



Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias (Mecánica de Suelos)

Modelación física-experimental del fenómeno de subsidencia

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de Maestro en
Ciencias (Mecánica de Suelos)

Presenta:
Omar Chávez Alegría

Dirigido por:
Dr. Jorge Arturo Arzate Flores

SINODALES

Dr. Jorge Arturo Arzate Flores
Presidente

Dr. Eduardo Rojas González
Secretario

M. C. Dario Hurtado Maldonado
Vocal

Dr. Jesús Alonso Mota
Suplente

M. I. J. Alfredo Zepeda Garrido
Suplente

Dr. Gilberto Herrera Ruiz
Director de la Facultad

Dr. Rubén Jr Ventura Ramos
Director de Investigación y Posgrado

Firma
Firma
Firma
Firma
Firma

Centro Universitario
Querétaro, Qro.
9 de mayo de 2008.
México

Resumen

La subsidencia ocurre cuando grandes cantidades de agua son extraídas de ciertos tipos de rocas del subsuelo, tales como sedimentos granulares. Las rocas se compactan porque el agua es parcialmente responsable de mantener el suelo estable. Cuando ésta es extraída del acuífero y el piso rocoso sobre el cual se encuentran los sedimentos es irregular, el acuífero se deforma y se producen fallas en el suelo. La deformación del acuífero puede ser analizada usando una aproximación de la ecuación de esfuerzo-deformación, y conociendo las propiedades elásticas del medio es posible evaluar la magnitud de la deformación que produce los hundimientos del suelo. La geometría del sistema acuífero juega por lo tanto un papel muy importante ya que provee una rigidez irregular y por lo tanto una compactación diferencial. En este trabajo se llevó a cabo un experimento que representa las condiciones irregulares de un basamento no compresible utilizando bloques rígidos sobre los cuales se coloca un material específico, simulando un acuífero confinado, al cual se le extrae el agua para analizar su comportamiento. Esto se hace en dos pasos, cuando el material está saturado y cuando está completamente drenado. Los resultados indican que el cambio en esfuerzos efectivos a través del tiempo produce desplazamientos verticales, los cuales son registrados con micrómetros de precisión en la superficie del material seleccionado. Cuando el agua es extraída completamente después de cierto periodo de tiempo, el material se fractura siguiendo la trayectoria del escalón que emula lo que produce una falla de tipo normal. Una vez drenado el material las deformaciones continúan hasta llegar a un equilibrio tal como se ha observado recientemente en mediciones realizadas en el valle de Querétaro. Los resultados obtenidos se analizan desde la perspectiva de la teoría fractal para valorar los alcances del experimento a escala.

Palabras clave: *Falla de suelo, Subsidencia, esfuerzo efectivo, fractales.*

Summary

Land subsidence occurs when large amounts of ground water are extracted from certain types of rocks from the ground, such as granular sediments. The rocks are compacted because the water is partly responsible for upholding the ground stable. When the water is withdrawn and the bedrock on which the sediments are settled is irregular, the aquifer is deformed and ground failure is produced. The deformation of the aquifer can be analyzed by using an equation of strength-deformation, and knowing the elastic properties of the ground it is possible to evaluate the magnitude of the displacements. Thus, the aquifer system's geometry plays an important role because it provides an irregular strength to the ground and therefore it induces a differential compaction. In this work a controlled lab experiment was carried out that simulates the irregular conditions of a non-compressible basement by using rigid blocks above which specific granular material is placed simulating a confined saturated aquifer. Then the water is extracted to analyze its behavior. This is done in two stages, when the material is saturated and when the material is completely drained. The results show that the change in effective stress within the material produces vertical displacements, which are registered with precision micrometers in its surface. When the water is completely withdrawn after certain time the material fractures along the vertex of the blocks, emulating what occurs along a normal fault. Once the material is completely drained the deformations continue until the equilibrium is reached, such as has been recently observed from in-situ measurements in the Queretaro Valley. The results are then analyzed using a fractal approach to evaluate the scope and limitations of the scale experiment.

Keywords: *Ground failure, Subsidence, effective stress, fractals*

DEDICATORIA

A mis padres por todo el apoyo que me han brindado. Por su confianza y aliento para seguir siempre adelante. Y a todas aquellas personas que me ayudan a formar en mí una mejor persona.

AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Querétaro la cual me dio la oportunidad de formarme como profesionista y como persona.

A mis padres que siempre me apoyaron y a los que les dedico mis logros porque es por ellos y para ellos lo que soy ahora.

A mis hermanos que siempre han estado conmigo y que me dan fortaleza para seguir adelante.

Al Sr. Juventino García y al Dr. Gilberto Herrera porque de ellos aprendo que el querer es poder y que el darse por vencido no es una opción.

A Gisela Morales y Sergio Zamora que son ejemplo para todos de dedicación y esfuerzo.

A la familia Alegría Bautista y muy especialmente a Rosario que siempre me da la mano que es quién comparte y ha compartido muchos triunfos y fracasos, y a Mónica que es la alegría de mi pensamiento.

A Mary Paz, Lindsey, Octavio, Eli, Alex, Carlos Marín, Alivei y Mario porque siempre están dispuestos a ayudar cuando se les necesita y siempre tienen palabras de aliento y una sonrisa que alegra.

Muy especialmente a Coral porque hace que las palabras parezcan vanas para expresar los sentimientos de agradecimiento.

A Vania porque siempre estará en mi corazón y en mi pensamiento.

A Dios por haberme permitido tener la fortuna de conocer tanto cariño entre la gente que me rodea.

Agradecimientos especiales al Dr. Jorge Arturo Árzate y al Dr. Eduardo Rojas González, por brindarme su asesoría y confianza para la realización de este trabajo.

Por último agradezco infinitamente al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo brindado para la realización de este trabajo.

¿Con qué me iré? No dejaré nada de mí sobre la tierra. ¿Cómo debe obrar mi corazón? ¿Ha venido quizá en vano, para vivir y crecer sobre la tierra? Dejemos por lo menos flores atrás, ¡Dejemos por lo menos las canciones!

Nezahualcóyotl

Índice General

RESUMEN	II
SUMMARY	III
CAPÍTULO 1.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA.....	2
1.2. JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA.....	5
1.3. OBJETIVOS	6
1.4. HIPÓTESIS DEL TRABAJO.....	7
1.5. CONTENIDO DEL TRABAJO.....	7
CAPÍTULO 2.....	9
2. REVISIÓN DE LITERATURA.....	9
2.1. INTRODUCCIÓN.....	9
2.2. MODELOS EXISTENTES.....	10
2.2.1. <i>Modelos empíricos</i>	10
2.2.2. <i>Modelos semi-teóricos</i>	12
2.2.3. <i>Modelos teóricos</i>	13
2.2.4. <i>Modelado analítico y numérico de hundimientos</i>	16
2.3. MECANISMOS GENERADORES DE AGRIETAMIENTOS.	24
2.3.1. <i>Predicción de agrietamientos</i>	30
2.4. MODELOS A ESCALA.....	35
2.4.1. <i>Leyes de similitud</i>	36
2.4.2. <i>Escalas de la geometría fractal</i>	38
2.4.3. <i>Análisis de imágenes</i>	40
2.4.4. <i>Programas de análisis fractal diseñados por Parrot (1996-2004)</i>	42
2.4.5. <i>Dimensión de caja</i>	45
2.4.6. <i>Rango de análisis re-escalado (R/S)</i>	46
CAPÍTULO 3.....	48
3. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y SUBSIDENCIA DEL VALLE DE QUERÉTARO	48
3.1. ÁREA DE ESTUDIO.....	48
3.1.1. <i>Geología del valle de Querétaro</i>	48
3.1.2. <i>Geofísica regional del valle de Querétaro</i>	54
3.1.3. <i>Modelado 2D de los datos gravimétricos</i>	56
3.1.4. <i>Monitoreo de la subsidencia del valle de Querétaro</i>	57
3.1.5. <i>Levantamiento de Agrietamientos</i>	61
CAPÍTULO 4.....	68
4. DISEÑO DEL EXPERIMENTO.....	68
4.1. INTRODUCCIÓN.....	68
4.1.1. <i>Caracterización de los materiales empleados</i>	68
4.1.2. <i>Modelo a escala</i>	73
4.1.3. <i>Precisión de las mediciones</i>	78
4.1.4. <i>Limitaciones del modelo</i>	78
CAPÍTULO 5.....	80
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	80
5.1. INTRODUCCIÓN.....	80
5.2. MODELOS A ESCALA.....	80

5.3.	ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO	81
5.4.	ANÁLISIS DE HUNDIMIENTOS MEDIANTE ELEMENTOS FINITOS	100
5.5.	COMPARACIÓN CON DATOS DE CAMPO.....	110
CAPÍTULO 6.....		113
6.	VALIDACIÓN DEL MODELO.....	113
6.1.	ANÁLISIS FRACTAL.....	113
6.1.1.	<i>Geometría Fractal y Microestructura en General.....</i>	115
6.1.2.	<i>Superficies de fractura.....</i>	115
6.1.3.	<i>Autoafinidad y el exponente de Rugosidad.....</i>	117
6.2.	ANÁLISIS FRACTAL DE LAS IMÁGENES ANALIZADAS	117
6.2.1.	<i>Rugosidad global de las imágenes de superficie de falla: firmagramas.....</i>	119
6.2.2.	<i>Exponente de Hurst ($H_{R/S}$).....</i>	119
CAPÍTULO 7.....		125
7.	CONCLUSIONES.....	125
REFERENCIAS.....		128
ANEXO I.....		135

Lista de Figuras

Figura 1.1. Lecho rocoso en forma de escalón asociado a fallamientos superficiales (Jachens y Holtzer, 1982)

Figura 1.2. Lecho Rocosos en forma de protuberancia basal asociado a fracturamientos superficiales (Jachens y Holtzer, 1982)

Figura 2.1. Ajuste; a) Con curva cuadrática, b) Ajuste de curva exponencial y c) Relación log-log entre subsidencia y años; todas las anteriores son referidas a lecturas tomadas en Nigata, Japón.

Figura 2.2. Correlación de subsidencia con el nivel de agua en un pozo de 610 metros de profundidad en Tokio, Japón (Poland et al. 1994)

Figura 2.3. Hundimientos calculados para el nivel piezométrico observado en 1990 y 2002. (Pacheco et al. 2007)

Figura 2.4. Esquema del principio de esfuerzos efectivos.

Figura 2.5. Mecanismo de generación de agrietamientos según Jachens y Holtzer (1982). H es el espesor del suelo

Figura 2.6. Mecanismo de generación sugerido por Jachens y Holzer (1982)

Figura 2.7. Modelo conceptual 1. Los agrietamientos son el resultado de la transmisión de esfuerzos de cortante en las interfases de los estratos hacia la superficie, según Sheng y Helm (1995).

Figura 2.8. Modelo conceptual 2. Los agrietamientos son controlados por una falla preexistente, según Sheng y Helm (1995).

Figura 2.9. Modelo conceptual 3. Se generan rompimientos a profundidad debido a heterogeneidades, o cambios súbitos en el espesor del acuífero, según Sheng y Helm (1995).

Figura 2.10. Mecanismo de Generación de agrietamientos según Álvarez (1999).

Figura 2.11. Esquema que explica la generación rápida de agrietamientos después de una lluvia abundante. Adaptado de Carpenter (1999).

Figura 2.12. Escenario en el cual se pueden generar agrietamientos según Burbey (2002).

Figura 2.13. Ancho de influencia de un agrietamiento. Adaptado de Raisbeck y Pedler (1985).

Figura 2.14. Anomalía gravimétrica sobre agrietamientos representados por las flechas (Tomado y adaptado de Jachens y Holzer (1980).

Figura 2.15. Deformaciones horizontales ocasionadas por hundimientos diferenciales y configuración del lecho rocoso inferida mediante gravimetría. Las flechas corresponden con la ubicación de los agrietamientos registrados. (Jachens y Holzer, 1982).

Figura 2.16. Bloques generados después de que se desarrolla un agrietamiento, adaptado de Rojas et al. (2002).

Figura 2.17. Similitud geométrica entre el modelo y el prototipo en una columna sometida a carga axial.

Figura 3.1 Fallas que delimitan y dan forma al graben del valle de Querétaro el cual es indicado por la zona achurada. Adaptado de Aguirre-Díaz et al. 2005.

Figura 3.2. (a) Columna estratigráfica reportada por Carreón-Freyre et al. (2005) para el valle de Querétaro, (b) simplificación de la columna geológica para fines del modelado de datos gravimétricos y de simulación de la subsidencia del valle de Querétaro. Da: Dacita, R: Riolita e Ig: Ignimbrita. La nomenclatura de la columna simplificada se explica en el texto.

Figura 3.3 Carta geológica simplificada del valle de Querétaro. Tomada y adaptada de Arroyo et al. 2002. La nomenclatura de fallas es la usada por Aguirre-Díaz et al. (2005) y que se muestra en la Tabla 5.1

Figura 3.5 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Obrera sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos, tomado de Pacheco et al (2007).

Figura 3.6. Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Roncopollo sobre el

agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos., tomado de Pacheco et al (2007).
Figura 3.7 Mapa de la república mexicana donde se muestra en rojo las zonas susceptibles de que se generen hundimientos y fallamientos por extracción del agua subterránea. Adaptado de CENAPRED (2001)

Figura 3.8. Mapa del estado de Querétaro donde se muestran en tono rojo las zonas susceptibles de que se presente subsidencia y agrietamientos por extracción de agua del subsuelo.

Figura 3.9 Resurgimiento de un pozo en el rancho “tres ciénegas”.

Figura 3.10. Agrietamientos reportados en el valle de Querétaro reportados para a) 1991, b) 1999, c) 2002 y d) 2006.

Figura 3.11 Fallamiento 5 de Febrero en el predio de la antigua planta Singer, el cual en 2004 presentaba un desplazamiento vertical de cerca de un metro

Figura 3.12 Fallamiento del grupo Venegas flanco poniente

Figura 3.13 Fallamiento Venegas flanco oriente en la zona de Santa María Magdalena

Figura 3.14 Fallamiento del grupo Tlacote

Figura 3.15 Hundimiento del valle medido sobre el perfil de testigos Este-Oeste, tomado y adaptado de Pacheco et al. 2006. SMM: Santa María Magdalena.

Figura 3.16 Ubicación de testigos sobre el fallamiento 5 de Febrero que se usaron para monitorear el desplazamiento vertical relativo en los bordes del fallamiento. El nombre de los sitios corresponde con el nombre de la calle donde se ubican.

