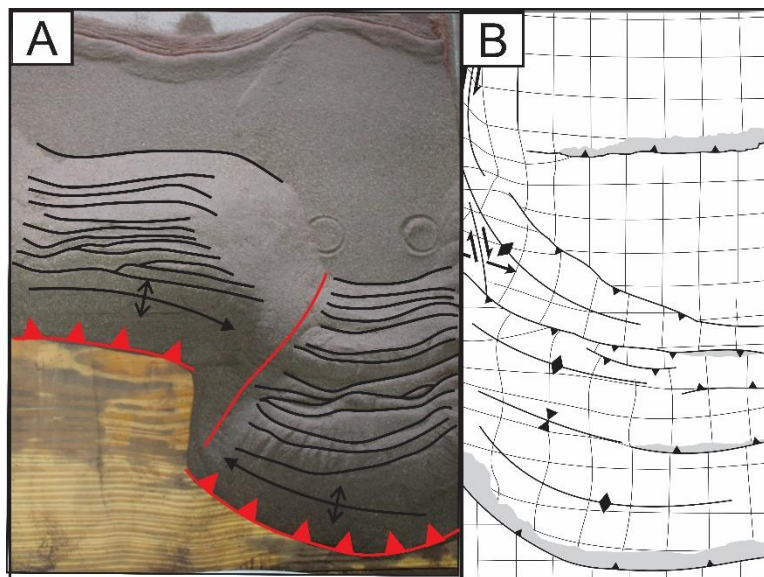


Figura 44. Localización de acumulaciones diapíricas. (A) Acumulación en intersección de sistema de fallas; (B) Emplazamiento diapírico a lo largo de falla inversa. Modificado de Dooley (2005).

De acuerdo a las configuraciones planteadas durante esta investigación, el modelamiento más aproximado en la literatura correspondería al trabajo de Cotton y Koyi (2000), donde se simula el desarrollo de acortamiento relacionado a frentes de cabalgamiento en sustratos tanto friccionales

como dúctiles implementando una rampa frontal, esto con el fin de realizar una comparación con las estructuras de la Cordillera de Sal y la Meseta Potwar de Pakistán. De este trabajo es de resaltar el contraste que se presenta en la propagación de la deformación entre los dos tipos de sustratos, donde el frente de deformación encima del sustrato dúctil exhibe una propagación más rápida y distante, además de una inflexión particular evidenciada en las estructuras plegadas, fallas inversas con vergencia tanto al foreland como al hinterland y estructuras tipo pop-up (Figura 45.B). Estos patrones de propagación distante e inflexión en las estructuras fueron igualmente observados durante esta investigación, más específicamente en la sección de la rampa frontal trasera de los modelos, a diferencia del segmento de la rampa frontal delantera, cuya propagación se ve restringida y no se presenta el mismo sentido de inflexión en las estructuras (Figura 45.A).



*Figura 45.* Comparación entre modelos. (A) Vista en planta del modelo CS\_A\_03; (B) Esquema estructural del frente de deformación de sustrato dúctil de un modelo de serie 2. Modificado de Cotton y Koyi (2000)

Por lo cual, después de realizar una comparación en planta de los modelos de Cotton y Koyi (2000) y los experimentos de la presente investigación que implementan dos rampas frontales interconectadas por una rampa lateral, es posible concluir que estos patrones de propagación e

inflexión en las estructuras son característicos de frentes deformacionales ubicados en el segmento de despegue trasero de zonas transversales.

A partir de los aportes realizados a la investigación de la tectónica salina por los autores en la bibliografía, y los resultados obtenidos durante la presente investigación, son establecidos los productos más valiosos del trabajo desarrollado. Los experimentos llevados a cabo componen una herramienta para estudiar el territorio colombiano, la deformación de la sal y sus estructuras asociadas en el contexto tectónico definido; su importancia recae en las estructuras salinas reproducidas y la semejanza de las estructuras con su prototipo natural.

**Estructuras salinas identificadas**

Los modelos de configuración (A) reprodujeron correctamente estructuras salinas de cabalgamiento sobre la rampa frontal trasera, que pueden ser observadas en la sección transversal B (Figura 46.A), donde se evidencia la intrusión de la capa viscosa a lo largo de los planos de falla de los retrocabalgamientos 6, 8 y 9.

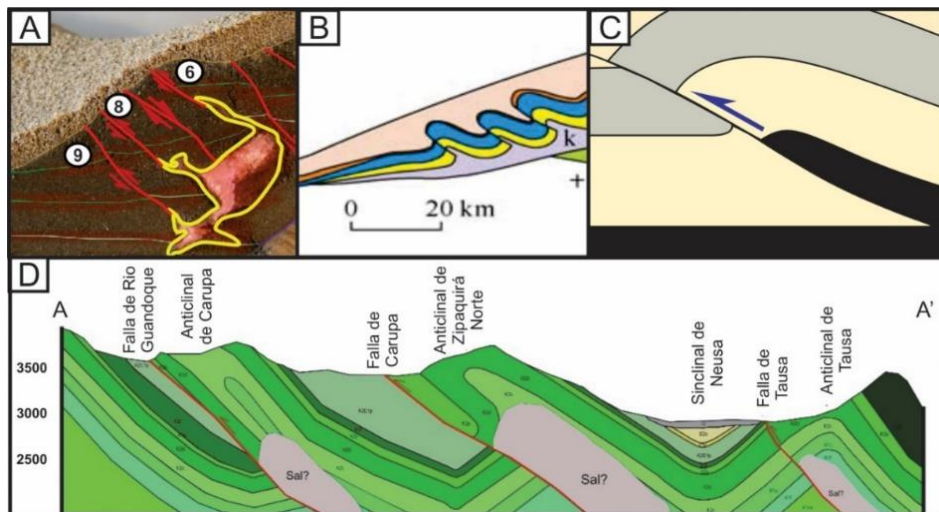


Figura 46. Estructuras salinas de cabalgamiento. (A) Sección central reflejada de la sección transversal B del modelo CS\_A\_03; (B) Sección compresiva de la Cuenca Kwanza (Modificado de Liu, 2011); (C) Diapirismo por cabalgamiento (Modificado de Fossen, 2010); (D) Sección A-A' (Modificado de García y Jiménez, 2016).

