



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CENTRO DE GEOCIENCIAS, CGEO**

**Análisis de la deformación y hundimiento activo causado por la desecación del lago del maar Rincón de Parangueo (Guanajuato, México) mediante modelos análogos y perfiles de Radar de Penetración Terrestre (RPT)**

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
**LUIS ROCHA TREVIÑO**

TUTOR PRINCIPAL  
JOSÉ JORGE ARANDA GÓMEZ (UNAM, CGEO)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR  
DRA. ELISA FITZ DÍAZ (UNAM, Instituto de Geología)  
DR. GERARDO CARRASCO NUÑEZ (UNAM, CGEO)  
DR. LUIS MARIANO CERCA MARTÍNEZ (UNAM, CGEO)  
DR. RENÉ CHÁVEZ SEGURA (UNAM, Instituto de Geofísica)

QUERÉTARO, QRO. 2015



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## **DEDICATORIA**

### **A MIS PADRES**

**Nelva Guadalupe Treviño González**  
**Luis Rocha Domínguez**

### **A MIS HERMANOS**

**María Fernanda Rocha Treviño**  
**Alejandro Rocha Treviño**

**A toda mi familia**

## Agradecimientos

Primero quiero agradecer al **Dr. Gabriel Chávez Cabello** quien me ayudo a abrir la puerta hacia el CGEO y así es que pude comenzar esta aventura. Muchas gracias Gabriel.

Quien merece mi más grato agradecimiento es mi tutor y amigo el **Dr. José Jorge Aranda Gómez**, quien me brindó todo su apoyo y conocimientos durante mi estancia en la maestría y fue un gran apoyo durante esta etapa académica.

Al **Dr. Mariano Cerca** y a la **Dra. Dora Carreón** que sin su apoyo y conocimientos esta meta no se podría haber concluido. ¡Muchas gracias por su apoyo y amistad!

A los doctores **Gerardo Carrasco**, **René Chávez** y a la doctora **Elisa Fitz** por haber formado parte de mi comité de examen de grado y por sus comentarios a la hora de la revisión de tesis.

Los fondos proporcionados para el trabajo de campo y de laboratorio fueron proporcionados por apoyo del proyecto **CONACYT 129550** a **José Jorge Aranda Gómez**.

Quiero agradecerle a la **Dra. Penélope López**, por haber formado parte de mi jurado de examen interanual. A todos los profesores que compartieron conmigo sus conocimientos en clase; gracias, **Dra. Dora Carreón**, **Maestra Sara Solís**, **Dr. Ramón Zúñiga**, **Dr. Pierre Lacan**, **Dra. Lucia Capra**, **Dr. Jaime Carrera**, **Dr. Eduardo González**, **Dr. Sunshan Xu**, **Dr. Ángel Nieto** y a la **Dra. Susana Alanís**

Gracias a **Conacyt** por la beca de manutención económica brindada durante mi estancia de maestría, la cual me permitió vivir todo este tiempo en Querétaro.

A **Ricardo Carrizosa** por el apoyo dentro del **LAMG**. También quiero agradecer a mis amigos y compañeros de cubículo con los que compartí grandes momentos durante el tiempo que pasamos juntos, no sólo son mis amigos, también se convirtieron en mis hermanos, **Paco**, **Rodrigo** y **Diego**, gracias por tantos momentos de risa juntos.

A mis amigos y compañeros de pasillo en CGEO, Mario López, Iván Suñé, Vania Ferrer, Berlaine Ortega, Pily Aliaga, Hugo Salgado, Giovanny Nova, Paola Catalina Montaña, Violeta Nava, Iisel Duran, Paola Botero, Gaby Castañeda, Eliseo Hernández, Daniela Martínez, Lorena de León, Myrna Pérez, Rosario Vásquez, Danielle Del'Erva, Norma Cruz, Nasser, Gonzalo Cid y Melisa Ramos, gracias a todos ustedes por hacer mi estancia más feliz y placentera y por todos los momentos en que convivimos dentro y fuera de los pasillos.

A todo el personal administrativo, de posgrado y dirección del CGEO, por el apoyo siempre brindado para las salidas al campo y las asistencias a congresos, por hacer posible mi estancia en la maestría y el apoyo brindado para todos los trámites, especialmente mi eterno agradecimiento a **Marta Pereda**, por todo el apoyo durante la solicitud de trámites. ¡Gracias a todos!

## Resumen

Rincón de Parangueo es un maar que se localiza en el extremo septentrional del sector central de la Faja Volcánica Transmexicana, dentro del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato. La cabecera municipal más cercana al maar es Valle de Santiago (Gto). La región en donde se ubica el maar se caracteriza por presentar una densidad alta de volcanes cuaternarios monogenéticos como son conos cineríticos, maares y algunos domos de lava. En la misma región también existen algunos escudos de lava continentales, pero estos son del Plioceno.

El maar de Rincón de Parangueo forma parte de un complejo constituido por seis volcanes (tres maares, un domo de lava riolítico, un anillo de toba parcialmente erosionado y un escudo de lava continental en el cual se encuentran excavados Rincón de Parangueo y los otros dos maares). Hacia la década de 1980 el cráter de Rincón de Parangueo aún contaba con un lago perenne, alcalino, que se fue desecando gradualmente por la sobre explotación del acuífero Salamanca – Valle de Santiago. Con la desecación, las aguas residuales del lago se hicieron hipersalinas e inició la acumulación de evaporitas en el lecho seco del lago que se encogía. El abatimiento del nivel freático también trajo consigo una subsidencia acelerada del fondo del cráter que antes era el lecho del lago, causando deformación en los sedimentos lacustres que se depositaron previamente. Entre las estructuras asociadas a subsidencia destacan: a) un escarpe con una altura entre 12 y 15 m ligado a un sistema de fallas anulares segmentadas con el bloque hundido hacia el centro de la cuenca, b) dos sistemas de fracturas tensionales expuestas en el escarpe; uno paralelo al escarpe y otro radial respecto al centro del cráter, c) sistema de fallas normales lístricas con anticlinales *rollover* asociados, d) domos de lodo formados por la presión por sobrecarga en los sedimentos lacustres, que es a su vez causada por el desplazamiento en masa de bloques de una porción del escarpe en el sector occidental de lo que fue el lago, e) deslizamientos gravitacionales de ladera en las partes más abruptas del escarpe de falla anular y asociado a estas, megabrechas acumuladas entre el escarpe y el depocentro de la cuenca. La distribución de algunos de estos tipos de estructuras aparentemente es excluyente unas de otras, ya que los *rollover* asociados a fallas lístricas se localizan en la parte oriente del cráter mientras que los enjambres de domos se localizan hacia la porción occidental de la cuenca, cerca de una zona en donde la topografía del escarpe de falla principal está atenuada en comparación con las áreas en donde se presentan los *rollovers*.

La hipótesis que se planteó para explicar estas observaciones es que tanto la ubicación del sistema de fallas anulares y de los diferentes estilos de deformación pueden ser controlados por cambios en la morfología del basamento rocoso sepultado por los sedimentos lacustres recientes.

Para realizar una caracterización más precisa de las estructuras expuestas en la superficie se elaboraron y analizaron secciones con un radar de penetración terrestre. Dos de las secciones atraviesan la parte hundida del lecho del lago y tienen una longitud aproximada de 1000 m c/u. Para complementar la información también se hicieron secciones más cortas en zonas de interés específico. Para la captura de los datos se empleó un equipo SIR 20 de GSSI con antena de 200

MHz con permitividad de 16. La profundidad de penetración estimada de cada perfil varía entre 5 y 10 m, lo que no fue suficiente para alcanzar el lecho rocoso.

Para simular la interacción entre las variaciones morfológicas del basamento y la desecación del cráter se realizaron dos series experimentales de modelos analógicos, en los cuales se simuló el drenado del agua del acuífero, con el fin de observar la relación entre las estructuras sepultadas, la pérdida de presión en los poros debido a la extracción de agua y la acumulación de esfuerzos en discontinuidades del basamento. Se observó que los accidentes en el basamento sirven como medio de la propagación de la deformación hacia la superficie, lo que culmina con la generación de fallas y fracturas.

Con base en las observaciones y el trabajo de campo, además de la interpretación de los perfiles de radar y el modelado se concluyó que: 1) La deformación en el fondo del cráter de Rincón de Parangueo se asocia a la pérdida de presión de poro en los sedimentos, causada por la extracción de agua del acuífero Salamanca – Valle de Santiago. La deformación se debe a la compactación diferencial y a la remoción de material soluble (evaporitas) por infiltración hacia el acuífero. 2) el drenado del agua causó esfuerzos tensionales en la capas superiores de la secuencia lacustre, que se manifiestan en superficies en forma de grietas y fallas tensionales. 3) El transporte de masas hacia el centro de la cuenca causó la formación del escarpe anular. 4) a partir de los perfiles RPT se documentó el comportamiento de algunas estructuras en los primeros cinco metros debajo de la superficie. 5) los modelos analógicos mostraron como los accidentes topográficos sepultados debajo de los sedimentos pueden localizar la deformación que se manifiesta hasta la superficie.

## Abstract

Rincón de Parangueo is a maar, which is located at the northern end of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt in the Michoacan – Guanajuato Volcanic Field. The nearest city to the maar is Valle de Santiago (Gto). The region where the maar is located has a high density of Quaternary monogenetic volcanoes such as cinder cones, maars and some lava domes. In the same region there are also some continental lava shields, but these are the Pliocene.

Rincón de Parangueo maar is part of a complex formed by six volcanoes (three maars, a rhyolitic lava dome, a tuff ring partially eroded and a continental lava shield in which is excavated Rincón de Parangueo and the other two maars). Towards the 1980's Rincón de Parangueo still had a perennial alkaline lake, which was gradually desiccated as a consequence of overdraft in the Salamanca - Valle de Santiago aquifer. As the lake was dried out, water became hypersaline and started evaporite precipitation. Drawdown in the water table brought the accelerated subsidence of the crater floor, that was the bottom of the perennial lake. Subsidence caused deformation in lacustrine sediments previously deposited. Among the structures associated with subsidence are: a) a 12 – 15 m main topographic scarp formed by segmented ring fault system with the downfaulted block towards the center of the lake, b) two groups of open fractures that border the main scarp, one parallel to the scarp and other radial respect the depocenter, c) a listric normal faults system with rollover anticlines associated, d) mud domes formed by overload pressure in lake sediments, which is caused by slope processes and mass wasting from the scarp in the western part of the crater toward the basin, e) gravitational landslides in the most abrupt parts of the ring fault system and associated megabreccias accumulated between the main scarp and the basin depocenter. The distribution of this types of structures apparently is exclusive from one another, being that the rollover associated with listric faults are located in the eastern part of the crater while the domes are located in the western part of the basin, close to the main topographic scarp is attenuated compared to areas where the rollover present.

The hypothesis proposed to explain these observations; both the location of the ring fault system and the different styles of deformation is that deformation was influenced by topographic accidents in the bedrock "basement", underneath the lake sediments.

For a better characterization of the structures at and near the main fault scarp a ground penetration radar survey was performed along two traverses across the bottom of the dry lake bed. Each traverse is nearly 1000 m long. The equipment used is a GSSI SIR 20 with a 200 MHz antenna and a permittivity of 16. The estimated penetration of the method varied between 5 and 10 m, a depth that was not enough to register the "basement".

To analyze the influence of buried topographic features in the deformation process during subsidence two experimental series of analogic model were performed, in which the draining of water from the aquifer was simulated in order to observe the relationship between the buried structures, the loss of pore pressure due to water extraction and accumulation of stress in basement discontinuities. It was observed that basement accidents served as loci of propagation of the deformation toward the surface, which culminates in the generation of faults and fractures.

Based on observations made during field work, the interpretation of ground penetration radar profiles and analogue modeling it is concluded that: 1) The deformation at the bottom of the crater in Rincon de Parangueo is associated with the loss of pore pressure in the sediments which is caused by the water extraction overdraft in the Salamanca-Valle de Santiago aquifer. The deformation is due to a differential compaction and the removal of soluble material (evaporites) by infiltration into the aquifer. 2) Subsidence caused tensional stress in the upper layers of the lacustrine sequence, manifested at the surface as normal faults and tensional fractures. 3) The mass transport toward the basin center caused the formation of main fault scarp. 4) Interpretation of GPR profiles allowed to infer behavior of some of the structures exposed on the surface, up to a depth of 5m. 5) Analog models were used to test the hypothesis that structures observed at and near the main fault scarp are controlled by buried topographic accidents.



# CONTENIDO

Lista de Tablas	xi
-----------------	----

Lista de Figuras	xi
------------------	----

## Capítulo I

### Introducción

1.1	Localización	1
1.2	Problemática del área de estudio	4
1.3	Objetivo	6
1.4	Antecedentes	7

## Capítulo II

### Marco geológico regional

2.1	FVTM y Campo Volcánico Michoacan-Guanajuato	10
2.2	Actividad hidrovulcánica de Valle de Santiago	13
2.3	Arreglo estructural de la región	16

## Capítulo III

### Geología de Rincón de Parangueo

3.1	Introducción	19
3.2	Complejo volcánico de Rincón de Parangueo	19
3.3	Hoya de Rincón de Parangueo	19
3.4	Características geológico – estructurales	23
3.5	Estructuras del sector oriental del lago	24
3.6	Estructuras del sector occidental del lago	25

3.7	Mapa estructural del maar de Rincón de Parangueo	27
-----	--	----

## **Capítulo IV**

### **Caracterización de la deformación por medio de radar de penetración terrestre**

4.1	Introducción	29
4.2	Generalidades del método de Radar de Penetración Terrestre (RPT)	29
4.3	Principio del método	30
4.4	Profundidad de penetración del método	32
4.5	Resolución del método	33
4.6	Características del equipo empleado	33
4.7	Adquisición de datos	35
4.8	Procesamiento e interpretación de datos	37
4.9	Propiedades de los sedimentos	38
4.9.1	Propiedades físicas y mecánicas de los sedimentos del lago de RP	38
4.10	Factores limitantes en los sondeos de RPT efectuados en HRP	38
4.11	Consideraciones para la interpretación	39
4.12	Resultados	40
4.12.1	Descripción de las imágenes de RPT obtenidas	40
4.13	Características generales de los perfiles	41
4.14	Análisis de perfiles en corte	44
4.14.1	Perfil P1	44
4.14.2	Perfil P2	45

## **Capítulo V**

### **Modelado analógico**

5.1	Introducción	48
5.2	Escalamiento	51
5.3	Configuración de arreglo y desarrollo experimental	53
5.4	Resultados	56
5.4.1	Primer arreglo serie experimental	56
5.4.1.1	Características generales	56
5.4.2	Análisis de los resultados obtenidos	57
5.4.2.1	Experimento 1 (arreglo de dona, Figura 5.3 a)	58
5.4.2.2	Experimento 2 (arreglo de zanja, Figura 5.3 b)	60
5.4.2.3	Experimento 3 (arreglo depresión cuadrada, Figura 5.3 c)	63
5.4.2.4	Experimento 4 (arreglo asimétrico, Figura 5.3 d)	64
5.4.3	Segundo arreglo experimental	65

## **Capítulo VI**

### **Discusión y Conclusiones**

6.1	Introducción	70
6.1.1	Procesos sin y post-eruptivos que producen subsidencia	70
6.1.2	Procesos antropogénicos que propician la subsidencia	74
6.1.3	Fallas/fracturas en superficie asociadas a subsidencia en HRP	75
6.1.4	Deslizamientos de ladera asociados a procesos gravitacionales	78
6.2	Conclusiones	79

<b>Referencias</b>	<b>81</b>
--------------------	-----------

## Lista de tablas

Tabla 4.1	Ejemplos de propiedades eléctricas de algunos materiales geológicos entre 80-120 MHz. Permitividad dieléctrica relativa ( $\epsilon_r$ ), conductividad ( $\sigma$ ), velocidad de onda electromagnética ( $v$ ), y atenuación ( $\alpha$ ) para algunos materiales a 100 MHz. Los valores para hielo son para 60 MHz. Neal 2004.	32
Tabla 4.2	Parámetros de medición del GPR	34
Tabla 5.1	Resumen de las características experimentales.	56

## Lista de figuras

Figura 1.1	a) Modelo de elevación digital de México mostrando la FVTM y la ubicación de Valle de Santiago. b) Mapa topográfico de las inmediaciones de VS en donde se aprecian dos alineamientos notables de volcanes monogenéticos, uno NNW – SSE y otro E – W. c) Topografía del complejo volcánico de Rincón de Parangueo: en rojo se muestra el borde de los cráteres de los cuatro maares que lo forman y en color lila el domo riolítico del cerro La Mina, el cual creció adentro del maar de La Mina. Nótese que tres de los maares fueron excavados en un escudo de lava continental.	3
Figura 1.2	Secuencia de fotografías aéreas que muestra la desecación gradual del lago de la HRP. Se observa la modificación que ha sufrido el lago en los últimos 30 años a partir de la década de 1980's. En la fotografía de 2003 ya se aprecian algunas de las estructuras causadas por la subsidencia (Tomado de Aranda-Gómez <i>et al.</i> , 2013).	4
Figura 1.3	Mapa geomorfológico compilado por Ezequiel Ordóñez (1900) en donde se muestran algunos de los volcanes monogenéticos principales en la región de Valle de Santiago. Los cuatro maares ocupados por lagos perennes se encuentran resaltados con un patrón de líneas horizontales. En la imagen son evidentes dos de los alineamientos volcánicos (líneas rojas discontinuas) mostrados en la figura 1c, así como la ubicación de los maares, que son evidenciados por el tamaño desproporcionadamente grande de sus cráteres con relación al diámetro de la base del edificio volcánico.	7
Figura 2.1	Localización de la Faja Volcánica Transmexicana (en rojo). Además se muestran las principales provincias geológicas de México y las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM (Basado en Gómez Tuena <i>et al.</i> , 2007). Nótese que VS se ubica en el extremo septentrional del sector central, cerca de la Mesa Central.	11
Figura 2.2	Esquema en el cual se muestran los patrones estructurales regionales adentro de la FVTM. Hacia el área comprendida entre Valle de Santiago (resaltado con una estrella roja) y	12

Querétaro se encuentra la convergencia de tres sistemas de fallas regionales: El Bajío, Taxco – San Miguel de Allende y Morelia – Acambay. Abreviaturas TZR: *rift* Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: *rift* de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: *rift* de Chapala; PI: fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo; AL: semigraben de Aljibes; MZ: graben de Mezquital; TP: sistema de fallas La Pera (Modificado de Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

Figura 2.3	Mapa fotogeológico de la región de Valle de Santiago en el cual se ilustran las diferentes estructuras volcánicas que se encuentran en las cercanías de la zona de estudio. Las fallas normales con orientación ENE en la esquina SE del mapa son parte del <i>rift</i> de Chapala. RP = Rincón de Parangueo. (Tomado de Aranda Gómez <i>et al.</i> , 2013.)	15
Figura 3.1	Imagen en la que se observa remplazo de carbonatos en fragmentos de corteza de árbol.	21
Figura 3.2	Fotografías en donde se muestran las formas en que crecen los estromatolitos, a) biohermas, b) biostromas.	22
Figura 3.3	a) imagen panorámica del escarpe de falla principal visto desde el interior del lago, las líneas negras discontinuas muestran los dos grupos de fracturas de tensión mencionados en el texto. b) vista paralela al escarpe topográfico, en ella puede apreciarse la profundidad y separación de los bloques.	23
Figura 3.4	Sección transversal esquemática en la que se ilustra el estilo de deformación principal observado en la parte oriente del cráter. (Modificado de Aranda-Gómez <i>et al.</i> , 2013). El modelo de elevación digital del cráter muestra en naranja la ubicación de la línea de sección.	25
Figura 3.5	Sección esquemática que muestra el estilo de deformación del lado occidente en del anillo de falla. Nótese que el deslizamiento de bloques pendiente abajo ejerce presión originando pliegues y produce el ascenso e inyección de lodo húmedo que se manifiestan en superficie en forma de domos. (Modificado de Aranda <i>et al.</i> , 2013). El modelo de elevación digital muestra en verde la ubicación de la sección.	26
Lámina 1	Mapa estructural del interior del maar de Rincón de Parangueo, en donde se muestran las estructuras principales formadas por subsidencia y desgaste de masas.	28
Figura 4.1	Diagrama que resume las técnicas empleadas en el campo para la obtención de un registro de RPT (Modificado de Blindow, 2007).	31
Figura 4.2	a) Gráfica en la cual se aprecia el aumento del contenido de agua en relación a la profundidad. b) Variaciones de la granulometría a profundidad. Estos parámetros se obtuvieron	35

del núcleo mencionado en el apartado 4.6. c) Registro continuo de la estratigrafía de los sedimentos lacustres a profundidad, los segmentos de núcleo (i,ii,iii,iv) van de 0 - 4 m aproximadamente. Nótese como debajo de 2.4 m los sedimentos están deformados, lo que se cree sucedió por la misma sobrecarga (Fotografía cortesía de H. Bönel).

- Figura 4.3 MED del cráter de Rincón de Parangueo. Se muestra la localización de los dos perfiles de radar (P1 y P2). Las flechas en color azul muestran la dirección en que se hizo el recorrido para obtener cada perfil. La línea discontinua negra resalta el escarpe de falla principal. Las flechas en amarillo y celeste destacan los dominios estructurales principales. Nótese que P1 une a las zonas de transición entre ambos dominios estructurales, en donde las estructuras características de cada uno están menos desarrolladas. En cambio P2 une a dos zonas en donde las características de los dominios estructurales están plenamente desarrolladas. 36
- Figura 4.4 a) Fotografía en sección de una parte del núcleo estudiado por Kienel *et al.* (2009). En ella se aprecian algunas de las características de la secuencia sedimentaria estratificada del lago de la HRP. Nótese que la mayor parte del núcleo está formado por una secuencia alternante de capas de color beige y café oscuro. Ocasionalmente se presentan capas negras considerablemente más gruesas que las anteriores. (b) y (c) son radargramas sin *staging* que muestran la señal de radar en la zona de pendiente en el escarpe de falla y en las zonas planas del fondo del lago (casi sin deformar). 41
- Figura 4.5 Perfiles de radar con corrección topográfica (arriba) y sin corrección topográfica (abajo). En la versión corregida se muestra la interpretación regional a detalle de las estructuras. El ruido en los reflectores es causado por la alta conductividad, lo que permitió la delimitación de zonas con salinidad elevada. La línea en color amarillo resalta las áreas con mayor salinidad; las líneas en color naranja resaltan un cambio de reflectores que podrían marcar la superficie de despegue que sirve como disparador de los deslizamientos de los bloques de lodo seco pendiente abajo. 43
- Figura 4.6 Extremo noroccidental de P1. Las líneas continuas en color verde resaltan pequeños micropliegues que son cortados por fracturas de tensión casi verticales. La línea naranja señala un cambio de la resistividad, que se interpreta como una superficie de despegue en los sedimentos. 44
- Figura 4.7 Ampliación del extremo meridional de P1. En la cima del escarpe principal se observan fallas casi verticales cuya inclinación disminuye a profundidad. 45
- Figura 4.8 Corte de P2 hacia la zona de la base donde se puede apreciar en el radargrama la inyección de lodo (resaltado en verde). 45

Figura 4.9	Acercamientos a los extremos de P2. Las líneas negras son fallas y fracturas interpretadas. La línea naranja resalta una discontinuidad en los reflectores que podría ser una superficie de despegue somera. La línea verde realza algunas microestructuras que se encuentran cortadas por fracturas o fallas casi verticales.	47
Figura 5.1	(A) y (B) modelo analógico en arcilla de la formación de un pliegue extensional desarrollado por propagación hacia arriba de una falla normal ubicada en un basamento rígido sepultado debajo de sedimentos dúctiles (Whitjack <i>et al.</i> , 1990). (C) y (D) la deformación en los sedimentos de Rincón de Parangueo se concentró en el contacto entre el lecho rocoso y la diatrema. En el caso de Parangueo, el “movimiento normal” es causado por la compactación diferencial en los sedimentos lacustres y el relleno de la diatrema (tomado de Aranda-Gómez <i>et al.</i> , 2014).	49
Figura 5.2	Imágenes esquemáticas transversales en las cuales se observan las configuraciones para cada serie experimental, a) arreglo uno con forma de “dona”, b) arreglo dos con geometría de “zanja”. Nótese que en (b) se añadió una capa de material más grueso en el fondo del arreglo. Así mismo, en la sección se marcan los lados oriental y occidental, para poderlos comparar con los dominios documentados en campo en la HRP.	50
Figura 5.3	Imagen en la que se muestra las cuatro variaciones geométricas o arreglos que se utilizaron en la primera serie experimental (escala en cm). Todos los arreglos están vistos en planta, el contenedor semi-esférico es del mismo tamaño y los “accidentes” sepultados se simularon con plastilina. Arreglos de (a) dona, (b) zanja, (c) depresión cuadrada y (d) asimétrico. En la figura 5.2a se da una vista en perfil de los arreglos (a) – (c).	54
Figura 5.4	Vista en planta que muestra la geometría de los bloques para la segunda serie experimental. Nótese que para simular la diatrema se colocó material más grueso (tamaño de guijarros) en el centro del arreglo (esferas de colores).	55

- Figura 5.5 Evolución de la deformación en el experimento en que las discontinuidades del basamento tienen el arreglo de dona. a) Conforme se extrae el agua del modelo, se forma una depresión inicial en el centro del recipiente; la depresión yace justo arriba del accidente sepultado. b) generación de primera fractura en superficie; a esta fractura siguen otras. c) las fracturas se entrelazan para formar una sola fractura que con el tiempo tiene desplazamientos diferenciales entre los bloques. El desplazamiento vertical en las fallas aumenta gradualmente. Posteriormente, la deformación migra hacia la parte externa del centro del modelo y se generan nuevas fracturas que originan una segunda falla anular. d) las fracturas han terminado de nuclear para formar un par de fallas que adquieren una geometría semicircular o forma anular. 58
- Figura 5.6 a) Modelos digitales de elevación para el experimento 1. b) Secciones topográficas transversales hechas a partir de los modelos en la Figura 5.5a. Nótese que en (b) la superficie se presenta con distintos colores que corresponden a las líneas de sección ilustradas en (a). Comparando las figuras (c) y (d) se puede constatar la relación directa de los accidentes topográficos sepultados con la ubicación de las fallas generadas en la superficie. 59
- Figura 5.7 Fotografías que muestran en planta la evolución de la deformación en la capa de arena durante el experimento 1 (arreglo de dona). a) Superficie original antes de drenar el agua del contenedor. Nótese que esta es horizontal y sin deformar. b) Se aprecia la formación de una depresión inicial en el centro del arreglo. c) Generación de las primeras fracturas y/o fallas hacia el centro del arreglo. d) La deformación migra hacia el exterior, generando una segunda fractura/falla. e) La falla exterior termina de formarse y el conjunto de estructuras muestra un arreglo burdamente circular. f) La deformación regresó a la parte central del arreglo, aumentando el desplazamiento vertical en la falla anular cercana al centro. 60
- Figura 5.8 a) Conjunto de modelos digitales de elevación que muestran la evolución del experimento 2. En b) se ilustran secciones topográficas transversales a la zanja sepultada, hechas a partir de los modelos ilustrados en (a). En el perfil se puede apreciar el hundimiento gradual durante el drenado del modelo. Una comparación visual entre (c) y (d) permite constatar la relación directa entre los accidentes topográficos sepultados y las fallas en superficie. 61
- Figura 5.9 Evolución de la deformación experimento 2. a) superficie horizontal sin deformar. b) se distingue una depresión elíptica inicial c) nuclea la primera fractura y/o falla. d) aparece la segunda fractura en el modelo. e) una tercera falla se genera hacia la parte externa del modelo. f) una falla más en la parte externa es generada. g) las fallas externas se entrelazan. 62



Figura 5.10	Secuencia de fotografías que muestran la evolución en el tiempo de la deformación producida en el experimento 3.	63
Figura 5.11	Secuencia de fotografías que muestran la evolución en superficie de la deformación asociada al experimento 4. El escalón en el basamento rígido tenía un rumbo E-W y se encontraba cerca del extremo sur del arreglo. Nótese que la formación de la primera fractura sucedió en el lado del accidente sepultado (c) y que el desplazamiento mayor en las fallas resultantes es en ese mismo lado (f).	64
Figura 5.12	Secuencia fotográfica del segundo <i>set</i> experimental. a) la elipse enmarca el área en donde se formaron micropliegues con una alineación $\approx$ N-S y la nucleación de las primeras fracturas. Además, la elipse resalta la zona en donde se formó la depresión inicial. b) Deslizamiento del material, simbolizado por las fechas; esto sucedió a lo largo de la superficie con inclinación de $60^\circ$ . En el centro de la elipse (a) se forma micropliegues con ejes orientados $\approx$ N-S por efecto del movimiento de material hacia el centro del modelo desde el lado este. En b) se observa una primera falla con desplazamiento de algunos milímetros. Esa falla, con el tiempo adquiere una geometría elíptica e inicia la formación de una segunda serie de fallas en la parte interna del experimento (véase fotografía c)). En d) se observan lo que parecen ser monoclinales formados en los flancos este y oeste. Esas estructuras han sido modificadas por una serie de dos o tres fallas normales. La escala en todas las fotografías es en centímetros.	67
Figura 5.13	Comparación visual entre los modelos de elevación digital del fondo de Rincón de Parangueo (a) y los resultados obtenidos con el modelo de dona (b) y el segundo arreglo experimental (c). Nótese que (b) simula exitosamente el patrón anular de fallas observado en el escarpe principal de RP. Sin embargo, no reproduce los pliegues <i>rollover</i> del lado oriental, ni los anticlinales y domos del dominio occidental de RP. El arreglo 2, con planos inclinados en la cima de los bloques rígidos si desarrolló pliegues en el fondo de dominio hundido y la complejidad de los sistemas de fallas se acerca más a aquella observada en HRP.	68
Figura 6.1	El modelo maar-diatrema de Lorenz (1986) y sus relaciones con la roca encajonante, zonas de permeabilidad secundaria en roca dura (fallas transversales) y conductos alimentadores de la erupción freatomagmática (dique). (Dibujo modificado de Lorenz y Kurszlaukis 2003). Nótese que tanto la diatrema como la secuencia lacustre que le sobreyace están compuestas por sedimentos clásticos que son susceptibles a compactación una vez que son desecados. Así mismo, el contacto entre la diatrema y la roca de caja es el límite entre material compresible y no compresible, por lo que este rasgo anular es el sitio en donde es muy probable que se formen fallas de compactación que potencialmente pueden propagarse hasta la superficie.	72

- Figura 6.2 Sección esquemática en la que se presenta el crecimiento y desarrollo del maar y su diatrema en varios episodios que se propagan a profundidad. Obsérvese que la formación de cámaras de explosión durante la erupción causa el colapso gravitacional de las paredes del cráter y de la diatrema (Tomado de Suhr *et al.*, 2006). Nótese que este modelo implica que todas las explosiones hidrovulcánicas se forman en la raíz del sistema, hecho que ha sido cuestionado por Valentine y White (2012), quienes argumentan que es más fácil eyectar material si las explosiones suceden cerca de la superficie de la diatrema. 73
- Figura 6.3 Morfología del basamento rocoso y su influencia con la generación de fallas y fracturas en superficie (Modificado de Pacheco – Martínez, 2013). En los sedimentos de la HRP la mayor parte de la deformación está concentrada cerca de la costa del lago. Se cree que la formación del pliegue forzado y la presencia de fallas en la zona de deformación oriental se puede asociar con un “escalón” (véase diagrama “a”) que refleja el límite de la diatrema. En el caso del dominio occidental, el lecho rocoso debajo de esa parte de los sedimentos de la HRP, puede ser similar al arreglo ilustrado en la figura “c”. 77
- Figura 6.4 A lo largo del escarpe principal de la HRP se pueden observar diferentes tipos de *deslizamientos*. a) Deslizamiento rotacional, b) deslizamiento traslacional (modificado de Alcántara-Ayala, 2000). En c) se muestra una panorámica de un deslizamiento gravitacional en HRP resaltado con línea punteada negra. 78
- Figura 6.5 a) Ilustración en la que se muestra un vuelco de material (*topples*) b) fotografía en HRP, en línea punteada negra se encierra el depósito de material con bloques con orientaciones caóticas. (Modificado de Alcántara-Ayala, 2000). 79

# CAPÍTULO I

## Introducción

Esta investigación de tesis se enfoca en el análisis de las diversas estructuras expuestas en el fondo del cráter de Rincón de Parangueo, que se cree son productos de hundimiento activo del fondo del cráter debido a la sobre-explotación del acuífero regional que alimentaba al lago (Aranda-Gómez *et al.*, 2009). El hundimiento ha causado el re-acomodo de sedimentos en el fondo del cráter de Rincón de Parangueo y la formación de numerosas estructuras relacionadas a deformación gravitacional (Aranda-Gómez *et al.*, 2012).