Figura 3.17, Desplazamiento vertical del fallamiento 5 de Febrero en diferentes puntos.

Figura 4.1. Granulometría del material utilizado en el segundo proceso.

Figura 4.2. Modulo de compresibilidad del material vs relación de vacíos.

Figura 4.3. Gráfica de compresibilidad del material.

Figura 4.4. Modelo 1, instrumentado en la parte superior con micrómetros de deformación.

Figura 4.5. Deformaciones verticales obtenidas en el modelo 1.

Figura 4.6. Modelo 1; instrumentado con 4 micrómetros, se observa el trabajo del modelo 1 por extracción de agua en la zona central.

Figura 4.7. Se observa el modelo 2, midiéndose por medio de extensiones en los micrómetros la deformación generada por la extracción de agua.

Figura 4.8 Modelo 3. Se colocaron dos escalones simulando el “enrocamiento”, posteriormente se presentan las dimensiones del modelo.

Figura 4.9. Modelo 4. Se colocaron dos escalones en forma secuencial y las mediciones se realizan en una traza perpendicular a la configuración del escalón.

Figura 4.10. Modelo 5; se observa el escalón colocado en la zona central del modelo con dos zonas de extracción.

Figura 5.1. Presentación de los modelos trabajados en orden de aparición; (a) Modelo 1, se observan únicamente mediciones en la zona central cercanos al punto de extracción, (b) Modelo 2, similar al modelo 1, aunque cambia la configuración del modelo, (c) Modelo 3, se colocan dos protuberancias en el fondo del modelo con bloques sólidos, (d) Modelo 4, se colocan dos escalones de bloques sólidos intercalados y (e) Modelo 5, se colocó únicamente un escalón central de bloques sólidos y es el único modelo con dos puntos de extracción.

Figura 5.2. Esquema grafico del Modelo 1. En total se tienen 4 puntos de medición, cuyas coordenadas se muestran en la parte superior derecha de la figura, en el esquema también se muestra la zona de extracción en la parte central.

Figura 5.4. Secuencia de deformaciones en milímetros, obtenidas a partir de la interpolación de resultados. Se observa que las deformaciones se presentan en franjas, siendo mayores en los puntos 1 y 2.

Figura 5.5. Esquema grafico del modelo 2. En total se tienen 3 puntos de medición cuyas coordenadas se muestran en la misma figura.

Figura 5.6. Deformación unitaria-tiempo modelo prototipo 3, también se observa que la deformación continua aún después de finalizada la extracción de agua.

Figura 5.7. Secuencia de deformación vertical en milímetros, obtenidas de la interpolación de los puntos de medición del modelo 2. Se observa una variación en los niveles del modelo a través del tiempo.

Figura 5.8. Esquema grafico del Modelo 3. Se instalaron 9 puntos de medición y dos escalones simulando desniveles del basamento (graben) debajo del material caracterizado.

Figura 5.9. Vista del agrietamiento observado al finalizar la prueba del modelo 3, se observaron aberturas de hasta 3 mm únicamente en la zona ubicada sobre el escalón de 14.8 cm de espesor.

Figura 5.10. Deformación unitaria-tiempo modelo 3, también se observa que la deformación continua aún después de finalizada la extracción de agua.

Figura 5.11. Secuencia de deformación vertical en milímetros, obtenidas a través del tiempo, se observa una mayor deformación en los puntos donde no se localizan los escalones y se estabiliza más rápido la deformación en los puntos alejados de la zona de extracción.

Figura 5.12. Esquema grafico del modelo 4; 9 puntos de medición y dos escalones simulando la capa de “enrocamiento” de una altura de 73 y 30 cm debajo del material seleccionado.

Figura 5.13. Grafica de deformación unitaria-tiempo obtenida del modelo 4, la deformación unitaria del punto 5 se debió a movimientos involuntarios del equipo de medición, se observa también un mayor tiempo de extracción que en consecuencia se realiza un mejor proceso de análisis considerando la analogía mecánica propuesta por Terzaghi.

Figura 5.14. Configuración de deformación en milímetros, a través del tiempo, se observa que las deformaciones aunque son más pequeñas que las obtenidas en el modelo 2 reflejan la configuración de los escalones colocados en los modelos analizados.

Figura 5.15. Esquema gráfico del Modelo 5; 9 puntos de medición y un escalón central, simulando el “enrocamiento” debajo del material seleccionado.

Figura 5.16. Grafica de deformación unitaria-tiempo en el que se observa una deformación unitaria máxima similar a la obtenida en el modelo 3, la finalización de la velocidad de extracción del líquido fue diferente a ambos lados del escalón.

Figura 5.17. Secuencia de deformaciones verticales en milímetros obtenidas del modelo 5, se observa una deformación menor en el bloque central y un colgamiento en el bloque de la zona inferior de la imagen, aunque las deformaciones finales se observan similares.

Figura 5.18. Fractura ocurrida en el modelo a escala; justo por encima del escalón.

Figura 5.19 Elemento finito usado en el análisis de los modelos a escala

Figura 5.20. Volumen unitario para los nodos del elemento finito usado en el análisis de subsidencia.

Figura 5.21. Simulación modelo 1; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema=20.89 gr/cm² obtenido a partir de los datos iniciales y finales del sistema. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 1.5 mm. de deformación y (d) vector de deformaciones del sistema (cm).

Figura 5.23.- Simulación modelo 3; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema=13.6, 22.4 y 10.56 gr/cm² observados de izquierda a derecha de acuerdo a la imagen. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, máximas de 0.5 mm, (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 1.97 mm. de deformación y (d) vector de esfuerzos principales presentándose un esfuerzo principal máximo en tensión de 96 kg/m² (señalados en flechas blancas).

Figura 5.24 Simulación modelo 4; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema=5.6, 40 y 64 gr/cm² observados de izquierda a derecha de acuerdo a la imagen. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, máximas de 2.8 mm, (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 0.98 cm.

de deformación y (d) vector de esfuerzos principales presentándose un esfuerzo principal máximo en tensión de 1646 kg/m^2 (señalados en flechas blancas).

Figura 5.25 Simulación modelo 5; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema = $22.4, 4.8$ y 22.4 gr/cm^2 observados de izquierda a derecha de acuerdo a la imagen. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, máximas de 0.64 mm , (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 2.30 cm . de deformación y (d) vector de esfuerzos principales presentándose un esfuerzo principal máximo en tensión de 100 kg/m^2 (señalados en flechas blancas).

Figura 5.26. Análisis mediante elementos finitos revisado por Pacheco et al 2007 del perfil de Obrera.

Figura 5.27 Análisis mediante elementos finitos revisado por Pacheco et al 2007 en el cual se presenta la deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Tlacote.

Figura 6.1. Dispersión de los datos de dimensión fractal de caja para los promedios de las imágenes analizadas, siendo: 1: modelo 3, 2. Modelo 5 y 3. Modelo a escala real.

Figura 6.2. Comparativa de imágenes obtenidas en el banco conín (imagen izquierda) y la fractura observada en el modelo 3 (imagen derecha), se observa en la parte inferior derecha de la imagen izquierda un testigo de la escala de observación, en este caso una persona de 1.80 metros de altura.

Figura 6.3. Secuencia de imágenes de tendencia de la línea seleccionada, se observa el cambio en la tendencia en las zonas cercanas a la fractura, aumentando la rugosidad del sistema conforme se hace un acercamiento de la toma de la imagen.

Figura 6.4 En esta secuencia de imágenes se observan distintos patrones de fractura, es decir, se observan derivaciones de la fractura principal lo cual repercute en las líneas de tendencia analizadas.

Figura 6.5. En esta secuencia de imágenes no es posible observar en buena forma los patrones de fractura del sistema.

1. INTRODUCCIÓN

El agrietamiento y fallamiento de los suelos es un problema que se agudiza cada vez más en México y en el mundo. En muchos casos se ha observado que este fenómeno es provocado por la subsidencia, la cual es generada a su vez, por la extracción de agua del subsuelo, la cual se aprovecha para abastecimiento de agua en zonas urbanas o para riego de extensas zonas de cultivo.

En México se presenta este problema en ciudades asentadas sobre valles, como la Ciudad de México, Aguascalientes, San Luis Potosí, Celaya, Irapuato, Morelia, Querétaro, entre otras. Estas ciudades que van de tamaños medio a grande, sufren este fenómeno debido a que la demanda de agua de los acuíferos ha estado en constante crecimiento, producto del rápido aumento de la población, así como al incremento de las actividades industriales y agropecuarias. Como una consecuencia, se ha producido el rápido abatimiento de los niveles piezométricos que a su vez ha inducido a la consolidación del suelo. La combinación del descenso del nivel piezométrico con un basamento rocoso irregular produce la aparición de una gran cantidad de grietas dentro y en los alrededores de las ciudades.

Con la finalidad de analizar el fenómeno de los hundimientos y agrietamientos y prever su comportamiento, así como los daños provocados por estos, se utiliza un modelo a escala en el laboratorio, simulando condiciones de extracción de un pozo de agua en un medio homogéneo bajo diferentes conformaciones del basamento. Adicionalmente, con la finalidad de cotejar los resultados, se realiza una comparación de lo observado en el laboratorio con lo que se obtiene con la aplicación de los modelos geomecánicos existentes.

1.1. Descripción del problema.

En zonas áridas y semiáridas como el valle de Querétaro donde no se dispone de otra fuente de agua más que la subterránea, no se vislumbra una solución inmediata para evitar la sobreexplotación del acuífero, por lo que se espera que el abatimiento del nivel de agua subterránea continúe, y por consiguiente el hundimiento del valle y crecimiento de agrietamientos seguirá teóricamente hasta que se alcance un equilibrio después de que se drene por completo el acuífero. Resulta entonces de interés predecir el lugar en el que se presentarán los agrietamientos, debido a que parece inevitable que este fenómeno siga ocurriendo. Para la predicción espacial del fenómeno es más importante calcular la magnitud final del incremento de los esfuerzos efectivos que deformarán al acuífero, que el tiempo en que se alcanzarán dichos niveles de esfuerzo. Esto nos permite hacer la consideración simple de que el incremento de esfuerzos efectivos en la masa de suelo que forma el acuífero causado por el abatimiento del nivel piezométrico se genera en forma instantánea.

Por otro lado, la orientación de la traza de los agrietamientos corresponde con la orientación de las principales fallas geológicas que formaron el graben de Querétaro, lo cual sugiere que su ocurrencia está ligada a la presencia de estructuras geológicas sepultadas (Trejo, 1991); esto refuerza la hipótesis de que la generación de agrietamientos es debida a los hundimientos diferenciales.

La hipótesis de que el origen de los fallamientos de suelo es por tectonismo es descartada, por el hecho de que en los afloramientos rocosos que rodean al valle fuera de la zona de rellenos aluviales no han reportado agrietamientos o fracturamientos recientes. La ocurrencia de estos se limita a las zonas donde existen rellenos granulares que forman parte del acuífero drenado. Además no se ha reportado actividad sísmica contemporánea al crecimiento de los agrietamientos dentro del valle de Querétaro (Aguirre-Díaz et al. 2000 y 2005; Zúñiga-et al. 2003). Sin embargo el monitoreo sísmico del valle es muy reciente

por lo que no se descarta una componente del tectonismo en épocas más antiguas en la formación de algún fallamiento que en la actualidad haya sido activado por efecto del drenado del acuífero. En todo caso, el estudio de la probable generación de agrietamientos en el acuífero por tectonismo está fuera de los objetivos y alcances de este trabajo de tesis.

También existe la hipótesis de que los agrietamientos se asocian a los conos de abatimiento, en donde el gradiente del nivel piezométrico es mayor (Álvarez-Manilla, 1999) Ciertamente existe una relación directa entre el descenso del nivel piezométrico y los hundimientos superficiales, que ha sido documentada en otras zonas de subsidencia y agrietamientos (Zermeño et al. 2006), pero esta hipótesis implica que los agrietamientos se generarían siguiendo las formas concéntricas de los niveles piezométricos alrededor de las zonas de mayor abatimiento, y además se tornarían itinerantes siguiendo el gradiente de la piezometría conforme esta cambiara, y este comportamiento no se ha observado en los agrietamientos del valle de Querétaro. Se propone como explicación a la observación en campo de la no asociación de agrietamientos al gradiente de la piezometría en el valle de Querétaro, el que éste no sea suficiente grande como para generar hundimientos diferenciales y puedan generar además agrietamientos superficiales. Lo anterior nos permite considerar que para la escala en que se desarrolla el fenómeno el efecto de los conos de abatimiento es mínimo y el nivel piezométrico se puede considerar que corresponde a un plano sobre una zona regional de subsidencia.

Por todo lo anterior el mecanismo de generación de agrietamientos que mejor explica la generación del fenómeno en el valle de Querétaro, es el que postula su origen por efecto de hundimientos diferenciales provocados por un lecho rocoso con topografía irregular.

Morfológicamente se han diferenciado dos tipos de agrietamientos (Jachens y Holtzer, 1982). Uno que desarrolla un escarpe al presentarse desplazamiento vertical relativo entre los dos bloques generados por el plano de

ruptura, el cual es atribuido a un lecho rocoso en forma de escalón (Figura 1.1). Y otro que no desarrolla escarpe en superficie, simplemente se presenta como un fracturamiento de suelo. Este tipo de agrietamiento se asocia a protuberancias en el lecho rocoso (Figura 1.2).