Este tipo de estructura es descrita por Fossen (2010) (Figura 46.C) como un ejemplo de procesos de diapirismo en regímenes compresivos, y además es caracterizada hacia el núcleo de estructuras plegadas en los trabajos de García y Jimenez (2016) y Liu (2011) en las secciones transversales elaboradas para las cuencas de carácter compresivo de la Sabana de Bogotá y Kwanza respectivamente (Ver Figura 46.D y 46.B).

Además de las estructuras salinas de cabalgamiento, fueron observadas estructuras de propagación lateral en las secciones transversales D y E del modelo CS\_A\_03 de configuración (A), representadas por las geometrías de glaciario de sal y hoja de sal identificadas, las cuales interrumpen la propagación de fallas en superficie (Figura 47.A y 47.B). Fossen (2010) caracteriza estas estructuras como salinas de madurez intermedia asociadas a deformación contractiva.

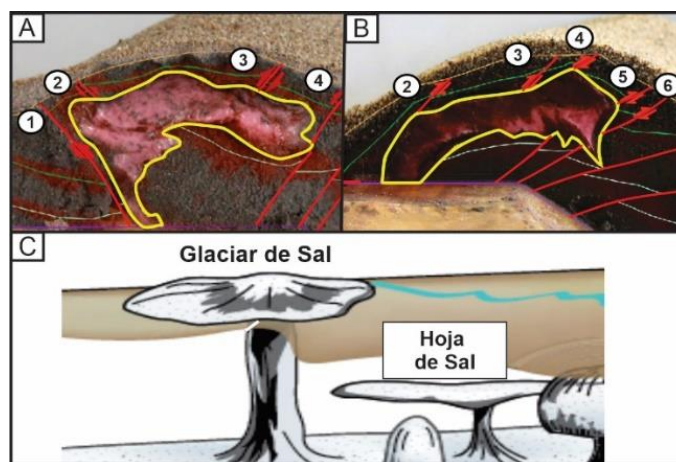


Figura 47. (A) Estructura de glaciario de sal en la sección transversal D del modelo CS\_A\_03; (B) Estructura de hoja de sal en la sección transversal F del modelo CS\_A\_03; (C) Glaciario de sal y hoja de sal, a partir de diagrama de estructuras salinas (Fossen, 2010).

La deformación uniforme a lo largo de los modelos de configuración (B) se vio representada en la tendencia de los retrocabalgamientos y la estructura de almohada de sal observada en diferentes

secciones (Ver Figura 48.A y 48.B); esta estructura se caracteriza por levantar su sobrecarga, pero no intruirla (Fossen, 2010).

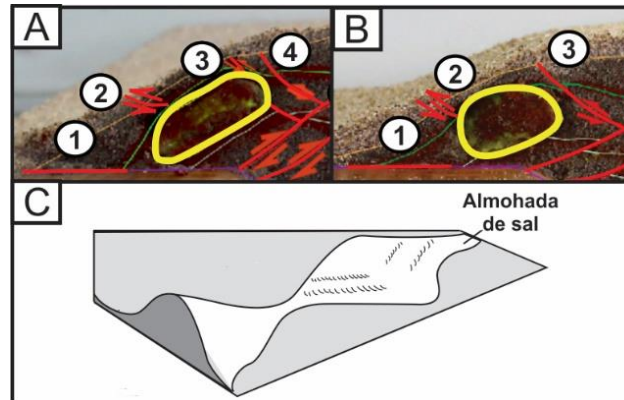


Figura 48. Estructuras de almohada de sal. (A) Sección transversal D del modelo CS\_B\_02; (B) Sección transversal E del modelo CS\_B\_02; (C) Almohada de sal, a partir de diagrama de estructuras salinas (Van Der & Marshak ,2004).

En cuanto a los modelos de configuración (C) fue posible identificar estructuras de tipo bulbo de sal (Figura 40) y lengua de sal (Figura 49.B) en el segmento de la rampa frontal trasera y delantera respectivamente, las cuales se caracterizan por levantar su sobrecarga abruptamente, generando estructuras tipo horst con la cubierta frágil, de tal forma que se ven limitadas lateralmente por fallas normales. Estos comportamientos pueden ser atribuidos al espesor de la capa que presenta el mayor tamaño de las tres configuraciones.

Las estructuras de cabalgamiento, hoja de sal, almohada de sal y lengua de sal reproducidas presentan una geometría prácticamente igual a sus análogos en el trabajo de Liu (2011) donde son caracterizadas como estructuras de zonas compresivas asociadas a pliegues, cabalgamientos y retrocabalgamientos que se hacen más gruesas al deformarse y pueden llegar a formar diapiros extensionales de naturaleza compresiva; patrones que pueden ser relacionados al emplazamiento de las estructuras salinas de cabalgamiento y hoja de sal hacia el núcleo de las estructuras plegadas,

y la formación de estructuras tipo horst por la lengua de sal con su sobrecarga, lo cual podría considerarse un diapiro extensional de naturaleza compresiva.