La desecación de los lagos – cráter de Valle de Santiago afectó a cuatro maeres (Rincón de Parangueo, San Nicolás, Cíntora y La Alberca); en la actualidad solo Rincón de Parangueo contiene algo de agua durante la mayor parte del año, la cual se reduce a una cantidad mínima al final de la temporada de estiaje debido a la evaporación. El fondo de tres de los cuatro maeres, en el área antiguamente cubierta por agua, es una superficie continua, sin accidentes topográficos, suavemente inclinada hacia los depocentros y cóncava hacia arriba. En contraste, el fondo del lago de Rincón de Parangueo presenta un gran número de accidentes topográficos, entre los que destaca un escarpe de falla anular con una altura de entre 12-15 m, que se localiza a una distancia relativamente corta de lo que fue la línea de costa original.

### 1.1 Localización

La Hoya de Rincón de Parangueo (HRP) se localiza (Figura 1.1a) en el extremo septentrional de la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM), en el extremo nororiental del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, hacia la región de Valle de Santiago (VS), Guanajuato (Figura 1.1b). En esta área se encuentra una gran concentración de volcanes monogenéticos, principalmente conos cineríticos y maeres cuaternarios, así como algunos volcanes del Plioceno tipo escudo de lava continental (Murphy, 1986; Oviedo-Padrón, 2005).

El centro del cráter del maar HRP se localiza en las coordenadas geográficas 20°25'N, 101°15'W, a una altura de 1700 m.s.n.m. La temperatura media anual de la región oscila entre 18 y 20 °C, y la precipitación media anual varía entre los 600 y 800 mm y la evaporación potencial es de 1,935 mm/año (Escolero y Alcocer, 2004).

La HRP forma parte de un complejo volcánico cuaternario que se compone de un anillo de toba y tres maares (Figura 1.1 c), que fueron excavados o son adyacentes a un escudo de lava continental de composición traquiandesítica del Plioceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2013). El cráter de Rincón de Parangueo es un maar *sensu stricto* que expone en sus paredes internas las lavas del escudo del Plioceno. Hasta los años 1980's la HRP albergaba uno de los cuatro lagos-cráter (Figura 1.3) que eran conocidos en la región (Ordóñez, 1900). A diferencia del agua en otros de los lagos-cráter de la región, el lago cráter de Rincón de Parangueo presentaba una salinidad alta, la cual se ha elevado dramáticamente en el pasado reciente debido a la evaporación elevada (Escolero y Alcocer, 2004).

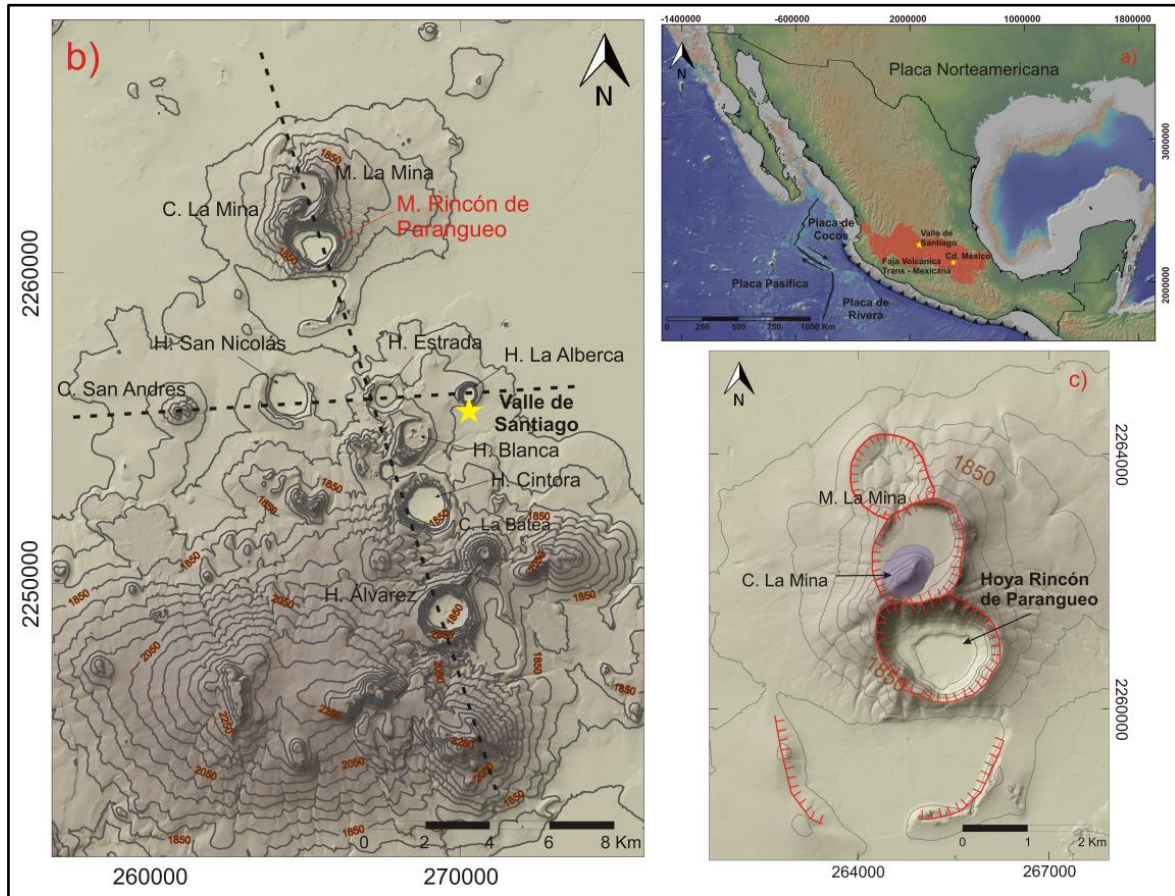


Figura 1.1-. a) Modelo de elevación digital de México mostrando la FVTM y la ubicación de Valle de Santiago. b) Mapa topográfico de las inmediaciones de VS en donde se aprecian dos alineamientos notables de volcanes monogenéticos, uno NNW – SSE y otro E – W. c) Topografía del complejo volcánico de Rincón de Parangueo: en rojo se muestra el borde de los cráteres de los cuatro maeres que lo forman y en color lila el domo riolítico del cerro La Mina, el cual creció adentro del maar de La Mina. Nótese que tres de los maeres fueron excavados en un escudo de lava continental.

Los lagos cráter de Valle de Santiago son un ejemplo claro de los problemas que atraviesan los recursos hídricos en México, ya que en la última parte del siglo XX se fueron desecando gradualmente (Figura 1.2). El proceso comenzó a hacerse evidente desde la década de 1980's y para el año de 2003 la HRP solo albergaba una charca pequeña formada durante el periodo de lluvias y que se ubicaba hacia la porción noreste del cráter, área en donde se ubica el depocentro actual de la cuenca.

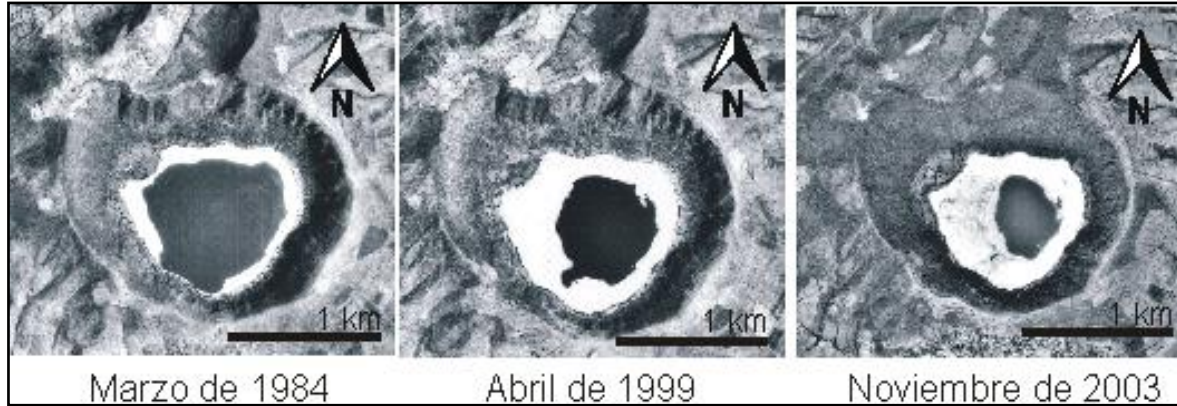


Figura 1.2-. Secuencia de fotografías aéreas que muestra la desecación gradual del lago de la HRP. Se observa la modificación que ha sufrido el lago en los últimos 30 años a partir de la década de 1980's. En la fotografía de 2003 ya se aprecian algunas de las estructuras causadas por la subsidencia (Tomado de Aranda-Gómez *et al.*, 2013).

## 1.2 Problemática del área de estudio

En términos generales, la subsidencia gradual de terrenos debida a la sobre-explotación de un acuífero, se presenta en depósitos clásticos no consolidados (sedimentos arcillosos o arenosos) que en algún nivel se encontraban saturados con agua. Al abatirse el nivel freático, por efecto de la gravedad, la parte desecada de estos materiales se compacta de manera gradual con tasas de desplazamiento que van de unos milímetros a centímetros por año (Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2007).

En Rincón de Parangueo está sucediendo este fenómeno en los sedimentos lacustres, lo que genera hundimientos diferenciales que se expresan en la superficie como bloques basculados separados por fracturas de tensión o fallas normales casi verticales.

Los primeros estudios relacionados con este fenómeno de la subsidencia de suelos fueron hechos por Terzaghi (1956), quien propuso un modelo simple para explicar este proceso, el cual asumía que el suelo es un material poroso con propiedades elásticas y que los espacios vacíos del esqueleto poroso se encontraban rellenos con agua; al ser drenado el líquido y al aplicarse una carga al sistema (en el caso de HRP el peso de los mismos sedimentos) se producía un hundimiento gradual, cuya

velocidad dependía de la tasa a la que el agua estaba siendo extraída de los poros, así como de las propiedades físicas de los materiales.

La explotación excesiva del acuífero Salamanca – Valle de Santiago en los últimos 60 años ha causado repercusiones serias en la estabilidad de los materiales de algunos terrenos provocando hundimientos diferenciales (Aranda-Gómez *et al.*, 2013). El fenómeno de fallamiento y/o fracturamiento que observa en la superficie es inducido por sobre-explotación del acuífero, fenómeno que es más evidente en las zonas urbanas como Salamanca, como lo demuestra la falla activa en las cercanías de la refinería de Pemex (Aranda-Gómez *et al.*, 2013).

La región de Guanajuato conocida como El Bajío se caracteriza por una intensa actividad agrícola lo que genera una gran demanda de agua para la irrigación de cultivos. El agua subterránea en la región es extraída por medio de aproximadamente 1600 pozos que extraen 646 Mm<sup>3</sup>/año. Además de la agricultura, los acuíferos de El Bajío abastecen a una población de 800,000 personas. El 81% del agua que se extrae del subsuelo se utiliza para agricultura, el 10% para uso urbano, el 8% en la industria y el 1% en la ganadería (Mejía y Sandoval, 2004).

En varias partes de El Bajío se han formado fracturas en superficie debido a la subsidencia de terreno. La subsidencia en Celaya es conocida desde 1950. Sin embargo, los primeros informes acerca de éste fenómeno fueron publicados por Trujillo-Candelaria (1985), quien reportó para la falla del Oriente una longitud y un desplazamiento máximo de 4 km y 1.5 m, respectivamente, con el bloque hundido hacia el NE. En 2005 se reportó para la misma estructura una longitud y un desplazamiento máximo de 11.2 km y 3.10 m, respectivamente (Huizar Álvarez *et al.*, 2010). En las inmediaciones de la refinería en Salamanca, a 14 km del centro de HRP, se ha documentado una subsidencia de 6 cm/año, la cual se relaciona a fracturas activas con orientaciones N 70° W (Aranda Gómez *et al.*, 2013). Otras ciudades en El Bajío con fallas por subsidencia son Irapuato, Abasolo y Silao. En todos los casos mencionados las tasas de subsidencia del orden de algunos centímetros por año, son considerablemente menores al hundimiento del fondo del

cráter de Rincón de Parangueo donde se estima una tasa de subsidencia de 50 cm/año, la cual es un orden de magnitud mayor que lo registrado afuera del cráter (Aranda Gómez *et al.*, 2013). Estos autores propusieron que la tasa de subsidencia anómala adentro de la HRP es causada por la disolución y remoción de evaporitas del interior del cráter.

### 1.3 Objetivos

La investigación se basó en observaciones hechas en campo, utilizando métodos geológicos y geofísicos así como experimentación física en laboratorio con el fin de determinar los factores que han controlado la localización de la deformación en los sedimentos lacustres.

El objetivo principal de ésta tesis es describir y documentar las estructuras formadas por acción de la gravedad adentro del cráter de Rincón de Parangueo para inferir los procesos que controlan su ubicación, así como para explicar las variaciones en el estilo de deformación observadas en distintas partes de la cuenca lacustre.

Para alcanzar los objetivos descritos en el párrafo anterior se establecieron las siguientes metas particulares:

- Documentar las estructuras de deformación en el cráter mediante cartografía a detalle (escala 1:1000), lo que permite tener un control de sus características geométricas en superficie, así como su localización.
- Estudiar los factores y mecanismos de deformación que disparan la generación de fallas y fracturas en superficie, por medio de modelos físicos en laboratorio así como el levantamiento e interpretación de perfiles de Radar de Penetración Terrestre (RPT).



## 1.4 Antecedentes

Se han realizado diversas investigaciones acerca del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG) encaminadas principalmente a entender la evolución volcánica del área. En el trabajo pionero de Ezequiel Ordóñez (1900), se describieron algunos de los principales maeres en el área (Figura 1.3) y se documentaron aquellos cráteres ocupados por lagos perennes. Un dato relevante para ésta investigación es que Ordóñez reportó un tirante de agua para Rincón de Parangueo de  $\approx 9\text{m}$ .

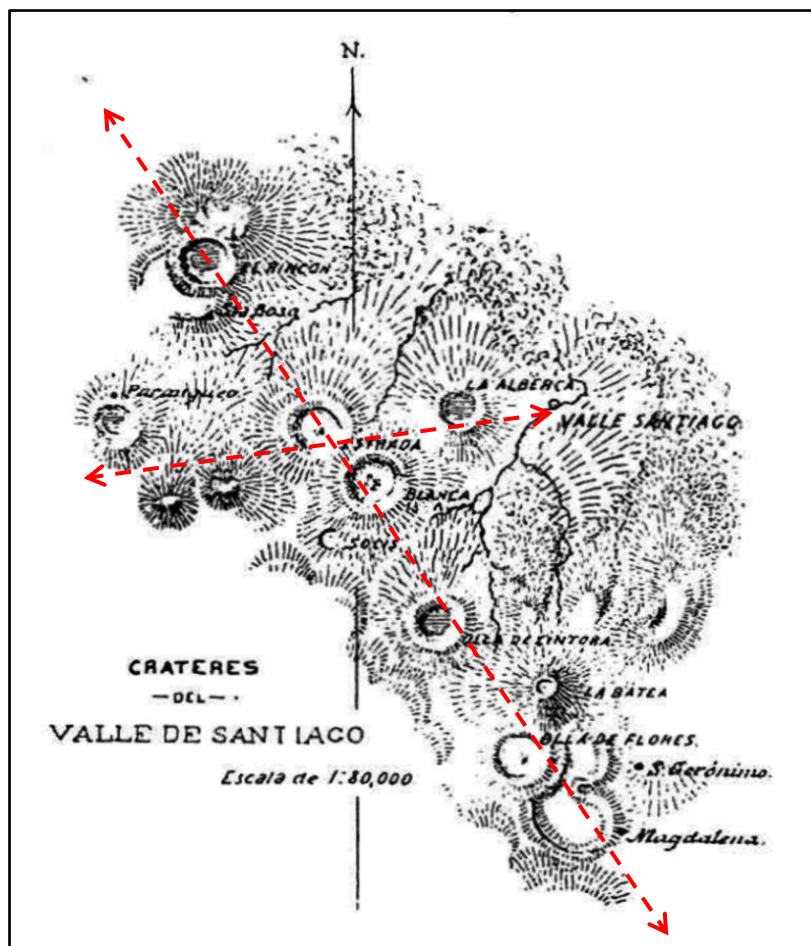


Figura 1.3-. Mapa geomorfológico compilado por Ezequiel Ordóñez (1900) en donde se muestran algunos de los volcanes monogenéticos principales en la región de Valle de Santiago. Los cuatro maeres ocupados por lagos perennes se encuentran resaltados con un patrón de líneas horizontales. En la imagen son evidentes dos de los alineamientos volcánicos (líneas rojas discontinuas) mostrados en la figura 1c, así como la ubicación de los maeres, que son evidenciados por el tamaño desproporcionadamente grande de sus cráteres con relación al diámetro de la base del edificio volcánico.

Hasenaka y Carmichael (1985) analizaron la distribución y espaciamiento de los volcanes monogenéticos – conos cineríticos y maares – en el CVMG, estableciendo que existen algunos alineamientos de volcanes cuaternarios los cuales siguen los patrones tectónicos regionales. Ellos hicieron notar que los alineamientos son preferentemente  $\approx$ NE en la parte meridional del campo y con una tendencia E – W en la parte central del CVMG. Estos alineamientos de volcanes están controlados principalmente por los sistemas de fallas regionales que serán discutidos más adelante.

Murphy (1986) obtuvo edades K-Ar de algunos volcanes circundantes a la zona urbana de Valle de Santiago e hizo notar que los maares definen una orientación preferencial  $\approx$ NNW. Él asoció este alineamiento a una zona de debilidad cortical que probablemente permitió el ascenso de magma, controlando la aparición de volcanes monogenéticos en la región. Datos obtenidos en esta tesis son consistentes con la hipótesis de que los alineamientos de volcanes en Valle de Santiago son controlados por debilidades tectónicas.

Hasenaka y Carmichael (1986), Connor (1987) y Hasenaka (1992 a y b, y 1994) centraron sus estudios en la descripción, distribución, estimación de los volúmenes, edad y geología de los conos cineríticos y escudos de lava continentales del CVMG; ellos también hicieron estudios comparativos de la degradación de conos cineríticos, comparándolos con sus edades radiométricas y estudiaron la petrología de los volcanes en escudo.

En las cercanías a Valle de Santiago se han realizado recientemente estudios de las secuencias estratigráficas asociadas a varios maares (e. g. Cíntora: Puente-Solís, 2004; Hoya Solís: González-Becerra, 2005; Hoya de Estrada: Cano-Cruz, 2005, 2007; Hoya de Álvarez: Moreno-Arredondo, 2009), así como un estudio regional de la distribución de los maares que incluye un mapa geológico relativamente detallado (Oviedo-Padrón, 2005). Con relación a Rincón de Parangueo, Kienel *et al* (2009), estudiaron el registro de variaciones en el clima reciente con base a los estudios de sedimentos colectados en el lago. Armienta *et al.* (2008) analizaron la composición

química del agua del lago y la compararon con la composición de aguas colectadas en otros lagos – cráter de México. La muestra analizada resultó ser la que tiene el contenido más elevado de sólidos disueltos. Charles-Polo (2010) investigó los estromatolitos que se presentan cerca de la línea de costa de lo que fue el lago perenne de Rincón. El fenómeno de subsidencia en Rincón de Parangueo y de lugares selectos en El Bajío fue analizado por Aranda-Gómez *et al.*, (2013). La petrología de xenolitos de granulitas feldespáticas provenientes de las secuencias piroclásticas asociadas a Rincón de Parangueo y Hoya Cíntora fue investigada por Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) y por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014). El primer trabajo incluye una descripción generalizada de la geología regional de Rincón.

Aunque todos estos trabajos permiten una mejor comprensión de la configuración geológica regional, solo Aranda-Gómez *et al.* (2013) abordan la problemática asociada con la subsidencia acelerada en el fondo de HRP; sin embargo, ellos lo hacen de manera general, sin discutir a detalle las posibles causas que dieron origen a las estructuras deformadas en los sedimentos lacustres. Por lo que en esta tesis se realiza una investigación más detallada de las posibles causas que generan las estructuras y su configuración geométrica. Esto se hace mediante cartografía estructural, la aplicación de modelos analógicos y la elaboración e interpretación de perfiles de radar de penetración terrestre. Con éstos últimos se pretende hacer una correlación entre lo que se ve en superficie con lo que sucede a profundidad. Con los datos de campo obtenidos, además de buscar reproducir el fenómeno bajo condiciones controladas en el laboratorio, se buscó comprender mejor la deformación asociada a subsidencia.

## CAPÍTULO II

### Marco geológico regional

#### 2.1 FVTM y Campo Volcánico Michoacan-Guanajuato

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco magmático continental asociado a la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América. La FVTM se formó durante el Mioceno medio y tardío como resultado de una rotación anti-horaria del arco que previamente formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999). La FVTM representa el episodio más reciente de actividad magmática continental asociada a subducción a lo largo de la costa del Pacífico en México. Sus productos cubren un área de  $\approx 160,000$  km<sup>2</sup> y el arco tiene una longitud de  $\approx 1000$  km que se extienden desde la costa del Pacífico en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco hasta la costa del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz. La FVTM está constituida por  $\approx 8000$  estructuras volcánicas, su ancho varía entre 80 y 230 km (Figura 2.1) y tiene un rumbo general E – W en sus partes central y oriental, WNW – ESE en su parte occidental. La FVTM forma un ángulo de 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez Tuena *et al.*, 2007). Además de estas características generales la FVTM presenta otras peculiaridades: los principales estratovolcanes se encuentran a lo largo de alineamientos oblicuos ( $\approx N - S$ ) a la orientación general del arco, los productos ígneos presentan una composición variable, con pequeñas cantidades de lava que muestran una firma geoquímica de intraplaca en contacto directo y a veces contemporáneos con productos magmáticos dominantes típicos de subducción. (Gómez Tuena *et al.*, 2007). La FVTM está construida sobre un basamento heterogéneo y formado a partir de terrenos tectonoestratigráficos de diferentes edades y litologías (Ferrari *et al.*, 2012). Pasquarè *et al.*, (1988) dividieron la FVTM en tres sectores (occidental, central y oriental) con base en su geología y tectónica (Figura 2.1) resaltando algunas diferencias con relación al tipo de volcanismo y composición química de los magmas.

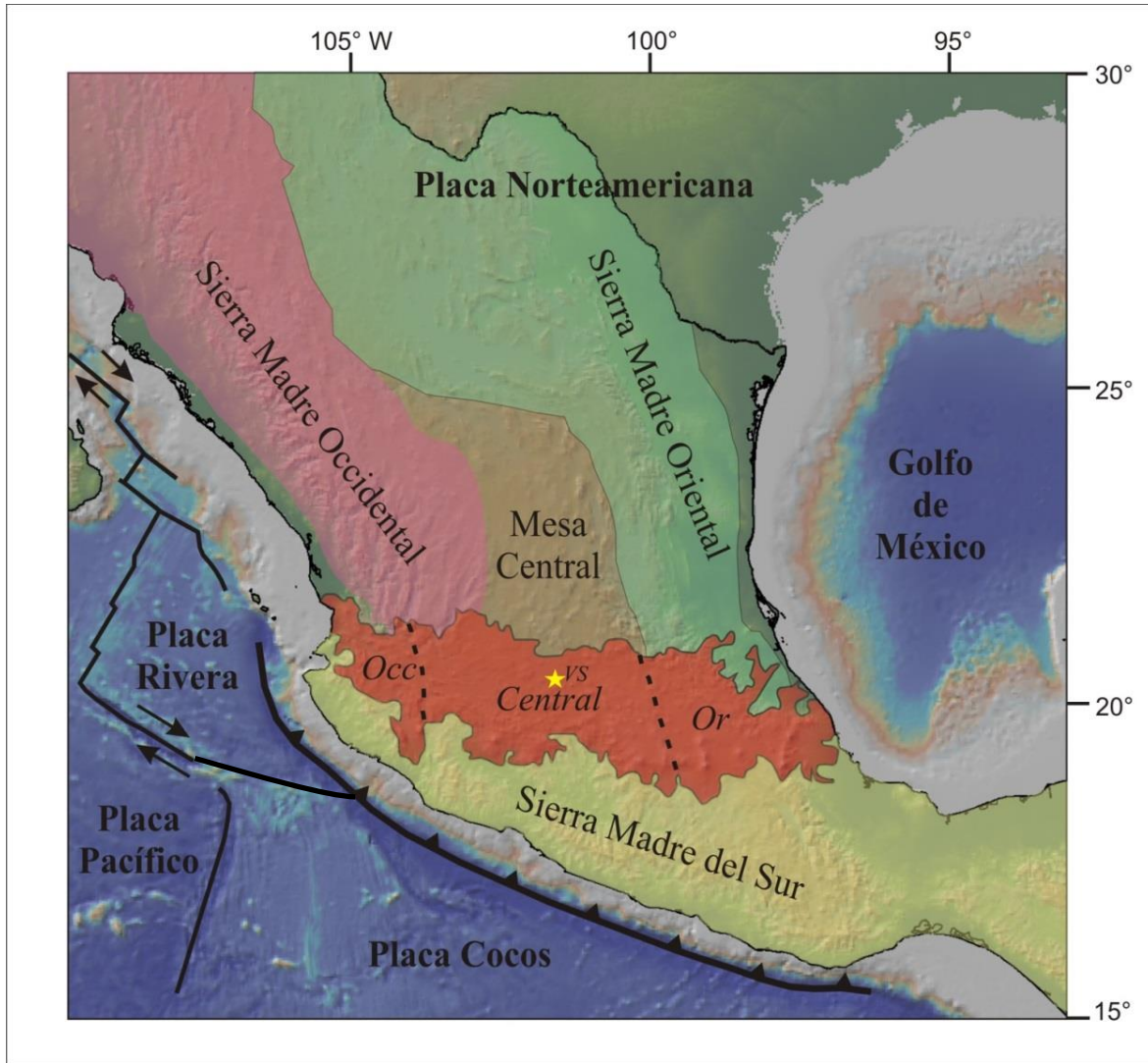


Figura 2.1 -. Localización de la Faja Volcánica Transmexicana (en rojo). Además se muestran las principales provincias geológicas de México y las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM (Basado en Gómez Tuena *et al.*, 2007). Nótese que VS se ubica en el extremo septentrional del sector central, cerca de la Mesa Central.

El sector occidental se encuentra limitado por el *rift* de Colima (Figs. 2.1 y 2.2); en esta zona el arco se sobrepone a la parte norte del bloque Jalisco y al límite sur de la Sierra Madre Occidental (SMO); ahí se presenta un volcanismo bimodal hacia la parte sur de la SMO, el cual lo constituyen estratovolcanes y complejos de domos dacíticos – riolíticos y centros monogenéticos basálticos, en cambio el volcanismo en el bloque Jalisco es casi exclusivamente basáltico – andesítico (Ferrari, 2000).

El sector central se encuentra entre el *rift* de Colima y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Figura 2.2). El volcanismo en este sector comprende campos monogenéticos y volcanes escudo de composición basáltico – andesítica, en el que destaca por su extensión el CVMG (Ferrari, 2000).

El sector oriental, ubicado al este del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Figuras 2.1 y 2.2), está formado por estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica (Ferrari 2000). El basamento de este sector es corteza de edad precámbrica de tipo cratón (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995).