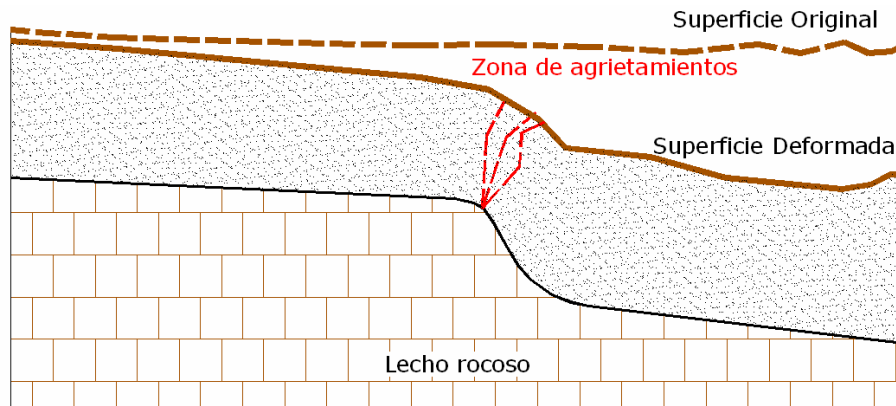


Figura 1.4. Lecho rocoso en forma de escalón asociado a fallamientos superficiales (Jachens y Holtzer, 1982)

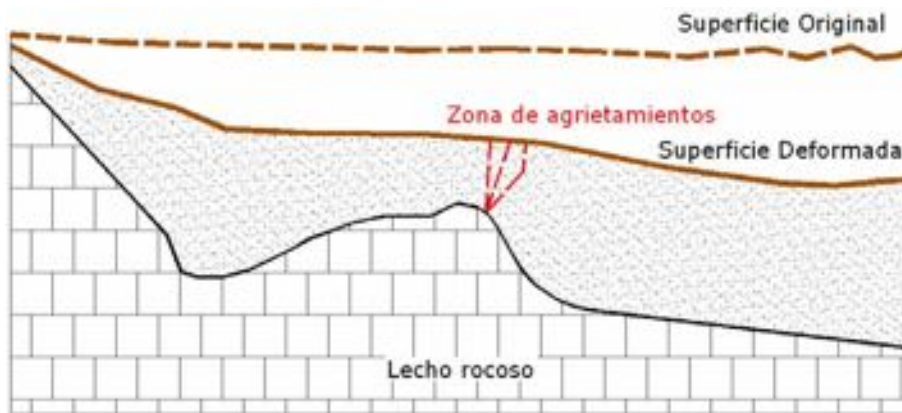


Figura 1.5. Lecho Rocosos en forma de protuberancia basal asociado a fracturamientos superficiales (Jachens y Holtzer, 1982)

En este trabajo se toman en cuenta las hipótesis anteriores, por lo que se plantea la posibilidad de generar hundimientos a partir de la extracción de agua, en un recipiente relleno con suelo saturado en cuyo fondo se simula la existencia de un basamento irregular, todo esto a partir de la construcción de distintos modelos implementados en el laboratorio de Mecánica de Suelos de la Universidad Autónoma de Querétaro.

1.2. Justificación del problema.

La discusión de la fenomenología de la subsidencia nos lleva a un análisis sobre el efecto de la escala en la que se desarrollan los hundimientos. Auvinet y Bouvard (1983) demostraron que algunas propiedades físicas de los suelos, tales como relación de vacíos, porosidad, peso volumétrico, y porcentajes granulométricos, varían dentro de un rango de acuerdo al tamaño de la muestra usada para su determinación, concluyen que la dispersión para suelos gruesos es mayor.

Sus conclusiones sugieren que la consideración de homogeneidad en una masa de suelo depende de la escala en que se examine. Para el valle de Querétaro el área afectada por la subsidencia se estima en alrededor de 100 km², luego entonces el problema debe abordarse desde una perspectiva macroscópica. Para esta escala las unidades geológicas que forman el cuerpo del acuífero pueden considerarse homogéneas, y las propiedades geomecánicas de una unidad geológica pueden tomarse como las propiedades promedio de los materiales que la conforman.

En los trabajos que describen la estratigrafía del valle de Querétaro (p. ej. Trejo-Moedano , 1989; CNA, 2000; Carreón-Freyre et al. 2005) se reconoce una capa arcillosa superficial extendida a lo largo y ancho del valle con espesores variables de hasta 10 metros en la parte central, sin embargo la litología de pozos analizada muestran que no existe una unidad arcillosa a profundidad concentrada en alguna zona del valle en particular, por lo que para la escala que se desarrolla el fenómeno, los acuitardos que están embebidos en el acuífero permeable pueden ser considerados homogéneamente distribuidos, o como parece ser el caso más común, están ausentes.

Esta consideración de homogeneidad debida a la escala, junto con la discusión de la contribución de un acuitardo en el hundimiento neto, implica que

puede haber acuíferos en los cuales la cantidad de acuitardos o el tamaño de estos sean lo suficientemente grandes tal que los hundimientos son controlados por la deformación de los acuitardos. Este parece ser el caso del acuífero del valle de la ciudad de México (Figueroa-Vega, 1984; Ortega-Guerrero et al. 1993, 1999; Aguilar-Pérez et al. 2006), o el valle de San Joaquín en California E.U. (Poland 1994). En tal caso la teoría tradicional de esfuerzos efectivos explica bien el fenómeno.

La misma consideración de homogeneidad y la escala en que se desarrolla el fenómeno, implica también que en algunos acuíferos los acuitardos son un porcentaje menor del volumen total del acuífero, de tal manera que la deformación vertical total del acuífero está controlada por la deformación del material permeable.

En el caso de este estudio trataremos de simular la capa indeformable del basamento de roca por medio de un material rígido, y la capa de material deformable con suelo de la zona que cumpla con las características necesarias para que las deformaciones ocurridas no se deban a agrietamientos por cambios en la tensión capilar, como es el caso de las arcillas o en los que los movimientos no se presenten más que por vibración como es el caso de las arenas mal graduadas.

1.3. Objetivos

En este trabajo se pretende implementar una metodología para reproducir en el laboratorio hundimientos y agrietamientos por extracción de agua subterránea con el objeto de simular lo que ocurre a la escala del valle de Querétaro.

Otro de los objetivos que se persigue es analizar diferentes parámetros que incidan en el desarrollo de los hundimientos y agrietamientos, tales como tiempos de extracción y geometría del basamento. Adicionalmente se plantea llevar a cabo el escalado del modelo a partir del método Fractal complementado con los conceptos de las Leyes de Similitud.

1.4. Hipótesis del trabajo.

Se puede realizar un modelo a escala del fenómeno de subsidencia que sea representativo de las condiciones que se observan en el valle de Querétaro por efecto de la extracción de agua subterránea. Es decir, es posible reproducir las condiciones de hundimientos y agrietamientos por esfuerzos de tensión, debido a hundimientos diferenciales por irregularidades en el basamento rocoso utilizando los materiales y las configuraciones apropiadas en el laboratorio para describir el fenómeno. El uso cuantitativo de los resultados depende del método que se utilice para escalar el modelo.

1.5. Contenido del trabajo.

El trabajo consta de 5 capítulos, como se presenta a continuación:

El capítulo 1 comprende la descripción del problema, su justificación, así como los objetivos e hipótesis del trabajo de los que trata el presente trabajo.

El segundo capítulo comprende una revisión de la literatura, lo más importante generado hasta el momento y se revisan los métodos a considerar para la validación del modelo en estudio como lo son: el análisis y descripción del esquema en general en el que ocurre el fenómeno de subsidencia. Se describen algunos rasgos de la metodología fractal utilizados en el escalado del modelo, se presentan las leyes de similitud para el escalado mecánico del fenómeno, se describe en forma resumida el análisis mecánico de lo que ocurre estructuralmente en el modelo a escala mediante el análisis de elementos finitos y se hace una breve descripción del uso de la geoestadística en el modelo en la interpolación de las mediciones realizadas para los movimientos verticales presentados en forma grafica obtenidos de este proceso.

En el capítulo 3 se presenta el marco geológico general de la zona de estudio correspondiente al valle de Querétaro y los materiales que conforman el subsuelo.

En el capítulo 4 se describe la caracterización del material y todo lo que se tomó en cuenta en el diseño del experimento, así como las limitaciones del modelo.

En el capítulo 5 se presentan los resultados y la discusión de lo más importante generado a partir de esta investigación, a los cuales se llegó con los distintos análisis realizados.

En el capítulo 6 se discute la validación del modelo en base a consideraciones obtenidas mediante el análisis fractal de los agrietamientos observados en los modelos construidos.

En el capítulo 7 se presentan las conclusiones más relevantes obtenidas a partir de los análisis efectuados en las diferentes partes que integran el trabajo.

Al final aparece la literatura citada en el cuerpo del documento y en el Anexo I se presentan los ensayos triaxiales tipo no consolidado no drenado (UU) y de compresión simple realizados al suelo estudiado.

2. Revisión de Literatura

2.1. Introducción.

Alrededor del mundo se han observado hundimientos y agrietamientos de los suelos. Se han identificado varias causas que provocan este fenómeno, en muchos de los casos la subsidencia es generada por el aprovechamiento de vapor del subsuelo para la generación de electricidad, la extracción de petróleo o gas o la extracción de aguas subterráneas.

En México se ha presentado el problema de hundimientos en diferentes ciudades, generalmente como consecuencia de la extracción del agua de los mantos acuíferos y en forma más frecuente en zonas semidesérticas. Algunas de las ciudades afectadas del centro del país son Aguascalientes, Celaya, Irapuato, San Luis Potosí, Morelia y Querétaro entre otras. Además de los hundimientos se presenta un fenómeno mucho más espectacular y destructivo: la aparición de fracturamientos y fallamientos superficiales del suelo, los cuales afectan todo tipo de infraestructura, edificios públicos y privados, pavimento de calles, banquetas, tuberías de agua potable, drenaje, gas, etc.

Para fines técnicos y particularmente para los fines de este trabajo, la definición de subsidencia será (Pacheco, 2007):

“El fenómeno que tiene lugar debido a la extracción de sólidos (minerales) o fluidos (gas, petróleo, vapor, agua, etc.) del subsuelo, que se manifiesta en hundimientos paulatinos o súbitos de la superficie y en la generación de agrietamientos en la masa del suelo.”

En este trabajo abordaremos únicamente el estudio de la subsidencia y la generación de agrietamientos originados por la extracción del agua subterránea, y en particular la ocurrencia de estos en el Valle de Querétaro, sin embargo, el estudio desarrollado en este trabajo puede ser referencia para otros valles aluviales que presentan subsidencia y que tengan condiciones geológicas e hidrológicas similares a las del valle de Querétaro

En lo que se refiere al estudio de los agrietamientos superficiales se reconocen dos líneas de investigación: una encaminada a la detección del fenómeno cuando éste ya ha comenzado a formarse aunque aún no sea evidente, y otra dirigida a la predicción del fenómeno, es decir, a zonificar el riesgo en donde se podría generar. En este trabajo se aborda una tercera línea de investigación: el análisis experimental de dicho fenómeno.

2.2. Modelos existentes.

Según la guía de la UNESCO realizada por Poland et al. (1994) para el estudio de la subsidencia debida a la extracción de agua, existen a grandes rasgos tres tipos diferentes de modelos: (1) modelos empíricos, (2) semi-teóricos y (3) teóricos.

Hay que hacer notar que para cualquier modelo es necesario tener datos adecuados, recolectados a través de un tiempo suficiente dependiendo de la utilidad y la precisión que se requiera del modelo ya que sin estos requisitos los modelos serán poco útiles.

2.2.1. Modelos empíricos.

En este caso solamente se hace una relación de magnitud de hundimiento en un periodo de tiempo y se calcula a una fecha futura con la misma expresión empírica encontrada.

En algunos casos se intentan ajustar los datos de hundimiento y fecha a alguna curva para así calcular la subsidencia a futuro. La Figura 2.1 muestra ejemplos tomados de Poland et al. 1994, que muestran ajustes de curvas cuadráticas, exponenciales y logarítmicas para diferentes regiones que presentan hundimientos.

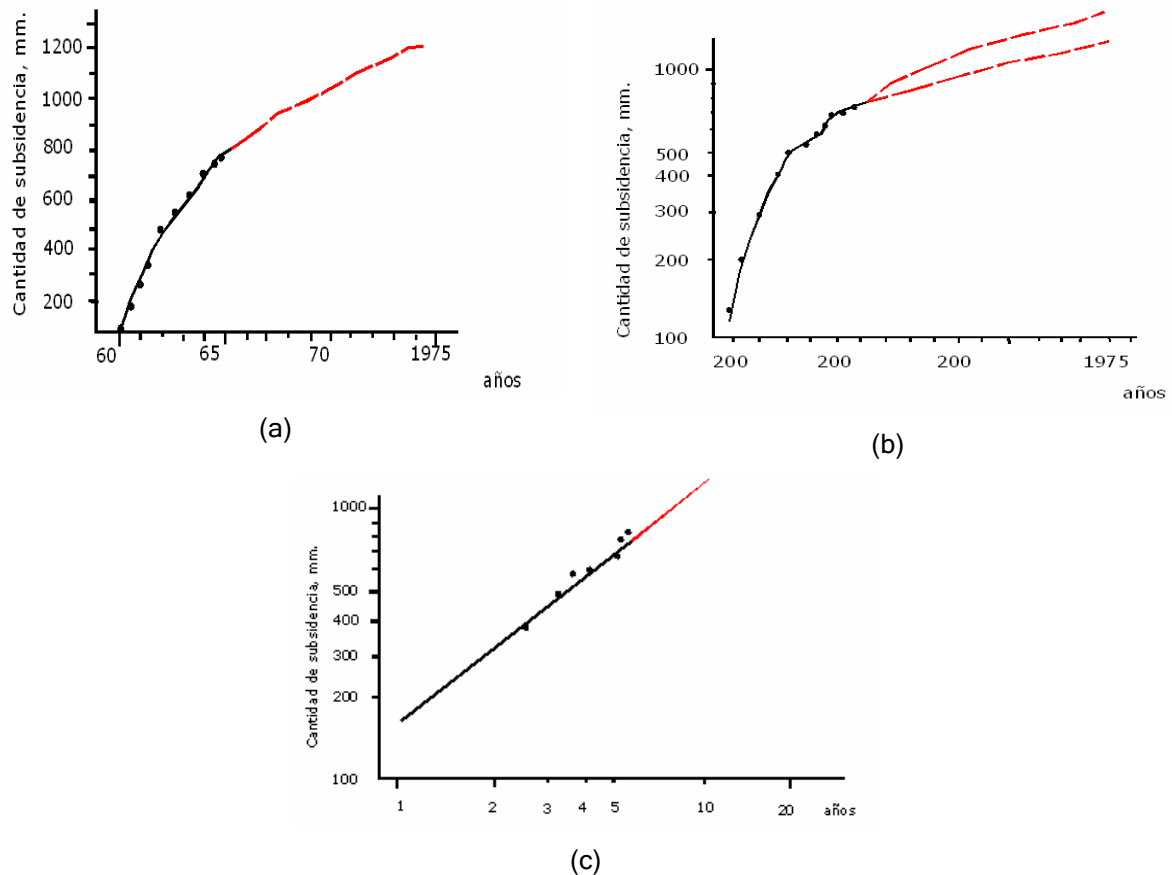


Figura 2.1. Ajuste; a) Con curva cuadrática, b) Ajuste de curva exponencial y c) Relación log-log entre subsidencia y años; todas las anteriores son referidas a lecturas tomadas en Nigata, Japón.