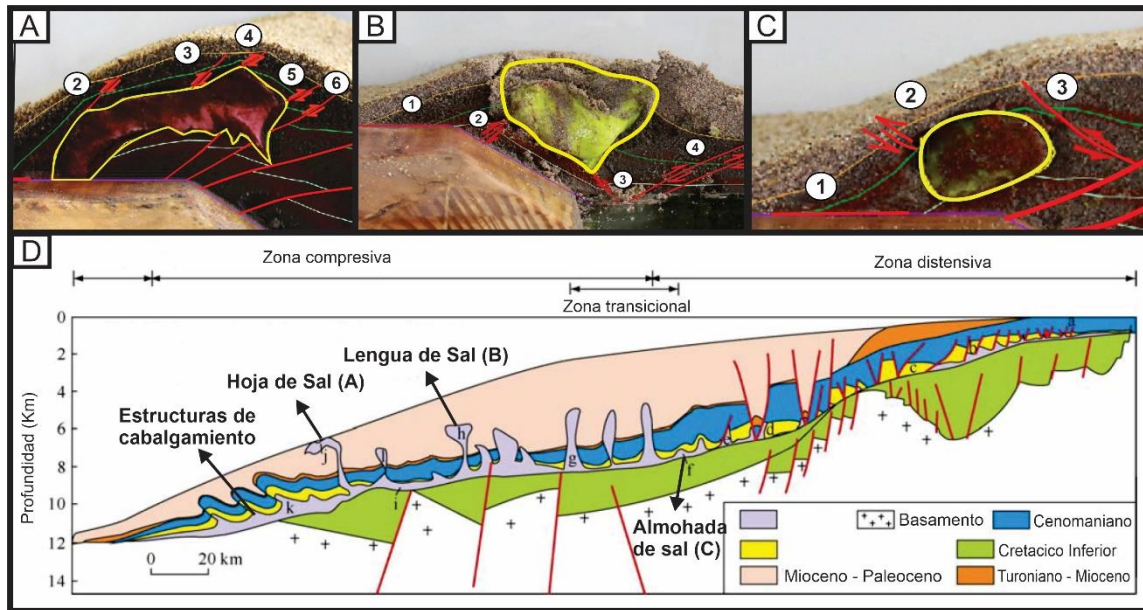


Figura 49. (A) Estructura de hoja de sal en la sección transversal F del modelo CS\_A\_03; (B) Estructura de lengua de sal en la sección transversal F del modelo CS\_C\_03; (C) Estructura de almohada de sal en la sección transversal C del modelo CS\_C\_03. D) Sección transversal de la Cuenca de Kwanza (Modificado de Liu, 2011).

De acuerdo a las semejanzas tanto estructurales como geométricas de las estructuras reproducidas en los experimentos con lo expuesto por los diferentes autores mencionados, tanto para la teoría como para ejemplos en la naturaleza, es correcto afirmar que la capa viscosa emulo satisfactoriamente la reología de la sal, lo cual nos permite establecer características para las estructuras salinas formadas durante regímenes compresionales de acuerdo a la escala utilizada, de tal forma que las secuencias evaporíticas de mayor espesor ( $\approx 1.8$  km) al ser deformadas tenderán a adquirir características geométricas de bulbo y lengua de sal, conformando estructuras tipo horst por el levantamiento abrupto de su sobrecarga; mientras que secuencias menos espesas

( $\approx 0.5$  km) tenderán a evolucionar a estructuras de tipo hoja de sal, glaciar de sal y almohada de sal plegando su sobrecarga e interrumpiendo la propagación de fallas en superficie.

### **Interpretación estructural y comparación con ejemplos naturales de la Sabana de Bogotá**

A pesar de que las configuraciones planteadas durante esta investigación representan una configuración simplificada de los factores que afectan la deformación en la región noroccidental de la Sabana de Bogotá, los resultados de los experimentos presentan una gran semejanza con las estructuras cartografiadas por diferentes autores en trabajos de la región.

Al realizar una comparación entre el estado post-tectónico en planta de los modelos y la sección oeste de la Plancha 209 Zipaquirá que contiene la zona de estudio, es posible observar que el rasgo estructural más relevante y concordante corresponde al lineamiento observado sobre la rampa lateral en los modelos de las tres configuraciones (Figura 50.A, 50.B y 50.C), el cual define la posición relativa del resto de estructuras, conformando una zona transversal; su equivalente en la Plancha 209 corresponde a la Falla del Neusa, la cual es caracterizada por García y Jiménez (2016) como una falla transversal que influyó en la terminación de las fallas inversas de Carupa y Río Guandoque de dirección NE, con las cuales también conforma una estructura de cola de caballo.

Estos patrones mencionados por los autores son observados también con la Falla de Sutatausa en la Plancha 209, e igualmente en los modelos, donde el lineamiento de la rampa lateral interrumpe una configuración de retrocabalgamientos ubicada sobre la rampa frontal trasera, la cual correspondería al sistema de fallas longitudinales de la zona transversal. Sin embargo, cabe resaltar que solo en los modelos de configuración (B) (Figura 50.B) este lineamiento o falla transversal es simétrico con su análogo en la Plancha 209, y evidencia estructuras de cola de caballo con los retrocabalgamientos o fallas longitudinales de la rampa frontal trasera. Por lo cual,

es posible inferir que la ausencia de la capa viscosa en la rampa lateral para esta configuración fue un factor que permitió reproducir mejor la deformación a lo largo de la zona transversal; factor que puede ser asociado a la falta de reportes de niveles evaporíticos a lo largo de la Falla del Neusa, lo cual indica que la influencia de la sal fue menor en la deformación a lo largo de la zona transversal.

Hacia la región hinterland de los modelos es posible observar un pliegue anticlinal sobre la rampa frontal trasera y el plano superior del bloque rígido, el cual es limitado por el cabalgamiento principal e interrumpido lateralmente por el lineamiento o falla transversal de la rampa lateral, hacia la cual desarrolla un cabeceo; este pliegue puede ser comparado con el Anticlinal de Nemocón (Ver Figura 50.D), el cual se ve limitado hacia el SE en su segmento norte e intermedio por la Falla de Nemocón (Montoya & Reyes, 2003) la cual correspondería al cabalgamiento principal del sistema; y además, si se realiza una proyección de la Falla del Neusa siguiendo el patrón de su curvatura, es posible observar cómo está interrumpido el anticlinal hacia su sección intermedia, donde se observa un aumento en la complejidad estructural y el eje del anticlinal se encuentra desplazado hacia el oriente (Montoya & Reyes, 2003). La semejanza en las características descritas permite inferir que el análogo del pliegue observado en los modelos corresponde al Anticlinal de Nemocón.

Las estructuras mencionadas anteriormente se ubican sobre la rampa lateral, rampa frontal trasera y el plano superior del bloque rígido en los modelos; estas asemejan correctamente la configuración estructural de la sección NW de la plancha 209, comprendida entre la Falla del Neusa y la terminación NE de las fallas inversas de Río Guandoque, Carupa, Sutatausa y Nemocón.