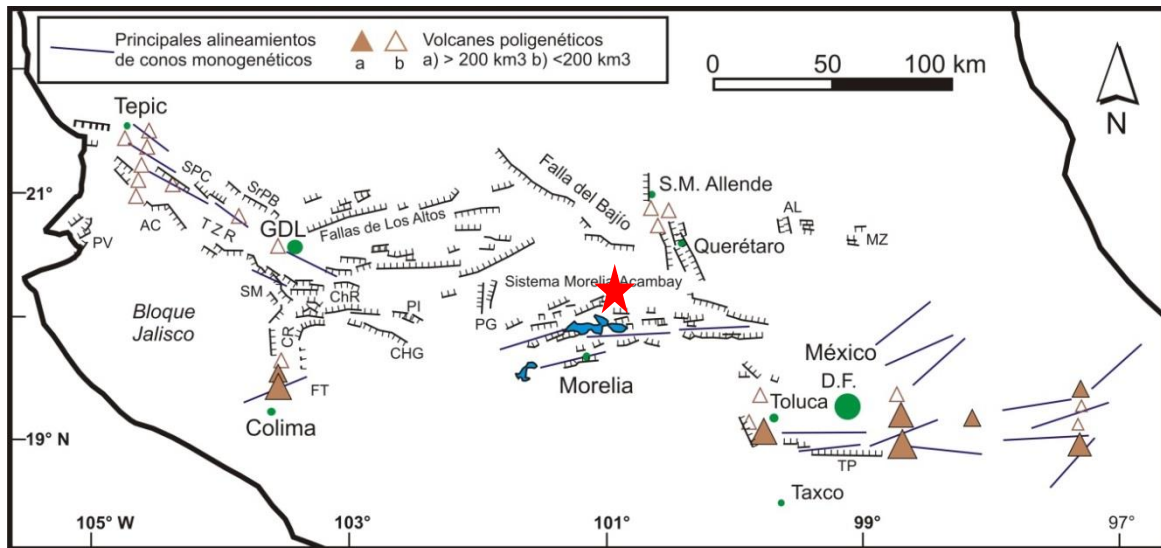


Figura 2.2-. Esquema en el cual se muestran los patrones estructurales regionales adentro de la FVTM. Hacia el área comprendida entre Valle de Santiago (resaltado con una estrella roja) y Querétaro se encuentra la convergencia de tres sistemas de fallas regionales: El Bajío, Taxco – San Miguel de Allende y Morelia – Acambay. Abreviaturas TZR: *rift* Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: *rift* de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: *rift* de Chapala; PI: fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo; AL: semigraben de Aljibes; MZ: graben de Mezquital; TP: sistema de fallas La Pera (Modificado de Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

La evolución geológica de la FVTM ha sido muy variada, por lo que Gómez-Tuena *et al.* (2007) dividieron la historia eruptiva de la FVTM en cuatro episodios principales: 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, 2) un episodio máfico del Mioceno tardío, 3) un episodio silícico de

finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y 4) la reinstalación de un arco predominantemente calcoalcalino (andesítico), pero con gran variabilidad composicional, a partir del Plioceno tardío. En el periodo (4) fue cuando el frente volcánico en el sector central comenzó a ser dominado por campos volcánicos monogenéticos. También en este último episodio, durante el Cuaternario, se formaron en los otros dos sectores los principales estratovolcanes de la FVTM, siendo el complejo volcánico de Colima el de mayor volumen de material emplazado ( $\approx 700 \text{ km}^3$ ; Robin *et al.*, 1987); los demás estratovolcanes presentan volúmenes menores a  $100 \text{ km}^3$  y se encuentran asociados a fallas regionales de orientación WNW – ESE (Figura 2.2).

## 2.2 Actividad hidrovulcánica de Valle de Santiago

El CVMG comprende la parte norte del estado de Michoacán y la porción sur del estado de Guanajuato, con un área aproximada de  $40,000 \text{ km}^2$ . En él se han documentado más de 1000 volcanes monogenéticos de los cuales más del 90% son conos cineríticos, siendo el resto de los volcanes escudos de lava continental, maares, domos y derrames de lava aislados (Hasenaka y Carmichael, 1985). La actividad volcánica en el CVMG parece haber migrado hacia el suroeste en el Cuaternario, como lo sugieren las erupciones históricas de los conos cineríticos como el Parícutín (1942 - 1952) y Jorullo (1754-1779) ambos ubicados en la parte sur del campo. Las estructuras freatomagmáticas de VS se localizan hacia el extremo septentrional del CVMG. Una de las características del CVMG es carecer de grandes estratovolcanes excepto por el volcán Tancítaro.

La composición química de los productos volcánicos de VS sugiere componentes adicionales a los asociados a subducción en la génesis de algunos volcanes jóvenes. Mientras que algunas rocas tienen una firma de subducción, otros tienen composiciones alcalinas de lavas de intraplaca, similares a los de la Provincia Extensional del Norte Mexicana (Luhr *et al.*, 2006), que se localizan en la región ubicada al norte de Valle de Santiago en la Mesa Central.

Los conos cineríticos y maares de Valle de Santiago se localizan a unos 100 km al norte del frente volcánico activo, como consecuencia de lo que ha sido llamado “el hueco de Tzitzio” (*Tzitzio gap*: Blatter y Hammersley, 2010). Murphy (1986) hizo notar que los conos cineríticos y maares en las cercanías de VS dan edades K – Ar del Cuaternario, mientras que los escudos de lava continentales de la región son más antiguos, alcanzando una edad de hasta 6.8 Ma; el mismo autor observó que los conos cineríticos y maares de VS fueron excavados en escudos de lava pre-existentes. Ejemplos de éstos son: La Alberca, Rincón de Parangueo y La Mina, sitios en donde flujos de lava andesíticos de los escudos de lava más antiguos se encuentran expuestos en las paredes de los cráteres.

Hasenaka y Carmichael (1985) reportaron un total de 20 volcanes tipo maar en el campo volcánico Michoacán – Guanajuato, muchos de estos se localizan en el área de VS. Este hecho sugiere que en la región de VS existió una condición hidrológica especial, comparado con el resto del campo volcánico Michoacán – Guanajuato.

Aranda Gómez *et al.*, (2013), reconocieron en los alrededores de Valle de Santiago por lo menos 50 conos cineríticos, 17 volcanes tipo maar y 15 escudos de lava (Figura 2.3); también interpretaron las grandes planicies cubiertas por aluvión, que se encuentran hacia la parte NE de Rincón, como el lecho de un paleo-lago y aseveraron que el lago de Yuriria es un vestigio de ese paleo-lago.



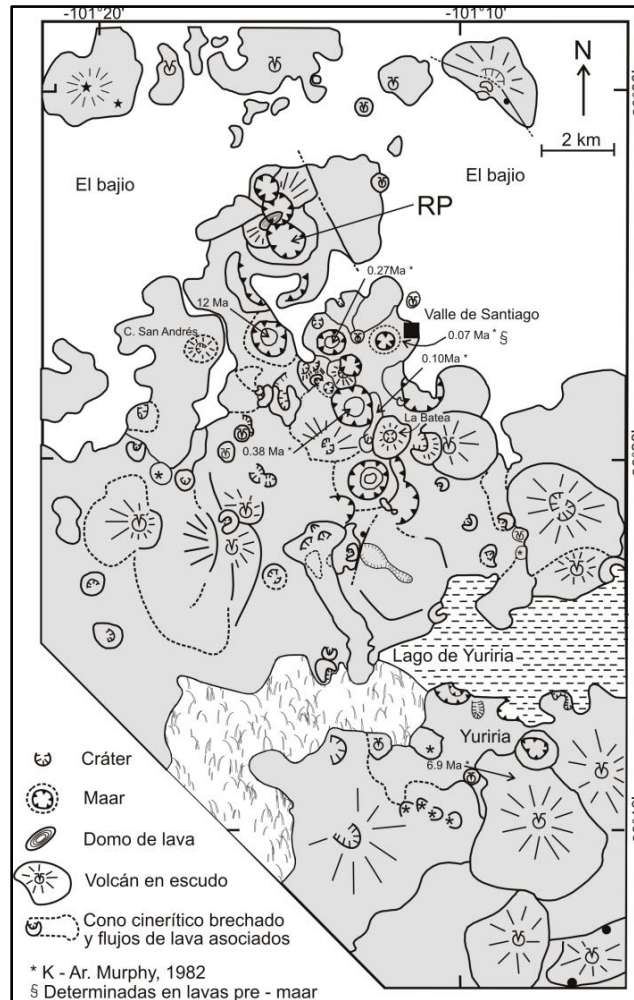


Figura 2.3-. Mapa fotogeológico de la región de Valle de Santiago en el cual se ilustran las diferentes estructuras volcánicas que se encuentran en las cercanías de la zona de estudio. Las fallas normales con orientación ENE en la esquina SE del mapa son parte del *rift* de Chapala. RP = Rincón de Parangueo. (Tomado de Aranda Gómez *et al.*, 2013.)

Aunque en las zonas aledañas a Valle de Santiago y en el interior de otros maars recientemente desecados aún no se observa subsidencia, no puede descartarse la posibilidad de que el fenómeno pueda ocurrir en el futuro cercano, ya que los sedimentos del lago regional y/o de los lagos-cráter son susceptibles a la compactación. Sin embargo, si la hipótesis de que la tasa de subsidencia anómala en la HRP está asociada a la presencia de evaporitas, es poco probable que dicha tasa se repita en otros sitios cercanos, ya que la HRP contuvo el único lago con agua salobre en la región.

### 2.3 Arreglo estructural de la región

Los patrones estructurales en la FVTM varían de una región a otra y aparentemente no se puede hacer una generalización válida acerca de ellas para toda la cadena (Demant, 1981). Del Neógeno al Reciente el estilo tectónico dominante para la FVTM ha sido de tipo extensivo. En el contexto de esta investigación estas estructuras son importantes no solo porque influyen en la ubicación de los volcanes, sino porque definen un patrón estructural en el lecho rocoso que subyace a los rellenos aluviales y/o lacustres. Las estructuras sepultadas, de acuerdo a las hipótesis planteadas por Pacheco-Martínez y Arzate-Flores (2007), ejercen un control pasivo en la formación de las fallas asísmicas formadas por compactación diferencial, que son una de las evidencias más obvias de que la subsidencia está sucediendo.

Aranda-Gómez *et al.*, (2013) hicieron notar que en el área comprendida entre Querétaro y VS (Figura 2.2) se localiza la intersección de tres sistemas de fallas regionales: Taxco – San Miguel de Allende (SFTSMA) con un rumbo N 20 W, Morelia – Acambay (SFMA) predominantemente N 70 E y El Bajío (SFB) con rumbo N 50 W; todas estas estructuras han tenido actividad en el lapso entre el Neógeno y el Reciente (Suter *et al.*, 1995).

El SFTSMA fue reconocido por Demant (1978) como un lineamiento mayor al que le adjudico movimiento lateral derecho durante el Mioceno. Este lineamiento está constituido por fallas con rumbo NNW-SSE; tiene más de 30 km de ancho y  $\approx$  500 km de longitud. El SFTSMA es el límite entre dos bloques corticales con distinto espesor y distinta topografía y ha influido en los patrones de fallamiento de la deformación cenozoica de esta parte del centro de México (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). También se ha observado que el SFTSMA separa dos estilos de volcanismo en la Faja Volcánica Transmexicana; Ferrari (2000) remarca que desde el *rift* de Colima hasta el SFTSMA, el volcanismo en la Faja Volcánica Transmexicana es principalmente monogenético y de composición andesítica, mientras que al oriente del SFTSMA, el volcanismo predominante es poligenético.

El sistema de fallas El Bajío es un conjunto de fallas bien definido que forma el frente de la Sierra de Guanajuato y en él se han documentado fallas normales con desplazamientos mayores a 500 m. El SFB puede considerarse como una parte del límite septentrional de la Faja Volcánica Trans Mexicana y es una falla mayor que expuso al basamento mesozoico en la Sierra de Guanajuato y es el límite meridional de los afloramientos de rocas volcánicas silíceas oligocénicas de la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental en la región. Las fallas del SFB presentan una orientación N 50 W y son más notorias en aquellos sitios en que está expuesto el basamento. Las rocas más jóvenes que corta la Falla del Bajío son del Mioceno medio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA), afecta el sector central de la FVTM y es parte del sistema de fallas Chapala – Tula, que tiene una tendencia  $\approx$  E – W. El SFMA aflora entre Morelia y Yuriria y consiste de dos estructuras principales con varios segmentos que definen el límite tectónico entre dos dominios geológicos: al norte, la región está formada por rocas volcánicas plio – cuaternarias y sedimentos fluvio – lacustres de la FVTM. Al sur están expuestas rocas volcánicas del Mioceno de la Sierra Mil Cumbres. El SFMA ha causado la reorganización estructural y morfológica de las partes centro y oeste de la FVTM, formando cuencas fluvio – lacustres y escarpes de falla de hasta 200 m (Garduño Monroy *et al.*, 2009).

Muchos de los centros volcánicos del CVMG ocurren a lo largo de alineamientos E – W, que corresponden a la orientación general de la FVTM, y del sistema de fallas Tula-Chapala. Algunos de estos alineamientos se extienden en el norte en El Bajío, en Guanajuato, y unos pocos en el sur, en tierras bajas más cercanas a la costa. Los maeres y conos cineríticos de VS se alinean siguiendo una tendencia clara NNW, que posiblemente está controlada por una falla cortical que controló el ascenso de magma (Aranda-Gómez, *et al.*, 2013). La abundancia de maeres alrededor de VS podría ser una señal de la presencia de un lago extenso en el área al tiempo que los maeres se formaron (Aranda-Gómez *et al.*, 2002).

Los maeres de VS definen un alineamiento aproximado N 25 W de  $\approx 50$  km de longitud, desde las orillas del lago de Yuriria hasta los alrededores de la ciudad de Irapuato. El conjunto de conos cineríticos alrededor de VS tienden a formar dos alineamientos con orientaciones N 45 W y N 80 E, mientras que los escudos de lava de la región aparentemente están distribuidos al azar. Los alineamientos en dirección NW de volcanes parecen relacionados con fallas normales del Neógeno expuestas en el límite entre El Bajío y Sierra de Guanajuato (i.e. las fallas normales del SFTSMA), y los alineamientos ENE con un notable sistema de fallas normales del Cenozoico tardío expuestas al sur del lago de Yuriria (Aranda Gómez *et al.*, 2013), que es parte del SFMA.

Aunque hay varios sistemas de fallas que convergen en la zona de El Bajío y el fallamiento por subsidencia se encuentran documentado principalmente en áreas urbanas como Celaya y Salamanca se ha señalado (Aranda-Gómez *et al.*, 2013) que las fallas por subsidencia en la región de El Bajío siguen los patrones NNW y ENE, similares a los de SFTSMA y al SFMA, respectivamente.

## CAPÍTULO III

### Geología de Rincón de Parangueo

#### 3.1 Introducción

En éste capítulo se describen brevemente el medio geológico cercano al maar de Rincón de Parangueo y los rasgos geológicos principales observados en lo que fue el lecho del lago perenne en el fondo del cráter. Se piensa que las estructuras expuestas en el lecho del lago son relativamente recientes (<50 años) e independientes de los procesos volcánicos que originaron al maar que se considera como cuaternario (Aranda-Gómez *et al.*, 2013).

#### 3.2 Complejo volcánico de Rincón de Parangueo

El Complejo volcánico de Rincón de Parangueo está formado por un conjunto de seis volcanes entre los que se encuentra el maar de HRP. Cuatro de estos cuerpos volcánicos se desarrollaron en o cerca de un escudo de lava continental de composición traquiandesítica que se cree que es del Plioceno (Murphy, 1986). Contiguo al volcán escudo existe un anillo de toba que se encuentra parcialmente erosionado, con una edad isotópica Ar/Ar reportada de 0.137±0.09 Ka (Aranda-Gómez *et al.*, 2013) y adentro de uno de los maares excavados en el escudo de lava se desarrolló un domo de lava de composición riolítica (Aranda-Gómez *et al.*, 2013). El complejo de Rincón de Parangueo forma parte de un alineamiento de maares (Figura 1.1b) que se extiende por 50 km y que tiene una orientación de N 25 W. Alrededor del complejo hay una planicie de sedimentos lacustres que representan el lecho de un paleo-lago, que posiblemente existía al tiempo en que se formaron los maares y el anillo de toba.

#### 3.3 Hoya de Rincón de Parangueo

La Hoya de Rincón de Parangueo es el cráter de un maar y tiene una forma burdamente semi – elíptica. Se caracteriza por tener expuestas en las partes bajas de sus paredes derrames de lavas de composición traquiandesítica

correspondientes al volcán escudo del Plioceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2013). En el fondo del cráter se localizan los restos de un lago altamente alcalino (Armienta *et al.*, 2008), que hasta la época de los años 1980's era perenne, ya que la altura que alcanzaba su superficie del agua era estable, a pesar de ubicarse en una región en que la evaporación potencial anual excede a la precipitación anual. Sin embargo, en las últimas tres décadas el cráter comenzó a experimentar una desecación gradual y actualmente lo que fue el lago es una charca somera formada por agua de lluvias, que durante el periodo de secas tiende a desaparecer (en adelante se denominará a esta charca "el lago-playa"). La causa a la que se atribuye el cambio de lago a lago-playa es la sobreexplotación del agua subterránea en el acuífero Irapuato-Valle de Santiago que en parte descargaba en el lago (Escolero-Fuentes y Alcocer-Durand, 2004).

La línea de costa (Lámina 1 en sobre) del lago coincide burdamente con: (1) el límite entre la vegetación compuesta por árboles y arbustos espinosos que crecen en suelos desarrollados a partir de los depósitos de talud derivados de las lavas pre-maar y (2) con los afloramientos de sedimentos calcáreos de grano fino y color blanco acumulados en el lago, los cuales generalmente carecen de vegetación, con excepción de áreas pequeñas cubiertas por pastos. En la actualidad el rasgo topográfico más sobresaliente del fondo del lago es un escarpe con una altura promedio de 15 m, que se presenta cerca de la costa del lago en tres cuartas partes de la cuenca; este rasgo no existe o está considerablemente disminuido en la parte occidental del lago (Lámina 1).

Cerca de la costa del lago existe una plataforma calcárea continua compuesta por estromatolitos que a veces crecieron alrededor de rocas, troncos o ramas (Figura 3.1).



Figura 3.1-. Imagen en la que se observa remplazo por carbonatos en fragmentos de corteza de árbol.

Cianobacterias y otros micro-organismos (Chacón *et al.*, 2011) originaron estromatolitos (Figura 3.2) con morfologías distintas que originaron: 1) montículos (biohermas) de aproximadamente un metro de alto y diámetros variables y 2) una planicie (biostroma) en donde los estromatolitos con forma esférica frecuentemente presentan diámetros promedio de 5 cm, y tienen un arreglo que semeja un pavimento empedrado. Los estromatolitos son estructuras calcáreas de origen orgánico que en sus bordes externos muestran una estructura finamente laminada (Charles-Polo, 2010). Debajo de los biohermas y biostromas se observa una capa de tufa deleznable, de menos de 50 cm de espesor, compuesta por fragmentos pequeños de troncos y ramas reemplazados por carbonatos. Una sucesión compuesta por lodo calcáreo, finamente laminado, generalmente subyace a la tufa, siendo su espesor desconocido. En algunos escarpes de falla cercanos a la costa del lago se encuentran expuestos paleosuelos o sedimentos volcanoclásticos estratificados o depósitos de talud debajo de los sedimentos calcáreos. En la actualidad la plataforma calcárea se encuentra parcialmente fragmentada por un sistema de fallas con un arreglo anular (Lámina 1), la cual coincide con el borde del escarpe topográfico. Los vestigios de la plataforma calcárea original se encuentran entre el límite entre los árboles que crecen en los

depósitos de talud y las paredes del cráter y el sistema de fallas que bordea al escarpe principal (Lámina 1).



Figura 3.2-. Fotografías en donde se muestran las formas en que crecen los estromatolitos, a) biohermas, b) biostromas.

En el lecho del lago, pero principalmente cerca del escarpe de falla principal se presentan una gran cantidad de estructuras que afectan principalmente a los sedimentos lacustres (Lámina 1), aunque también se puede observar que en algunas áreas la deformación se desarrolló en suelos, depósitos volcanoclásticos y depósitos de talud. Como se describe más adelante en esta tesis, se cree que la deformación es: a) producto de subsidencia del fondo del cráter, b) está activa y c) es representativa de deformación gravitacional en sedimentos que en su contacto con la atmósfera se deforman de manera frágil, mientras que a una profundidad pequeña y debido a la presencia de agua y a la naturaleza misma de los sedimentos, se deforman de manera dúctil.

A grandes rasgos, el fondo del cráter puede dividirse en dos dominios estructurales con estilos de deformación contrastantes. Entre estos dos dominios, existen zonas de transición que se relacionan a deslizamientos de ladera gravitacionales. Por su ubicación, a los dos dominios principales se les da el nombre de dominio oriental y dominio occidental, respectivamente (Lámina 1).



### 3.4 Características geológico-estructurales

Rincón de Paranguero es un cráter con rasgos estructurales únicos, con relación a los otros mares desecados recientemente en la región de Valle de Santiago, ya que en los mares adyacentes no existen evidencias de deformación. En conjunto con el sistema de fallas anular expuesto en y cerca del escarpe topográfico, se observan rotaciones en la inclinación de bloques de lodo seco hacia el centro de la cuenca que oscilan entre  $10^\circ$  y  $50^\circ$  (Lámina 1). Otro rasgo estructural notorio en la pendiente del escarpe de falla son dos familias de fracturas de tensión; uno de ellos radial con relación al depocentro de la cuenca y el otro aproximadamente paralelo al sistema anular de fallas (Figura 3.3a). Ambos sistemas de fracturas presentan una separación entre paredes de bloques que varía de centímetros a más de un metro. Algunas de estas fracturas de tensión en el escarpe alcanzan profundidades de más de dos metros (Figura 3.3b).

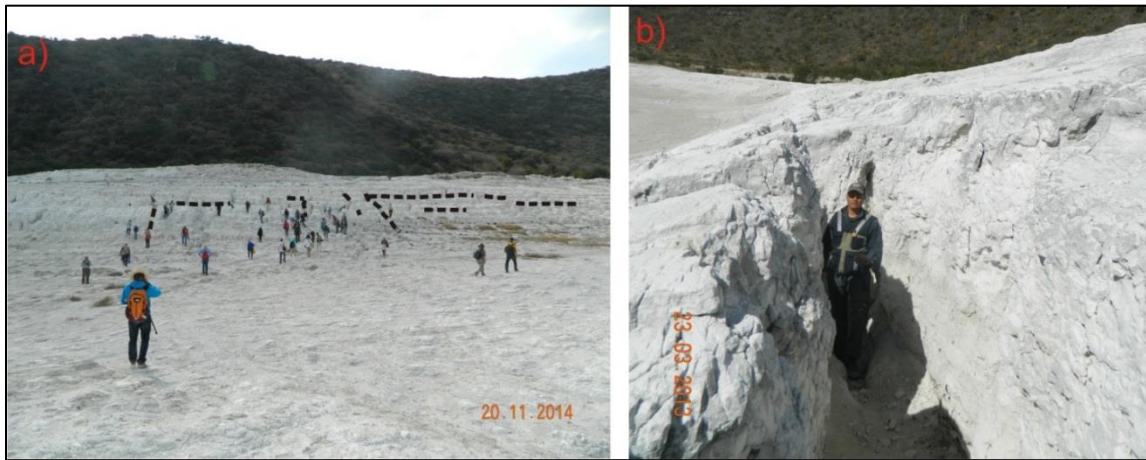


Figura 3.3- a) imagen panorámica del escarpe de falla principal visto desde el interior del lago, las líneas negras discontinuas muestran los dos grupos de fracturas de tensión mencionados en el texto. b) vista paralela al escarpe topográfico, en ella puede apreciarse la profundidad y separación de los bloques.

A escala menor, en varios sitios cercanos a la base del escarpe de falla sobre el suelo lacustre, se observan áreas en donde se encuentran expuestas capas con micropliegues intercaladas con capas en donde la laminación es paralela en el lodo. Este tipo de “estratificación retorcida” (*convoluted bedding*) se hace evidente durante la temporada de lluvia cuando el lodo se encuentra húmedo. Por sus

características, se piensa que estos micropliegues son independientes de los otros rasgos estructurales que se discuten en la tesis. Posiblemente se asocian a la formación de corrientes de turbidez adentro del lago.

Hacia la parte central de la cuenca, en el área en donde hay mayor humedad cerca del lago-playa, durante la temporada de secas se observan grietas de contracción formadas por desecación del lodo. Éstas son distintas de los otros dos sistemas mencionados, ya que tienden a formar arreglos pentagonales o hexagonales y su profundidad rara vez llega a ser de un metro. También estas estructuras son consideradas independientes de la deformación gravitacional objeto de esta investigación.

En varios sitios del escarpe de falla se presentan evidencias de que en el pasado reciente ha habido procesos de ladera en el escarpe topográfico. En el mapa geológico (Lámina 1) se señalan estos rasgos como “*landslides*” y en el campo es claro que cada uno está formado por un escarpe, una zona de acortamiento (usualmente cubierta por depósitos de talud) y otra de acumulación en donde se observan megabrechas caóticas. Como se verá en la discusión, hay diferentes tipos de movimientos de ladera (Alcántara-Ayala, 2000) que sucedieron o están operando en el escarpe topográfico.

### **3.5 Estructuras del sector oriental del lago**

El rasgo característico de este conjunto de estructuras es la presencia de dos sistemas sub-paralelos de fallas normales, la mayoría con el bloque hundido hacia el lago. El sistema más antiguo coincide con el borde superior del escape topográfico y el más joven es formado por fallas lístricas (Figura 3.4) que causan la formación de pliegues *rollover* en la plataforma calcárea (véanse las fallas etiquetadas como “futuro escarpe de falla principal” en Lámina 1), que se ubica entre el escarpe de falla y las paredes del cráter. Otras características de la zona son: (1) la ausencia de domos hacia la base del escarpe topográfico (Lámina 1), (2) una pendiente relativamente alta en el escarpe topográfico y (3) la presencia

de una gran cantidad de fracturas y fallas con desplazamientos pequeños en la plataforma carbonatada.

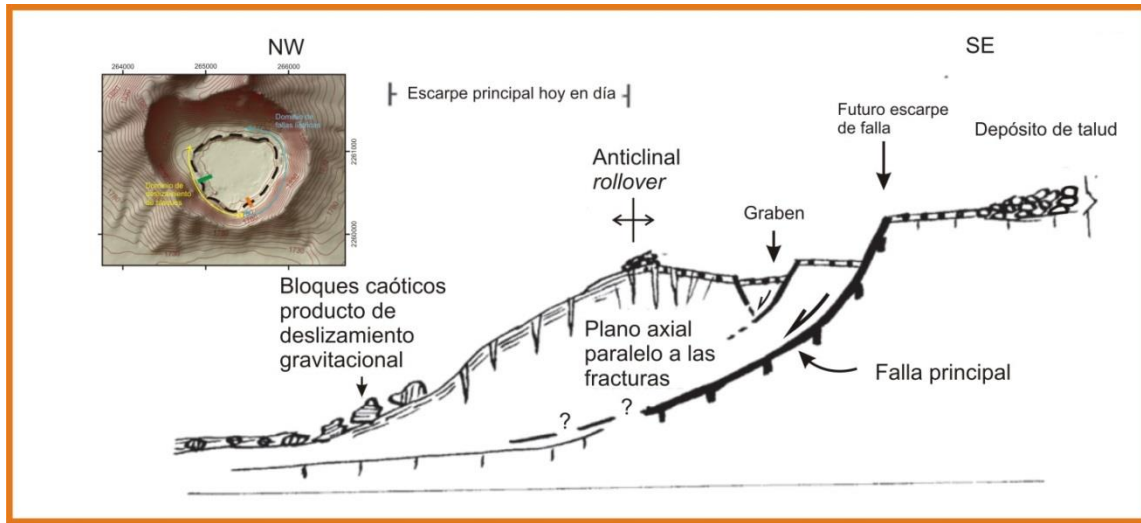


Figura 3.4-. Sección transversal esquemática en la que se ilustra el estilo de deformación principal observado en la parte oriente del cráter. (Modificado de Aranda-Gómez *et al.*, 2013). El modelo de elevación digital del cráter muestra en naranja la ubicación de la línea de sección.

### 3.6 Estructuras del sector occidental del lago

El escarpe en el sector occidental se presenta como un rasgo atenuado o con superficies suavemente inclinadas. Hacia la base de este rasgo morfológico existe un número sustancial de domos y algunos anticlinales abiertos. En la porción oeste del escarpe topográfico principal entre, los paralelos 2260500 y 2260900 (Lámina 1) la topografía tiene una pendiente más suave que el resto del escarpe y es en esta zona donde los dos juegos de grietas de tensión se encuentran mejor desarrollados y la separación entre bloques de lodo seco laminado y la profundidad de las grietas son mayores. Aranda-Gómez *et al.* (2003) interpretaron estos rasgos como producto del movimiento pendiente abajo de bloques de lodo seco. Al parecer el movimiento de los bloques es controlado por una superficie de despegue plana, suavemente inclinada hacia el depocentro del lago (Figura 3.5). Al llegar a lo que hoy es el fondo del lago-playa los bloques ejercen presión sobre el lodo húmedo en el subsuelo, lo cual causa una removilización de éste y una inyección del mismo hacia arriba, manifestándose como cadenas de domos y pliegues que son aproximadamente paralelos al escarpe topográfico.

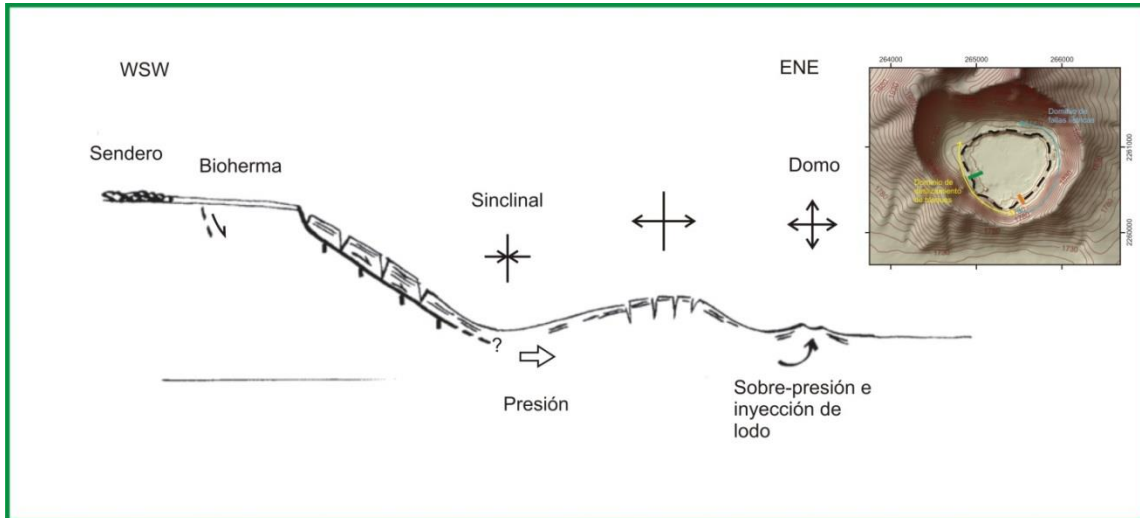


Figura 3.5-. Sección esquemática que muestra el estilo de deformación del lado oeste en el anillo de falla. Nótese que el deslizamiento de bloques pendiente abajo ejerce presión originando pliegues y produce el ascenso e inyección de lodo húmedo que se manifiestan en superficie en forma de domos. (Modificado de Aranda *et al.*, 2013). El modelo de elevación digital muestra en verde la ubicación de la sección.