No solo se ha relacionado la subsidencia con el tiempo, también existen relaciones con el nivel de agua, como lo muestra la Figura 2.2

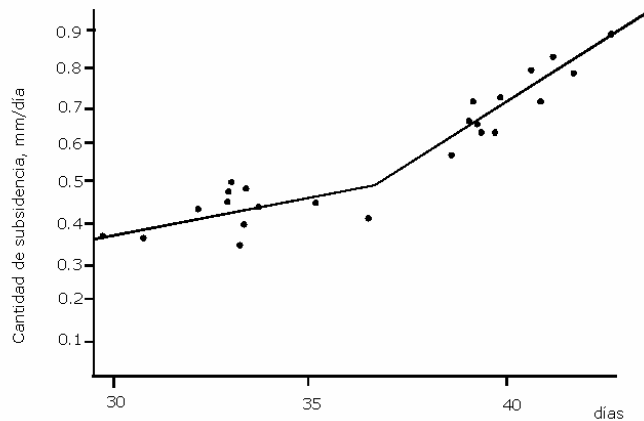


Figura 2.2. Correlación de subsidencia con el nivel de agua en un pozo de 610 metros de profundidad en Tokio, Japón (Poland et al. 1994)

Uno de los problemas que puede haber en éste tipo de relaciones es que si cambia el gasto de extracción, o si se empieza con una recarga artificial de los mantos acuíferos entonces lo más seguro es que cambie la relación de subsidencia por unidad de tiempo que se tenía hasta el momento.

2.2.2. Modelos semi-teóricos.

Los modelos semi-teóricos son modelos que buscan relacionar la subsidencia con un parámetro medible relacionado a ésta. Si bien no es una relación estrictamente teórica es más objetiva que relacionar solamente el tiempo ya que si cambia la relación de volumen de extracción durante el tiempo, los modelos pueden seguir funcionando.

Si los mapas de abatimiento están disponibles para un periodo de tiempo dado, durante el cual la subsidencia y el abatimiento se han dado sin interrupción, entonces la relación con la subsidencia puede trazarse en un mapa de isolíneas. Para este caso Pacheco et al. (2007) calcularon las deformaciones para diferentes abatimientos del nivel piezométrico considerando que el nivel inicial tiene la misma forma y posición de la superficie, y que el nivel piezométrico final tiene también la misma forma de la topografía superficial. El resultado se muestra en la Figura 2.3.

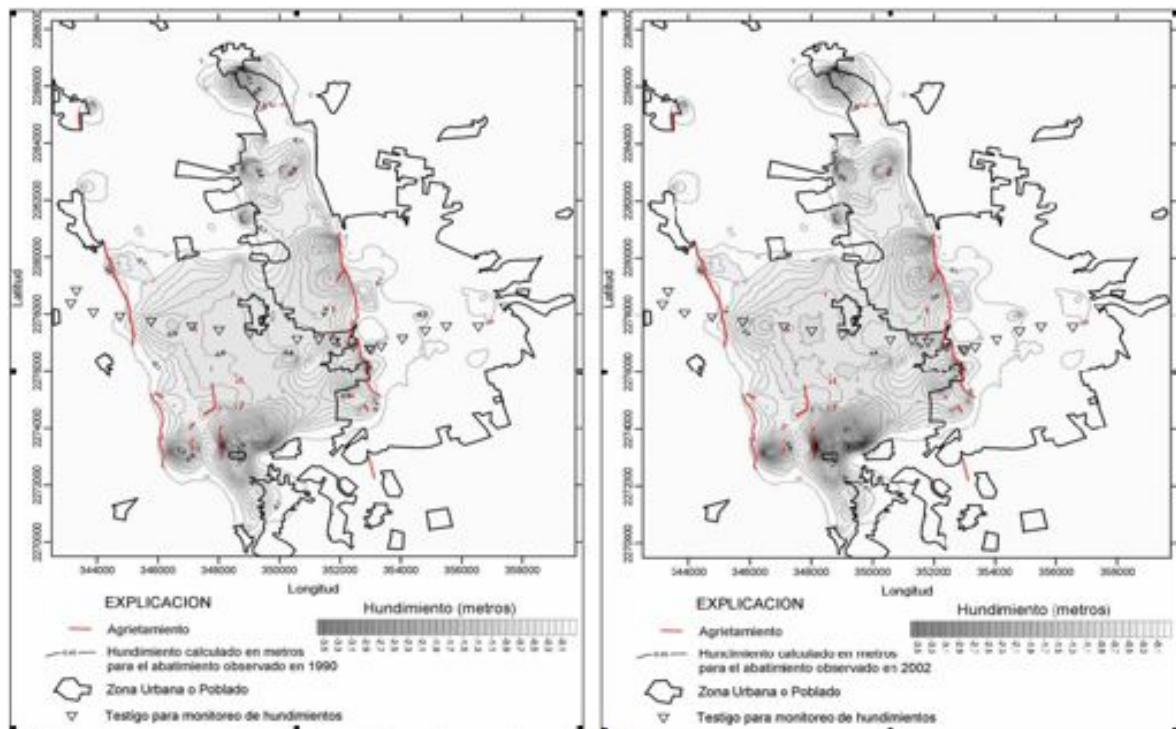


Figura 2.3. Hundimientos calculados para el nivel piezométrico observado en 1990 y 2002. (Pacheco et al. 2007)

2.2.3. Modelos teóricos.

Los modelos teóricos son modelos que incluyen las propiedades mecánicas de los suelos para predecir su comportamiento, estas propiedades son difíciles de obtener y analizar de manera que sean representativas de toda una región, además, el incluir todas las variables en un solo modelo puede resultar muy complicado. Por esta razón, los modelos teóricos hacen una serie de hipótesis con la finalidad de simplificar el análisis, la idea es que estas hipótesis hagan que el proceso sea práctico intentando afectar lo menos posible a los resultados; nunca hay que perder de vista cual es el nivel de precisión necesario. Así podemos considerar algunas o todas las suposiciones siguientes:

Todas estas simplificaciones se deben de hacer de acuerdo a los datos reales que se tengan de campo, a la simplicidad que se quiera del modelo, la aplicación de éste, la precisión requerida, etc.

Existen principalmente dos tipos de modelos teóricos que se encontraron para analizar la subsidencia: 1) Los que relacionan la compresibilidad de los materiales con el potencial de subsidencia y 2) Los que

usan ecuaciones diferenciales para modelar el flujo de agua subterránea en sistemas poco permeables. Ambos se ven con detalle a continuación.

2.2.3.1. Relación entre la compresibilidad con la subsidencia potencial.

Con la prueba de consolidación desarrollada por Karl Terzaghi en la que se puede obtener una relación más o menos lineal de la relación de vacíos (e) con el log $' / 0'$ (cambio en la presión efectiva), también se puede obtener un coeficiente de variación volumétrica m_v que representa el grado de variación de volumen unitario que se produce a consecuencia del aumento unitario del esfuerzo efectivo. Conocido m_v y teniendo el cambio del esfuerzo efectivo (debido al abatimiento del nivel freático) así como el espesor inicial de un estrato, se puede calcular el asentamiento total para un estrato. En el caso de varios estratos se realiza una sumatoria de todos los asentamientos para conocer el asentamiento total que es igual a la subsidencia.

2.2.3.2. Ecuaciones diferenciales de flujo de agua subterránea.

El flujo laminar establecido del agua intersticial en cualquier lugar de un suelo saturado debe cumplir dos reglas básicas, la ley de conservación de la masa y la ley de Darcy:

Ley de conservación de la masa.

$$\text{div}(\gamma \bar{v}) = 0 \quad (2.1)$$

Donde:

div = operador de divergencia, γ = densidad del agua, \bar{v} = vector de velocidad del flujo.

Que simplemente nos dice que la masa de agua dentro de la porción de un suelo saturado permanece constante.

Ley de Darcy.

$$v = -k \cdot i \quad (2.2)$$

Donde:

k = conductividad hidráulica, i = gradiente hidráulico
(gradiente de carga hidráulica h).

Combinando estas dos leyes y despreciando la variabilidad de γ y de k tenemos:

Ecuación de Laplace.

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (2.3)$$

Pero cuando tenemos un flujo no establecido, la ecuación de la Conservación de la Masa ya no es válida, porque cierta cantidad de agua es almacenada o extraída de un volumen específico de suelo y la ecuación 2.3 de Laplace tiene que ser modificad, lo que da como resultado:

Flujo no establecido.

$$k \nabla^2 h = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.4)$$

Donde: S_s = Representa el almacenamiento específico y la relación de compresibilidad lineal asumido para el agua y la estructura de suelo.

En un acuífero horizontal, homogéneo de espesor constante “ b ” con flujo horizontal, la ecuación anterior se reduce a:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S_s}{k} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{v} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.5)$$

$S = b S_s$ Coeficiente de almacenamiento,

$T = b k$ Transmisibilidad

$v = T/S$ Difusividad hidráulica.

En un estrato compresible de baja permeabilidad, donde el flujo se supone vertical la ecuación anterior se reduce a:

Ecuación de flujo vertical.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{1}{v} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.6)$$

Que puede ser escrita en términos del abatimiento del acuífero en vez de la carga hidráulica h . La ecuación (2.5) es la ecuación diferencial clásica para acuíferos de Theis (1935), y la ecuación (2.6) es la ecuación clásica de consolidación de mostrada por Juárez E. y Rico A. (1969). Ambas ecuaciones deben resolverse dependiendo de sus propias condiciones iniciales. En un sistema con estratos permeables y poco permeables se debe tener en cuenta la ecuación del tipo (5) para cada estrato permeable donde el flujo es horizontal y para cada estrato poco permeable una ecuación del tipo (6) donde el flujo es vertical. La resolución de los sistemas con este tipo de ecuaciones conectadas entre sí implican avanzados sistemas matemáticos que den solución simultánea para cada estrato por cada incremento de tiempo. Modelos como estos son los que más se pueden encontrar en la literatura especializada. En la siguiente sección se mencionan algunos modelos que utilizan soluciones parecidas a ésta. Varios de estos métodos se basan en modelos anteriores de flujo de agua, algunos tienen también la capacidad de representar el cambio de presión y compactación a través del tiempo ya que la consolidación puede tardar varios años. De manera general estos modelos lo que obtienen es una predicción del hundimiento a través de un análisis de flujo de agua subterránea.

2.2.4. Modelado analítico y numérico de hundimientos.

Existen tres trabajos básicos reportados en la literatura de los cuales se desprenden varios modelos que explican el proceso de subsidencia:

La teoría de consolidación unidimensional de Terzaghi (1956), con la cual se introdujo el concepto de esfuerzos efectivos, es la referencia de partida para trabajos de cálculo de hundimientos. De acuerdo con la ecuación de esfuerzos efectivos, el esfuerzo que soporta el esqueleto del suelo, es decir el esfuerzo efectivo (σ) es igual al esfuerzo total en la masa de suelo (σ^T) menos la presión de poro (u_w), esto es:

$$\sigma = \sigma^T - u_w \quad (2.7)$$

A partir de este concepto Terzaghi desarrolló su teoría, la cual se resume en la ecuación diferencial del proceso de consolidación unidimensional con flujo vertical. Dicha ecuación establece una relación entre la presión de poro, la profundidad y el tiempo:

$$\frac{k(1+e)}{a_v \gamma_w} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.8)$$

Donde k es el coeficiente de permeabilidad de la masa de suelo, e es la relación de vacíos, a_v es el coeficiente de compresibilidad del suelo, γ_w es el peso específico del agua, u es la presión de poro y z es el espesor del estrato de suelo estudiado. Esta ecuación permite calcular la distribución de presiones a cualquier profundidad del estrato y en cualquier tiempo del proceso de consolidación.

La consolidación que tiene lugar en una columna de suelo de espesor H ante un incremento de carga Δp actuante sobre la columna esta dada por la ecuación 2.9 (Juárez y Rico, 1969):

$$\Delta H = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_1} H \quad (2.9)$$

Donde e_1 y e_2 son la relación de vacíos antes y después de aplicar Δp respectivamente y Δh es el acortamiento de la columna.

La teoría de consolidación unidimensional ha sido adaptada para su aplicación en problemas de hundimientos por extracción de agua, por ejemplo Helm (1975, 1976), Trescott (1975), Meyer y Carr (1979); Rivera y Ledoux (1991); Mishra et al. (1993); Shimizu (1998).

El modelo del drenaje del acuitardo explicado ampliamente por Poland (1994), es una aplicación del concepto de esfuerzos efectivos para estimar hundimientos originados por una disminución en el nivel piezométrico. El modelo considera que los hundimientos son causa de una despresurización resultado de la disminución en el nivel piezométrico. Tal despresurización ocasiona una disminución del volumen de vacíos en los estratos de material granular fino no consolidados e intercalados en el cuerpo del acuífero, a estos estratos se les llamó acuitardos (Poland et al. 1972), La Figura 2.4 muestra esquemáticamente este concepto.

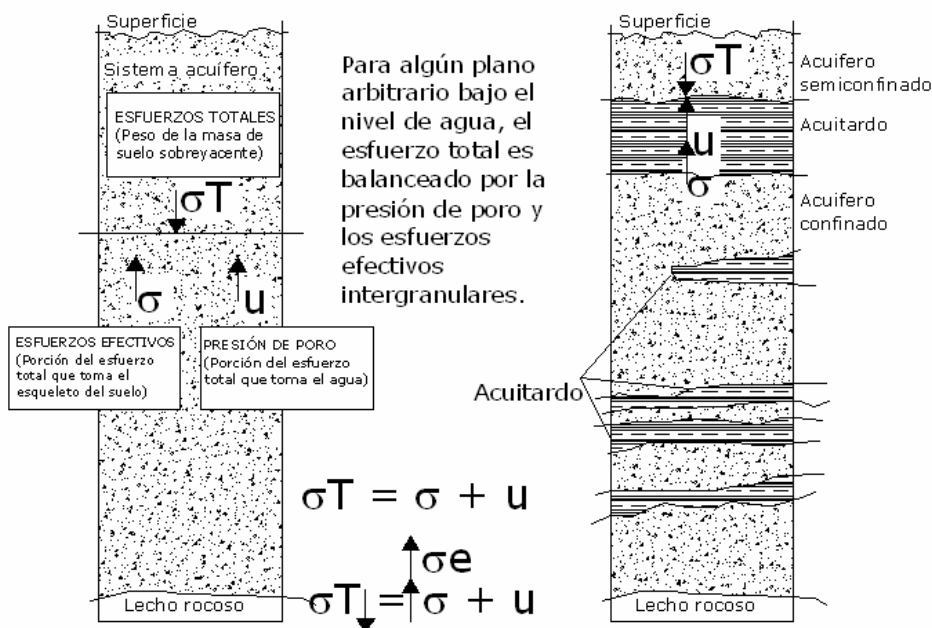


Figura 2.4. Esquema del principio de esfuerzos efectivos.