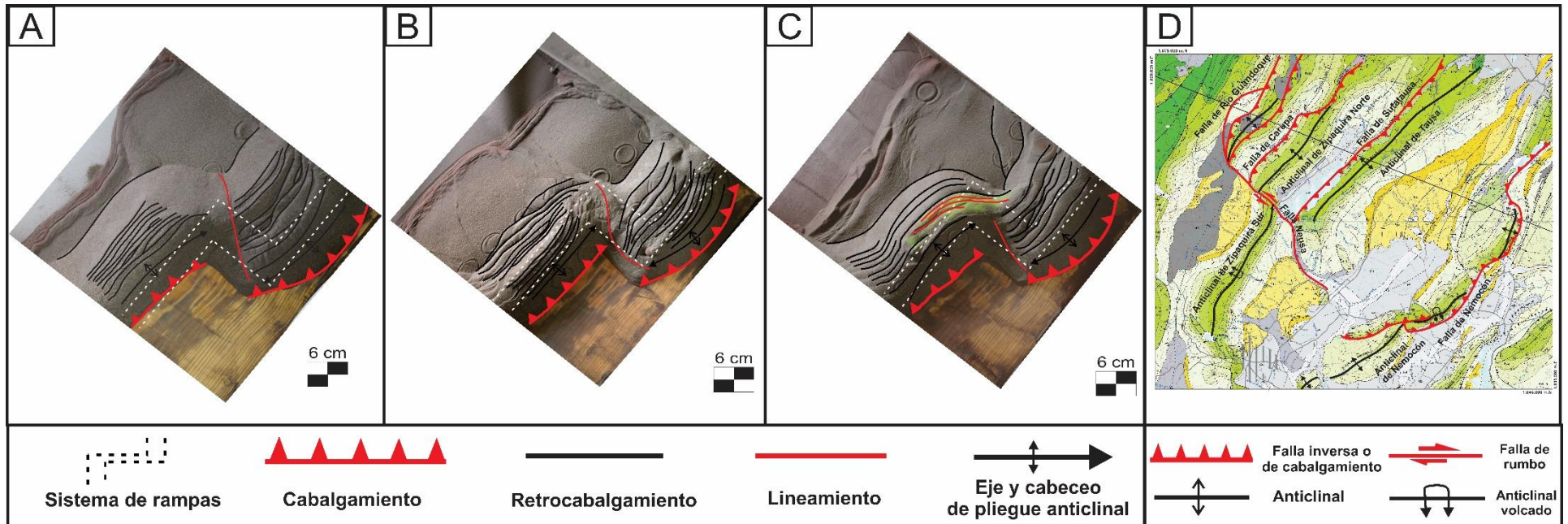


Figura 50. Comparación en planta del estado final de los modelos con la Plancha 209 Zipaquirá. (A) Estado final del modelo CS\_A\_03; (B) Estado final del modelo CS\_B\_02; (C) Estado final del modelo CS\_C\_03; (D) Sección oeste de la Plancha 209 Zipaquirá. Modificado de Montoya y Reyes (2003).

En cuanto a las estructuras generadas en el segmento opuesto de los modelos (rampa frontal delantera), es posible relacionar el anticlinal ubicado sobre la rampa frontal y el plano superior con el Anticlinal de Zipaquirá Sur, donde la mayor semejanza se observa con los modelos de configuración (B) (Figura 50.B) en los cuales se observa un componente de rumbo o desplazamiento en el anticlinal a medida que se acerca a la rampa lateral, al igual que su análogo en la plancha 209, sin embargo, cabe recalcar que la estructura en la cartografía no se observa limitada por un cabalgamiento como la estructura en los modelos; esto puede ser justificado haciendo una revisión de las estructuras generadas en los modelos de configuración C que presentan la capa viscosa de mayor espesor (Ver Figura 41 y 51.C), los cuales evidencian como la acumulación de material dúctil restringe el desarrollo de fallas, lo cual puede ser relacionado a la abundante concentración de sal en el Anticlinal de Zipaquirá Sur la cual al ser deformada limita el desarrollo de fallas longitudinales en superficie. Además, es de mencionar que la escala entre la plancha y los modelos es diferente, y que las configuraciones de esta investigación representan un sistema idealizado de la deformación en la zona, por lo cual no se observan estructuras idénticas, pero sí patrones de deformacionales similares.

A partir de las estructuras observadas en los modelos y su semejanza con la cartografía, es posible sugerir que la Falla del Neusa corresponde a la expresión superficial de la rampa lateral de un sistema transversal, lo que permite clasificarla como una falla transversal de cinemática sinistral, cuya transferencia de desplazamiento se observa entre el Anticlinal de Zipaquirá Norte y el Anticlinal de Zipaquirá Sur; lo cual establece un argumento a favor de la caracterización estructural que otorgan García y Jiménez (2016) a la Falla del Neusa. Teniendo en cuenta lo establecido a partir de la comparación entre los modelos y el prototipo natural, y la escala longitudinal utilizada en los experimentos, fue establecida la posible localización del sistema de rampas en la zona de estudio (Figura 51).



longitudinales por las cuales se dio la intrusión de la sal en las rocas de la Formación Chipaque. Este emplazamiento se ve expresado a través de las fallas inversas de Río Guandoque, Carupa y Tausa, en la sección A-A' elaborada por los autores (Ver Figura 46.D), donde se establece la localización de la sal en el núcleo de los anticlinales de Carupa, Zipaquirá Norte y Tausa.

Al realizar una comparación entre la vista en planta del modelo CS\_A\_03 (Figura 52.B) y el mapa geológico elaborado por García y Jiménez (2016) (Figura 52.A), es posible observar como la ubicación de las secciones A-A' y C-C' corresponde a la de las secciones transversales B-B' y E-E' respectivamente, puesto que se localizan en el mismo segmento del sistema transversal, lo cual nos permite concluir que una comparación entre las secciones es válida, la cual será realizada a detalle más adelante.