En otras secciones del escarpe topográfico, como en el lado SW del lago, se encuentran pendientes abruptas y megabrechas caóticas con tamaños de clastos de decenas de centímetros a metros en su base, que sugieren que procesos de ladera están activos. Cerca de las bases de los *landslides* en el sector occidental, se han formado conjuntos de domos y el sistema de fallas normales cercano a la costa del lago carece de planos lístricos. En este mismo sector hacia el noroeste, la deformación se presenta diferente, ahí el escarpe es casi vertical está desarrollado en parte en un depósito epiclástico volcánico compuesto por arenas gruesas, ligeramente conglomeráticas, que subyacen a los sedimentos lacustres calcáreos. En esta parte los procesos de ladera fueron de tipo vuelco (Alcántara-Ayala, 2000) en donde hay bloques girados 90° que se encuentran a la base del escarpe. La base del escarpe topográfico del sector occidental sobresale por ser la única zona en donde son comunes pliegues con longitudes de onda amplia así como domos producto de la inyección vertical de lodo relacionados a la sobre-presión ejercida por bloques que se deslizan hacia el centro de la cuenca o por presión de megabrechas ubicadas en la zona de acumulación de *landslides*. Otra

particularidad de este sector es que hay tres porciones del escarpe (Lámina 1) en donde su dirección cambia de manera abrupta. Éstas coinciden con transiciones entre topografías relativamente atenuadas y escarpes más abruptos. Ahí el estilo estructural es más semejante a aquel en donde se ha inferido una superficie de despegue plana.

### **3.7 Mapa estructural del maar de Rincón de Parangueo**

Las observaciones en campo y la documentación sistemática de estructuras, llevadas a cabo en el fondo del cráter de Rincón permitieron la elaboración de un mapa geológico en donde se incluyen las estructuras expuestas en la superficie.

El mapa estructural de la Lámina 1 se construyó a partir de un modelo digital de elevación en donde el relieve sombreado permitió tener una visión tridimensional del relieve del área cartografiada. Los rasgos cartografiados son:

- Las principales fallas que rodean el fondo del maar de RP.
- Las áreas en donde se presentan los dos estilos de deformación más característicos de RP.
- Las estructuras formadas a partir de cada estilo de deformación estructural.
- La actitud de las capas medidas en el campo.
- La extensión de la plataforma calcárea alrededor del cráter.
- La distribución del relleno sedimentario del cráter.
- La localización de la charca de agua que representa en la actualidad los vestigios del lago-cráter. Las zonas en el escarpe en han sucedido deslizamientos gravitacionales.
- La línea de costa que existía antes del inicio de la desecación.
- La traza de intersección de las secciones de radar que se discutirán más adelante en esta tesis.

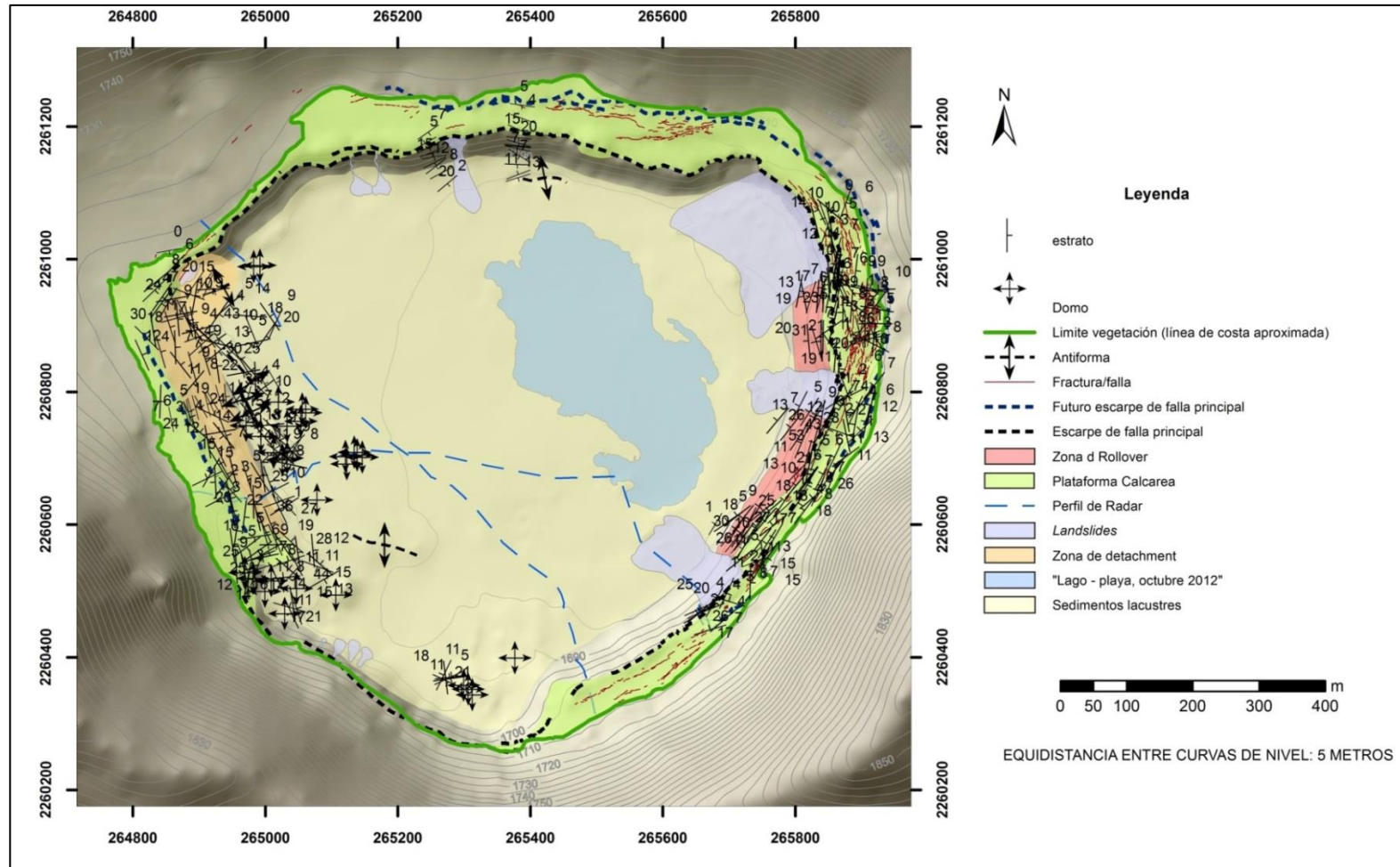


Lámina 1-. Mapa estructural del interior del maar de Rincón de Paranguero, en donde se muestran las estructuras principales formadas por subsidencia y desgaste de masas.

## CAPÍTULO IV

### **Caracterización de la deformación por medio de radar de penetración terrestre**

#### **4.1 Introducción**

El objetivo en este apartado de la investigación fue tratar de documentar a profundidad la geometría de las estructuras observadas en campo, siendo de interés particular: 1) la forma de los planos de falla que actúan como zonas de despegue y controlan la rotación de los bloques de lodo seco cerca de la superficie en ambos dominios y 2) documentar el flujo vertical de lodo y su papel en la formación de los domos observados al pie del escarpe topográfico en el dominio occidental.

#### **4.2 Generalidades del método de Radar de Penetración Terrestre (RPT)**

El RPT es una herramienta geofísica desarrollada durante las últimas tres décadas que se usa para el análisis de las estructuras u objetos sepultados y ubicados cerca de la superficie. Las ondas de radar han sido de gran utilidad en el estudio de secuencias lacustres y volcano-sedimentarias, ya que por su comportamiento presentan una gran sensibilidad a los cambios de tamaño de grano de las partículas, contenido de agua y grado de compactación de los materiales (Carreón y Cerca, 2006). La permitividad y la conductividad eléctricas son los parámetros que determinan la profundidad de penetración de las ondas de radar a través de los materiales. La profundidad de penetración puede variar dependiendo de las antenas que se tengan disponibles y puede ir del rango de centímetros hasta decenas (< 50m) de metros (Neal, 2004). Una ventaja del RPT es que este es un método geofísico no destructivo que puede proveer perfiles continuos en tiempo real (es decir que se van desplegando en un monitor de computadora conforme se van adquiriendo) lo que permite en ocasiones hacer una interpretación preliminar de los datos en el campo; sin embargo, hay que tener en cuenta que después del procesado de datos la interpretación puede ser completamente diferente.

### 4.3 Principio del método

El RPT emplea ondas electromagnéticas que se reflejan en discontinuidades eléctricas presentes en los materiales o entre límites de capas u objetos que presentan propiedades electromagnéticas diferentes (Neal, 2004).

En la práctica (Figura 4.1), la técnica del RPT consiste en el envío de pulsos electromagnéticos de alta frecuencia, en el rango de frecuencias de energía en megahertz ( $\text{MHz}=10^6\text{Hz}$ ,  $1\text{Hz}=1\text{ciclo/s}$ ), que son transmitidos al subsuelo (Neal, 2004). Parte de la energía es absorbida y/o dispersada hacia grandes profundidades y la otra parte es reflejada a la superficie en donde es captada por una antena receptora (Rangel, *et al.*, 2003). El comportamiento de las ondas electromagnéticas en el medio a estudiar es influenciado por: el contenido de agua, las características fisicoquímicas del agua de poro, las propiedades sólido-líquido-aire en los sedimentos u objetos sepultados y la relación de poros en la fase sólida de los materiales, siendo todos estos parámetros relacionados directamente a cambios en la geología del subsuelo y con los aspectos mecánicos de los materiales ahí ubicados (Fam y Santamarina, 1997).

Generalmente se utilizan antenas de banda ancha en la aplicación de la técnica: una antena que funciona como transmisora y la otra como receptora de las ondas, que para estudios de carácter geológico operan con frecuencias entre 10 – 1000 MHz (Blindow, 2007). En el presente trabajo se utilizó una antena monostática con una frecuencia de 200 MHz buscando tener un mejor control de las discontinuidades presentes en los sedimentos lacustres y/o epiclástico-volcánicos en el fondo del cráter.



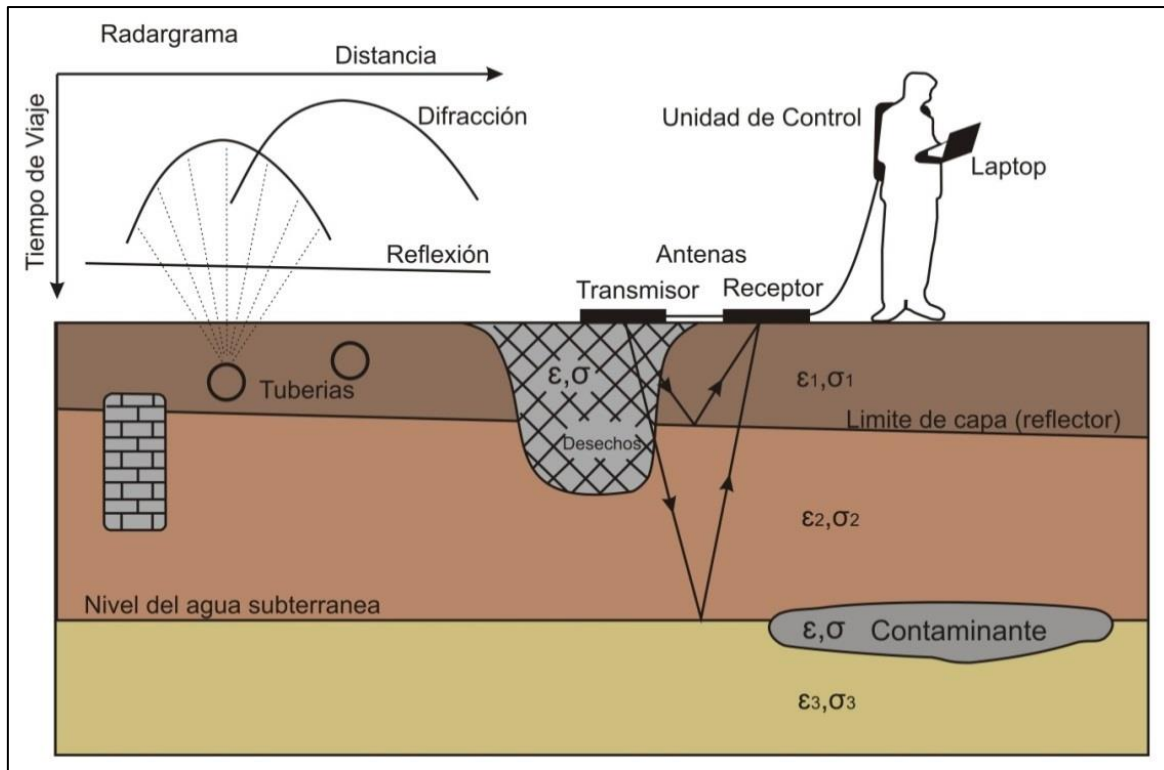


Figura 4.1-. Diagrama que resume las técnicas empleadas en el campo para la obtención de un registro de RPT (Modificado de Blindow, 2007).

La señal, una vez reflejada y que ha regresado hacia la superficie, es recibida por una antena receptora, que la envía a una unidad de control que la amplifica y digitaliza. Los datos colectados y sin procesar son enviados a una computadora que se encuentra conectada a la unidad de control (Figura 4.1). Los pulsos recibidos en la antena receptora permiten hacer mediciones casi-continuas al mover las antenas a lo largo de un perfil sobre la zona de estudio seleccionada.

La frecuencia de las antenas se escoge con base a los objetivos del estudio a realizar y a las propiedades de los materiales que serán estudiados. Los suelos y rocas poco consolidadas presentan permitividades eléctricas promedio cercanas a 9 (Blindow, 2007), lo cual quiere decir que con frecuencias entre 10 – 1000 MHz presentan longitudes de onda ( $\lambda$ ) de 10 – 0.1 m respectivamente. Por lo tanto, frecuencias altas (longitudes de onda corta) proveen una resolución alta. Una

limitante de emplear frecuencias grandes es que tienen una menor penetración en comparación con frecuencias bajas debido a la gran absorción y disipación de las ondas (Blindow, 2007). Sin embargo, con ellas se obtiene una mejor definición de estructuras muy cercanas a la superficie.

#### 4.4 Profundidad de penetración del método

La profundidad de penetración del método es crítica para el análisis de las estructuras de interés. En términos generales, la penetración del método depende parcialmente de las frecuencias empleadas y de las características del medio geológico.

La profundidad de penetración del RPT pueden ser estimada conociendo las profundidades a las que se encuentran las discontinuidades en el medio, si se conocen los valores característicos del medio para las siguientes variables: permitividad dieléctrica relativa, velocidad de onda electromagnética, conductividad y atenuación. En la tabla 4.1 se dan algunos valores promedio de estos parámetros para frecuencias entre 80 – 120 MHz (Neal, 2004).

Tabla 4.1- Ejemplos de propiedades eléctricas de algunos materiales geológicos entre 80-120 MHz. Permitividad dieléctrica relativa ( $\tilde{\epsilon}_r$ ), conductividad ( $\tilde{\sigma}$ ), velocidad de onda electromagnética ( $v$ ), y atenuación ( $\alpha'$ ) para algunos materiales a 100 MHz. Los valores para hielo son para 60 MHz. (Neal 2004).

Material	$\tilde{\epsilon}_r$ (permitividad dieléctrica relativa) adimensional	$v$ (velocidad de onda electromagnética, m ns <sup>-1</sup> )	$\tilde{\sigma}$ (conductividad, mS m <sup>-1</sup> )	$\alpha'$ (atenuación, dBm <sup>-1</sup> )
Aire	1	0.2998	0	0
Agua fresca	80	0.033	0.5	0.1
Agua de mar	80	0.01	000	1000
Arena seca	2.55-7.5	0.15	0.01	0.01
Arena saturada	20 - 31.6	0.06	0.1 - 1	0.03 -0.3
Arena y grava seca	3.5-6.5	0.09-0.13	0.007-0.06	0.01-0.1
Arena y grava húmeda	15.5-17.5	0.06	0.7-9	0.03-0.5

Limo seco	2.5-5	0.09-0.12	1-100	1-300 <sup>a</sup>
Limo húmedo	22-30	0.05-0.07	100	1-300 <sup>a</sup>
Arcilla seca	2.5-5	0.09- 0.12	2- 20	0.28- 300 <sup>a</sup>
Arcilla húmeda	15-40	0.05- 0.07	20- 1000	0.28- 300 <sup>a</sup>
suelo	4 -6	0.12- 0.13	10 <sup>-5</sup> - 40	7x10 <sup>-6</sup> - 24

#### 4.5 Resolución del método

La resolución está dada por la habilidad que tiene el método para distinguir objetos sepultados. La resolución depende principalmente de la frecuencia central (o longitud de onda) y del ancho de banda, la polarización de la onda electromagnética, el contraste de parámetros eléctricos (permitividad y conductividad relativa principalmente) y de la geometría del objeto estudiado (tamaño forma y orientación); también hay que tomar en cuenta las condiciones de ruido (señales electromagnéticas producidas por el hombre o material geológico que atenúe la señal) en campo en el momento de la toma de datos (Blindow, 2007).

La resolución llega a ser un cuarto de la longitud de onda  $\lambda = v f^{-1}$  (Neal, 2004) donde  $v$  es la velocidad de la onda electromagnética en el medio y  $f$  es la frecuencia central (Blindow, 2007). Por lo tanto, la resolución depende en gran medida de la longitud de onda en el medio estudiado, la cual es función de la velocidad de propagación en el medio y de la frecuencia de la señal transmitida (Rangel et al., 2003).

#### 4.6 Características del equipo empleado

En esta investigación se empleó un RPT modelo SIR 20 fabricado por Geophysical Survey Systems, Inc. Durante la toma de datos se empleó una antena de 200 MHz con una permitividad promedio de 16 la cual fue establecida a partir de reconocer reflectores en un núcleo extraído de los sedimentos del cráter en la localidad con coordenadas UTM (2260604 N y 265250E). Esta permitividad promedio se empleó en los datos obtenidos en el fondo de todo el cráter, debido a que la permitividad real en la zona presenta variaciones tanto laterales como verticales, que son producto de

cambios en el contenido de agua y en el tipo de material en los sedimentos (Figura 4.2). En la zona de la plataforma calcárea, en donde se encuentran expuestos los estromatolitos, el contenido de agua es menor y tiene una permitividad aproximada de 6. En la zona del escarpe principal la permitividad es de 14. Dicho valor se obtuvo mediante la correlación de reflectores en una capa a 90 cm de profundidad en donde se da un incremento del contenido de agua de 160 a 240 aproximadamente (Figura 4.2a). En la parte más profunda de la cuenca, en donde la señal es mayormente disipada debido a el contenido de agua, se alcanzó a identificar a dos reflectores ubicados a profundidades de 170 y 240 cm (Figura 4.2c), respectivamente. Con esto se infirió una permitividad de 25.

En la tabla 4.2 se da un resumen de las características del equipo y de los parámetros utilizados para este estudio.

Tabla 4.2-. Parámetros de medición del GPR.

<b>Frecuencia de la antena (MHz)</b>	200
<b>Profundidad de Sondeo (m)</b>	≈ 5
<b>Permitividad</b>	16
<b>Batería (V)</b>	12
<b>Ventana de escucha (ns)</b>	200 y 300

El equipo incluye una computadora conectada a la unidad de control, la cual digitaliza y filtra la señal enviada y recibida por la antena transmisora – receptora, aplicando una serie de algoritmos para obtener el espectro de frecuencias. Los datos enviados a la computadora son desplegados en forma de radargrama (imagen de perfil continuo) del medio prospectado (Rangel, 2003), pudiendo observarse los datos en tiempo real.

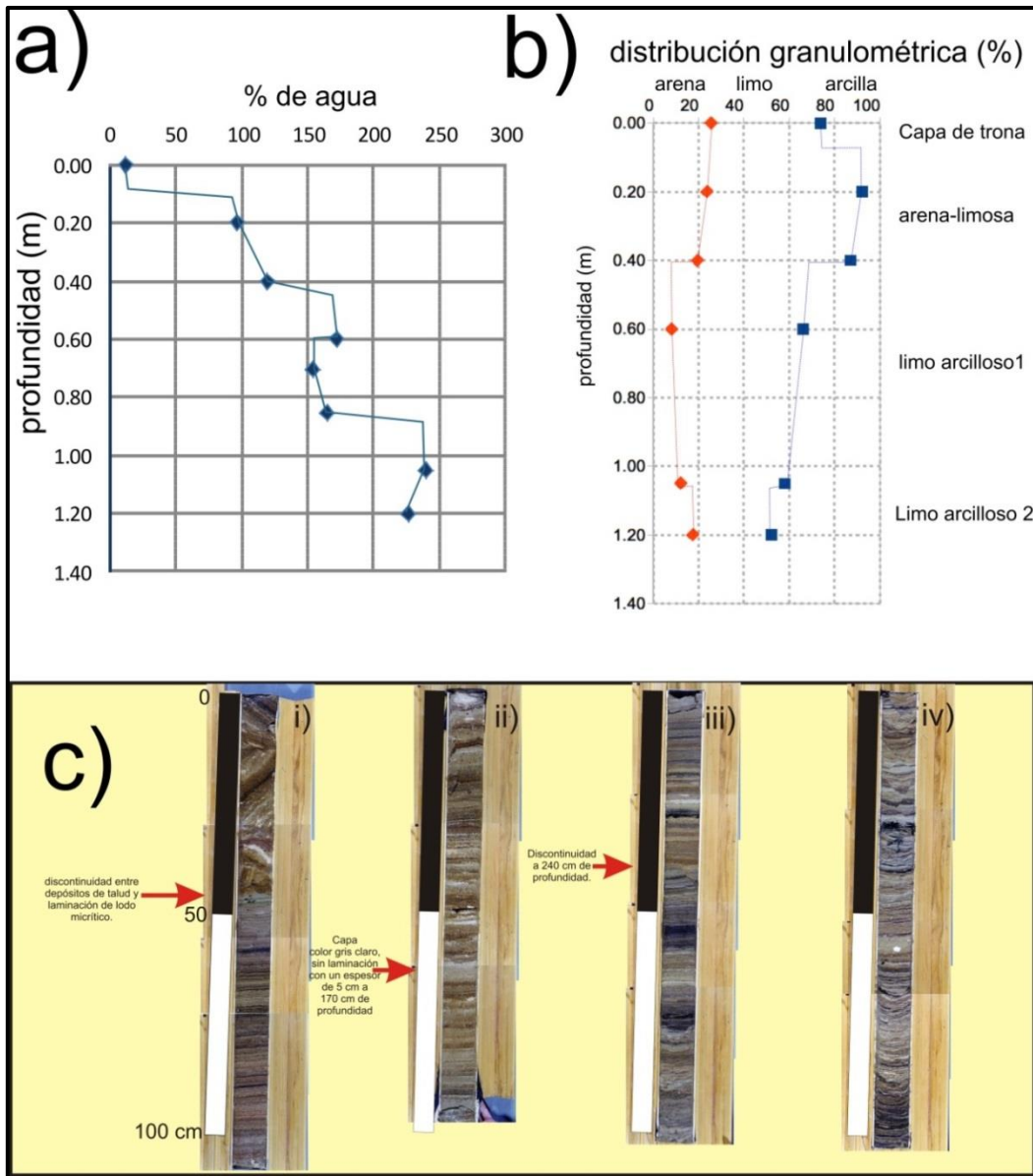


Figura 4.2-. a) Gráfica en la cual se aprecia el aumento del contenido de agua en relación a la profundidad. b) Variaciones de la granulometría a profundidad. Estos parámetros se obtuvieron del núcleo mencionado en el apartado 4.6. c) Registro continuo de la estratigrafía de los sedimentos lacustres a profundidad, los segmentos de núcleo (i,ii,iii,iv) van de 0 - 4 m aproximadamente. Nótese como debajo de 2.4 m los sedimentos están deformados, lo que se cree sucedió por la misma sobrecarga (Fotografía cortesía de H. Bönel).

### 4.7 Adquisición de datos

Antes de realizar una exploración, primero se debe realizar una calibración del RPT, la cual consta de una prueba de medición sobre una superficie horizontal a lo largo de un trayecto con características del suelo conocidas. Esta calibración asegura el

mejor acoplamiento de la antena con la superficie del suelo, ayuda a tener una mejor resolución a partir de la señal y lograr una mejor calibración de los datos del RPT.

Después de calibrar el equipo, el procedimiento empleado en esta investigación fue levantar dos perfiles (véase ubicación en la Lamina 1 y en la figura 4.3). Esto consistió en hacer recorridos ( $\approx 1000$  m de longitud) a lo largo del lecho del lago, de uno de los dominios estructurales a otro. Para cada sondeo se midió el tiempo de viaje de los pulsos del radar, además de ir midiendo simultáneamente la longitud total del radargrama. Durante el trabajo de campo, en un mapa base de la topografía se hicieron anotaciones acerca de las estructuras que se iban observando en la superficie del terreno mientras se realizaba la adquisición de los perfiles con la finalidad de poder correlacionar lo visto a profundidad mediante el radar con las estructuras observadas en la superficie pudiendo entonces comenzar a hacer las interpretaciones.

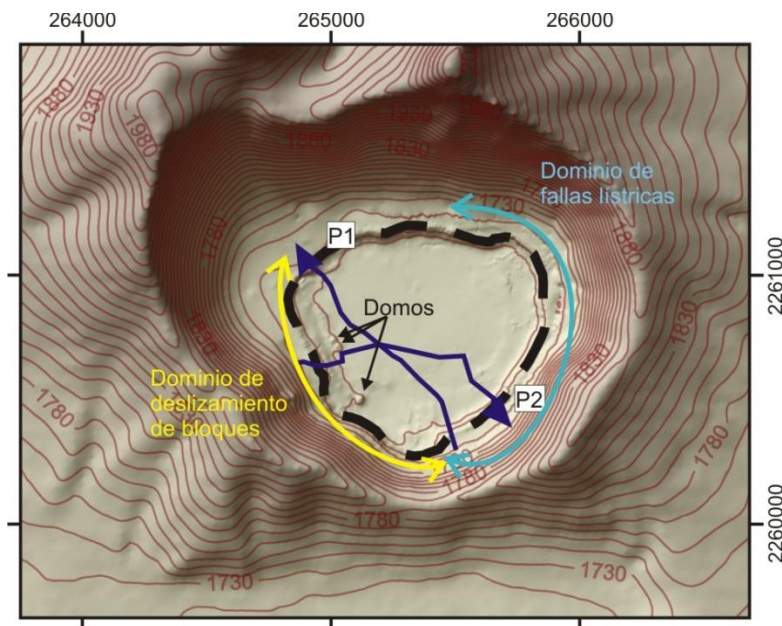


Figura 4.3-. MED del cráter de Rincón de Parangueo. Se muestra la localización de los dos perfiles de radar (P1 y P2). Las flechas en color azul muestran la dirección en que se hizo el recorrido para obtener cada perfil. La línea discontinua negra resalta el escarpe de falla principal. Las flechas en amarillo y celeste destacan los dominios estructurales principales. Nótese que P1 une a las zonas de transición entre ambos dominios estructurales, en donde las estructuras características de cada uno están menos desarrolladas. En cambio P2 une a dos zonas en donde las características de los dominios estructurales están plenamente desarrolladas.

## 4.8 Procesamiento e interpretación de datos

Los radargramas adquiridos en campo se procesaron con el conjunto de programas RADAN 6.6. Para cada uno de los perfiles se realizó un procesado básico que consistió en: corrección topográfica, el ajuste de onda de aire se hizo a partir del ajuste de posición, ajuste horizontal (*stacking*) y corrección estática. Además se empleó un filtro vertical de pasa altos.

En el procesado se siguieron los siguientes pasos en el orden indicado:

1. Se removieron las longitudes de ondas grandes, correspondientes a la onda directa y de superficie, respectivamente. Además se introdujo un filtro espacial para eliminar el ruido correspondiente a ondas de frecuencias alta y baja.
2. Se hizo una corrección topográfica, utilizando un mapa detallado de la topografía, escala 1:2000 con curvas de nivel cada metro, que se estima que tiene un rango de error menor a un metro.
3. Se realizó un ajuste horizontal que consistió en apilar por metro las trazas de muestreo que se obtuvieron; se utilizó un apilamiento (*stack*) de tres, teniéndose una muestra de 10 escaneos por metro. Esto redujo a un factor de tres escaneos por metro para generar una sección sintética.
4. Se ajustó la posición vertical para asegurarse de que el registro comenzó desde un tiempo cero, removiendo así la onda de aire.
5. Se realizó una normalización de la superficie, la cual permite asignar valores a la topografía en la base de datos y corregir por cambios de elevación. Para el caso de nuestras secciones se normalizaron a una escala de 1:2.
6. Se hizo un ajuste de la ganancia, buscando compensar las amplitudes de onda posiblemente reducidas por el contenido de agua en los materiales, buscando tener una mejor claridad en los registros.

## **4.9 Propiedades de los sedimentos**

### **4.9.1 Propiedades físicas y mecánicas de los sedimentos del lado de RP**

La desecación del lago de RP, permitió hacer un muestreo directo de los sedimentos para hacer una caracterización física y mecánica de los mismos. Kienel, *et al.* (2009) realizaron un estudio paleolimnológico de un núcleo de aproximadamente 1.06 m de los sedimentos del lago de HRP. Ellos observaron que los primeros 45 cm del núcleo son caóticos y los calificaron como un “depósitos de avalancha”. Debajo del depósito caótico documentaron una secuencia de capas laminadas; estas capas presentan cambios rítmicos de color de beige a café oscuro. Las capas beige están compuestas por lodo micrítico carbonatado con cristales de 2 a 5  $\mu\text{m}$ . Las capas café oscuro están compuestas por arcilla y limo con restos de materia orgánica. Ellos observaron también capas intercaladas más prominentes de coloraciones casi negras que consisten principalmente de limos y arena fina y hacia la cima y la base de estas capas se puede llegar a observar lodos ricos en materia orgánica de coloraciones verde – amarillentos o café – rojizos estos se pueden encontrar laminados o diseminados de las capas negras (Figura 4.4).

### **4.10 Factores limitantes en los sondeos de RPT efectuados en HRP**

Las ondas de radar son modificadas por los diferentes factores geológicos y mecánicos presentes en los materiales sedimentarios. El RPT funciona mejor en materiales que llegan a presentar una alta resistividad tales como arena seca con bajo contenido arcilloso o de material cementante. Si las condiciones del subsuelo son favorables, en los radargramas puede obtenerse una imagen de alta resolución. Sin embargo, sedimentos saturados con agua causan una atenuación de la señal. Aún más, los materiales altamente conductivos, como sedimentos con contenidos de limos, arcillas, caliche, y la presencia de agua salobre en los poros llegan a causar problemas de atenuación de la señal.