La teoría de consolidación unidimensional y de esfuerzos efectivos no es directamente aplicable en la simulación de subsidencia por disminución del nivel piezométrico, debido que esta fue desarrollada bajo consideraciones que no se cumplen en el proceso de subsidencia salvo en casos particulares. Por ejemplo en un acuífero confinado donde existe una presión de poro mayor que la hidrostática y la disminución en la presión no implica necesariamente un cambio de estado saturado a parcialmente saturado en la masa de suelo; o por ejemplo en las lentes arcillosas, las cuales tienen un coeficiente de permeabilidad pequeño y provoca un retardo en el proceso de equilibrio de presiones cuando en el agua de los alrededores de la lente arcillosa hay una variación de presión. Además, los modelos basados en la teoría de la consolidación unidimensional de Terzaghi están limitados únicamente al cálculo de deformaciones verticales.

Biot (1941) desarrolla la teoría general de la consolidación tridimensional para medios porosos en donde se plantea una relación constitutiva esfuerzo-deformación para un medio poroso elástico dado por las ecuaciones:

$$\left. \begin{aligned}
 G\nabla^2 u + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} - \alpha \frac{\partial \sigma}{\partial x} &= 0 \\
 G\nabla^2 v + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} - \alpha \frac{\partial \sigma}{\partial y} &= 0 \\
 G\nabla^2 w + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} - \alpha \frac{\partial \sigma}{\partial z} &= 0 \\
 k\nabla^2 \sigma &= \alpha \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \alpha \frac{1}{Q} \frac{\partial \sigma}{\partial t}
 \end{aligned} \right\} \quad (2.10)$$

Donde $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$, G es el módulo de cortante, ε es el incremento de volumen del suelo por volumen unitario inicial, ν es la relación de Poisson, α es una constante dada por $\alpha = \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)} \frac{G}{H}$, σ es la presión en el agua, k es el coeficiente de permeabilidad, $1/Q$ es un parámetro que mide la

cantidad de agua que puede contener el suelo bajo presión mientras el volumen se mantiene constante, u , v y w son las componentes ortogonales de desplazamientos de la masa de suelo.

Con la teoría de Biot fue posible implementar simulaciones del proceso de subsidencia más apegadas a la realidad. Con adaptaciones hechas a las ecuaciones constitutivas básicas se reportan trabajos simulando no solo las deformaciones verticales sino también las horizontales, por ejemplo Hsieh, (1997) y Burbey (2002).

Por otra parte, Sagaseta (1987) presentó un desarrollo teórico para obtener el campo de desplazamientos en la superficie debido a una “pérdida volumétrica” en el subsuelo próximo a la superficie. Los desplazamientos finales en la superficie debido a la extracción de volumen puntual para el caso bidimensional son:

$$u = -2 \frac{a^n}{n} \frac{x}{(x^2 + h^2)^{n/2}} \quad (2.11)$$

$$w = 2 \frac{a^n}{n} \frac{h}{(x^2 + h^2)^{n/2}} \quad (2.12)$$

Donde u y w son los desplazamientos horizontales y verticales en la superficie respectivamente, x y h es la distancia horizontal y vertical respectivamente, entre el punto donde se quiere calcular los desplazamientos y el punto de extracción de un volumen de suelo, a es el radio del volumen extraído y finalmente, n es igual a 2 para el caso bidimensional.

A partir de estas ecuaciones Rojas et al. (2002) hicieron un análisis de subsidencia de un acuífero con geometría sinusoidal para determinar las zonas donde se concentran los esfuerzos de tensión en la masa de suelo y determinar las zonas propensas a desarrollar agrietamientos.

De acuerdo con lo anterior podemos decir que aunque los principios en los que se basan los modelos anteriores se aplican a suelos saturados y a cargas aplicadas desde la superficie bajo ciertas restricciones han dado resultados satisfactorios y acordes con los hundimientos observados en la realidad (p.e. Meyer y Carr, 1979; Rivera y Ledoux, 1991; Mishra et al. 1993; Shimizu, 1998; Hsieh, 1996 y 1997; Burbey 2002; Rojas et al. 2002).

Y por otro lado Pacheco et al. (2007) consideran los dos estados del suelo que interactúan durante el proceso de subsidencia: el estado saturado bajo el nivel piezométrico en donde el agua no tiene presión mayor de la presión hidrostática, y el estado parcialmente saturado que se genera cuando el nivel piezométrico desciende y se drena una parte de la masa de suelo. En su análisis Pacheco et al (2007) presentan una metodología nueva para determinar las deformaciones y esfuerzos que se producen durante el proceso de subsidencia en un acuífero que está constituido por varias capas de diferentes materiales granulares no consolidados, cuyas propiedades hidráulicas son tales que el incremento de esfuerzos efectivos no depende del tiempo, y se produce simultáneamente con el abatimiento del nivel de agua en el subsuelo. Para este propósito derivan las expresiones para determinar el incremento de esfuerzos efectivos a partir de relaciones volumétricas y gravimétricas de la masa de suelo, lo cual permite determinar la distribución de los esfuerzos y deformaciones, tanto en la zona drenada como en la zona por debajo del nivel del agua. La metodología es útil para la simulación del fenómeno de hundimiento mediante el análisis de un sistema equivalente, en el cual se considera el efecto de un incremento aparente en el peso volumétrico sobre las partículas sólidas del suelo asociado al aumento del esfuerzo efectivo. El modelo se aplicó a una sección geológica del acuífero del Valle de Querétaro obtenida a partir de mediciones gravimétricas y calibradas con registros litológicos de pozos. A partir de este proceso se deducen los espesores de los diferentes estratos, incluyendo del cuerpo acuífero, así como de los tipos de materiales que constituyen la secuencia aluvial y lacustre del relleno en la zona de estudio. Realizaron un análisis de esfuerzos y deformaciones de esta sección utilizando elementos finitos considerando el efecto generado por la extracción de agua del acuífero libre del valle. Una de

las condiciones de frontera impuesta al modelo es el de un abatimiento total de la misma magnitud del que se observa actualmente en el sistema acuífero del valle (~150 m). Los resultados se comparan con observaciones de campo de los hundimientos registrados y de las zonas donde se han generado agrietamientos.

A continuación se presenta parte de la metodología descrita por Pacheco y colegas: Parten de la ecuación de Terzaghi (1956), ya descrita anteriormente, en el que el esfuerzo efectivo en la estructura del suelo (σ) es igual al esfuerzo total en la masa del suelo (σ_T) menos la presión de poro en el agua (u_w):

$$\sigma = \sigma_T - u_w \quad (2.13)$$

Sin embargo, la presión de poro en el agua puede separarse en dos componentes: la presión hidrostática (u_h) y la presión superior a la presión hidrostática (u), o

$$u_w = u_h + u \quad (2.14)$$

Para el caso específico de un sistema acuífero sin confinar y en equilibrio, no existe presión superior a la hidrostática. Por lo tanto $u=0$ y la ecuación de esfuerzos efectivos será:

$$\sigma = \sigma_T - u_h \quad (2.15)$$

El esfuerzo total en la masa del suelo y la presión hidrostática (h) a lo largo de la profundidad puede ser calculada con:

$$\sigma_T = \gamma_m h \quad (2.16)$$

$$u_h = \gamma_w h \quad (2.17)$$

Donde el γ_m es el peso volumétrico de la masa de suelo y del γ_w es el peso volumétrico del agua que se considera 1000 kg/m^3 para propósitos prácticos. Para el caso en que el nivel del agua en el sistema del acuífero está en la superficie de suelo o muy cerca de él, el esfuerzo total y la presión hidrostática son dados respectivamente por:

$$\sigma_T = \gamma_{sm}h \quad (2.18)$$

y

$$u_h = \gamma_w h \quad (2.19)$$

Entonces el esfuerzo efectivo para las condiciones iniciales está dado por:

$$\sigma_1 = (\gamma_{sm} - \gamma_w)h \quad (2.20)$$

Donde γ_{sm} es el peso volumétrico de masa del suelo en condiciones saturadas. En esta etapa inicial el sistema del acuífero está en equilibrio. Esta condición se da si coexiste un descenso parcial en el nivel freático, una condición no saturada sobre el nivel piezométrico y una condición saturada debajo del nivel piezométrico. En la porción no saturada del acuífero el agua restante no puede desarrollar la presión hidrostática porque no se interconecta. Si no se toma en cuenta la presión capilar del poro, entonces el esfuerzo total cuando ocurre un descenso parcial en el agua subterránea es igual al esfuerzo efectivo dado por:

$$\sigma_2 = \gamma_{um}h \quad (2.21)$$

Donde γ_{um} es el peso volumétrico de masa del suelo en condiciones no saturadas. Cuando el sistema del acuífero comienza a drenar, el equilibrio de esfuerzos se pierde debido a un aumento del esfuerzo en la estructura del suelo. Este aumento en el esfuerzo se puede expresar como la diferencia entre el esfuerzo para la condición final (suelo drenado) menos el esfuerzo para la

inicial (suelo saturado). Entonces, el aumento del esfuerzo efectivo en función de la profundidad para la condición final, condición totalmente terminada es:

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 = (\gamma_{um} - \gamma_{sm} + \gamma_w)h \quad (2.22)$$

En su estado final, la estructura del suelo del sistema del acuífero está deformada y experimenta una reducción en la porosidad efectiva, que causa a ese estrato drenado una deformación vertical. La deformación vertical desigual induce hundimiento diferencial y por lo tanto la porción de suelo sujeta a una deformación vertical jala al resto de la masa del suelo hacia el lado de mayor espesor causando que las partículas se muevan horizontalmente, lo que causa la generación de grietas. El hundimiento total estará dado entonces por la suma de las deformaciones verticales de ambos estratos, el parcialmente saturado (ecuación 2.23) y el saturado (ecuación 2.24).

$$\Delta H' = \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s']}{2E} H' \quad (2.23)$$

La ecuación 2.23 representa la deformación vertical que se presentará en el estrato parcialmente saturado por efecto de la pérdida de sustentación hidráulica causada por un abatimiento del nivel piezométrico.

$$\Delta H = \left[\frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s'] H'}{E} \right] H \quad (2.24)$$

2.3. Mecanismos generadores de agrietamientos.

El mecanismo que conduce a la generación y propagación de agrietamientos parece no ser único. En cuencas sedimentarias, como la estudiada en nuestro caso, el basamento hidrológico irregular controla la generación de grietas, en este caso sí es posible predecir espacialmente y temporalmente (aunque con más dificultad) la aparición de agrietamientos, para ello se toman en cuenta como las variables más importantes las propiedades

elásticas del material, así como la configuración geométrica del basamento rocoso irregular.

Jachens y Holtzer en 1982, proponen como mecanismo de generación de agrietamiento un modelo con un lecho rocoso en forma de *horts* (Figura 2.5) y en donde el espesor de suelo sobreyacente se está deformando diferencialmente de tal manera que produce una configuración de flexión; en donde la zona de la superficie adopta una forma cóncava la masa de suelo tiene un acortamiento, y en donde adopta una forma convexa la masa de suelo presenta extensión. Los agrietamientos según este modelo se generarán en las zonas donde se presenta la deformación de extensión, el mismo mecanismo ya había sido descrito por Lee y Shen (1969).

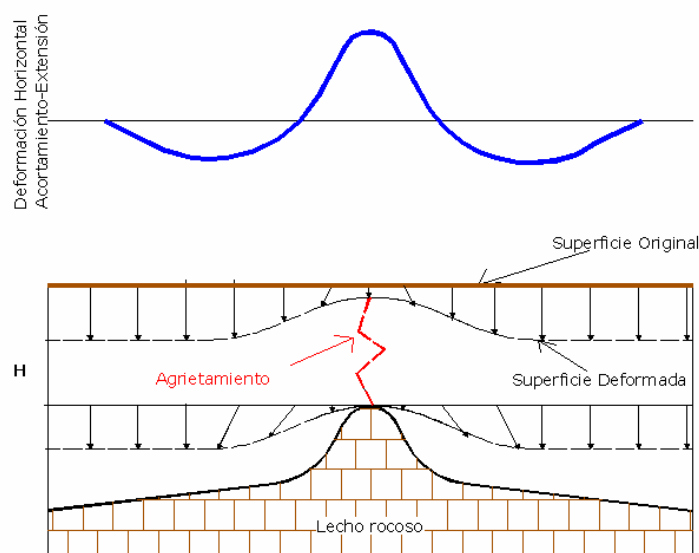


Figura 2.5. Mecanismo de generación de agrietamientos según Jachens y Holtzer (1982). H es el espesor del suelo

Otro escenario en el que se pueden generar agrietamientos según estos autores es cuando se tienen irregularidades en el lecho rocoso que quiebran abruptamente en forma de talud generando hundimientos y consecuentemente deformaciones de extensión (Figura 2.6).

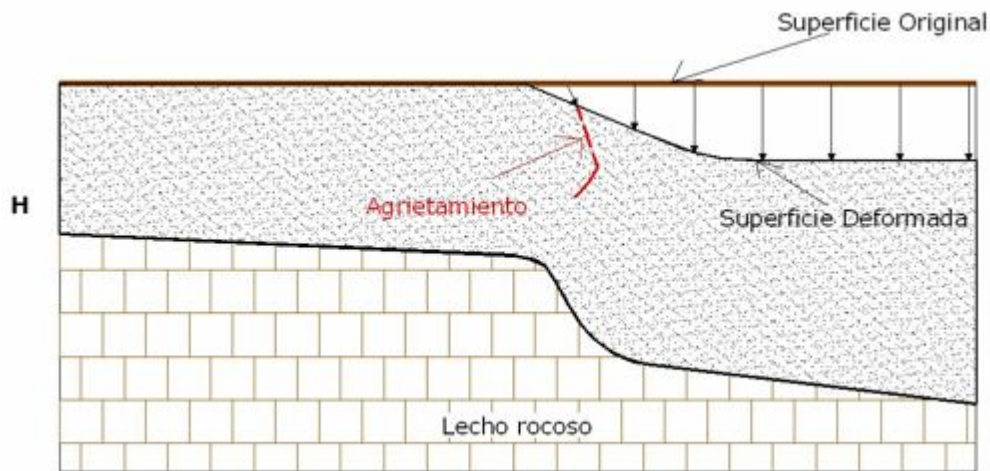


Figura 2.6. Mecanismo de generación sugerido por Jachens y Holzer (1982)

Sheng y Helm (1995) presenta varios modelos conceptuales de escenarios donde se pueden originar agrietamientos cuando ocurre un abatimiento del nivel piezométrico, se describen a continuación cada uno de ellos.