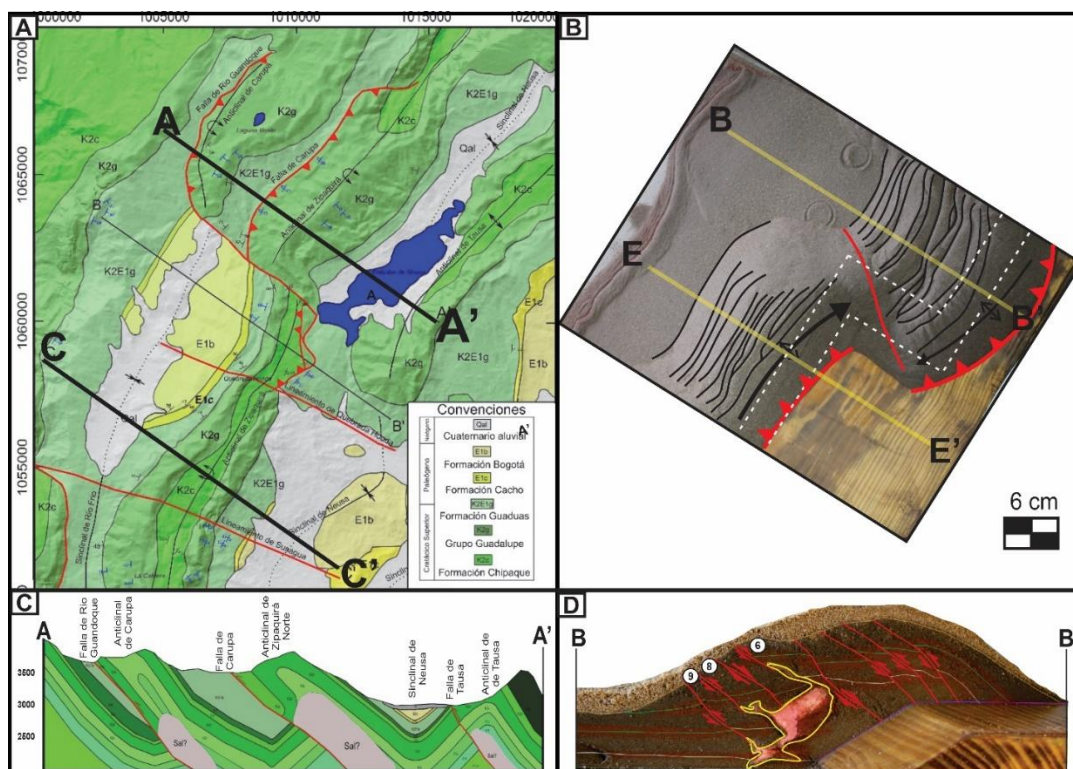


Figura 52. (A) Mapa geológico elaborado por García y Jiménez (2016); (B) Vista en planta del modelo CS\_A\_03; (C) Sección A-A' por García y Jiménez (2005); (D) Sección transversal B del modelo CS\_A\_03.

Como es mencionado en el primer ítem de la discusión, en el corte transversal B del modelo CS\_A\_03 (Figura 52.D) fueron identificadas estructuras salinas de cabalgamiento donde la capa viscosa intruye el material granular a través de los planos de las fallas inversas 6, 8 y 9, lo cual concuerda con la localización que dan los autores a la sal en los Anticlinales de Carupa, Zipaquirá Norte y Tausa (Figura 52.C), evidenciando una similitud en los procesos de diapirismo, los cuales son favorecidos a través de los planos de fallas inversas del Sistema Transversal del Neusa.

Estos procesos se asemejan a los descritos en los trabajos de Ventisette (2005) y Dooley (2005) mencionados anteriormente, donde se evidencia que los procesos de diapirismo son favorecidos a través de prefeddeformaciones extensionales durante procesos de acortamiento, de tal forma que el diapirismo ocurre a través de fallas normales reactivadas durante fases de inversión tectónica (Ver Figura 43.A y Figura 44.B); estas condiciones extensionales pueden ser correlacionadas al uso del bloque rígido durante la presente investigación, el cual emula el sistema tridimensional a profundidad de una zona transversal, asociado a anisotropías del basamento que controlan la deformación en la cubierta sedimentaria (Jiménez et. Al, 2012).

Por lo cual, partiendo de la idea de que los procesos de diapirismo durante procesos de acortamiento están asociados a predeformaciones extensionales, y que las estructuras de cabalgamiento fueron reproducidas en el segmento de la rampa frontal trasera del sistema transversal, es posible establecer que la intrusión de los niveles salinos en la Formación Chipaque en los Anticlinales de Carupa, Zipaquirá Norte y Tausa se vio controlada por la Zona transversal del Neusa, la cual desarrollo una serie de fallas inversas o fallas longitudinales que emplazaron la sal por encima de los planos de falla hacia el núcleo de las estructuras plegadas, lo cual concuerda con lo propuesto por García y Jimenez (2016) y Ujueta (1965) donde los autores soportan que la

intrusión de sal en el Anticlinal de Zipaquirá es producto de un factor estructural preexistente (zona transversal).

De igual forma, las semejanzas observadas entre los experimentos y su prototipo natural, tanto en las estructuras en planta como en sección transversal, pueden constituir un argumento a favor del origen cretácico de la sal, puesto que los procesos de diapirismo fueron atribuidos a la implementación del bloque rígido y la disposición cretácica (horizontal) de la capa viscosa.

### **Geometría del Anticlinal de Zipaquirá Sur**

Durante el trabajo de García y Jiménez (2016) los autores caracterizan el Anticlinal de Zipaquirá Sur como un pliegue asimétrico volcado limitado hacia el norte por la Falla del Neusa y al sur por la Zona de Deformación de Zipaquirá, con un eje axial de rumbo N40°E y un núcleo donde afloran las rocas de la Formación Chipaque generando pendientes bajas redondeadas, el cual se encuentra rodeado por zonas escapadas hacia los flancos que corresponden con las rocas competentes del Grupo Guadalupe. En este sector es donde se presenta la mayor complejidad de la zona de estudio y la exposición de cuerpos salinos controlados en su emplazamiento por el Lineamiento de Zipaquirá (García & Jiménez, 2016), además de ser el lugar de extracción de los depósitos de sal, donde la sal es caracterizada por encontrarse interestratificada y plegada con sedimentos clásticos bituminosos (Ujueta, 1965).