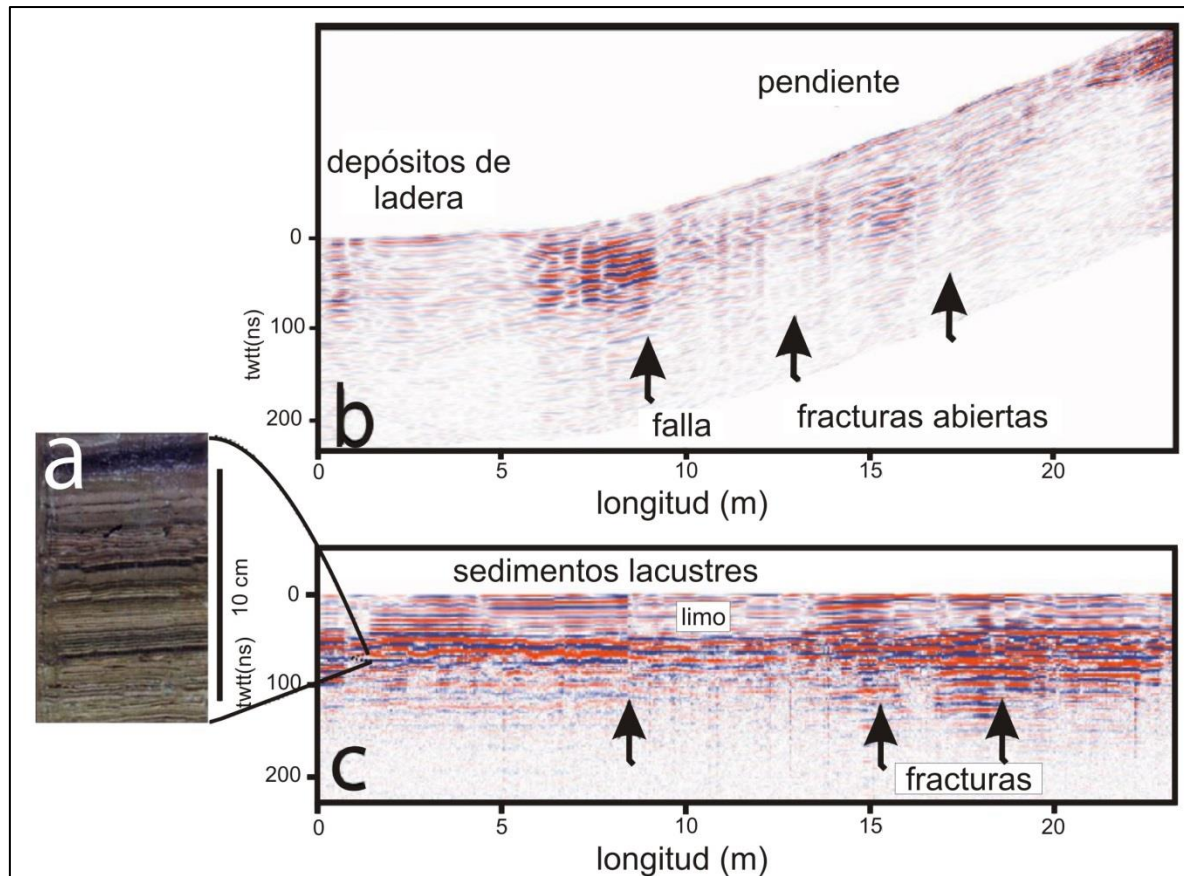


Figura 4.4-. a) Fotografía en sección de una parte del núcleo estudiado por Kienel *et al.* (2009). En ella se aprecian algunas de las características de la secuencia sedimentaria estratificada del lago de la HRP. Nótese que la mayor parte del núcleo está formado por una secuencia alternante de capas de color beige y café oscuro. Ocasionalmente se presentan capas negras considerablemente más gruesas que las anteriores. (b) y (c) son radargramas sin *staking* que muestran la señal de radar en la zona de pendiente en el escarpe de falla y en las zonas planas del fondo del lago (casi sin deformar).

Algunas dificultades que se enfrentaron en este estudio para documentar las estructuras debajo de la superficie se atribuye a la granulometría misma de los sedimentos, a la presencia de sales disueltas en el agua de poro, y a la presencia de evaporitas en las regiones cercanas al lago-playa que afectan a las ondas de radar. Sin embargo, como se discutirá más adelante, esas mismas características nos permitieron ubicar las regiones en donde se concentran las evaporitas en la cuenca lacustre.

#### 4.11 Consideraciones para la interpretación

Ferry *et al.* (2004) propusieron algunos criterios para identificar discontinuidades relacionadas a fallas o fracturas en los registros de radar, lo cuales fueron tomados

en cuenta para la interpretación de los datos colectados en este trabajo. Los criterios empleados fueron:

- 1) Un grupo de reflectores que terminan abruptamente a lo largo de una línea.
- 2) Un cambio de una fase de radar a otra.
- 3) Un cambio en la inclinación de un reflector.
- 4) La aparición de una fuerte difracción con forma de una hipérbola.
- 5) Un cambio en la frecuencia y/o amplitud de la señal del radar.

Estos variaciones en los reflectores se identificaron, asumiendo que estos cambios pudieran deberse a: (a) un cambio litológico y/o a deformación (que se cree que es el cambio más común en los sedimentos de la HRP), en donde la cartografía geológica demuestra que existe extensión y/o acortamiento local en los sedimentos.

## **4.12 Resultados**

### **4.12.1 Descripción de las imágenes de RPT obtenidas**

En el presente trabajo se analizan dos secciones transversales cada una de  $\approx 1000$  m de longitud que cruzan el fondo del cráter (véase ubicación de los perfiles en la Lámina 1). Esto permitió hacer un estudio estructural comparativo de los dominios de deformación identificados durante la cartografía en superficie. Ambos perfiles se realizaron con una antena de 200 MHz mono-estática (esto es, la antena sirve como transmisor y receptor al mismo tiempo) y un equipo SIR-20 que consta de una computadora portátil con una fuente que transmite las señales al subsuelo conectada a una fuente de energía (batería 12 volts). A partir de la asociación de reflectores a la estratigrafía del fondo del lago, se hizo una estimación promedio de la velocidad de propagación de ondas de 0.075 cm/ns esto se calculó a partir de la ecuación  $v = c/\sqrt{\epsilon}$  propuesta por Davis y Annan (1989) donde  $c=3 \times 10^8$ , y representa la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas en el vacío y  $\epsilon$  la permitividad. La correlación e interpretación de resultados también se apoyó en

pruebas de laboratorio de distribución granulométrica, contenido de agua y densidad (Figura 4.2), los valores fueron obtenidos a partir del núcleo extraído del fondo del cráter. Se asumió que estos parámetros físicos se encuentran relacionados directamente con los mecanismos geológicos y mecánicos que los originaron. En las gráficas de la figura 4.2 se puede apreciar como el contenido de agua aumenta con la profundidad, así como el contenido de arcilla. Los parámetros físicos obtenidos a partir del núcleo permitieron hacer una mejor correlación de la estratigrafía con los reflectores del radar.

Los perfiles estudiados muestran en sección un registro continuo a profundidad de las estructuras cercanas a la superficie que fueron verificadas y cartografiadas. En la interpretación de los radargramas se asumió que los reflectores son productos de contrastes estratigráficos en la secuencia sedimentaria y las discontinuidades se deben a la presencia de fallas y/o fracturas.

La topografía a detalle se añadió a cada perfil. Esto permitió reconocer cambios o discontinuidades en los reflectores que tienen una expresión topográfica y que representan escarpes de falla o fracturas de tensión con una separación horizontal notable entre los bloques.

Para agilizar la descripción y discusión de los resultados nos referiremos a los radargramas como P1 y P2 respectivamente (Figura 4.3). En la figura 4.5 se ven los dos radargramas completos así como algunos acercamientos en las zonas del borde del escarpe de falla principal, que son consideradas de mayor interés por concentrar la mayor parte de la deformación (en comparación con lo que sucede en el fondo de la cuenca lacustre).

#### **4.13 Características generales de los perfiles**

En general, la señal registrada en los sedimentos de RP es casi homogénea. Sin embargo, en zonas de pendiente abrupta del escarpe de falla principal, los reflectores exhiben discontinuidades pequeñas. Comparando con la cartografía estructural de detalle estos contrastes se correlacionan con fallas o fracturas

delimitadas por espacios abiertos entre los bloques de lodo seco, como se describe en el capítulo III. Otras partes donde se registran cambios en los reflectores son áreas cubiertas por depósitos de megabrecha que llegan a tener tamaños de clastos de decenas de centímetros hasta un metro aproximadamente. Así mismo, en las zonas cercanas a los vestigios del lago (lago playa en la actualidad), los reflectores son paralelos y homogéneos (Figura 4.5), lo que indica la presencia de capas (Beres y Haeni, 1991) correspondientes a la intercalación de limos y arcillas descritas por Kienel *et al.* (2009). En esa misma parte de los radargramas también se observan discontinuidades verticales con profundidades  $\approx 3\text{m}$ , que corresponden a fracturas de tensión y fallas con desplazamientos pequeños. Otra posibilidad es que algunas discontinuidades correspondan a grietas de desecación rellenas por lodo. Ambas secciones muestran regiones donde se observa una saturación de la señal. Por comparación con lo observado durante la obtención de los datos, esto se atribuye a la concentración elevada de sales disueltas en el agua del lago-playa. Las regiones en donde la señal está saturada se encuentran delimitadas por discontinuidades verticales que se interpretan como fallas normales. En ambos radargramas también se observa la asimetría de la cuenca, documentada tanto en la cartografía topográfica como estructural. El sector oriental del cráter tiene una altura mayor en comparación con el dominio occidental, en donde la deformación es distinta y aparentemente menos activa.

El contenido elevado de material limo-arcilloso en los sedimentos, así como la alta concentración de sales tanto en sedimentos como en el lago-playa causan la atenuación de la señal y la consecuente penetración limitada de las ondas ( $\approx 5\text{m}$ ). En gran medida la interpretación de los radargramas dependió de las observaciones geológicas en la superficie.

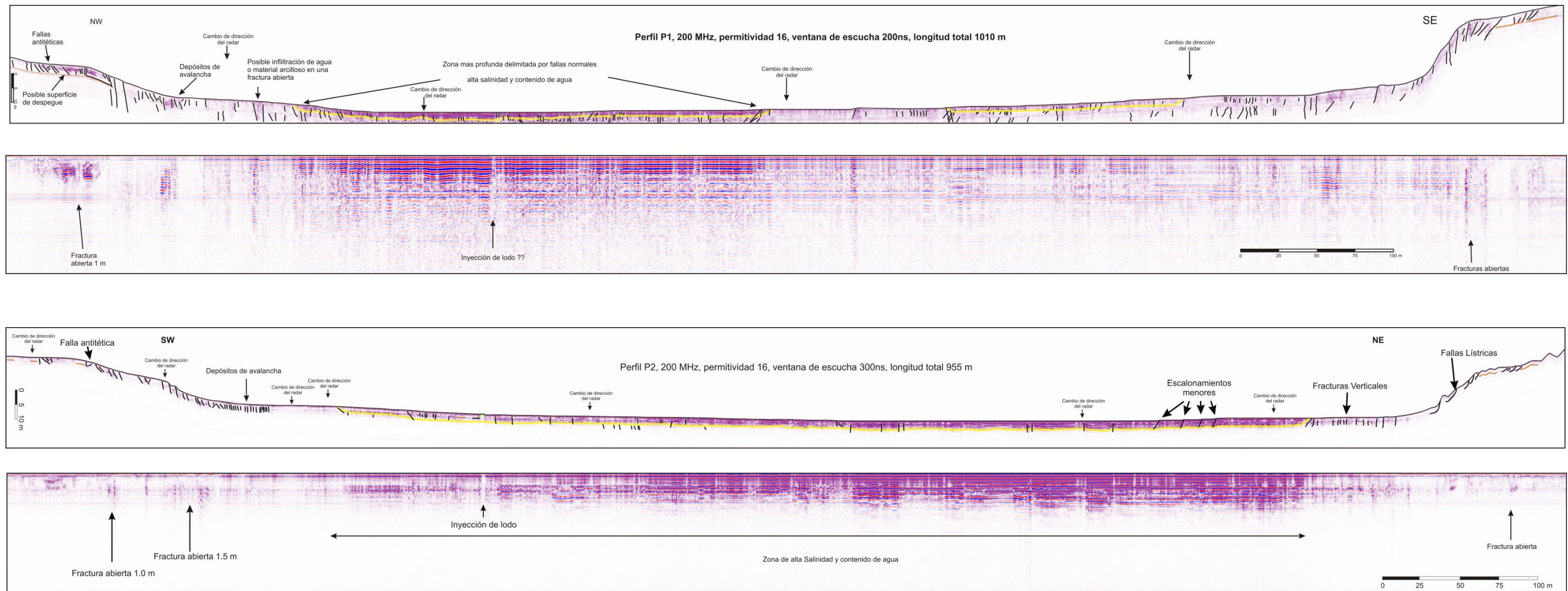


Figura 4.5-. Perfiles de radar con corrección topográfica (arriba) y sin corrección topográfica (abajo). En la versión corregida se muestra la interpretación regional a detalle de las estructuras. El ruido en los reflectores es causado por la alta conductividad, lo que permitió la delimitación de zonas con salinidad elevada. La línea en color amarillo resalta las áreas con mayor salinidad; las líneas en color naranja resaltan un cambio de reflectores que podrían marcar la superficie de despegue que sirve como disparador de los deslizamientos de los bloques de lodo seco pendiente abajo.

## 4.14 Análisis de perfiles en corte

### 4.14.1 Perfil P1

A partir de cada sección, se hicieron ampliaciones de las zonas en donde se localiza la deformación más intensa. Esto sucede en el escarpe topográfico y en la zona adyacente a su base. En la parte noroccidental del P1 (Figuras 4.3 – 4.6) se aprecia un abultamiento en la base del escarpe principal; en esta zona las fallas y fracturas son casi verticales y cortan a micro-pliegues o a domos pequeños. Se cree que los domos son productos de la inyección de lodo por la sobre carga impuesta por el material que se desliza desde la línea de costa hacia el centro de la cuenca (Figura 4.6). En la base del escarpe también se aprecia el desarrollo de fracturas que también se encuentran acomodando la deformación por extensión.

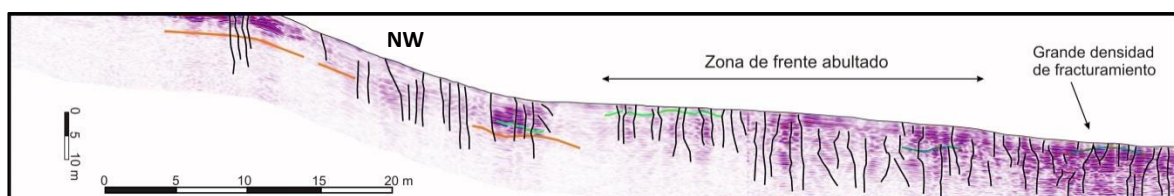


Figura 4.6-. Extremo noroccidental de P1. Las líneas continuas en color verde resaltan pequeños micropliegues que son cortados por fracturas de tensión casi verticales. La línea naranja señala un cambio de la resistividad, que se interpreta como una superficie de despegue en los sedimentos.

En contraste, en el extremo meridional de P1, se observa un menor desarrollo de fracturas verticales en las inmediaciones de la base del escarpe principal; las fallas en este sector del cráter son inicialmente verticales y paulatinamente, a profundidad, su ángulo de inclinación disminuye tendiendo a hacerse horizontales, indicando que la superficie de despegue tiene una geometría lítrica, lo que causa rotación de su bloque de techo (Figura 4.7).

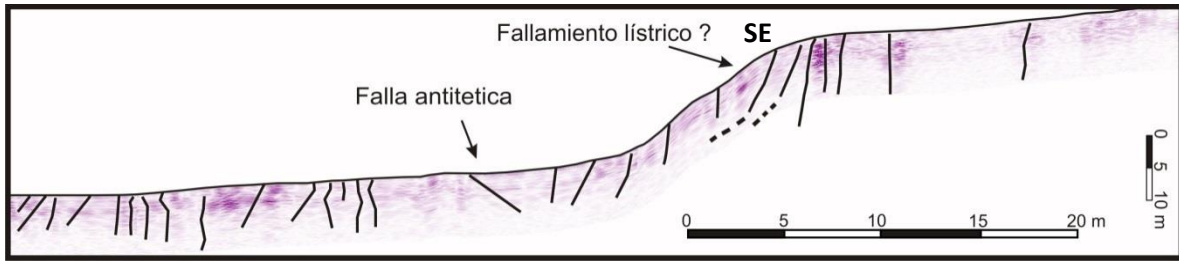


Figura 4.7-. Ampliación del extremo meridional de P1. En la cima del escarpe principal se observan fallas casi verticales cuya inclinación disminuye a profundidad.

#### 4.14.2 Perfil P2

El comportamiento de los reflectores en el perfil P2 es similar a lo mostrado en el perfil P1. Cerca de la base del escarpe sudoccidental también hay pliegues. Sin embargo, en ocasiones estos en realidad son domos pequeños, producto de la inyección de lodo húmedo (Figura 4.8).

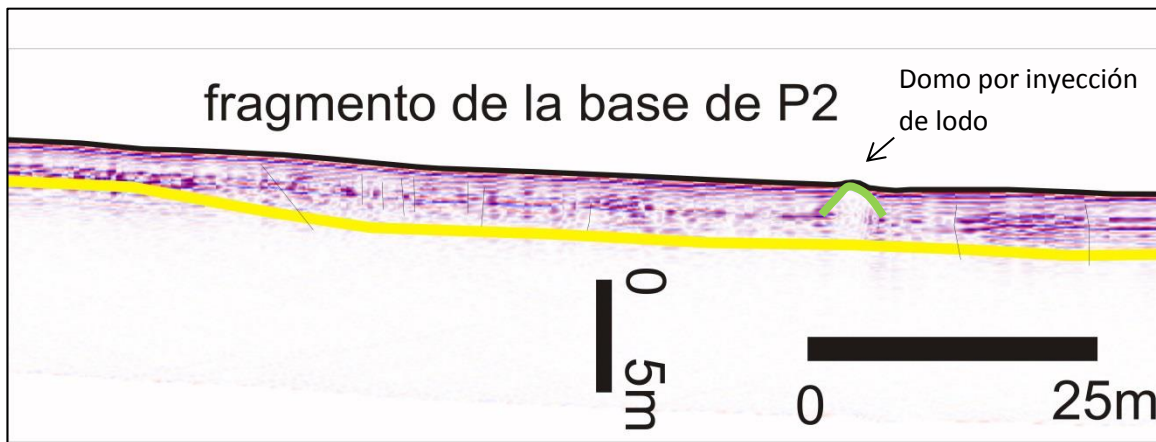


Figura 4.8-. Corte de P2 hacia la zona de la base donde se puede apreciar en el radargrama la inyección de lodo (resaltado en verde).

En la ampliación del extremo occidental de P2 (Figura 4.9) es muy evidente que el escarpe topográfico tiene un perfil muy atenuado, en comparación con la topografía que se observa en la figura 4.7. Esta interpretación puede ser constatada en superficie en donde los domos están parcialmente erosionados y muestran juegos de cinco o seis fracturas de tensión radiales. Esas fracturas son ocasionadas por la expansión uniforme en todas las direcciones del lodo seco

expuesto a la intemperie. La pendiente de los reflectores debajo de esta parte del escarpe es ligeramente menor a la pendiente topográfica; en esa zona son muy notables las fracturas verticales de tensión. Localmente en estas zonas fractura vertical se satura la señal, posiblemente debido a material arcillosos que rellenan el fondo de las fracturas o un mayor contenido de humedad a profundidad (?).

En el sector sudoriental de P2 (Figura 4.9) los reflectores muestran discontinuidades verticales que a profundidad tienden a volverse horizontales. Estas son interpretadas como superficies lítricas de despegue. En esta zona también hay áreas en donde se satura la señal, posiblemente debido a la presencia de relleno parcial de fracturas por arcilla.



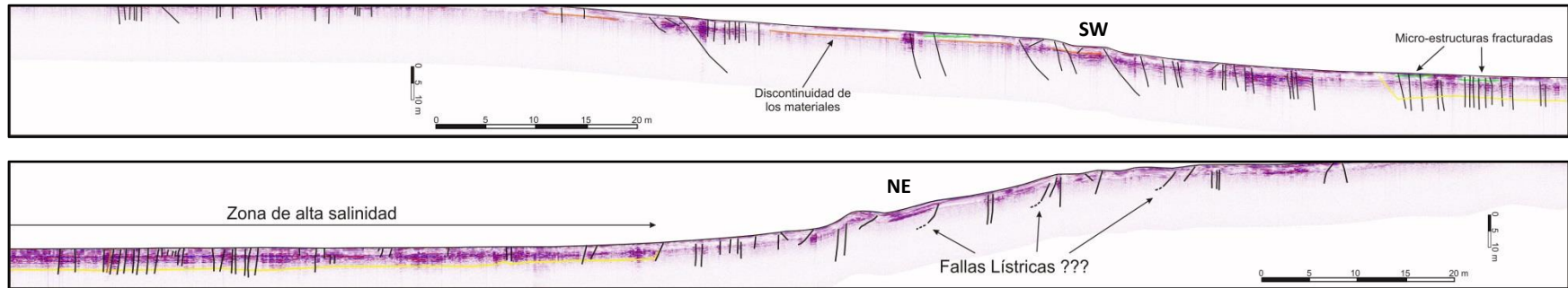


Figura 4.9-. Acercamientos a los extremos de P2. Las líneas negras son fallas y fracturas interpretadas. La línea naranja resalta una discontinuidad en los reflectores que podría ser una superficie de despegue somera. La línea verde realza algunas micro-estructuras que se encuentran cortadas por fracturas o fallas casi verticales.

## Capítulo V

### Modelado analógico

#### 5.1 Introducción

El modelado analógico es una técnica que se emplea para tratar de reproducir fenómenos naturales a escala pequeña, bajo condiciones controladas de laboratorio (Cobbold y Castro, 1999). Los resultados del modelado analógico permiten inferir los límites extremos de algunas de las variables que controlan a los fenómenos geológicos. Los modelos a escala son hechos con materiales que pretenden reproducir a escala las características mecánicas y reológicas presentes en los materiales involucrados en el proceso geológico materia del estudio. Por tanto, los modelos pretenden ser una réplica simplificada y a escala de lo que sucede en la naturaleza (Hubbert, 1937).

A partir de observaciones de campo de las estructuras en Rincón de Parangueo que son descritas de manera sucinta en el capítulo III de esta tesis, se pudieron plantear algunas hipótesis acerca de la deformación activa observada en los sedimentos lacustres que rellenan el fondo del cráter. Con base en esas hipótesis se construyeron varios modelos analógicos, lo que se hizo teniendo en cuenta que no siempre es posible considerar todos los elementos involucrados en los procesos de deformación de los sedimentos. Por tanto, se corrieron varios experimentos que iniciaron desde el planteamiento más simple, siendo los subsecuentes gradualmente más complicados. Las modificaciones de cada modelo se hicieron con base a los resultados del modelo anterior y, en algunos casos, se tomaron en cuenta resultados obtenidos con otros métodos empleados en el estudio del fondo del lago (e. g. microgravimetría).

El trabajo experimental de Whitjack *et al.* (1990) ha mostrado que el movimiento de una falla normal sepultada puede propagarse hacia la superficie, originando en la cubierta un sistema de fallas normales y un pliegue extensional sobre la traza sepultada de la falla. El modelo simula un basamento rígido cubierto por una secuencia sedimentaria que se deforma de manera dúctil. Así mismo, Pacheco-

Martínez (2007) argumentó que fallas generadas por subsidencia de sedimentos, causadas sobre-explotación de un acuífero, yacen sobre accidentes topográficos en el lecho rocoso subyacente. Partiendo de estas observaciones se plantea la hipótesis de que las fallas normales y algunas de las fracturas en el escarpe principal de la HRP pueden reflejar accidentes topográficos pre-existentes ubicados en el basamento rocoso debajo de los sedimentos lacustres (Figura 5.1).

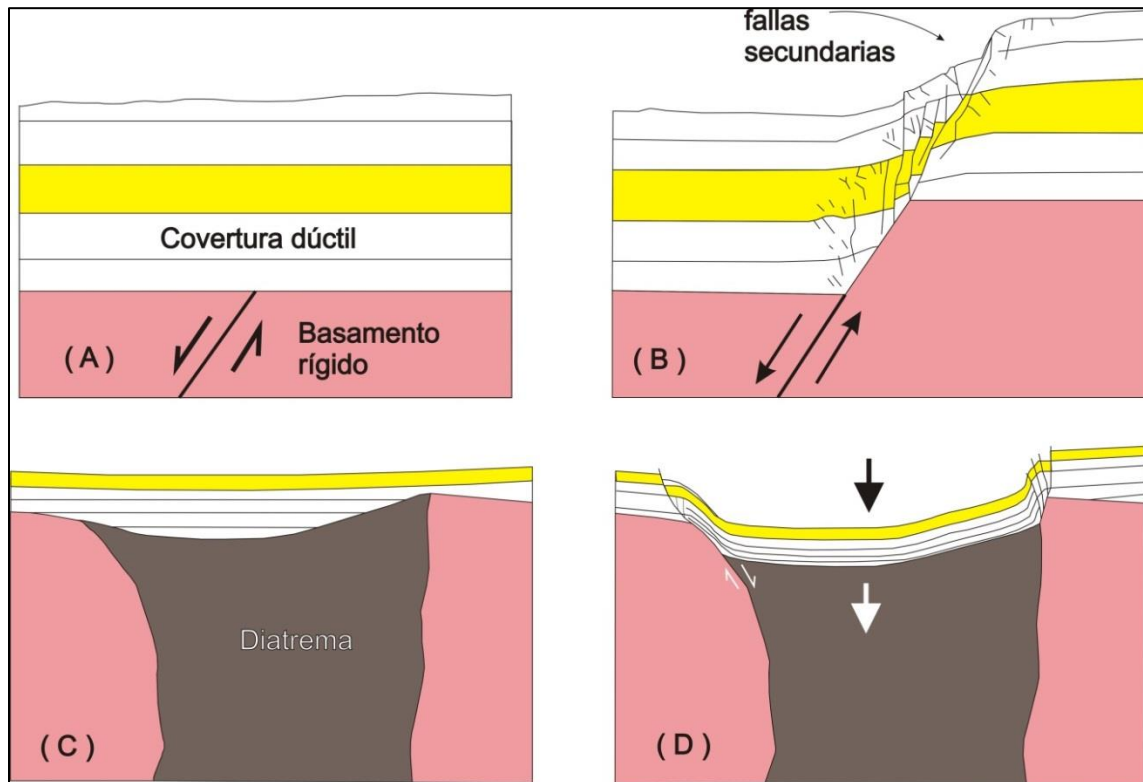


Figura 5.1-. (A) y (B) modelo analógico en arcilla de la formación de un pliegue extensional desarrollado por propagación hacia arriba de una falla normal ubicada en un basamento rígido sepultado debajo de sedimentos dúctiles (Whitjack *et al.*, 1990). (C) y (D) la deformación en los sedimentos de Rincón de Parangueo se concentró en el contacto entre el lecho rocoso y la diatrema. En el caso de Parangueo, el "movimiento normal" es causado por la compactación diferencial en los sedimentos lacustres y el relleno de la diatrema (tomado de Aranda-Gómez *et al.*, 2014).

Algunas de las preguntas relevantes asociadas a la hipótesis que trataron de investigarse a través del modelado analógico son:

- 1) ¿La ubicación geometría y formación del escarpe de falla principal en la HRP están influenciadas por el contacto entre la diatrema y el lecho rocoso (Figura 5.1 C y D)?

- 2) ¿Qué papel jugó la disminución de la presión de poro en los sedimentos al suceder la desecación causada por el abatimiento del nivel freático del acuífero?
- 3) ¿Alejado del contacto lecho rocoso-diatrema, los cambios en las pendientes del contacto lecho rocoso-sedimento fueron un factor en la localización y los estilos de deformación observados en los dominios estructurales descritos en el capítulo III de esta tesis?

Con el objeto de analizar experimentalmente la relación que existe entre los accidentes topográficos sepultados y la aparición de fallas y fracturas en superficie se plantearon dos conjuntos experimentales (Figura 5.2).

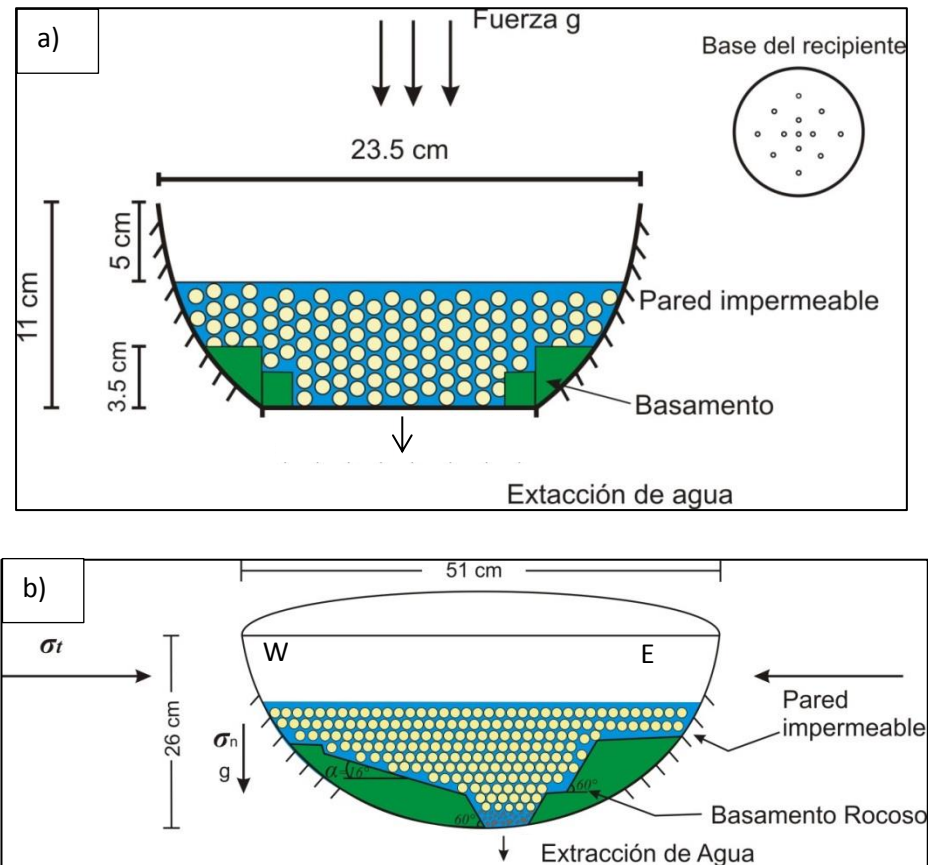


Figura 5.2.- Imágenes esquemáticas transversales en las cuales se observan las configuraciones para cada serie experimental, a) arreglo uno con forma de "dona", b) arreglo dos con geometría de "zanja". Nótese que en (b) se añadió una capa de material más grueso en el fondo del arreglo. Así mismo, en la sección se marcan los lados oriental y occidental, para poderlos comparar con los dominios documentados en campo en la HRP.

## 5.2 Escalamiento

Para que un modelo analógico de un fenómeno geológico rinda conclusiones válidas es necesario que este sea similar al fenómeno natural en términos de distribución de esfuerzos, reología y geometría (Hubbert, 1937).