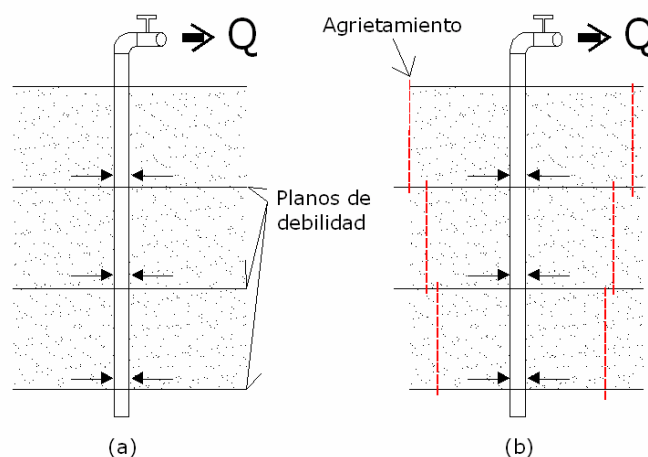


Figura 2.7. Modelo conceptual 1. Los agrietamientos son el resultado de la transmisión de esfuerzos de cortante en las interfases de los estratos hacia la superficie, según Sheng y Helm (1995).

Modelo conceptual 1: Este modelo considera un plano de debilidad mecánica en las interfases de los diferentes estratos que conforman el cuerpo del acuífero granular (Figura 2.7). Considera que se generan fuerzas hidráulicas por el flujo del agua hacia el pozo que está drenando el acuífero, los cuales inducen esfuerzos de cortante en los planos de debilidad y provocan un fallamiento sobre el plano de contacto entre estratos. A cierta distancia del punto de bombeo (Figura 2.7b) el fallamiento por cortante entre los estratos ya no continúa, en este punto se generan esfuerzos de tensión sobre un plano

vertical que pueden ser mayores que la resistencia de los diferentes estratos y provocar que se genere y propague un agrietamiento.

Modelo conceptual 2: Se considera que el cuerpo del acuífero es discontinuo debido a la presencia de una falla (Figura 2.8). Las fuerzas hidráulicas generadas por el bombeo de agua puede ocasionar desplazamientos entre los dos bloques definidos por la falla, tales desplazamientos pueden hacer que la falla se abra en superficie y genere nuevos agrietamientos secundarios.

Modelo conceptual 3: Considera un acuífero con cambios abruptos en el espesor del acuífero o con heterogeneidades (Figura 2.9) debido a esto se provoca rotación del material, esfuerzos cortantes y deformación de extensión a diferentes profundidades, induciendo la falla de la masa de suelo que se manifiesta en superficie como un agrietamiento.

Álvarez (1999) presenta un modelo de generación de agrietamientos en el que se considera que la disminución del nivel piezométrico es suficiente para que se generen agrietamientos superficiales. En su trabajo se considera que la variación en la profundidad del nivel piezométrico, dada por la configuración de los conos de abatimiento, es suficiente para producir hundimientos diferenciales e inducir agrietamientos en la superficie (Figura 2.10).

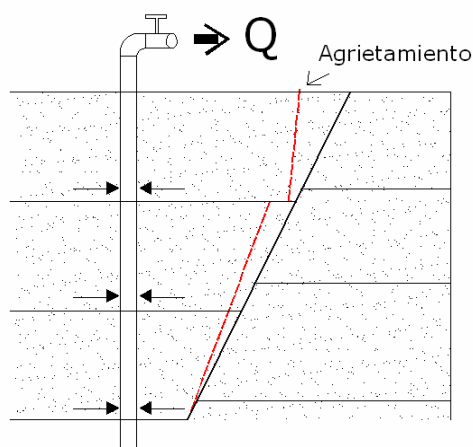


Figura 2.8. Modelo conceptual 2. Los agrietamientos son controlados por una falla preexistente, según Sheng y Helm (1995).

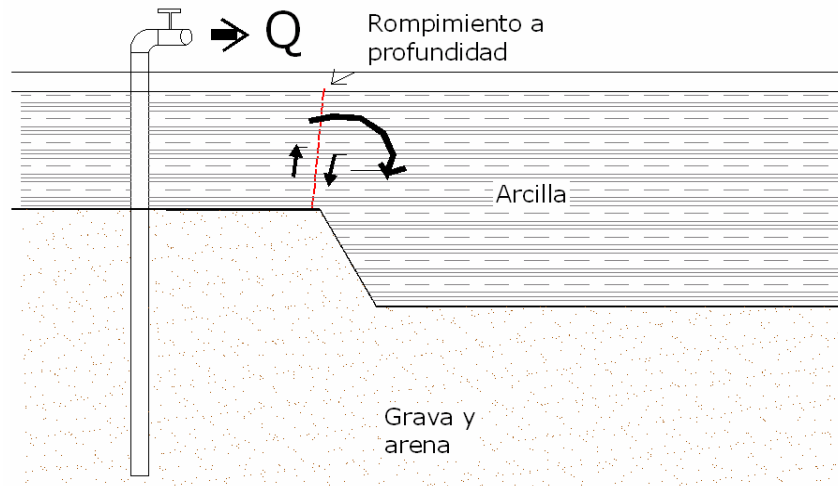


Figura 2.9. Modelo conceptual 3. Se generan rompimientos a profundidad debido a heterogeneidades, o cambios súbitos en el espesor del acuífero, según Sheng y Helm (1995).

A partir del modelo de generación de agrietamientos por hundimientos diferenciales Carpenter (1999), presenta una explicación al hecho de que los agrietamientos se generan casi de forma instantánea después de una lluvia torrencial (Figura 2.11). Carpenter considera que los agrietamientos generan una zona de debilidad en la superficie y que cuando se presenta una lluvia torrencial, el agua se infiltra a través del agrietamiento erosionándolo y haciendo que su tamaño aumente en cuestión de minutos.

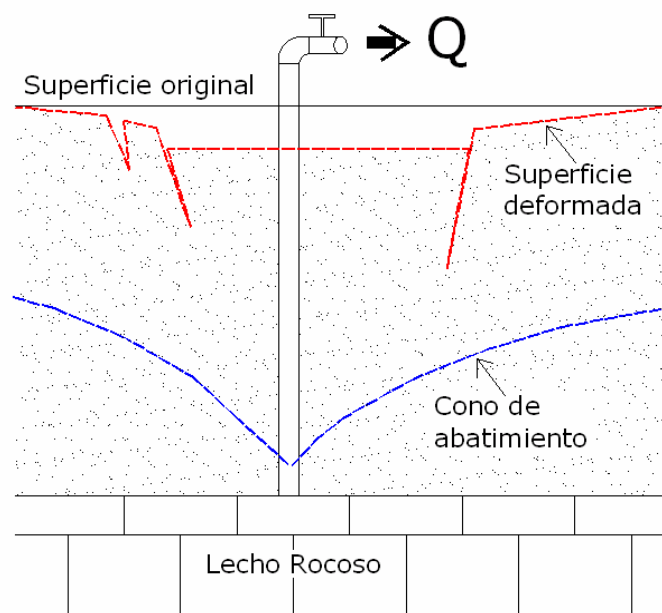


Figura 2.10. Mecanismo de Generación de agrietamientos según Álvarez (1999).

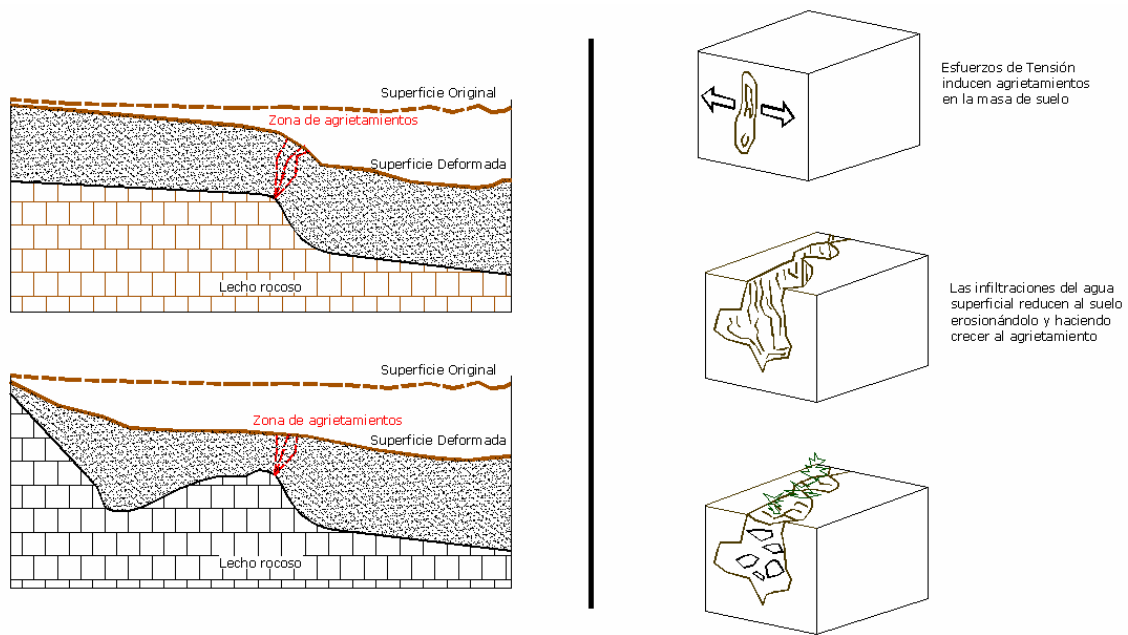


Figura 2.11. Esquema que explica la generación rápida de agrietamientos después de una lluvia abundante. Adaptado de Carpenter (1999).

Burbey (2002) describe otro escenario en donde se pueden originar agrietamientos y hace un análisis numérico para modelar su comportamiento ante un descenso en el nivel piezométrico. El escenario consiste en un acuífero con fallas preexistente en los materiales granulares. En la simulación que se realizó, las fallas funcionan como discontinuidades al flujo horizontal, provocando un abatimiento no uniforme del nivel piezométrico, y por consiguiente, generando hundimientos diferenciales y agrietamientos en la superficie (Figura 2.12).

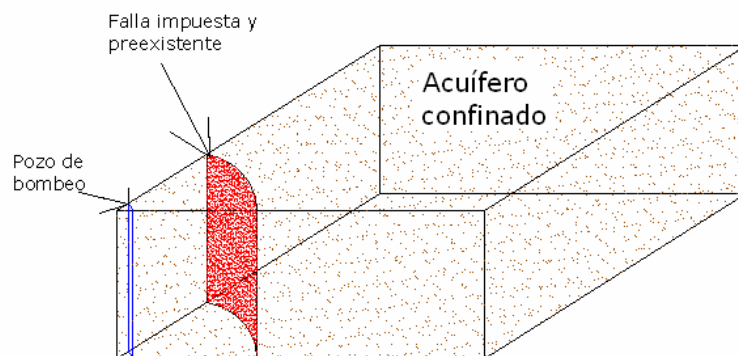


Figura 2.12. Escenario en el cual se pueden generar agrietamientos según Burbey (2002).

Un problema de especial importancia, no resuelto en el estudio de los agrietamientos superficiales es el de determinar el ancho de influencia de los agrietamientos. Se define el ancho de influencia de un agrietamiento como la

distancia a ambos lados del agrietamiento en donde las deformaciones son tales que pueden afectar la estabilidad de las construcciones e infraestructura (Pacheco, 2007).

Sobre este problema Raisbeck y Pedler (1985) presentan una Figura en la que esquemáticamente muestra el ancho de influencia, suigiere también que los hundimientos diferenciales se propagan a partir de un punto en el subsuelo hacia la superficie con un ángulo de 70° . (Figura 2.13). Los autores no explican los criterios para determinar desde que profundidad se propaga a la superficie la influencia de los hundimientos diferenciales, ni tampoco por qué se propaga con un ángulo de 70° .

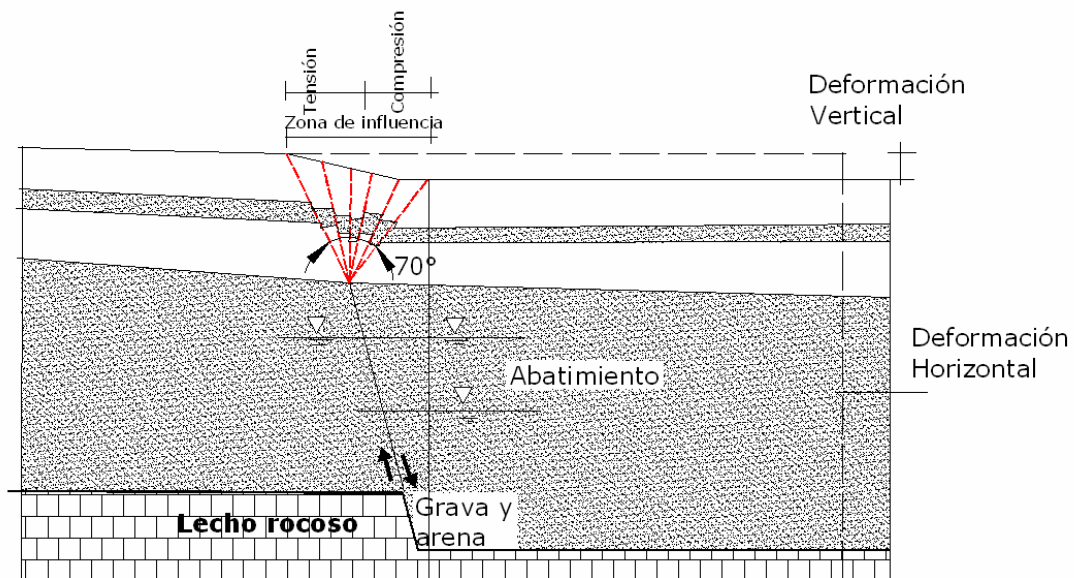


Figura 2.13. Ancho de influencia de un agrietamiento. Adaptado de Raisbeck y Pedler (1985).

2.3.1. Predicción de agrietamientos.

Para los fines del presente trabajo, predicción de agrietamientos es la ubicación espacial y temporal del fenómeno antes de que este ocurra.