Las características estructurales y estratigráficas mencionadas por los autores se ajustan a la clasificación que da Ujueta (1965) a la estructura plegada, al definirla como un “anticlinal de sal”, cuya evolución y características geométricas son el producto de la compresión e interacción de la secuencia sedimentaria con un sistema transversal atribuido a la Falla del Neusa, lo cual generó el cabeceo de la estructura, y una acumulación evaporítica hacia el núcleo del anticlinal. Esta evolución puede ser descrita haciendo una revisión de la sección transversal E del modelo

CS\_A\_03 (Figura 53.B) y la sección C-C' elaborada por García y Jiménez (2016) (Figura 53.A), puesto que presentan la misma ubicación en el sistema transversal, hacia el segmento de la rampa frontal delantera (Ver Figura 52 para más claridad).

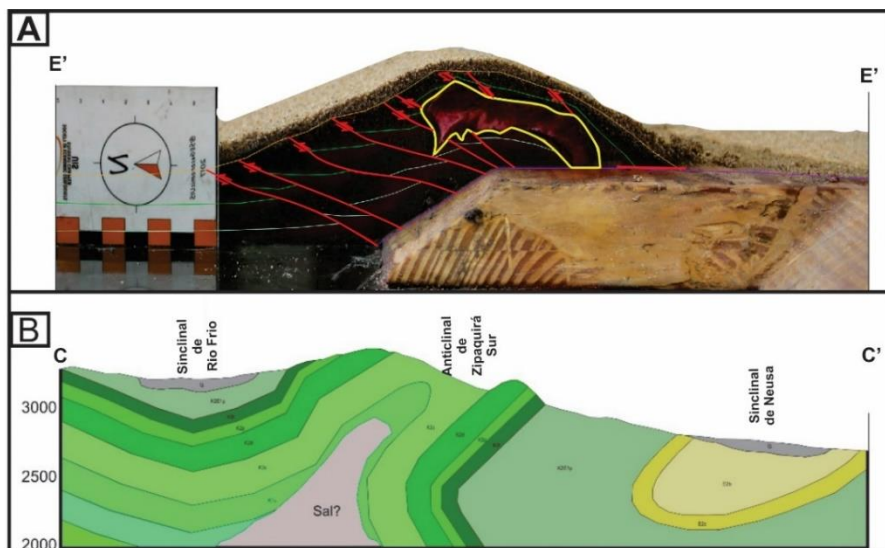


Figura 53. Comparación de secciones. (A) Sección transversal E del modelo CS\_A\_03; Sección C-C', Modificado de García y Jiménez (2016).

Al detallar las secciones transversales presentadas en la Figura 53, es posible observar como ambas presentan una estructura anticlinal cuyo flanco delantero es en donde se presenta el mayor grado de deformación. A medida que los pliegues interactúan con la zona de despegue de la zona transversal, estos son desplazados por encima de la rampa frontal, adquiriendo la geometría de la misma, lo cual genera el volcamiento del Anticlinal de Zipaquirá Sur y su ubicación sobre la rampa frontal (Figura 53.B), y en el modelo genera el desplazamiento de la estructura anticlinal sobre el la rampa frontal y el plano superior del bloque rígido (Figura 53.A); esto puede ser interpretado como si el modelo representara un grado evolutivo posterior, puesto que las estructuras anticlinales siguen el mismo patrón deformacional condicionado por la rampa frontal. Simultáneamente con la deformación de los anticlinales, se ven deformados los niveles salinos y la capa viscosa, los cuales son extruidos de su posición horizontal generando cambios de espesor, y un emplazamiento

hacia el núcleo de las estructuras plegadas que acumulo material dúctil evolucionando a una estructura salina de propagación lateral la cual levantando su sobrecarga y restringió el desarrollo de fallas en superficie.

A partir de lo anterior es posible concluir que la evolución del Anticlinal de Zipaquirá Sur durante los procesos de acortamiento Cenozoicos se vio influenciada principalmente por su posición en el sistema transversal atribuido a la zona, de tal forma que interactuó con la rampa frontal delantera, generando cambios de espesor en los niveles salinos que se acumularon hacia el núcleo de la estructura plegada con una geometría que varía entre hoja de sal y lengua de sal, levantando su sobrecarga, volcando el Anticlinal y controlando el desarrollo de estructuras en superficie.

## **7. Conclusiones**

La reproducción de las estructuras salinas de cabalgamiento, hoja de sal, lengua de sal, almohada de sal, bulbo de sal y glaciador de sal por la capa viscosa permiten calificar el material como adecuado para el modelamiento análogo de la tectónica salina, aportando validez a los experimentos.

De acuerdo a las configuraciones estructurales planteadas y sus estructuras salinas reproducidas, es posible relacionar secuencias evaporíticas de gran espesor ( $\approx 1.8$  km) a estructuras evolutivas de tipo lengua de sal y bulbo de sal, y secuencias evaporíticas de menor espesor ( $\approx 0.5$  km) a estructuras de tipo hoja de sal y almohada de sal; para procesos de acortamiento que involucren zonas transversales.

Las estructuras observadas en planta durante la deformación de los modelos y su semejanza con las estructuras de la región noroccidental de la Sabana de Bogotá permiten sugerir una zona

de transferencia en el área de estudio, cuya rampa lateral se expresa en superficie por la Falla del Neusa.

Los experimentos permitieron evaluar los procesos de diapirismo durante el régimen compresional asociado a la Orogenia Andina, los cuales se ven favorecidos por medio de la evolución de zonas transversales que permiten el desarrollo de fallas longitudinales que facilitan el emplazamiento de la sal a través de sus planos de falla, conformando un argumento a favor del origen cretácico de la sal y su localización en el núcleo de estructuras plegadas como el Anticlinal de Zipaquirá Norte, Anticlinal de Carupa y Anticlinal de Tausa.

La geometría del Anticlinal de Zipaquirá Sur se ve condicionada por la interacción de la secuencia sedimentaria que presenta niveles salinos espesos con la rampa frontal delantera del sistema transversal, lo cual generó una acumulación salinífera hacia el núcleo de la estructura con una geometría que puede variar entre hoja de sal y lengua de sal, volcando el anticlinal y restringiendo el desarrollo de fallas en superficie.

## **8. Recomendaciones**

Se recomienda realizar otros modelos análogos que involucren una capa base dúctil localizada infrayacente o intercalada con la secuencia sedimentaria frágil, caracterizada por presentar un mayor espesor en el sector de la rampa frontal delantera y un menor espesor en el sector de la rampa lateral, esto con el objetivo de simular una base evaporítica continua entre las estructuras que reportan cuerpos de sal, cuya influencia en la deformación sea mayor en el segmento de la rampa frontal delantera y menor a lo largo de la zona transversal.