Para mantener una similitud geométrica se debe mantener la relación que existe entre las longitudes y ángulos que puedan existir tanto en el experimento como en la naturaleza. En esta tesis se calcularon las relaciones de longitud empleando la fórmula:

$$L^* = \frac{L \text{ del modelo}}{L \text{ en la naturaleza}} \quad (1)$$

Siendo  $L$  las longitudes en la naturaleza y en el modelo y  $L^*$  representa la constante de proporcionalidad de la longitud entre el cuerpo real y el modelo (Hubbert, 1937).

Aplicando la relación (1) a los dos conjuntos de modelos realizados se obtuvo para el conjunto uno (Figura 5.3 a)

$$L^* = \frac{L \text{ del modelo}}{L \text{ en la naturaleza}} = \frac{0.235m}{2000m} = 1.17 \times 10^{-4}$$

Para el conjunto dos la constante de proporcionalidad obtenida es:

$$L^* = \frac{L \text{ modelo}}{L \text{ naturaleza}} = \frac{0.51m}{2000m} = 2.55 \times 10^{-4}$$

Según Hubbert (1937) la similitud cinemática se cumple tomando en cuenta que dos cuerpos que son geoméricamente similares deben presentar cambios de forma o posición o ambas, para cumplir esta similitud se debe considerar el tiempo que se requiere para modificar el cuerpo en la naturaleza. El tiempo debe de ser proporcional al que se requiere para realizar cambios en el prototipo del

laboratorio (Hubbert, 1937).

Para efectuar el escalamiento dinámico, que es la relación de las fuerzas que actúan en la naturaleza y en el modelo, se empleó la relación (2) de donde se obtiene el esfuerzo efectivo.

$$\Delta\sigma_{ef}^* = \frac{\Delta\sigma_{ef} \text{ modelo}}{\Delta\sigma_{ef} \text{ naturaleza}} \quad (2)$$

Donde  $\Delta\sigma_{ef}$  es el cambio en el esfuerzo efectivo y  $\Delta\sigma_{ef}^*$  es la relación de cambios en el esfuerzos entre la naturaleza y el modelo. El cálculo del esfuerzo efectivo fue estimado a partir de la ecuación (3) propuesta por Rojas et al (2002), que deriva de la ecuación del esfuerzo efectivo de Terzaghi:  $\sigma_{ef} = \sigma^T - u_w$  donde  $\sigma^T$  es el esfuerzo total y  $u_w$  la presión de poro. Si la presión de poro experimenta una disminución, mientras que el esfuerzo total se mantiene constante, entonces la presión de por disminuye una cantidad igual a:  $-\Delta u_w = \Delta h \gamma_w$  y el cambio en la presión de poro dependerá del cambio en el nivel freático  $\Delta h$  del agua y  $\gamma_w$ , representa el peso volumétrico del agua; si el esfuerzo efectivo experimenta un incremento entonces la ecuación se ve expresada de la siguiente manera:

$$\Delta\sigma_{ef} = -\Delta u_w \quad (3)$$

Para hacer el escalamiento se supone que la masa de sedimentos en HRP es homogénea e isotrópica. El nivel inicial del agua es paralelo a la superficie del sedimento tanto en la naturaleza como en el modelo. El acuífero se drena al final del proceso hasta su estado actual.

Sustituyendo en la ecuación (3) en (2):

$$\sigma_{ef}^* = \frac{-(0.016m)(1000kg/m^3)(9.81m/s^2)}{-(30)(1000kg/m^3)(9.81m/s^2)} = 5.33 \times 10^{-04}$$

Para simular el material sedimentario en los experimentos se emplearon micro

esferas de vidrio huecas que se caracterizan por mostrar una cohesión alta cuando se encuentran húmedas con agua. La densidad aparente del material granular es  $\approx 700 \text{ kg/m}^3$ . A partir de un núcleo extraído se calculó en laboratorio la densidad real de los sedimentos lacustres de HRP, resultando en un valor promedio de  $2480 \text{ kg/m}^3$ . La relación de escalamiento de densidad de los materiales es:

$$\rho^* = \frac{\rho \text{ modelo}}{\rho \text{ naturaleza}} = \frac{700 \text{ kg/m}^3}{2480 \text{ kg/m}^3} = 0.28$$

Considerando que debajo de la cubierta de sedimentos finos de origen lacustre, existe en la diatrema un espesor considerable de material brechado, compuesto por rocas máficas derivadas de la roca pre-existente al maar y por fragmentos juveniles derivados de la erupción que formó a la diatrema. La profundidad que puede alcanzar la diatrema es similar al diámetro del cráter del maar en la superficie (e.g. Lorenz, 2003).

De acuerdo con algunos autores (Hubbert, 1937; Brun, 2011) la relación de esfuerzo  $\sigma^*$  y de longitud  $L^*$  deben ser similares o casi iguales. En este caso, la relación del cambio de esfuerzo efectivo es similar en orden de magnitud con las relaciones de longitud.

### 5.3 Configuración de arreglo y desarrollo experimental

Los modelos se realizaron en el Laboratorio de Mecánica de Geosistemas del Centro de Geociencias de la UNAM bajo la supervisión del Dr. Mariano Cerca. Ahí se diseñaron y analizaron dos series experimentales; la primer serie se centró en tratar de obtener la relación que existe entre la geometría de la morfología de basamento (e. g. el contacto sepultado entre la roca de caja y la diatrema) y la localización de fracturas y/o fallas producto de la compactación y subsidencia (el sistema de fallas anulares en el escarpe principal). Para esta serie se desarrollaron cuatro modelos, y un modelo de referencia inicial que sirvió como estándar y punto de comparación con los experimentos subsecuentes (Figura 5.3). Los modelos asemejan a) un basamento en forma circular, b) un arreglo en forma de dos escalones laterales, c) una geometría con forma cuadrada y d) un solo

escalón lateral. En todos los casos el fondo de la depresión era una superficie horizontal.

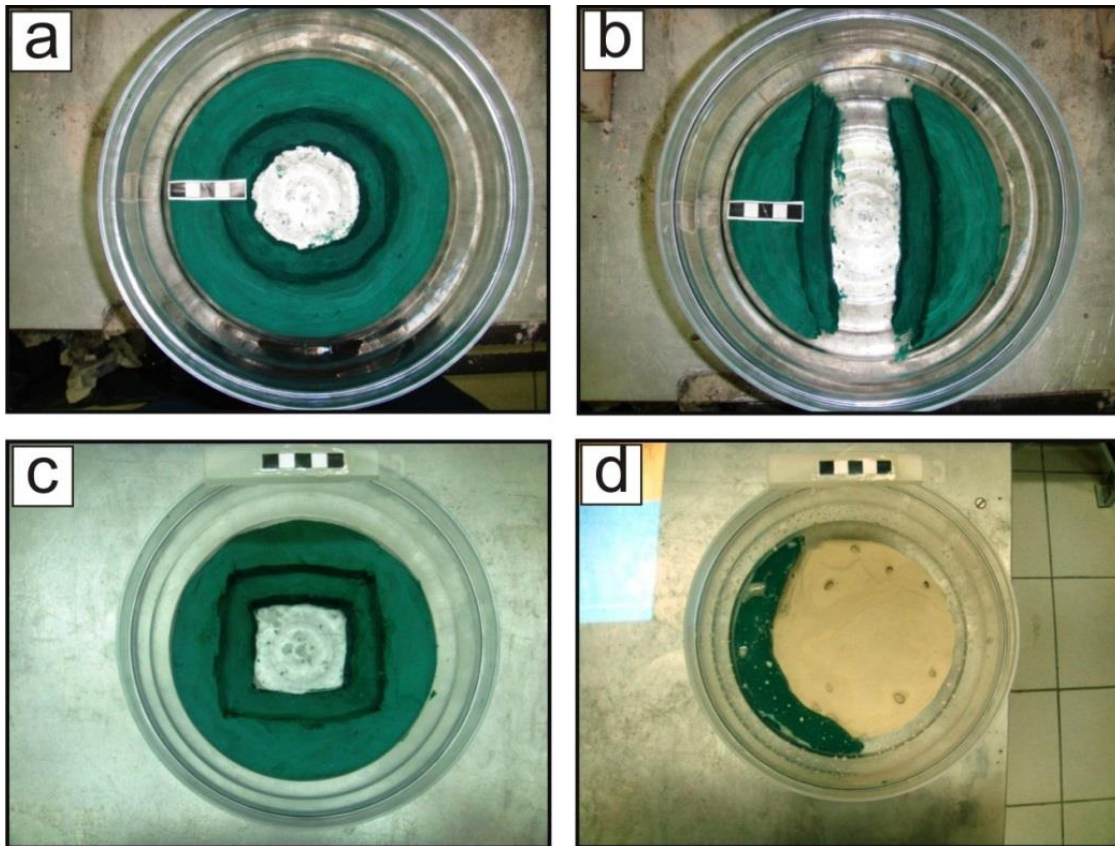


Figura 5.3-. Imagen en la que se muestra las cuatro variaciones geométricas o arreglos que se utilizaron en la primera serie experimental (escala en cm). Todos los arreglos están vistos en planta, el contenedor semi-esférico es del mismo tamaño y los “accidentes” sepultados se simularon con plastilina. Arreglos de (a) dona, (b) zanja, (c) depresión cuadrada y (d) asimétrico. En la figura 5.2a se da una vista en perfil de los arreglos (a) – (c).

La segunda serie experimental (Figura 5.2b y 5.4) se enfocó en tratar de determinar la influencia que tienen las variaciones en los ángulos de inclinación de los accidentes topográficos sepultados por los sedimentos lacustres (Figura 5.2b), así como, la influencia que ejerce la diatrema en la deformación de los sedimentos en superficie. El arreglo de este conjunto experimental consiste de dos bloques laterales de plastilina con ángulos de inclinación diferente (Figura 5.2b). Además, se añadió una capa de grava para simular la parte superior de la diatrema (Figura 5.4).





Figura 5.4-. Vista en planta que muestra la geometría de los bloques para la segunda serie experimental. Nótese que para simular la diatrema se colocó material más grueso (tamaño de guijarros) en el centro del arreglo (esferas de colores).

Cada conjunto de experimentos se hizo en tazones semi-esféricos con dos dimensiones diferentes (Figura 5.2 a y b) con la intención de representar la geometría aproximadamente circular del cráter de Rincón de Parangueo. Los recipientes se rellenaron con “arena” de alta cohesión, los bloques de basamento fueron simulados con plastilina que para estos experimentos se considera como incompresible y completamente impermeable. Cada experimento se saturó con agua al cien por ciento para asegurar que el líquido tuviera la mayor conexión entre poros. Para simular la extracción de agua en el manto acuífero todos los recipientes fueron perforados en la base. El orificio por donde se extrajo el agua de cada modelo tenía un diámetro  $\approx 2$  mm. Un resumen de los parámetros experimentales se encuentra en la tabla 5.1.

Tabla 5.1-. Resumen de las características experimentales.

Parámetro experimental	arreglo experimental uno	arreglo experimental dos
Espesor mayor de arena (medido en el centro del experimento)	≈ 06 cm	≈ 15 cm
Espesor mayor de grava (medido en el centro del experimento)	-	≈ 3 cm
diámetro del orificio de extracción de agua	≈ 2 mm	≈ 2 mm
intervalo regular de tiempo de las fotografías	6 fotos por minuto	6 fotos por minuto
densidad de la arena	700 kg/m <sup>3</sup>	700 kg/m <sup>3</sup>
diámetro en la zona superior de la arena	≈ 42 cm	≈ 21 cm

## 5.4 Resultados

### 5.4.1 Primer arreglo serie experimental

#### 5.4.1.1 Características generales

Los experimentos tuvieron una duración entre 20 y 40 minutos, que es el tiempo que tardó en drenarse el agua y en formarse las estructuras por compactación y subsidencia. El agua drenada produjo un caudal de extracción promedio de  $1.57 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ . Para llevar un control de la deformación se obtuvieron imágenes de relieve digital en 3D. Dicha técnica permitió tener una medida cuantitativa de la distorsión de la superficie de cada modelo. La extracción de estos relieves digitales se hizo mediante el software Zebra, que es descrito en detalle por Cerca *et al.* (2007). La información obtenida con Zebra se graficó con la ayuda del software comercial Surfer 11 obteniendo los modelos de elevación digital en 3D de los experimentos, como se muestra más adelante en este capítulo.

Los resultados obtenidos en cada uno de los experimentos con este arreglo se observan características muy similares que se describen a continuación:

- 1) En la etapa inicial de los modelos, a partir de que se comenzó a drenar el

agua del recipiente, se generó una depresión inicial en la parte central del *bowl* (Figura 5.5a). Aparentemente en esta fase el material no perdió su cohesión y no se formaron fallas/fracturas evidentes. Por comparación con el modelo de Whitjack et al. (1990), esta etapa corresponde a la formación de un pliegue por propagación de falla, antes de que la falla llegue a la superficie.

- 2) Durante el transcurso de los primeros cinco minutos del experimento, al disminuir la presión de poro por efecto de la extracción del agua, se generaron esfuerzos de tensión en el agregado de micro-esferas húmedas. Después de cinco minutos, las estructuras producidas por los esfuerzos se generaron justo arriba de las discontinuidades de basamento. Se interpreta que al acumularse los esfuerzos en las discontinuidades empezaron a nuclear las primeras fracturas (Figura 5.5b).
- 3) Las fracturas iniciales, relativamente pequeñas y aisladas, con el tiempo se enlazaron para formar una fractura y/o falla continua (Figura 5.5c). Para el arreglo de dona (Figura 5.3a) las fracturas/fallas formadas en la arena adoptaron una geometría semicircular (Figura 5.5d). Para los otros casos las fracturas heredan la forma de los bloques que se encuentran debajo de la cubierta por la arena.
- 4) En las últimas etapas de los experimentos se aprecia como la deformación y propagación de fracturas migra hacia la parte externa del modelo.

#### **5.4.2 Análisis de los resultados obtenidos**

Para todos los experimentos y con el fin de: 1) determinar la ubicación de las estructuras formadas en la arena, 2) buscar su correspondencia con los bloques sepultados y 3) analizar su desarrollo temporal, se hicieron secciones transversales a partir de los modelos de elevación digital (e.g. Figura 5.6)

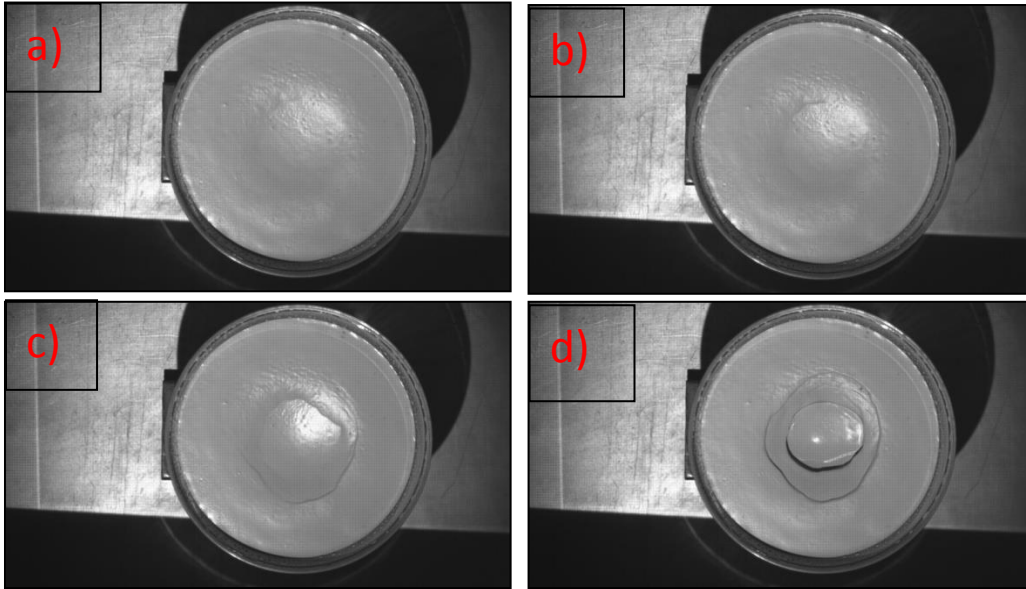


Figura 5.5-. Evolución de la deformación en el experimento en que las discontinuidades del basamento tienen el arreglo de dona. a) Conforme se extrae el agua del modelo, se forma una depresión inicial en el centro del recipiente; la depresión yace justo arriba del accidente sepultado. b) generación de primera fractura en superficie; a esta fractura siguen otras. c) las fracturas se entrelazan para formar una sola fractura que con el tiempo tiene desplazamientos diferenciales entre los bloques. El desplazamiento vertical en las fallas aumenta gradualmente. Posteriormente, la deformación migra hacia la parte externa del centro del modelo y se generan nuevas fracturas que originan una segunda falla anular. d) las fracturas han terminado de nuclear para formar un par de fallas que adquieren una geometría semicircular o forma anular.

#### 5.4.2.1 Experimento 1 (arreglo de dona, Figura 5.3a)

Este es el único experimento que tuvo una duración aproximada de 40 minutos. En este modelo la aparición de las primeras fracturas sucedió a los 18 minutos de iniciado el experimento. Para el minuto 20 de iniciada la extracción de agua, las fracturas pequeñas iniciales ya se habían entrelazado para conformar una falla y/o fractura de mayor longitud, con la geometría de un semicírculo.

Durante la segunda mitad del experimento (minuto 21 en adelante) la deformación mostró una aceleración importante (Figura 5.6b). La generación de una segunda falla hacia la parte externa del modelo sucedió durante el minuto 25. A partir de ese momento la deformación terminó habiéndose producido dos escalones de falla.

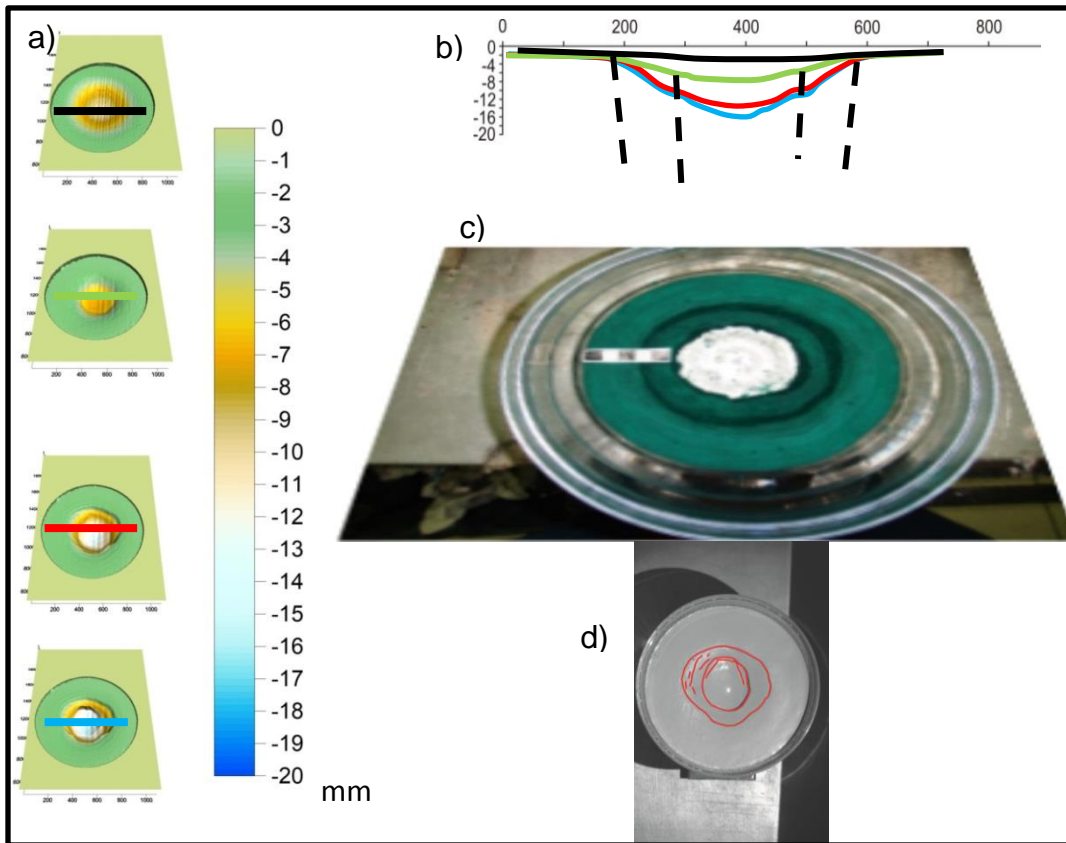


Figura 5.6-. a) Modelos digitales de elevación para el experimento 1. b) Secciones topográficas transversales hechas a partir de los modelos en la Figura 5.5a. Nótese que en (b) la superficie se presenta con distintos colores que corresponden a las líneas de sección ilustradas en (a). Comparando las figuras (c) y (d) se puede constatar la relación directa de los accidentes topográficos sepultados con la ubicación de las fallas generadas en la superficie.

Para apreciar mejor la generación de las fallas y fracturas en el tiempo durante el desarrollo del experimento, en la figura 5.7 se muestra una secuencia de fotografías en donde se ve en planta las diferentes etapas del proceso. En las fotografías se marcaron con líneas discontinuas color azul las fracturas/fallas generadas.

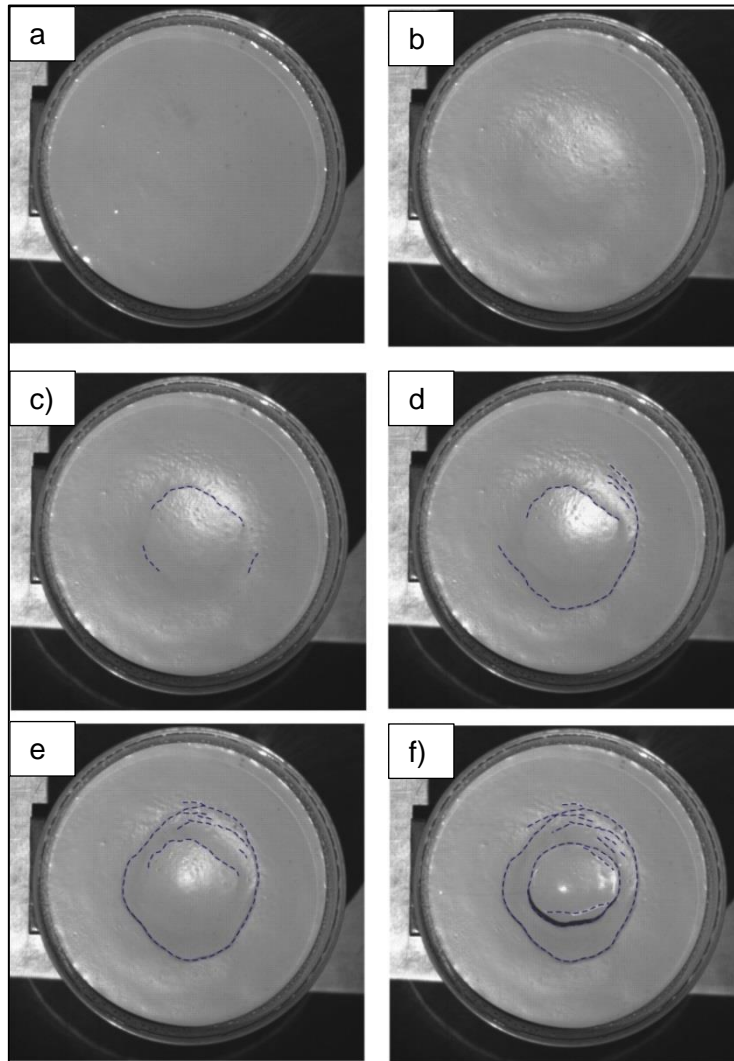


Figura 5.7-. Fotografías que muestran en planta la evolución de la deformación en la capa de arena durante el experimento 1 (arreglo de dona). a) Superficie original antes de drenar el agua del contenedor. Nótese que esta es horizontal y sin deformar. b) Se aprecia la formación de una depresión inicial en el centro del arreglo. c) Generación de las primeras fracturas y/o fallas hacia el centro del arreglo. d) La deformación migra hacia el exterior, generando una segunda fractura/falla. e) La falla exterior termina de formarse y el conjunto de estructuras muestra un arreglo burdamente circular. f) La deformación regresó a la parte central del arreglo, aumentando el desplazamiento vertical en la falla anular cercana al centro.

#### 5.4.2.2 Experimento 2 (arreglo de zanja, Figura 5.3b)

Este experimento tuvo una duración aproximada de veinte minutos. Durante los primeros seis minutos del experimento se empezó a generar una falla única, paralela al rumbo de la zanja sepultada. En el minuto siete se originó una segunda falla, paralela y opuesta a la anterior (Figura 5.8d). En el minuto ocho la

deformación migró hacia la parte externa del modelo y se generó una tercera falla cercana al borde del modelo. En el transcurso del minuto nueve nucleó una cuarta falla, también hacia la parte externa del modelo. Después de 13 minutos las fallas en la parte externa del modelo ya se han entrelazado formando una depresión con una geometría elíptica, alargada de manera paralela al rumbo de la zanja sepultada. Después de este punto, el experimento dejó de experimentar deformación evidente.

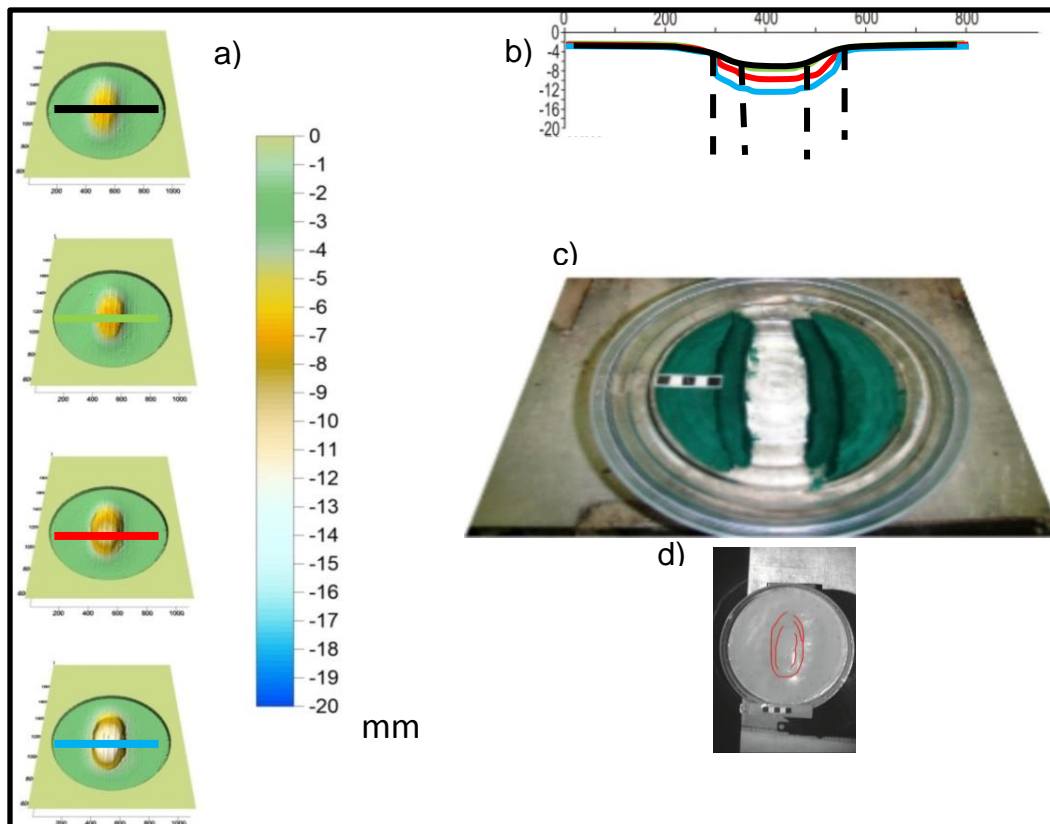


Figura 5.8-. a) Conjunto de modelos digitales de elevación que muestran la evolución del experimento 2. En b) se ilustran secciones topográficas transversales a la zanja sepultada, hechas a partir de los modelos ilustrados en (a). En el perfil se puede apreciar el hundimiento gradual durante el drenado del modelo. Una comparación visual entre (c) y (d) permite constatar la relación directa entre los accidentes topográficos sepultados y las fallas en superficie.

En la siguiente secuencia fotográfica (Figura 5.9 a-g) se aprecia detalladamente la evolución de la deformación durante el transcurso del experimento. Vale la pena señalar que en los extremos de la zanja el desarrollo de escalones de falla fue muy tardío, con relación a las fallas paralelas al rumbo de la misma. Al parecer, el material se fracturó al momento en que las fallas longitudinales se enlazaron.

Nótese que a diferencia del experimento 1, el desplazamiento en las fallas longitudinales internas no continuó.

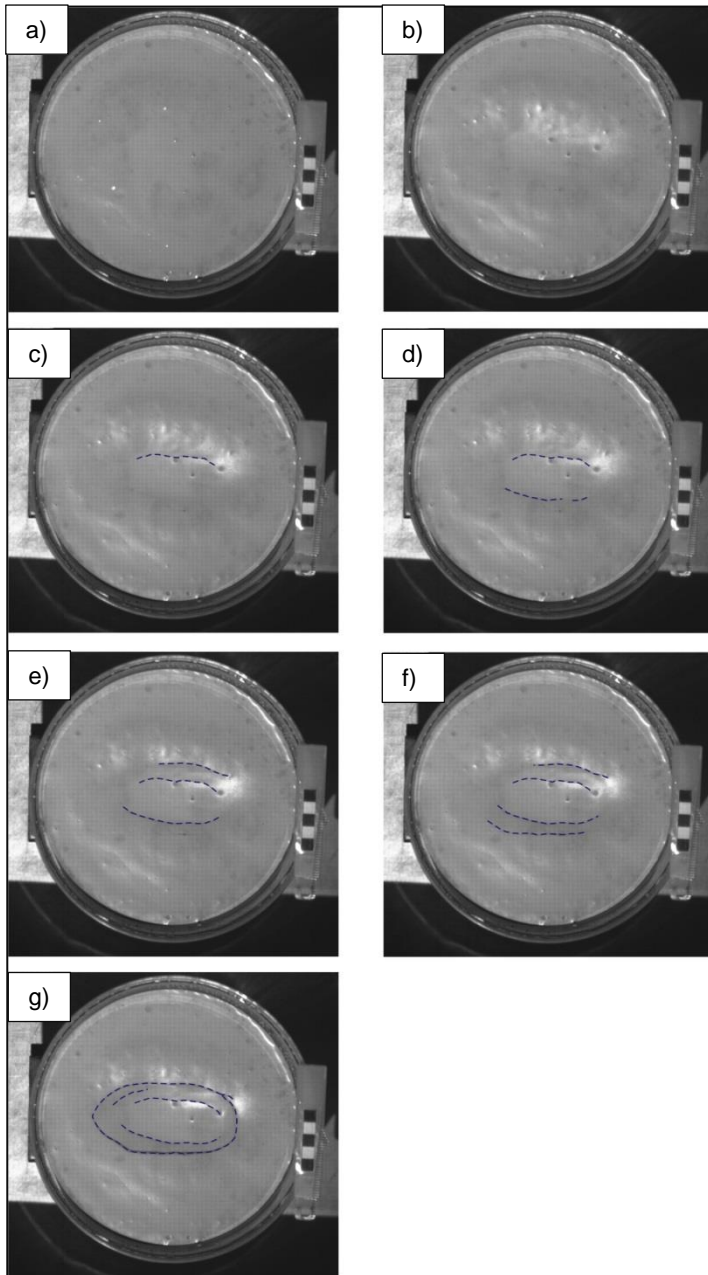


Figura 5.9-. Evolución de la deformación experimento 2. a) superficie horizontal sin deformar. b) se distingue una depresión elíptica inicial c) nuclea la primera fractura y/o falla. d) aparece la segunda fractura en el modelo. e) una tercera falla se genera hacia la parte externa del modelo. f) una falla más en la parte externa es generada. g) las fallas externas se entrelazan.