Sobre esta línea de investigación existen pocos trabajos, uno de los primeros es el de Jachens y Holzer (1980), quienes realizaron mediciones gravimétricas y magnéticas sobre agrietamientos en el Centro-Sur de Texas, encontrando que los agrietamientos se asocian espacialmente con las

anomalías (Figura 2.14) y demostrando con esto que los agrietamientos se asocian a zonas donde el lecho rocoso es irregular y se generan hundimientos diferenciales que provocan deformaciones horizontales de tensión con la suficiente magnitud para producir un agrietamiento en la masa de suelo (Figura 2.15). Destaca el método gravimétrico como particularmente útil para delinear la geometría del lecho rocoso y de esta forma identificar las zonas con riesgo de generación de agrietamientos.

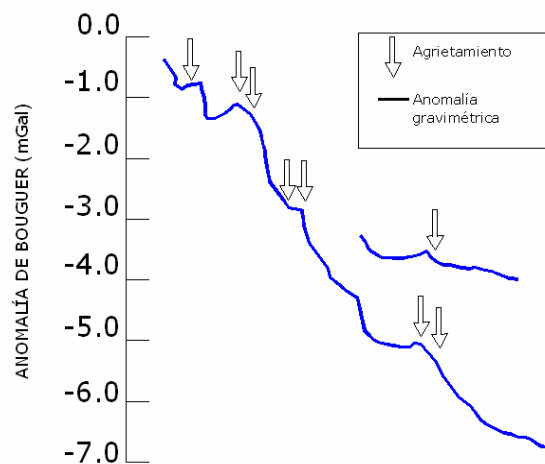


Figura 2.14. Anomalía gravimétrica sobre agrietamientos representados por las flechas (Tomado y adaptado de Jachens y Holzer (1980)).

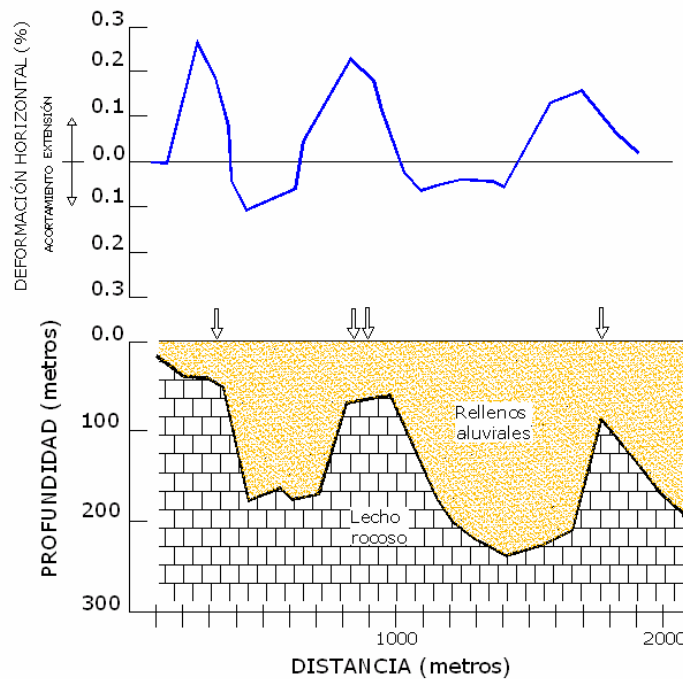


Figura 2.15. Deformaciones horizontales ocasionadas por hundimientos diferenciales y configuración del lecho rocoso inferida mediante gravimetría. Las flechas corresponden con la ubicación de los agrietamientos registrados. (Jachens y Holzer, 1982).

Posteriormente, (Jachens y Holzer 1982) realizaron más mediciones gravimétricas sobre agrietamientos conocidos e hicieron un análisis con elementos finitos de la distribución de deformaciones en la superficie causados por la consolidación diferencial que ocurre en una masa de suelo que yace sobre el lecho rocoso irregular. La geometría del lecho rocoso fue inferida a partir de las mediciones gravimétricas y encontraron que las deformaciones horizontales de extensión corresponden espacialmente con los agrietamientos y con los saltos topográficos del lecho rocoso. Concluyen que es posible predecir la aparición de agrietamientos causados por hundimientos diferenciales siempre que se conozcan las condiciones del subsuelo.

Por otro lado Auvinet y Arias (1991) presentan un trabajo orientado a determinar los patrones de propagación de las fracturas ya generadas. Concluyen que las teorías de la mecánica de fracturas ofrecen el marco teórico para abordar este problema, y mediante estas teorías determinan que el crecimiento de grietas puede presentarse por la generación de tensiones en la punta de las grietas por efecto del empuje hidrostático del agua que puede acumularse dentro de ellas en forma brusca.

En cuanto a la ampliación de métodos geofísicos para el entendimiento del fenómeno, Baldyga (2001), realizó mediciones gravimétricas y magnéticas sobre agrietamientos conocidos en el sureste de Arizona, concluyendo que las fallas geológicas sepultadas por sedimentos consolidables son uno de los factores para que se generen agrietamientos superficiales.

Por otra parte Ivanich et al (2002), realiza mediciones gravimétricas de precisión sobre zonas de agrietamiento en Arizona generando un mapa de contornos y se observa que las isolíneas de la anomalía gravimétrica siguen la misma dirección del agrietamiento, además de que el mapa de anomalía gravimétrica generado tiene una correspondencia con un interferograma de la misma zona, concluyendo que la subsidencia al igual que los agrietamientos son controlados por las estructuras geológicas sepultadas.

Rojas et al (2002), parte de la hipótesis de que los agrietamientos se generan por hundimientos diferenciales y hace un análisis de las deformaciones en un acuífero sujeto a un abatimiento del nivel piezométrico el cual tiene como condiciones de frontera el lecho rocoso sinusoidal. El análisis muestra la existencia de una zona de tensión en el borde del graben sinusoidal con los máximos valores sobre su hombro a la derecha del punto de inflexión. Esta zona es la más probable para que se forme un agrietamiento en la superficie. En este trabajo los autores abordan además la evolución e influencia de un agrietamiento ya desarrollado sobre la generación de nuevos agrietamientos secundarios y paralelos al primero. Considera que al formarse un agrietamiento, la masa de suelo se divide en dos bloques (Figura 2.16), y que se pueden generar más agrietamientos en el bloque sobre la parte profunda del graben si el nivel piezométrico continúa descendiendo.

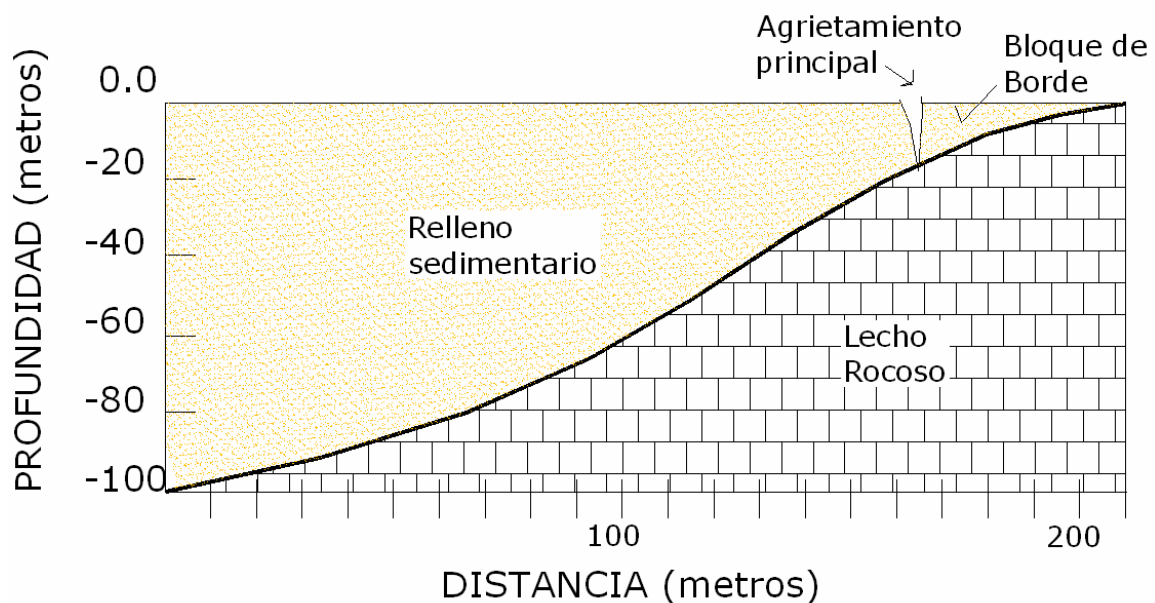


Figura 2.16. Bloques generados después de que se desarrolla un agrietamiento, adaptado de Rojas et al. (2002).

Ochoa-González (2003) aplica la misma técnica de pérdida volumétrica al análisis de la subsidencia en valles lacustres. Usa como condiciones de frontera líneas y curvas sinusoidales para ajustar el modelo a la forma del lecho rocoso de los valles. Analiza perfiles de los valles de Querétaro y Aguascalientes que cruzan agrietamientos bien definidos en donde la geometría del lecho rocoso se determinó mediante gravimetría e información litológica de los pozos. En sus resultados reporta que existe una notable

coincidencia de los agrietamientos observados con las zonas de tensión obtenidas con la aplicación de este método, sin embargo también observa que no en todos los casos se presenta esta coincidencia, ya que en algunos de los perfiles analizados se observó un corrimiento de las zonas de tensión con respecto a la ubicación de los agrietamientos.

De acuerdo con Pacheco (2007), una vez que el suelo ha sido drenado y este ha desarrollado la deformación por efecto del incremento de esfuerzos efectivos, el suelo ya no se deforma en la zona drenada por causa de posteriores descensos del nivel piezométrico, los cuales sólo afectarán al suelo en la zona saturada. La zona drenada se deformará sin embargo, por efecto de la permanencia del incremento de esfuerzos efectivos sobre ella, dicha deformación de acuerdo a la fenomenología planteada será en forma de creep. Lo anterior sugiere que en el proceso de subsidencia la masa de suelo una vez que ha sido drenada tiene un papel pasivo, mientras que la zona saturada tiene un papel activo ya que puede experimentar más deformaciones verticales por sucesivos abatimientos en el nivel de agua. Esto implica que la generación de agrietamientos se produce a profundidad dentro de la masa de suelo, propagándose hacia la superficie a través de la zona drenada pasiva, y que se generan a la profundidad del nivel crítico del nivel piezométrico.

Por lo que de acuerdo con la literatura revisada, teóricamente es posible determinar con la precisión necesaria para la toma de decisiones, la ubicación de las zonas de riesgo en donde se generen agrietamientos, Jachens y Holzer, (1980 y 1982), Orozco y Figueroa (1991), Álvarez, (2006) Rojas et al. (2002), Ochoa, (2003) y Pacheco (2007). Uno de los problemas principales para llevar a cabo esto es la determinación con el suficiente detalle de la configuración del lecho rocoso que subyace a los sedimentos deformables así como la variación del nivel piezométrico y la relación esfuerzo deformación del suelo que se está deformando.

2.4. Modelos a escala.

La discusión de la fenomenología de la subsidencia nos lleva a un análisis sobre el efecto de la escala en que se desarrolla el fenómeno. Auvinet y Bouvard (1983) demostraron que algunas propiedades físicas de los suelos, tales como relación de vacíos, porosidad, peso volumétrico, y porcentajes granulométricos, varían dentro de un rango de acuerdo al tamaño de la muestra usada para su determinación y concluyen que la dispersión para suelos gruesos es mayor. Sus conclusiones sugieren que la consideración de homogeneidad en una masa de suelo, depende de la escala en que se examine. Para el valle de Querétaro el área afectada por la subsidencia se estima en alrededor de 100 km², luego entonces el problema debe abordarse desde una perspectiva macroscópica. Para esta escala las unidades geológicas que forman el cuerpo del acuífero deben considerarse heterogéneas, pero las propiedades geomecánicas de una unidad geológica en una zona confinada pueden tomarse como las propiedades promedio de todos los materiales que conforman dicha unidad. Para el caso de la zona de agrietamiento a lo largo de la falla 5 de Febrero se considera que es homogéneo, lo mismo que el material de mayor rigidez que le subyace y que constituye el basamento no compresible del sistema acuífero.

En este trabajo se presenta un material con las características necesarias, tales que, se pueda provocar un fallamiento de suelo a través de un proceso de extracción de agua simulando lo ya descrito que ocurre en campo como lo es una configuración irregular del basamento conjugando dos medios homogéneos entre sí, esto con la finalidad de obtener deformaciones similares a las observadas en campo a una escala menor, los tipos de material a emplear serán analizados posteriormente.

Para describir de manera más objetiva un fenómeno representado en un modelo a escala se deben considerar la mayor parte de los elementos que contribuyen tanto en el modelo real como en el modelo a escala y revisar que estos elementos se puedan reproducir en el laboratorio.

Por lo anterior se hace una revisión del comportamiento fenomenológico desde el punto de vista de las leyes de similitud del material y también se realiza un análisis mediante metodología fractal del sistema, aunque como se discutirá más adelante cada uno de estos análisis traen consigo elementos importantes a discutir para representar un escalado de los parámetros mecánicos que intervienen y que se discutirán más adelante.

2.4.1. Leyes de similitud.

Los modelos a escala reducida tienen dos ventajas sobre los experimentos a escala natural:

1. Las pruebas en modelos permiten estudiar el comportamiento de la estructura en la falla, lo cual resulta generalmente más costoso en las estructuras reales.

2. Los modelos a escala son rápidos y baratos en comparación con las pruebas de tamaño natural; esto permite estudiar fácilmente la influencia de los diversos parámetros involucrados.

Sin embargo, se conocen de manera limitada las leyes de similitud de los suelos y por tanto resulta difícil extrapolar los resultados cuantitativos de las pruebas en modelos a las estructuras reales directamente. Siempre es necesario establecer criterios complementarios para verificar la validez de los modelos a escala. Las condiciones de similitud deben, de hecho, satisfacer primero las ecuaciones de equilibrio de la mecánica de medios continuos y en segundo lugar las relaciones esfuerzo-deformación.

2.4.1.1. Similitud estructural.

Si las ecuaciones fundamentales que rigen un fenómeno son conocidas, el factor de escala puede ser derivado directamente de esas ecuaciones sin la utilización del método de análisis dimensional.

Teniendo las ecuaciones de la forma general tanto para el modelo como para el prototipo e induciendo el factor de escala se obtendrá directamente el comportamiento.