### Referencias Bibliográficas

- Acosta, J., Lonergan, L., and Coward, M.P. (2004). Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3): 181-194.
- Acosta, J. (2002). Estructura tectónica y modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena, Colombia. *Publicaciones Especiales de Ingeominas*.
- ANH, (2007). *Geology and Hydrocarbon Potential: Eastern Cordillera Basin*
- Bande, A., Horton, B.K., Ramírez, J.C., Mora, A., Parra, M., and Stockli, D.F. (2012) Clastic deposition, provenance, and sequence of Andean thrusting in the frontal Eastern Cordillera and Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 124(1-2): 59-76.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O., Jimenez, G., Mesa, A., and 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, London, Special Publications*, 377(1): 285-314.
- Billings, M. P., & Billings, M. P. (1972). *Structural geology* (No. 551.1 B5). Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall
- Boyer, S.E. and Elliott, D. (1982). Thrust systems: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, no. 9, p. 1196–1230.

- Brahim, L. A., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., ... & Bouaza, A. (2002). Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics*, 357(1-4), 187-205.
- Anderson, E. M. (1951). The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Hafner Pub. Co.
- Brun, J. P., & Mauduit, T. P. O. (2009). Salt rollers: Structure and kinematics from analogue modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 26(2), 249-258.
- Burg, J., (2016). Lithospheric strength profiles. Consultado el 20 de octubre del 2016 en: <https://goo.gl/B11hlj>
- Butler, R.W.H. (1982). The terminology of structures in thrust belts: *Journal of Structural Geology*, v. 4, no. 3, p. 239–245.
- Byerlee, J.D. (1978). Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics* 116, 615–626.
- Cadell, H.M. (1888). Experimental researches in mountain building. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, 35,337-360.
- Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, J., and Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79(10): 1421-1443.
- Costa, C. H. (2006). Guía de estudio para las clases teóricas del curso de Geología Estructural. Universidad Nacional de San Luis, Argentina.
- 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.

- Davison, I., Jones, I. and Waltham, D. (2013). Seismic Imaging of Salt Diapirs: Problems and Pitfalls. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013.
- Dixon, J. M. and Spratt, D. A. (2004). Deformation at lateral ramps and tear faults—centrifuge models and examples from the Canadian Rocky Mountain Foothills, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 239– 258.
- Dooley, T. P., & Schreurs, G. (2012). Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574, 1-71.
- Dooley, T., McClay, K. R., Hempton, M., & Smit, D. (2005, January). Salt tectonics above complex basement extensional fault systems: results from analogue modelling. In Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series (Vol. 6, No. 1, pp. 1631-1648). Geological Society of London.
- Fossen, H. (2010). Structural geology. University of Bergen, Norway. Cambridge University Press, New York.
- García, H., & Jiménez, G. (2016). Análisis estructural del Anticlinal de Zipaquirá (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (39), 21-32.
- Ge, H., M. P. A. Jackson, B. Vendev (1997). Deformation of Prograding Wedges above a Ductile Layer--Applications of Physical Models to Geologic Examples : ABSTRACT. AAPG Bulletin, 81 (1997).
- Ghosh, S. K., & Ramberg, H. (1968). Buckling experiments on intersecting fold patterns. *Tectonophysics*, 5(2), 89-105.
- Gilbert, S. W., & Ireton, S. W. (2003). Understanding models in earth & space science. NSTA press.

- Graveleau, F., Malavieille, J. and Dominguez, S. 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538-540 (2012) 1–66.
- Griem, W., & Griem-Klee, S. (2016). Museo Virtual, Geología. Obtenido de <https://www.geovirtual2.cl/Museovirtual/053a01geo.htm>.
- Harris, L.D. (1970). Details of thin-skinned tectonics in parts of Valley and Ridge and Cumberland Plateau provinces of the southern Appalachians. In: Fisher, G.W., Pettijohn, F.J., Reed, J.C., and Weaver, K.N. (Eds.). *Studies of Appalachian Geology: Central and Southern*. Interscience. New York, pp. 161-173.
- Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., and Stockli, D.F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122(9-10): 1423-1442.
- Hubbert, M. K. (1937). Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Bull. Geol. Soc. Am.* 48, pp. 1459-1520.
- Hudec, M. and Jackson, M. (2007). Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, 82(1-2), pp.1-28.
- Jackson, M. and Talbot, C. (1986). External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97(3), p.305.
- Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C. and Schultz-Ela, D.D., (1994). Structural dynamics of salt systems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 93–117.
- Jacobein, Frank, Jr., and Kaner, W.H., (1974), Structure of Broadtop synclinorium and its implications for Appalachian structural style: *American Association of Petroleum Geologists*

Bulletin, v. 58, no. 3, p. 362–375.

Jia Chengzao, Zhao Wenzhi, Wei Guoqi. (2003). Salt structures and exploration of oil and gas. *Petroleum Exploration and Development*, 30(2): 17-19.

Jiménez, G., Rico, J., Bayona, G., Montes, C., Rosero, A., and Sierra, D. (2012). Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the southern Upper Magdalena Valley of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39: 184-201.

Julivert, M., (1963). Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogota y los mecanismos de la formación de las estructuras, *Boletín de Geología*, Nos. 11, 5 – 21. UIS

Kammer, A., and Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 412-422.

Klinkmüller, M. (2011). Properties of analogue materials, experimental reproducibility and 2D/3-D deformation quantification techniques in analogue modelling of crustal-scale processes. Ph.D. thesis, University of Bern.

Koyi, H. (1997). Analogue modelling: from a qualitative to a quantitative technique—a historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, 20(2), 223-238.

Li S, Abe S, Reuning L, Becker S, Urai JL, Kukla PA. Numerical modeling of the displacement and deformation of embedded rock bodies during salt tectonics—a case study from the South Oman Salt Basin. In: Alsop I, editors. *Salt tectonics, sediments and prospectivity*. Geological Society Special Publication. (2012a);363:503–20.