El resto de los modelos del primer arreglo experimental tienen características similares a los descritos anteriormente, por lo que a continuación solamente se presenta una serie de fotografías que documentan la evolución de cada experimento.



### 5.4.2.3 Experimento 3 (arreglo depresión cuadrada, Figura 5.3c)

La evolución de la deformación se muestra en la figura 5.10. Nótese que al menos tres de los cuatro vértices de la zona hundida están delimitados por fallas con rumbos aproximadamente ortogonales entre sí (Figura 5.10f).

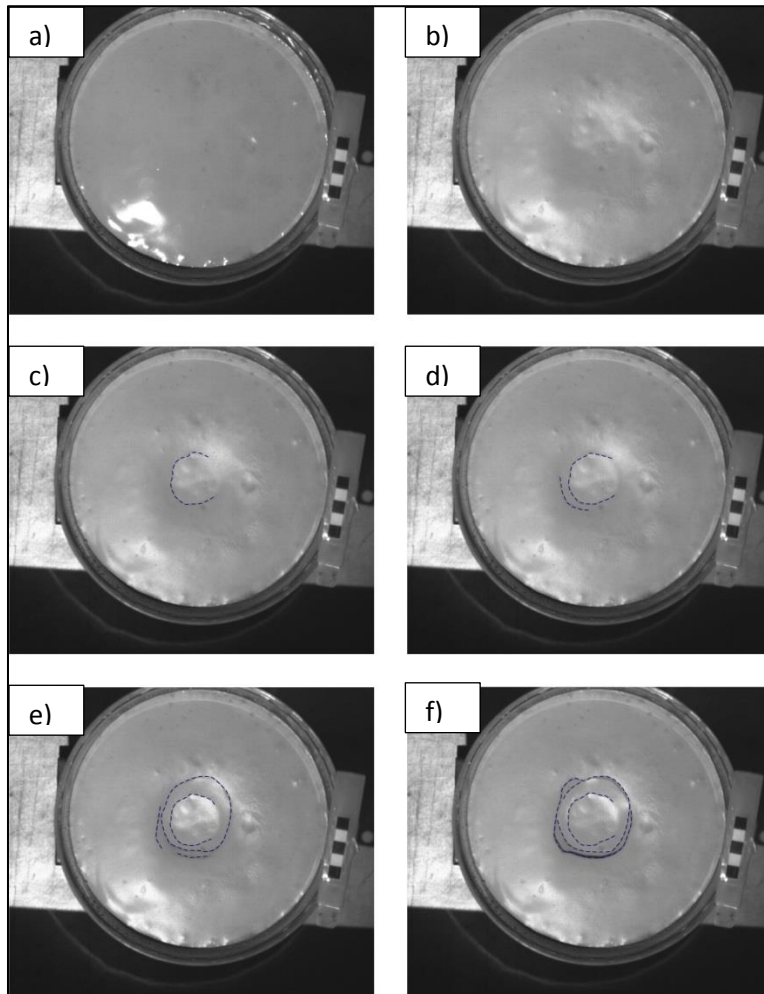


Figura 5.10-. Secuencia de fotografías que muestran la evolución en el tiempo de la deformación producida en el experimento 3.

#### 5.4.2.4 Experimento 4 (arreglo asimétrico, Figura 5.3d)

En este arreglo experimental solo se simuló la presencia de una sola falla, una secuencia de imágenes de la evolución del experimento se muestra a continuación (Figura 5.11).

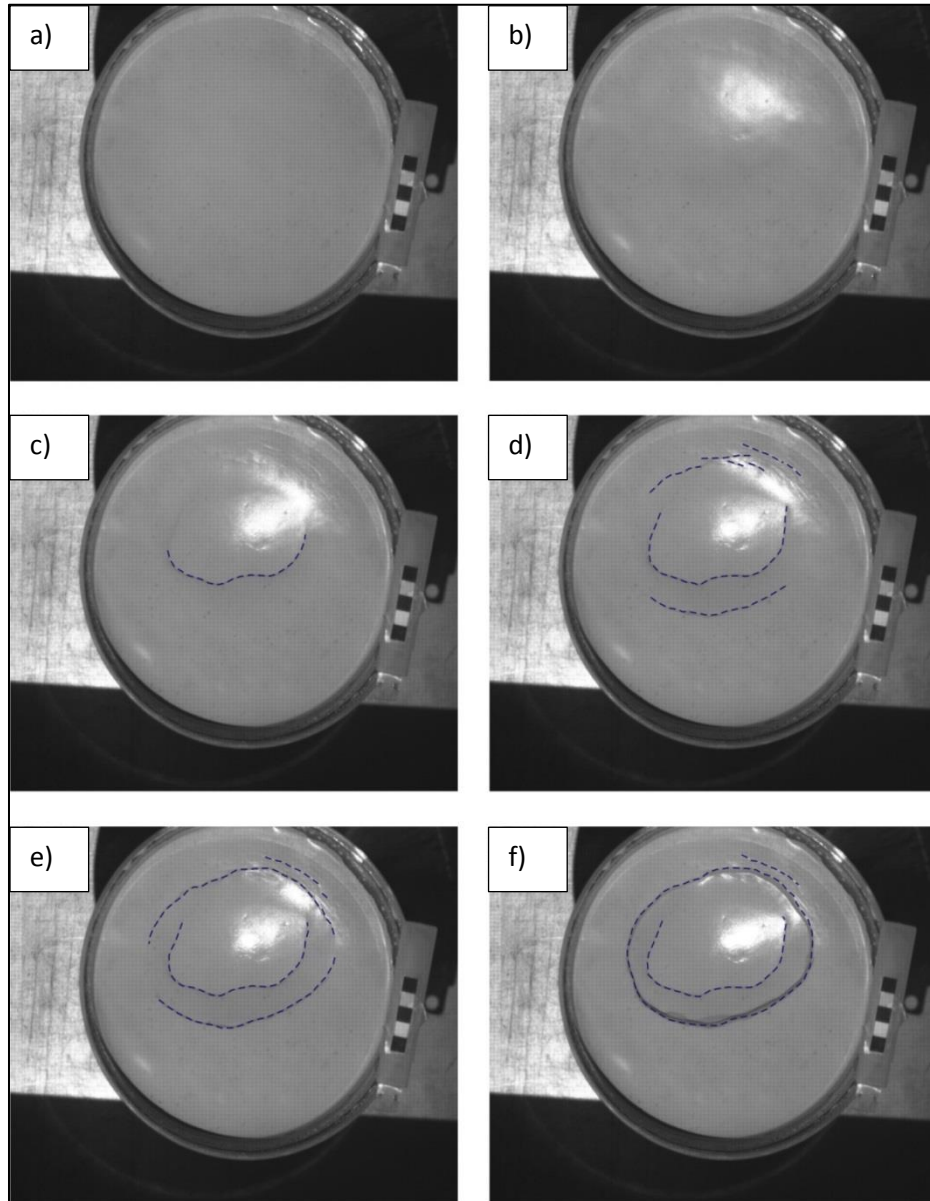


Figura 5.11-. Secuencia de fotografías que muestran la evolución en superficie de la deformación asociada al experimento 4. El escalón en el basamento rígido tenía un rumbo E-W y se encontraba cerca del extremo sur del arreglo. Nótese que la formación de la primera fractura sucedió en el lado del accidente sepultado (c) y que el desplazamiento mayor en las fallas resultantes es en ese mismo lado (f).

### 5.4.3 Segundo arreglo experimental

Con el segundo arreglo experimental solo se corrió un experimento con duración de 20 minutos, el cual se diseñó para evaluar la posible influencia que pueden ejercer en la deformación los cambios de inclinación en las superficies que forman la topografía del basamento rocoso. El experimento se planteó con base en la interpretación de los resultados de un estudio de microgravimetría del fondo del cráter de Parangueo. La interpretación tentativa de la anomalía gravimétrica es bosquejada de manera sucinta en Aranda-Gómez *et al.* (2013).

El arreglo experimental fue como se muestra en la figura 5.3b, y se planteó con esa geometría para tratar de reproducir los dos estilos diferentes de deformación estructural documentados en los sectores oriental y occidental del escarpe principal (rollover + superficies de despegue lítricas y superficies de despegue planas + domos, respectivamente). En este experimento se estableció un norte relativo (Figura 5.12) en el arreglo experimental para facilitar la comparación de las estructuras en el modelo con aquellas observadas en la naturaleza.

El arreglo experimental consistió de una semiesfera de unicel, la cual fue colocada sobre una base metálica para mantenerla estable, con una superficie horizontal en la cima de los sedimentos. En la parte central del recipiente se hizo un orificio con un diámetro aproximado de 2mm que sirvió para drenar el agua al inicio del experimento. En el fondo del contenedor se colocaron dos bloques de plastilina con geometrías diferentes, en donde los ángulos de inclinación mayores se encuentran en el lado oriental del experimento; ahí la inclinación de la superficie es de 60° (Figura 5.4b) mientras que en el flanco occidental la superficie del bloque es una plataforma plana con un ángulo de inclinación de 16° hacia el centro. El recipiente se rellenó primero con una pequeña capa de grava, con un tamaño de grano promedio, que escalado es equivalente al de los guijarros. Esta capa tenía un espesor aproximado de 3 cm. Posteriormente, tanto los bloques rígidos como la grava, fueron sepultados debajo de una sola capa de microesferas, con un espesor de 15 cm, medido desde la parte superior de la grava a la

parte superior de la arena. Al igual que en los otros experimentos el arreglo fue completamente saturado con agua.

A continuación se hace una descripción generalizada de la evolución del modelo. Desde el inicio del drenado del agua comenzó a formarse una depresión de forma elíptica en el sitio donde el material granular tiene su mayor espesor. Al minuto y 20 segundos se generaron las primeras fracturas de tensión en el flanco oriental del modelo (Figura 5.12a); estas eran paralelas al rumbo de la depresión central en el basamento. Estas fracturas parece que fueron las primeras manifestaciones similares al desarrollo de un pliegue forzado por extensión en el modelo de (Withjack, *et al.*, 1990). A continuación se comenzaron a formar micropliegues con sus ejes paralelos a las fracturas iniciales hacia la parte central del arreglo experimental (Figura 5.12b). Se cree que esto se debió al deslizamiento de material ubicado sobre el plano inclinado  $60^\circ$  en el basamento rígido. En el minuto tres se generó un escarpe de falla pequeño de algunos milímetros de altura, así como juegos de fracturas de tensión tanto en los flancos este y oeste, respectivamente, del arreglo. Durante el minuto cinco se generó un escarpe de falla secundario más cercano al centro, el cual parece se propagó hacia la superficie a partir del primer plano de falla (Figura 5.12c). En otros experimentos (Withjack, *et al.*, 1990) se ha observado que con frecuencia que estos planos de falla secundarios terminan su desarrollo al encontrarse con el plano de falla principal.

A diferencia de lo observado durante los experimentos del primer arreglo experimental, en el segundo arreglo experimental se observó que aparentemente la deformación fue de la periferia hacia la zona central del arreglo. La rampa inclinada  $16^\circ$ , que se colocó en el lado occidental del modelo, aparentemente sirvió para localizar el desarrollo de fracturas en un área más cercana al centro del experimento. Se cree que el ángulo de inclinación de  $16^\circ$  no fue lo suficientemente grande para permitir el deslizamiento del material hacia la depresión principal en el basamento rígido.

Para entender mejor la evolución de este experimento a continuación se describe una secuencia fotográfica del modelo (Figura 5.12).

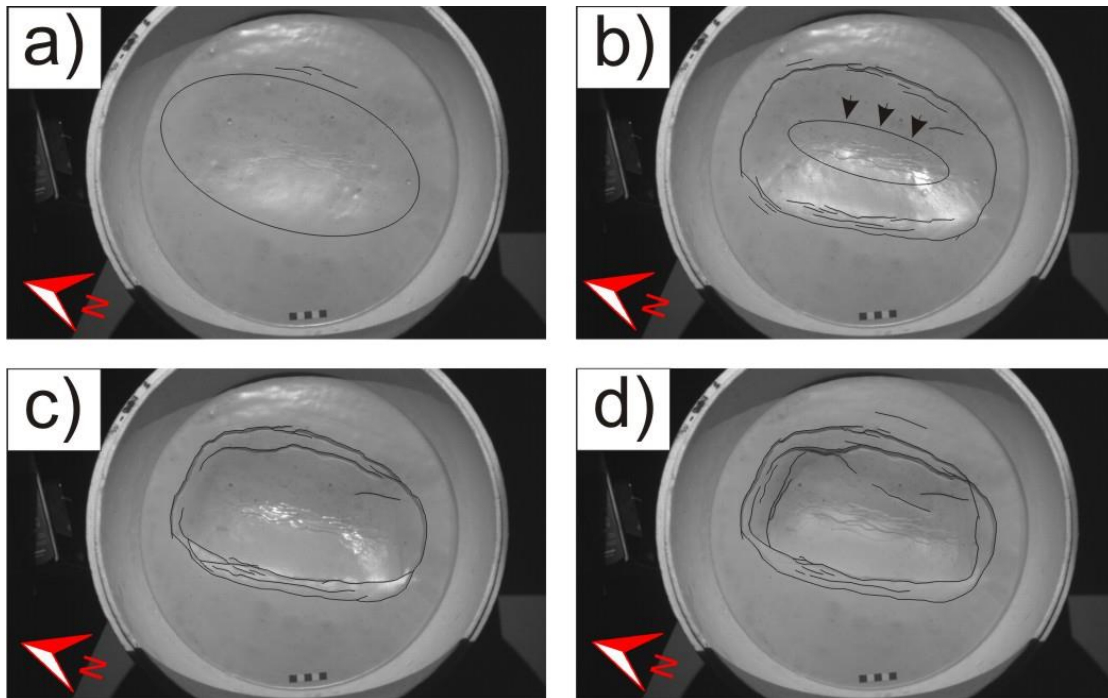


Figura 5.12-. Secuencia fotográfica del segundo set experimental. a) la elipse enmarca el área en donde se formaron microplegues con una alineación  $\approx$ N-S y la nucleación de las primeras fracturas. Además, la elipse resalta la zona en donde se formó la depresión inicial. b) Deslizamiento del material, simbolizado por las flechas; esto sucedió a lo largo de la superficie con inclinación de  $60^\circ$ . En el centro de la elipse (a) se forma microplegues con ejes orientados  $\approx$ N-S por efecto del movimiento de material hacia el centro del modelo desde el lado este. En b) se observa una primera falla con desplazamiento de algunos milímetros. Esa falla, con el tiempo adquiere una geometría elíptica e inicia la formación de una segunda serie de fallas en la parte interna del experimento (véase fotografía c)). En d) se observan lo que parecen ser monoclinales formados en los flancos este y oeste. Esas estructuras han sido modificadas por una serie de dos o tres fallas normales. La escala en todas las fotografías es en centímetros.

Haciendo una comparación de los resultados obtenidos con los dos arreglos experimentales y las estructuras cartografiadas en el lecho seco del lago de Rincón de Parangueo (Figura 5.13) se pueden esbozar las siguientes conclusiones. En todos los modelos del primer arreglo experimental, las fracturas/fallas por compactación imitan la topografía del basamento rígido.

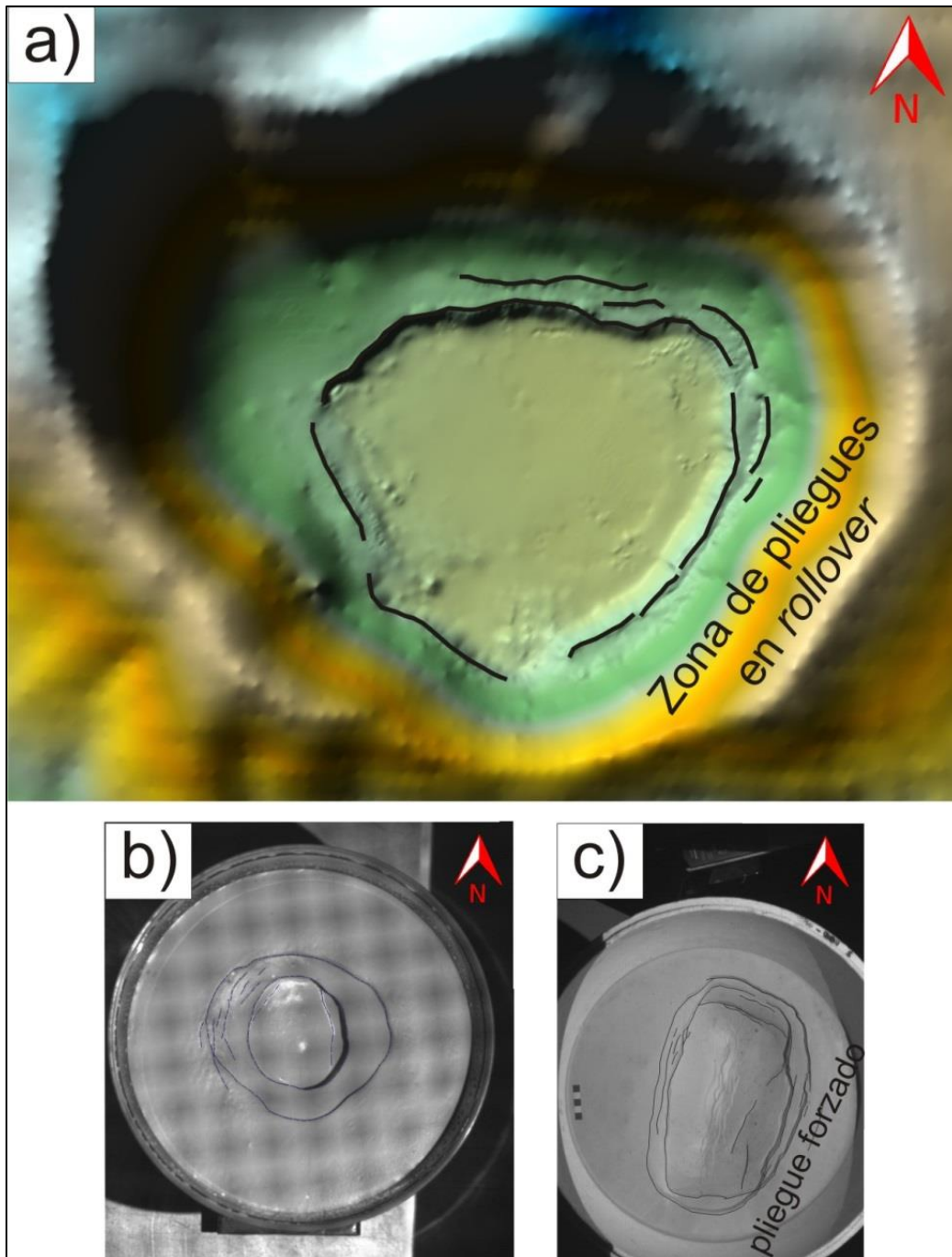


Figura 5.13-. Comparación visual entre los modelos de elevación digital del fondo de Rincón de Parangueo (a) y los resultados obtenidos con el modelo de dona (b) y el segundo arreglo experimental (c). Nótese que (b) simula exitosamente el patrón anular de fallas observado en el escarpe principal de RP. Sin embargo, no reproduce los pliegues *rollover* del lado oriental, ni los anticlinales y domos del dominio occidental de RP. El arreglo 2, con planos inclinados en la cima de los bloques rígidos si desarrolló pliegues en el fondo de dominio hundido y la complejidad de los sistemas de fallas se acerca más a aquella observada en HRP.

- 1) Las fallas/fracturas se formaron sobre los bordes de los bloques en el basamento rígido, especialmente en aquellos sitios limitados por superficies con un ángulo de inclinación elevado.
- 2) Las fallas que se formaron con el arreglo experimental de dona tienen un arreglo semicircular similar a la geometría del sistema de fallas anular en el escarpe principal de la HRP. Esta similitud nos permite especular que el contacto entre la diatrema y la roca encajonante tiene una forma burdamente circular cerca de la superficie.
- 3) La aparición de dos escalones de falla en los modelos 1 a 3 del primer arreglo experimental y la naturaleza sugieren que por lo menos existen dos grandes discontinuidades en el basamento que dan origen a estos escalonamientos. Sin embargo, se hace notar que en el experimento 4, se formaron dos escalones de falla arriba del bloque rígido sepultado (Figs. 5.2b y 5.11f)
- 4) El modelo con el segundo arreglo muestra que la extracción del agua provoca un mayor hundimiento y compactación del material en aquellos sitios en donde tiene mayor espesor. La presencia de superficies inclinadas en el basamento que exceden el ángulo de reposo del material granular húmedo permiten la movilidad del material de los bordes hacia la parte central. Esto genera compresión y plegamiento.

## Capítulo VI

### Discusión y conclusiones

#### 6.1 Introducción

##### 6.1.1 Procesos sin- y post-eruptivos que producen subsidencia

El fenómeno de la generación de fallas y fracturas asociadas a subsidencia ha sido estudiado en México por varios investigadores (e.g. Pacheco Martínez, 2007 y Carreón-Freire y Cerca-Martínez, 2006). Estos autores documentaron el tipo de afectaciones que el fenómeno puede llegar a causar a la infraestructura urbana en diferentes zonas del país. La deformación causada por hundimientos graduales en la región de Valle de Santiago y sus alrededores, así como en el maar de Rincón de Parangueo, fueron documentados por Aranda-Gómez *et al.*, (2013) quienes compararon las tasas de desplazamiento de las fallas en el interior del cráter y aquellas que se conocen en el área cercana al cráter, haciendo notar que la tasa de movimiento en el interior de la HRP ( $\approx 50\text{cm/año}$ ) es un orden de magnitud más grande que en la falla de la refinería de Salamanca ( $\approx 6\text{ cm/año}$ ).

La compactación notable de los sedimentos de lago en la HRP se debe en parte a la presencia de una diatrema debajo de ellos (Figura 6.1). Según las hipótesis de Suhr *et al.*, (2006) y de Lorenz *et al.*, (2007) la diatrema es afectada por diferentes procesos sin- y post-eruptivos que propician la subsidencia de los materiales intra-diatrema y que los cambios de volumen en ese material se pueden reflejar en zonas más someras afectando los sedimentos de lago depositados dentro del maar.

Los maares llegan a tener cráteres amplios ( $\leq 3\text{ km}$ ) que se encuentran excavados en el substrato rocoso que está expuesto en las paredes del cráter. Los maares y las diatremas son productos de la interacción explosiva del magma y el agua cerca de la superficie. El resultado de las explosiones hidrovulcánicas es la excavación, al tiempo de la erupción, de un cráter en el cual se acumula parte del material piroclástico, así como materiales derivados del desgaste de masas en las paredes del cráter. Tanto el maar como la diatrema se generan a partir de las explosiones



secuenciales que van haciéndose más profundas con el tiempo (Figura 6.2). Cabe señalarse que Valentine y White (2012) recientemente han cuestionado el modelo de Lorenz (1986) argumentando que las explosiones hidrovulcánicas pueden generarse de manera aleatoria en diferentes niveles de la diatrema, lo que no necesariamente implica que cada explosión conduzca a la profundización gradual de la raíz de la diatrema y consecuentemente, a subsidencia sin-eruptiva. Independientemente de la validez del argumento de Valentine y White (2012), el hecho de que debajo de los sedimentos lacustres exista una diatrema rellena por material fragmentado, implica que dicho cuerpo es susceptible de ser compactado por el peso del material suprayacente.

Al final de la etapa eruptiva del sistema maar-diatrema queda una depresión (cráter) en la superficie, parcial o totalmente rodeada por un anillo de piroclastos. Una vez terminada la actividad volcánica, si el cráter fue excavado a una profundidad que excede la profundidad del nivel freático se formará un lago perenne, en donde iniciara la sedimentación que continuará mientras el lago exista. En el caso de la HRP esto resultó en un lago perenne en la superficie por encima del fondo del cráter. Sedimentación lacustre sucedió de manera continua mientras el lago existió, siendo el aporte principal de material, proveniente del interior mismo del cráter, de la precipitación de carbonatos por acción de las bacterias y, en menor proporción, de sedimentación eólica.

En el subsuelo, debajo de los maares, hay una diatrema que es un cuerpo con forma cónica relleno por material fragmentado, derivado del magma y de la roca encajonante. El contacto entre la diatrema y la roca encajonante, de acuerdo al modelo de Lorenz (1986) es una discontinuidad vertical, con forma anular en planta, que al suceder la compactación post-eruptiva actúa como una falla normal.

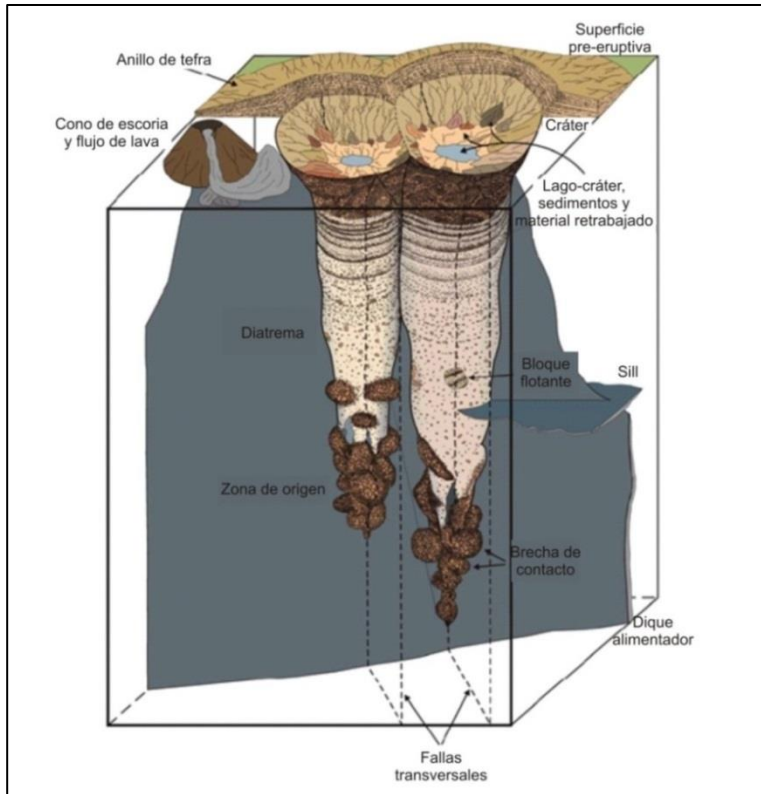


Figura 6.1-. El modelo maar-diatrema de Lorenz (1986) y sus relaciones con la roca encajonante, zonas de permeabilidad secundaria en roca dura (fallas transversales) y conductos alimentadores de la erupción freatomagmática (dique). (Dibujo modificado de Lorenz y Kurszlaukis 2003). Nótese que tanto la diatrema como la secuencia lacustre que le sobryace están compuestas por sedimentos clásticos que son susceptibles a compactación una vez que son desecados. Así mismo, el contacto entre la diatrema y la roca de caja es el límite entre material compresible y no compresible, por lo que este rasgo anular es el sitio en donde es muy probable que se formen fallas de compactación que potencialmente pueden propagarse hasta la superficie.

Durante las etapas sin- y post – eruptivas diversos procesos diagenéticos actúan en el material que rellena la diatrema, causando la disminución de su volumen. Entre los procesos están: compactación mecánica y química. La compactación mecánica se da principalmente por sobrecarga de la columna litostática de los sedimentos de lago que llegan a tener espesores de algunos cientos de metros y que se ubican por encima del relleno poco consolidado de la diatrema (Suhr *et al.*, 2006).

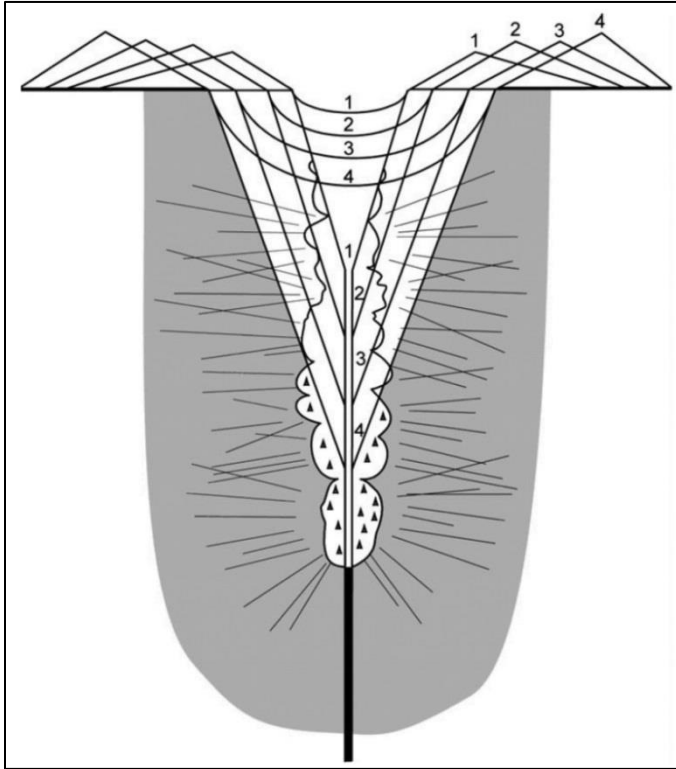


Figura 6.2-. Sección esquemática en la que se presenta el crecimiento y desarrollo del maar y su diatrema en varios episodios que se propagan a profundidad. Obsérvese que la formación de cámaras de explosión durante la erupción causa el colapso gravitacional de las paredes del cráter y de la diatrema (Tomado de Suhr *et al.*, 2006). Nótese que este modelo implica que todas las explosiones hidrovolcánicas se forman en la raíz del sistema, hecho que ha sido cuestionado por Valentine y White (2012), quienes argumentan que es más fácil eyectar material si las explosiones suceden cerca de la superficie de la diatrema.