Li, S. Y., & Urai, J. L. (2016). Rheology of rock salt for salt tectonics modeling. *Petroleum Science*, 13(4), 712-724.

- Li, S. Y., & Urai, J. L. (2016). Rheology of rock salt for salt tectonics modeling. *Petroleum Science*, 13(4), 712-724.
- Liu, Z. and Li, J. (2011). Control of salt structures on hydrocarbons in the passive continental margin of West Africa. *Petroleum Exploration and Development*, 38(2), pp.196-202
- Lobo-Guerrero (1996). Excursión Geológica por la Sabana de Bogotá, Colombia. XII Congreso Colombiano de Geología.
- Lozano, A., Castro, W. y Linares, R (2003)., Modelamiento y análisis estructural del anticlinal de Zipaquirá y su aplicación a la interpretación a zonas de piedemonte. VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. 2003, 11 P.
- McClay, K.R. (1981). What is a thrust? What is a nappe? In: McClay, K.R. & Price, N.J. (eds). *Thrust and Nappe Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, 9, 7-12.
- McLaughlin Jr, D. H. (1972). Evaporite deposits of Bogotá area, cordillera oriental, Colombia. *AAPG Bulletin*, 56(11), 2240-2259.
- Mclaughlin, D. & Arce, M. (1972). Geología del Area Zipaquirá (Zona IV). Informe Preliminar 109. INGEOMINAS. 267p. Bogotá.
- Montoya, D. y Reyes, G., (2003), Geología de la Plancha 209 Zipaquirá. INGEOMINAS, Bogotá, Colombia, 156 P.
- Neal, J. T., & Magorian, T. R. (1997). Geologic site characterization (GSC) principles derived from storage and mining projects in salt, with application to environmental surety. *Environmental Geology*, 29(3-4), 165-175.
- Pfiffner, O. A. (2017). Thick-skinned and thin-skinned tectonics: a global perspective. *Geosciences*, 7(3), 71.

- Poblet, J., & Lisle, R. J. (2011). Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts. Geological Society, London, Special Publications, 349(1), 1-24.
- Pohn, H. A. (2000). Lateral ramps in the folded Appalachians and in overthrust belts worldwide: a fundamental element of thrust-belt architecture. USGS Bulletin 2163. United States. Department of the Interior. United States Geological Survey.
- Poliakov, A. N. B., Podladchikov, Y., & Talbot, C. (1993). Initiation of salt diapirs with frictional overburdens: numerical experiments. *Tectonophysics*, 228(3-4), 199-210.
- Poliakov, A., & Podladchikov, Y. (1992). Diapirism and topography. *Geophysical Journal International*, 109(3), 553-564.
- Ramberg, H. (1967). Gravity, deformation and the Earth's crust: as studied by centrifuged models. Academic Press.
- Rich, J. L. (1934). Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *AAPG Bulletin*, 18(12), 1584-1596.
- Rodas R. y Rousé P., (2010). Analisis comparativo para la medición del ángulo de reposos de suelos granulares. *Revista de la Construcción*, Volumen 9, Nº 1.
- Römer, M. M., & Neugebauer, H. J. (1991). The salt dome problem: a multilayered approach. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B2), 2389-2396.
- Rosello E.A. (2001). Sistemas tectonicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. *Asociacion Geologica Argentina, Serie D: Publicación especial*, nº 5, pp 19-43.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., and Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 383-411.

- Saylor, J.E., Horton, B.K., Stockli, D.F., Mora, A., and Corredor, J. (2012). Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement-involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39: 202-215.
- Schellart, W. P. (2002). Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, 1-6.
- 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.
- Schmeling, H. (1987). On the relation between initial conditions and late stages of Rayleigh-Taylor instabilities. *Tectonophysics*, 133(1-2), 65-80.
- Solaque D. P y Lizcano A. (2008). Ángulo de fricción y ángulo de reposo de la arena del guamo, *Revista Épsilon* N° 11, 7-20.
- Stüwe, K., (2007). *Geodynamics of the lithosphere, quantitative description of geological problems*. Springer-Verlag, 33-37p.
- Thomas, W.A. (1990). Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83(3): 727-744.
- Thomas, W.A., and Bayona, G. (2002). Palinspastic restoration of the Anniston transverse zone in the Appalachian thrust belt, Alabama. *Journal of Structural Geology*, 24(4): 797-826.
- Ujueta, G. (1965). Sal en la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, (21), 5-18.
- Van der, B., & Marshak, S. (2004). Primary and Nontectonic Structures. En *Earth Structure. An Introduction to Structural Geology and Tectonics* (pág. 656). Nueva York: Norton & Company, Inc.

- Van Keken, P., Spiers, C., van den Berg, A. and Muzyert, E. (1993). The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, 225(4), pp.457-476.
- Velandia, F. (2010). Hidrogeología regional de la Sabana de Bogotá. Universidad de Antioquía.
- Vendeville, B. C., Ge, H., & Jackson, M. P. A. (1995). Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. *Petroleum Geoscience*, 1(2), 179-183.
- Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A. (1991). Deposition, extension and the shape of down-building salt diapirs (Abstract). *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 75, 687–689.
- Ventisette, C. D., Montanari, D., Bonini, M., & Sani, F. (2005). Positive fault inversion triggering ‘intrusive diapirism’: an analogue modelling perspective. *Terra Nova*, 17(5), 478-485.
- Villamil, T. (1999). Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4), 239-275.
- Warren, J. K. (2006). *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Science & Business Media.
- Warsitzka, M., Kley, J., & Kukowski, N. (2013). Salt diapirism driven by differential loading—Some insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, 591, 83-97.
- Warsitzka, M., Kley, J., & Kukowski, N. (2013). Salt diapirism driven by differential loading—Some insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, 591, 83-97.
- Weijermars, R., (1986a). Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics*, 124, 325-358.
- Willis, B. (1893). The mechanics of Appalachian structure. US Geological Survey 13th Annual Report, Part 2, 21 1-282

- Wilson, C.W., and Stearns, R.G. (1958). Structure of the Cumberland Plateau, Tennessee. Geological Society of America Bulletin, 69(10): 1283-1296.
- Woidt, W. D. (1978). Finite element calculations applied to salt dome analysis. Tectonophysics, 50(2-3), 369-386.
- 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.