La compactación química sucede después de que cesa la erupción volcánica, una vez que el acuífero recupera su nivel original por recarga. Dicha compactación depende en gran medida de la interacción hidrogeoquímica del agua subterránea con el material piroclástico en el medio poroso.

Otro factor importante en el desarrollo de la subsidencia en los sedimentos lacustres que sobreyace a la diatrema, que propicia la formación de fallas una vez que el lago es desecado, es la deshidratación de arcillas, ya que arcillas poco consolidadas llegan a tener una porosidad de 80 a 90% y con tan solo algunos metros de material por encima de ellas pueden llegar a reducir su porosidad hasta en un 50% (Suhr *et al.*, 2006).

Estos procesos en su conjunto, así como como la diagénesis, compactación, disolución, cementación, reemplazamiento y recristalización contribuyen a la disminución de volumen, tanto de las zonas más profundas como de las más someras de la diatrema, sin afectar a la roca de caja, reflejándose éstos fenómenos en la generación de esfuerzos de tensión en la parte superior de los

sedimentos lacustres; estos esfuerzos se llega a acumular sobre discontinuidades sepultadas debajo de ellos.

Sin lugar a dudas, la discontinuidad más importante en este tipo de sistema es el borde de la diatrema, que es el sitio en donde cambian de manera dramática las propiedades mecánicas de los materiales (material fragmentado vs roca sólida). En menor escala, otras discontinuidades como grandes bloques de basamento que pudieron ser fracturados producto de las explosiones freatomagmáticas y que pudieron sufrir rotaciones o reacomodos, también puede influir la ubicación de las fallas producto de subsidencia por compactación.

### **6.1.2 Procesos antropogénicos que propician la subsidencia**

No solamente procesos diagenéticos jugaron un papel fundamental en la subsidencia y compactación de materiales en la diatrema o los sedimentos lacustres de Rincón de Parangueo. Procesos antropogénicos como la sobre-explotación del acuífero desencadenaron la deformación en superficie.

Debido a que la región de Valle de Santiago es de alta producción agrícola e industrial la demanda de agua proveniente del acuífero es grande. En años recientes la tasa de sobre – explotación del acuífero regional Irapuato – Valle de Santiago (e. g. Rodríguez y Lira, 2008) se incrementó, lo que provocó subsidencia de terreno.. Una de las evidencias más claras de este fenómeno en el área cercana a Rincón de Parangueo es el crecimiento gradual de fallas en Salamanca, a unos 17 km en línea recta al N 23 E del centro del cráter (Aranda-Gómez *et al.*, 2013). Adentro del cráter, en los sedimentos acumulados en el lago perenne existen las estructuras descritas en el capítulo tres que han sido interpretadas como evidencia de subsidencia asociada a la sobre-explotación del acuífero regional ( Aranda Gómez *et al.*, 2009).

### 6.1.3 Fallas/fracturas en superficie asociadas a subsidencia en HRP

De manera general, las fracturas son rasgos estructurales que se asocian a discontinuidades en un cuerpo de roca y son productos de un esfuerzo. Una definición más exacta es aquella propuesta por Niemeyer (2008) quien considera una fractura como una superficie o discontinuidad en una roca (o depósito sedimentario sin consolidar, en el caso de los sedimentos lacustres de Parangueo) a lo largo de la cual se ha perdido la cohesión del material. A partir de los planos de debilidad que generan las fracturas se pueden generar movimientos relativos entre bloques que se encuentran sujetos a esfuerzos, transformándose las fracturas en fallas.

Uno de los rasgos más sobresalientes de la deformación de los sedimentos lacustres de Rincón de Parangueo es la presencia de un gran número de fallas y fracturas que fueron descritas de manera general en el capítulo tres de esta tesis.

Existe una gran polémica en cuanto al o lo(s) mecanismo(s) que origina(n) a las fallas y fracturas en rellenos poco consolidados en regiones sujetas a subsidencia como es el caso de Rincón. Figueroa–Vega (1989) considera que hay al menos cinco tipos potenciales de fallas asociadas a subsidencia en sedimentos no consolidados debidos a otros tantos mecanismos de formación:

- 1) Desarrollo de fracturas por secado de un estrato arcilloso superficial.
- 2) Fracturamiento causado por fuerzas de infiltración.
- 3) Fracturas originadas por la formación de una depresión piezométrica.
- 4) Fracturas controladas por variaciones en la inclinación del lecho rocoso debajo de un acuífero granular.
- 5) Formación de fracturas y desarrollo subsecuente de fallas debido a la presencia de un lecho rocoso en forma de escalón debajo del acuífero.

En HRP existe el potencial de que se generen todos estos tipos de fracturas. Sin

embargo, se cree que todas las estructuras descritas en el capítulo III se relacionan directamente a mecanismos de deformación controlados por accidentes topográficos o cambios en las pendientes del lecho rocoso sepultado, principalmente por el contacto diatrema-roca encajonante y en menor grado por la presencia potencial de bloques de la roca encajonante rotados por las explosiones hidrovulcánicas. El hecho de que la deformación se concentra cerca de la zona de playa del lago sugiere que el control más importante es el contacto diatrema-roca encajonante.

Algunos autores que han trabajado con fallas de subsidencia (e. g. Pacheco-Martínez, 2007) han propuesto que estas estructuras son controladas por accidentes topográficos en el lecho rocoso, lo que propicia compactación diferencial. A partir de estudios de micro-gravimetría, Pacheco-Martínez (2007) infirió la asociación de sistemas de fallas de subsidencia con tres morfologías del basamento rocoso debajo del acuífero en el valle de Querétaro. Uno de los sistemas se asocia a rasgos morfológicos con forma “de escalón” (Figura 6.3a) que son interpretados como escarpes de falla sepultados. Otras fallas de subsidencia se asocian con altos topográficos en el basamento (Figura 6.3b). También existen sistemas de fallas de subsidencia que aparecen en zonas en que el lecho rocoso tiene una pendiente moderada (Pacheco-Martínez *et al.* 2013). Se cree que una pendiente en el basamento rocoso debajo de los sedimentos lacustres de la HRP también puede causar el deslizamiento pendiente abajo de los sedimentos, generando tensión que lleva a la formación fracturas sobre la plataforma calcárea, ubicada en la zona de playa del lago (Figura 6.3c).

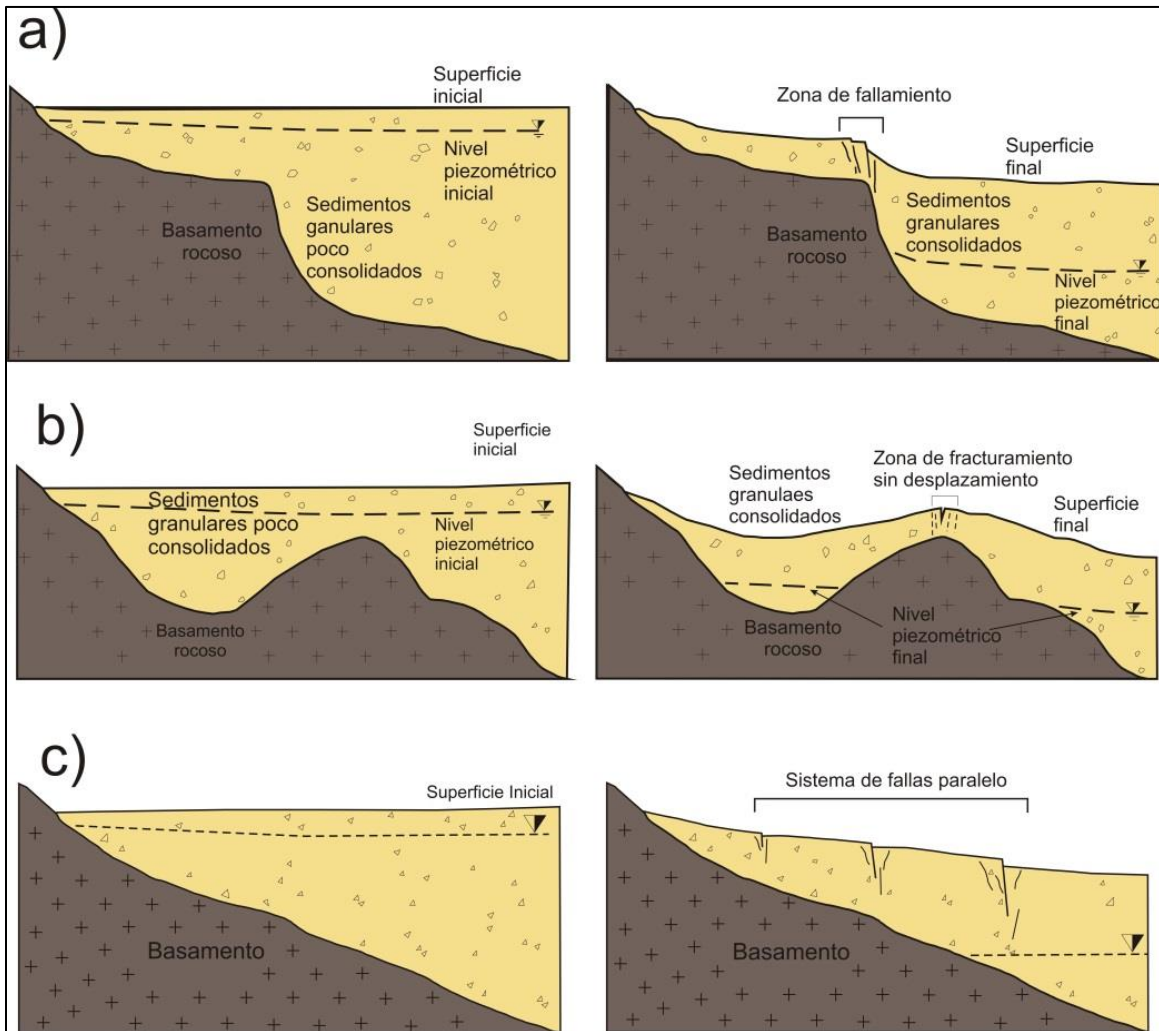


Figura 6.3-. Morfología del basamento rocoso y su influencia con la generación de fallas y fracturas en superficie (Modificado de Pacheco – Martínez, 2013). En los sedimentos de la HRP la mayor parte de la deformación está concentrada cerca de la costa del lago. Se cree que la formación del pliegue forzado y la presencia de fallas en la zona de deformación oriental se puede asociar con un “escalón” (véase diagrama “a”) que refleja el límite de la diatrema. En el caso del dominio occidental, el lecho rocoso debajo de esa parte de los sedimentos de la HRP, puede ser similar al arreglo ilustrado en la figura “c”.

Considerando las hipótesis de Pacheco-Martínez (Fig. 6.3.) se cree que los accidentes en el basamento o entre la roca de caja y la diatrema debajo del maar influyen de manera decisiva en la formación de las fallas por subsidencia. La geometría semicircular del sistema de fallas expuesto en el lado oriental del escarpe y su proximidad con la línea de costa del lago es congruente con la hipótesis de que el contacto diatrema – roca de caja actúa de manera similar a las

fallas sepultadas en la hipótesis (a) de Pacheco-Martínez (Fig. 6.3). El estilo de deformación en el lado occidental de la cuenca lacustre es consistente con la hipótesis (c) en la figura 6.3.

#### 6.1.4 Deslizamientos de ladera asociados a procesos gravitacionales

En las pendientes topográficas es común que se desarrollen “movimientos de ladera” (Alcántara-Ayala, 2000) que son producto de la remoción en masa de materiales debido a la acción de la fuerza de gravedad sobre de ellos. En el escarpe principal de Rincón de Parangueo se observan huellas de movimientos de ladera (escarpes y depósitos de megabrechas) que sucedieron en el pasado y la presencia de juegos de fracturas/fallas activas que sugieren movimientos activos, aunque al parecer extremadamente lentos. El análisis de las fotografías aéreas revela la presencia de varias áreas en donde ocurrieron procesos gravitacionales (Lámina 1) estando algunos en las regiones en donde se ubican los límites entre los dominios con distintos estilos de deformación.

Los procesos de ladera más comunes observados en el escarpe principal de la HRP son movimientos rotacionales lentos (Figura 6.4). En la parte noroccidental del escarpe hay al menos un lugar en donde el movimiento fue por un vuelco de material (Figura 6.5). En ese sitio, el escarpe muestra que los sedimentos lacustres son relativamente delgados y sobreyacen a una secuencia detrítica de grano relativamente grueso, que evidentemente tiene propiedades mecánicas diferentes a las del lodo calcáreo.

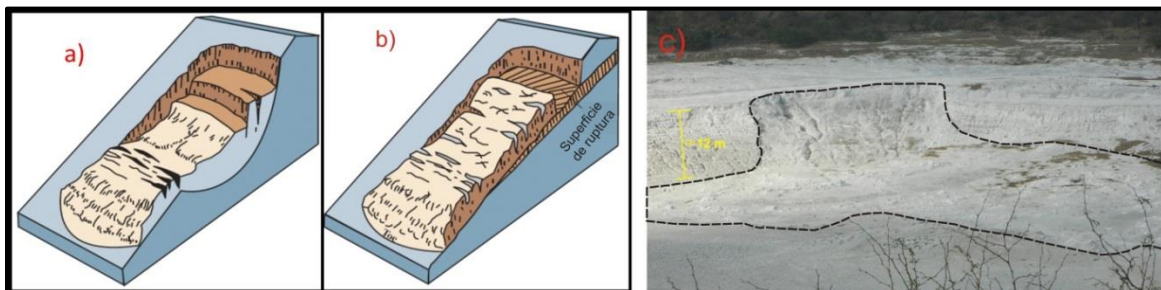


Figura 6.4-. A lo largo del escarpe principal de la HRP se pueden observar diferentes tipos de *deslizamientos*. a) Deslizamiento rotacional, b) deslizamiento traslacional (modificado de Alcántara-Ayala, 2000). En c) se muestra una panorámica de un deslizamiento gravitacional en HRP resaltado con línea punteada negra.



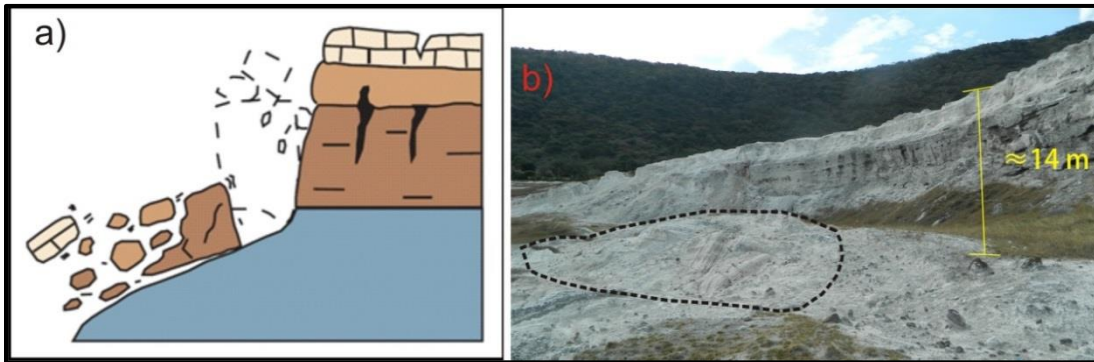


Figura 6.5 -. a) Ilustración en la que se muestra un vuelco de material (*topples*) b) fotografía en HRP, en línea punteada negra se encierra el depósito de material con bloques con orientaciones caóticas. (Modificado de Alcántara-Ayala, 2000).

## 6.2 Conclusiones

Con base en el análisis de los trabajos publicados (Aranda-Gómez *et al.*, 2013), las observaciones en campo, el modelado analógico y los sondeos en la Hoya de Rincón de Parangueo se concluye que:

- 1) La deformación activa en el fondo del cráter de Rincón de Parangueo se asocia a la pérdida de presión de poro en los sedimentos lacustres y en el relleno de la diatrema, la cual fue causada por la extracción de agua del acuífero Irapuato - Valle de Santiago. La deformación activa se debe en parte a compactación diferencial del material clástico y a la remoción de material soluble por infiltración hacia el acuífero.
- 2) El drenado del agua generó una subsidencia inicial en las capas superiores de sedimentos que causaron esfuerzos de tensión, que se manifiestan en superficie como grietas de tensión y fallas normales cercanas a la línea de costa.
- 3) El transporte de masa hacia la parte central de la cuenca generó esfuerzos de tensión que son acumulados en el área cercana a la costa del lago. Esto, junto con la subsidencia en la parte central, causó la formación del escarpe anular principal. En la parte oriental de la cuenca hay evidencias claras de que se está formando un escarpe secundario más cercano a la pared del cráter. En algunos sitios, estas fallas ya afectan a depósitos de talud.
- 4) A partir de los perfiles de radar, se documentó el comportamiento de algunas de

las estructuras en los primeros cinco metros debajo de la superficie. Más abajo de esa profundidad las ondas de radar no penetran por la gran cantidad de sales presentes en los sedimentos húmedos; sin embargo, para poder caracterizar a mayor profundidad el sustrato, sería prudente continuar los estudios con otras técnicas que permitan una mayor ventana de penetración.

5) Se cree que la región central del cráter, en donde se satura la señal de radar, corresponde a la región en donde se concentra la salmuera producto de la lixiviación de evaporitas precipitadas durante la evaporación de la mayor parte del agua en el lago-cráter original.

6) Los modelos analógicos efectuados mostraron como los accidentes topográficos sepultados debajo de los sedimentos pueden localizar la deformación en la superficie.

7) Con base en las observaciones hechas en éste trabajo y la tasa de extracción de agua en el área, se puede predecir que la reducción del volumen de los sedimentos y la diatrema seguirá causando influyendo en la subsidencia de los sedimentos lacustres y depósitos de talud adentro del cráter y en el movimiento lento y continuo del material hacia el centro de la cuenca.

## Referencias

- Alaniz – Álvarez, S. A., Nieto – Samaniego, A. F., Reyes – Zaragoza, M. A., Orozco – Esquivel, Ma. T., Ojeda – García, A. C. y Vassallo, L. F. (2001). Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende – Querétaro, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 2, 129 – 148.
- Alcántara-Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos de terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía UNAM*, 41, 1-25.
- Aranda – Gómez, J.J., Levresse G., Pacheco Martínez, J., Ramos – Leal, J. A., Carrasco Núñez, G., Chacón – Baca, E., González – Naranjo, G., Chávez – Cabello, G., Vega – González, M., Origel, G., Noyola – Medrano, C. (2013). Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 65, 1, 169 – 188.
- Aranda-Gómez J.J., Yutsis V., Pacheco-Martínez J, Arzate-Flores J. A., Avalos L. A., Luevanos V. A., Castañeda E., Flores Ibarra K. Valdez B. (2013). "Influencia del basamento rocoso en la subsidencia y deformación de sedimentos lacustres en el maar de Rincón de Parangueo: resultados preliminares de un estudio de gravimetría en el cráter." *GEOS* 33(1): 160.
- Aranda-Gómez, J. J., Cerca-Martínez, M., Rocha – Treviño, L., Carreón – Freyre, D., Levresse, G. (2012). Gravity-driven deformation in desiccated lake sediments of Rincón de Parangueo, central México. *Cordilleran Section - 108th Annual Meeting*. Querétaro, Querétaro.
- Aranda-Gómez, J. J., Cerca-Martínez, M., Rocha – Treviño, L., Pacheco-Martínez, J., Levresse, G., Ramos-Leal J. A., Yutsis, V., Arzate-Flores J. (2014). Structural analysis of subsidence-related deformation at the bottom of Rincón de Parangueo maar, México. *IAVCEI- 5 International Maar Conferences*.
- Aranda-Gómez, J. J., Chacón-Baca, E., Carles – Polo, M., Solorio – Munguía, J.G., Vega - González, M., Moreno – Arredondo, A., Origel – Gutiérrez, G., (2009). Collapse structures at the bottom of a recently desiccated maar lake: Rincón de Parangueo maar, Valle de Santiago, México. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Resúmenes y eventos, Serie D, n.12, p.3-4 (IAVCEI, 3rd International Maar Conference, Malargüe, Argentina, Abril 14-17*.
- Aranda-Gómez, J.J., Chacón-Baca, E., Charles-Polo, M., Solorio-Munguía, J.G., Vega-González, M., Moreno-Arredondo, A., Origel-Gutiérrez, G., 2009, Collapse structures at

- the bottom of a recently desiccated maar lake: Rincón de Parangueo maar, Valle de Santiago, México, *in* IAVCEI 3<sup>rd</sup> International Maar Conference: Malargüe, Argentina, Asociación Geológica Argentina Publicaciones Especiales, 12, 3-4.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Carrasco-Núñez, G., 2002, Geología de la región de Valle de Santiago (Guanajuato): Informe preliminar: GEOS, 22, 392.
- Armienta, M.A., Vilaclara, G., De la Cruz – Reyna, S., Ramos, S., Ceniceros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Arcega-Cabrera, F., 2008, Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 249 – 258.
- Beres, M, Haeni F. P, (1991). Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies. *Ground Water*, 29, 3, 375-386.
- Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010, Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 67-84.
- Blindow N., Eisenburger D., Illich B., Petzold H., Richter T., 2007, Capítulo 4 Geophysics, en *Environmental Geology*, Knödel K., Lange G., Voigt H.-J. Springer Editorial., 283-335.
- Brun, J.P., Fort, X., (2011) Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1123-1145.
- Cano – Cruz, M., 2005, Estratigrafía del cráter de explosión hoyo de Estrada, Guanajuato. Tesis de licenciatura, Ingeniería en Geociencias, ITCM.
- Cano-Cruz M., 2007, Evolución del volcán hoyo de Estrada, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Campus Juriquilla.
- Carreón-Freire, D.C, y Cerca-Martínez L.M, (2006). Delineating the near-surface geometry of the fracture system affecting the Querétaro valley, México: Correlation of GPR signatures and physical properties of sediments. *European Association of Geoscientists & Engineers, Near Surface Geophysics*, 4, 49-55.
- Cerca, M., Barrientos-García, B., García-Márquez, J., Hernández-Bernal, Caridad. (2007). Obtención del relieve digital mediante proyección de luz estructurada en modelos analógicos de extensión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIX, 1, 101-113.
- Chacón-Baca, E., E. Berrendero-Gómez, Montejano G., Malda Barrera J. M., Sánchez Ramos M. A. 2011, Are cyanobacterial mats precursors of stromatolites? *STROMATOLITES: Interaction of Microbes with Sediments*, Springer Netherlands. 18: 313-341.
- Charles – Polo M. P., 2010, Estudio Geológico y Reconocimiento Geomicrobiológico del lago-cráter, Hoya de Rincón de Parangueo, Valle de Santiago, Guanajuato, Tesis de

- licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, México, 125 p.
- Cobbold, P.R, Castro L, (1999). Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*, 301, 1-19.
- Connor, C., 1987, Structure of the Michoacán – Guanajuato Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 33: 191 – 200.
- Davis, J. L. y Annan P., 1989, Ground-Penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, v37, p5 31-551.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, v. 2, p. 172–187.
- Demant, A., 1981, Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: *Revista Instituto de Geología*, v. 5, p. 217–222.
- Escolero-Fuentes, O.A., Alcocer-Durand, J., 2004, Deseccación de los lagos cráter del Valle de Santiago, Guanajuato, *in* Jiménez, B., Marín, L., Morán, D., Escolero, O., Alcocer, J. (eds.), *El agua en México vista desde la Academia: México, D.F., México, Academia Mexicana de Ciencias*, 99 – 116.
- Fam, M.A., Santamarina, J.C., 1997. A study of consolidation using mechanical and electromagnetic waves. *Geotechnique* 47 (2), 203– 219.
- Ferrari L., 2000, Avances en el conocimiento de la faja Volcánica Transmexicana durante la última década., *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* v LIII, p. 84 – 92.
- Ferrari L., Orozco – Esquivel T., Manea V., Manea M., 2012, The dynamic history of the Trans – Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, p. 122 – 149.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., and Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, v. 27, p. 303 – 306.
- Ferry, M, Meghraoui, M, François Girard J, Rockwell T. K, Kozaci Ö, Akyuz, S, Barka, A. (2004). Ground-penetrating radar investigations along the North Anatolian fault near Izmit, Turkey: Constrains on the right-lateral movements and slip history. *Geology*, 32,1, 85-88.
- Figuroa-Vega G. F., 1989; Mecanismos de producción de grietas inducidas por la explotación del agua subterránea. *Alternativas Tecnológicas Academia Mexicana de Ingeniería* 29, 373-378.

- Garduño – Monroy V. H., Pérez – López R., Israde – Alcántara I., Rodríguez – Pascua M.A., Szykaruk E., Hernández Madrigal V. M., García – Zepeda M. L., Corona – Chávez P., Ostroumov M., Medina – Vega V. H., García – Estrada G., Carranza O., López – Granados E. y Mora – Chaparro J. C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia – Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48 p.319 – 335.
- Gómez – Tuena A., Orozco – Esquivel Ma. T., Ferrari L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans – Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America, Special Paper 422.
- González-Becerra, Paula, 2005, Evolución geológica del maar Hoya de Solís, Valle de Santiago, México, Tesis Ing. Geólogo, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 115p
- Hasenaka T., 1994, Size, distribution and magma output rate for shield volcanoes of Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.63:13 – 31.
- Hasenaka, T., 1992a, Contrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico: Shield volcanoes vs. cinder cones, *in* Aoki, K.I. (ed.), Subduction volcanism and tectonics of western Mexican volcanic belt: Sendai, Japan, The Faculty of Science, Tohoku University, 142-162.
- Hasenaka, T., 1992b, Size, Distribution and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico, *in* Aoki, K.I. (ed.), Subduction volcanism and tectonics of western Mexican Volcanic Belt, Sendai, Japan, The Faculty of Science, Tohoku University, 115-141.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of the Michoacán- Guanajuato, central Mexico: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 104 – 124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1986, Metate and other shield volcanoes of the Michoacán – Guanajuato, Mexico: *EOS TRANSACTIONS* 67: 44.
- Hubbert M. K, (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, 44, 1459-1520.
- Huizar-Álvarez, R., Mitre-Salazar, L.M., Marín-Córdova, S., Trujillo- Candelaria, J., Martínez-Reyes, J., 2010, Subsidence in Celaya, Guanajuato, central Mexico: implications of groundwater extraction and neotectonic regime: *Geofísica Internacional*, 50, 255 – 270.
- Kienel, U, Wulf Browen, S, Byrne, Roger, Park, Junjae, P, Böhnel, H, Dulski, P, Luhr, J. F, Siebert, L, Haung, G. H, Negendank, J. F. W, (2009). First lacustrine varve chronologies from Mexico: impact of droughts, ENSO and human activity since AD 1840 as recorded

- in maar sediments from Valle de Santiago. *Journal of Paleolimnology* 42: 587–609p.
- Lorenz V. (1986) On the growth of the maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48, 265-274p.
- Lorenz, V. and S. Kurszlauskis (2003). Kimberlite pipes: Growth models and resulting implications for diamond exploration. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract, Victoria, BC, Canada.
- Lorenz, V., Kurszlauskis S. (2007). Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 4-32.
- Luhr, J.F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Kysar, G., 2006, México's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database: *Geological Society of America Special Paper*, 402, 1-44.
- Mejía, J.A., Sandoval, R., 2004, Uso del agua subterránea en la región acuífera Irapuato - Valle de Santiago (México) y su impacto sobre el sistema hidrogeológico: *Boletín Geológico y Minero*, 115, 311 – 318.
- Moreno – Arredondo A., 2009, Sedimentología y origen de la trefa en la parte oriental de Hoya de Álvarez, Valle de Santiago, Guanajuato, Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, México, 139p.
- Murphy, G. P., 1986, The chronology, pyroclastic stratigraphy, and petrology of the Valle de Santiago maar field, central Mexico: Berkeley, CA, U.S.A., University of California, Tesis de maestría, 55 p.
- Neal A., 2004, Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress, *Earth-Science Reviews*, 66, p. 261-330.
- Niemeyer R. H., 2008, *Geología Estructural*, RIL Editores, primera edición, 294p.
- Nieto – Samaniego A. F., Alaniz – Álvarez S. A. Camprubí Cano A. 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica., *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVI, núm. 3, p. 285 – 318.
- Ordóñez, E., 1900, Les volcans du Valle de Santiago: México, *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, XIV, 299 – 326.
- Ortega-Gutiérrez, F., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Solari, L.A., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., 2014, Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crustal xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central trans-mexican

volcanic belt: Lithosphere, 1-27

- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23(12), 1127-130.
- Oviedo Padrón E. G., 2005. Análisis geológico-estructural del complejo de maeres de Valle de Santiago, Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, México, tesis de licenciatura, 119p.
- Pacheco Martínez, J., Arzate Flores, J., 2007, Análisis multicapa de la subsidencia en el valle de Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v 24., núm. 3. p. 389 – 402.
- Pacheco-Martínez, J., Hernández-Marín, M., Burbey, T.J., González-Cervantes N., Ortiz-Lozano, J. A., Zemeño-De-León, M.E., Solís-Pinto A., (2013) Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, México. *Engineering Geology*, 164, 172-186.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., and Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 146, p. 353–364.
- Puente – Solís, I., 2004, Estratigrafía e historia eruptiva del cráter de explosión hoyá La Cíntora, Guanajuato. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería de la UASLP, 107 p.
- Rangel, D, Carreón, D, Cerca, M, Méndez, E, (2003). Valuation of ground penetrating radar for the record of structures in fluvio lacustrine soils. *Journal of Applied Reserch and Technology*. 1, 85-93.
- Robin, C., Mossand, C., Camus, G., Cantagrel, J., Gourgaud, A., and Vincent, P., 1987, Eruptive history of the Colima volcanic complex: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, p. 99–114.
- Rodríguez, R. and J. Lira (2008). "A risk analysis of abstraction-related subsidence based on roughness analysis." *Bull Eng Geol Environ* 67: 105-109.
- Suhr, P., Goth, K., Lorenz, V., Suhr, S. (2006). Long lasting subsidence and deformation in and above maar-diatreme volcanoes- never ending story. *Z. dt. Ges. Geowiss*, 157, 3, 491-511.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G.J., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Terzaghi, K., 1956, *Theoretical Soil Mechanics*: New York, John Wiley and Sons, 528 p.



- Trujillo-Candelaria, J.A., 1985, Subsistencia de terrenos en la ciudad de Celaya, Gto., *in* Reunión sobre Asentamientos Regionales: México, D.F., México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos y Asociación Geohidrológica Mexicana, 1 – 2.
- Urrutia – Fucugauchi J., Uribe – Sifuentes R. M., 1999, Lower – Crustal Xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan – Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico, *International Geology Review*, Vol. 41. p. 1067 – 1081.
- Valentine A. G., White J.D.L. 2012, Revised conceptual model for maar diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products, *Geology*, V. 40, 12, p. 1111-1114.
- Withjack, M. O., Olson, J., Peterson, E. (1990). Experimental Models of Extensional Forced Folds. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 7, p.1038-1054.