A manera de ejemplo se analizará una columna sometida a carga axial uniformemente distribuida en una sección rectangular, como se muestra en la Figura 2.17.

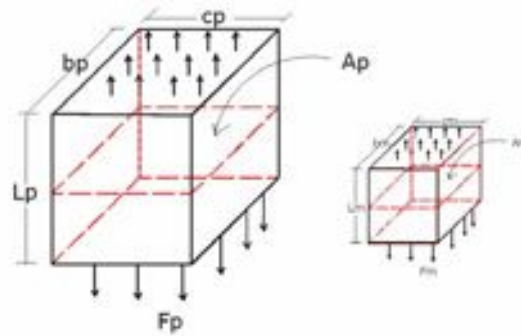


Figura 2.17. Similitud geométrica entre el modelo y el prototipo en una columna sometida a carga axial.

Tenemos que las dimensiones en el modelo son similares geoméricamente y se pueden expresar como: $L_m = \lambda L_p$, $b_m = \lambda b_p$ y $c_m = \lambda c_p$, en donde λ es un factor constante.

El área del prototipo esta dada por:

$$A_p = b_p * c_p \quad (2.25)$$

El área del modelo es:

$$A_m = \lambda^2 * A_p \quad (2.26)$$

De manera análoga, tenemos que:

$$V_m = \lambda^3 * V_p \quad (2.27)$$

En donde V_m y V_p representan los volúmenes del modelo y prototipo respectivamente.

Si el esfuerzo queda definido como la fuerza actuante entre al área en la cual actúa, tenemos que: $\sigma_p = F_p / A_p$ y $\sigma_m = F_m / A_m$, de manera que si sustituimos el área del modelo (A_m) por $\lambda^2 * A_p$, como se vio anteriormente, obtenemos:

$$\sigma_m = \frac{F_m}{\lambda^2 A_p} \quad (2.28)$$

Si se requiere que los esfuerzos en el modelo y en el prototipo sean equivalentes, es necesario que satisfaga la siguiente ecuación:

$$F_m = \lambda^2 F_p \quad (2.29)$$

Hasta este punto se puede observar que el módulo de Elasticidad (E) y el modulo de poisson (ν) no influyen en la escala. Tenemos, que la deformación está dada por la siguiente relación:

$$\varepsilon_p^* = \frac{\sigma_p}{E_p} = \frac{F_p}{A_p E_p} \quad (2.30)$$

$$\varepsilon_m = \frac{\sigma_m}{E_m} = \frac{F_m}{\lambda^2 A_p E_m} \quad (2.31)$$

De la ecuación anterior tenemos que, los módulos elásticos tanto del modelo como del prototipo deben de ser los mismos, de manera contraria tenemos que asumir que:

$$F_m = \frac{\lambda^2 E_m}{E_p} F_p \quad (2.32)$$

Utilizando el mismo material tenemos que las relaciones que involucran los módulos elásticos son difíciles de hacer que se cumplan, por lo que en muchas ocasiones es necesario modificar la fuerza de atracción de la gravedad con la utilización de centrifugas, lo cual es difícil de realizar en el laboratorio por quedar fuera del alcance, y se supone y de hecho se comprueba posteriormente, mediante ensayos en laboratorio, que los módulos elásticos son semejantes en el modelo y prototipo.

2.4.2. Escalas de la geometría fractal.

Muchos de los conceptos básicos de la geometría clásica propuestos por Euclides (300 años A.C.) han sufrido pocas modificaciones desde entonces, sin embargo, los estudios recientes han demostrado que la naturaleza física y

biológica sobrepasa o trasciende las perspectivas de la geometría clásica o Euclidiana.

La geometría fractal ha surgido como una alternativa para resolver los problemas de representación de la rugosidad multiescalar de diversa índole y cada vez esta teniendo más aplicaciones en todos los campos del conocimiento (Muñoz, 2006).

Las bases de la geometría fractal se han diseñado para medir y explicar la complejidad de los sistemas y fenómenos naturales. El tema filosófico central de la geometría fractal es la universalidad de las formas y procesos naturales conocida como autosimilitud o escalado, o invarianza al escalado. El grupo de los objetos que mantienen la similitud de apariencia morfológica o estadística de sus atributos durante el escalamiento independiente de la dirección, los conjuntos se definen como auto-afines (Muñoz, 2006).

El suelo, como un medio poroso que es, se caracteriza por una máxima heterogeneidad estructural en tanto menor sea el tamaño del grano. Desde un punto de vista estructural jerárquico, la descripción cuantitativa del suelo se vuelve más precisa al aplicar el enfoque fractal (Anderson et al. 1996 y Oleschko et al. 2002). De hecho, la geometría fractal representa una posibilidad de describir de una manera objetiva las propiedades, características y/o procesos que ocurren en la matriz del suelo a diferentes escalas.

Así, la aplicación de la geometría fractal al análisis de los problemas de ciencia del suelo en la actualidad se visualiza como muy amplia (Pachepsky, 1995); las recopilaciones de estudios realizados hasta la fecha sobre el uso de la geometría fractal para caracterizar algunas propiedades y/o procesos en suelos, han resultado interesantes y abierto el campo a un sin número de nuevas tareas a futuro.

Por otro lado ha sido probado, más allá de toda duda, (Cherepanov et. al. 1997; Balankin, 1997) que la aproximación del medio continuo resulta a menudo insatisfactoria para su uso en materiales reales. En las estructuras construidas por el hombre, aparecen defectos en la etapa de producción a escalas nano, micro y macro, los cuales evolucionan durante la vida en servicio, originando fallas, a veces catastróficas. Estudios geofísicos y fractográficos indican la naturaleza no-euclídea de los patrones de fractura (Cherepanov et. al. 1995). Existen cuatro escalas fundamentales a las cuales ocurren los fenómenos de ruptura: (1) nanoescala (10^{-9} - 10^{-6} m); (2) microescala (10^{-6} - 10^{-3} m); (3) macroescala (10^{-3} - 1 m) y (4) escala global (1 - 10^6 m). Esta última está relacionada con fenómenos geofísicos y fractura de grandes elementos estructurales de ingeniería. Los fenómenos de ruptura a macroescala son comunes en investigaciones experimentales de laboratorio, mientras que los procesos que ocurren a micro y a nanoescala, gobiernan el comportamiento macroscópico y la fractura de sólidos deformados (Balankin, 1990). Por lo anterior, una predicción confiable de la respuesta de un sólido a fuerzas externas debe estar basada en una clara comprensión de la mecánica de ruptura a nano y a microescala, así como de las interrelaciones entre los fenómenos que ocurren a estos niveles y los correspondientes al nivel macroscópico, lo cual es la base del desarrollo de una teoría adecuada de fractura y comportamiento del sólido. Esto provee la razón para introducir la geometría fractal en el desarrollo de la mecánica de fractura (Carpinteri, 1994).

2.4.3. Análisis de imágenes.

En Mecánica de Suelos y Edafología, la geometría fractal ha sido utilizada para describir cuantitativamente los atributos de la estructura del suelo. La principal limitante para utilizar las imágenes para este propósito ha sido que las imágenes son proyecciones de los objetos sobre el plano en dos dimensiones (p.e. Anderson et. al. 1996). Posteriormente, Bartoli et al.(1991) y Crawford et al.(1998) utilizaron programas de cómputo específicos para medir la dimensión fractal a partir de fotografías de secciones delgadas del suelo,

llegando a diseñar algunas técnicas de referencia para el cálculo de la dimensión fractal.

A partir del análisis fractal de las imágenes se han diseñado los nuevos conceptos, tales como la masa fractal, los poros fractales, la dimensión fractal, de la interfase poro-sólido y la dimensión espectral o fracton. Las técnicas de análisis automático de imágenes para la determinación de los parámetros fractales mencionados han sido desarrolladas exitosamente. Estas técnicas trabajan independientemente de la fuente de imagen y de la escala real de los objetos a medir. Estas técnicas se basan en algoritmos rápidos que se dirigen a medir cada atributo de estructura antes especificado mediante parámetros específicos necesarios para el cálculo de cada dimensión fractal. La mayoría de los análisis se logra en un tiempo de computo aceptable (acorde al equipo de computo empleado) llegando a una resolución fina o representación densa de los puntos de datos a analizar (Castro, 2007).

Si el método de análisis fractal está basado en la textura de la imagen, es necesario definir la textura con respecto a la dimensión Euclidiana. Cada imagen contiene dos tipos de información: la determinística y la textural. La geometría Euclideana es útil para medir información determinística, mientras que la información textural de la imagen se extrae vía las técnicas fractales.

Mandelbrot (1983) sostiene que la textura es un concepto difícil de definir, principalmente para los matemáticos debido a la dificultad para representarla de un modo cuantitativo; a pesar de que la mayor parte de la geometría fractal se dedica al estudio de la textura.

Castro (2007), utilizaron la dimensión fractal para caracterizar la distribución del tamaño de poros en suelos compactados. El patrón de distribución de estos, así como de aquellos que tienen capacidad de conducir agua fueron analizados mediante analizador de imágenes. Las imágenes fueron tomadas a partir de láminas pulidas de suelo de dimensionalidad 8 x 9 x 2 cm. estos presentaron distintas dimensiones fractales de acuerdo a su

tratamiento por lo que los autores prevén un análisis más específico para cada tipo de suelo bajo distintos tratamientos del mismo.

En otros estudios, Anderson et al.(1996) utilizaron para el análisis fractal las imágenes digitales en blanco y negro, tomadas a partir de secciones delgadas de suelo. Las fotografías fueron digitalizadas utilizando un scanner comercial con la resolución de 300 dpi. Cada imagen se secciono en dos partes del tamaño de 1000 x 1000 píxeles, representando una superficie de 50 x 50 mm. La fase sólida (áreas oscuras o negras en las fotografías) fue representada por un tono de gris del orden de 225 píxeles, mientras que la fase porosa (áreas blancas) fueron transformadas a un color gris de nivel 0. La determinación de la dimensión fractal de estas imágenes binarizadas se realizó con el software *STRUCTURA*, programa escrito especialmente para el análisis estructural del suelo. Según lo reportado, la dimensión fractal superficial no fue discriminante para diferentes estructuras del suelo, pero sí ayudo a distinguir de un modo estadístico entre las diversas rugosidades de las paredes de poros, a diferentes escalas.

2.4.4. Programas de análisis fractal diseñados por Parrot (1996-2004)

Los programas científicos escritos por el Dr. Jean-Fracois Parrot, para el Laboratorio de Análisis Fractal de los Sistemas Naturales (LAFSINA), UNAM, especialmente para los proyectos de investigación del grupo, apoyados por el CONACYT abarca los siguientes algoritmos: HISTO_GENE, FREQU_HIST, LDF, LAC_GRID, así como, BINAR3 , FRACTAL 8 y BRM8a, Todos estos programas son mostrados por Castro, 2007. El primer grupo de los algoritmos abarcó programas sin sesgo, mientras que el segundo incluye los algoritmos cuyos parámetros de entrada son seleccionados por el usuario, por lo cual los resultados de salida se vuelven sesgados.

A continuación se resume el fundamento y los pasos a seguir para aplicar los programas seleccionados para extraer los diversos parámetros

fractales de las imágenes multiescalares de las superficies de fractura de interés.

2.4.4.1. HISTO_GENE.

Este algoritmo transforma los valores de tonos de gris de una imagen bidimensional en formato *.raw a una columna de datos de extensión *.ts, formando una serie de tiempo cuyos valores siguen el orden espacial de grises de la imagen original, lo cual lo vuelve expresamente útil para el análisis fractal global de la imagen que interese. La representación grafica del archivo de salida en EXCEL, se denomina “firmagrama” y despliega píxel por píxel la distribución de las intensidades de gris sobre una imagen, proporcionando la información sobre su variabilidad global en el espacio (Oleschko et al. 2004). A partir de la columna de datos creada por el HISTO_GENE (.xls), se extraen las líneas de información sobre la variación local de los tonos de gris sobre cualquier parte de interés de la imagen original. La rugosidad es el principal rasgo distintivo de los firmagramas y líneas de referencia, que se mide en el presente estudio en términos del exponente de Hurst (H) vía dos técnicas fractales que se describen adelante: el rango re-escalado y ondoletas.

El análisis de Hurts (1951), debido al hidrólogo Harold Edwig Hurts, fue desarrollado y dirigido expresamente al estudio de series temporales discretas durante sus investigaciones sobre las crecidas del Nilo. Analiza la autosemejanza de una serie temporal consigo misma con el transcurso del tiempo y proporciona una información equivalente a la dimensión de correlación. Hoy día se aplica en muchos campos por ejemplo en el análisis de las series temporales de variación de cotización en las bolsas, evolución de poblaciones y siempre que interese comprobar la persistencia de una determinada información cuando el sistema al que se refiere evoluciona con el tiempo.

Su desarrollo matemático puede resumirse en los siguientes pasos:

- Descomponer la serie en un conjunto de intervalos de una amplitud temporal determinada, τ_H , calcular la media para cada intervalo y las desviaciones acumuladas de esta media.

- Hallar el intervalo de variabilidad de esta desviación como máximo menos mínimo y normalizarlo dividiendo por la desviación típica. A esta amplitud normalizada se la suele llamar R/S. A cada valor de τ_H se asigna el valor promedio de R/S sobre todos los subintervalos que determina. Se elige entonces otro τ_H y se procede de modo semejante, de modo que se obtiene un conjunto de valores τ_H y sus R/S asociados. Se define el parámetro H, exponente de Hurst, como:

$$H = \frac{d[\log(R/S)_{\tau_H}]}{d[\log(\tau_H)]} \quad (2.33)$$

Su cálculo práctico puede hacerse representando $\log(R/S)_{\tau_H}$ frente a $\log(\tau_H)$, de este modo la pendiente de la teórica recta obtenida es el exponente de Hurst. A esta representación gráfica se la llama “diagrama de Pox”.

El valor de $H = 1/2$ indica aleatoriedad de la señal, es el valor típico de un ruido browniano, mientras que valores de $H > 1/2$ son indicativos de persistencia es decir, la tendencia de la serie temporal es a continuar creciendo o decreciendo, esta persistencia será mayor cuanto más próximo a 1 sea el valor de H. Un exponente menor que $1/2$ indica antipersistencia, es decir, la tendencia es en cierto sentido contraria a si misma. En este caso las curvas tienden a oscilar de modo más errático, se trata de un sistema ergódico. Se puede decir pues, que el exponente de Hurst es una medida de la información que la señal conserva al cabo de un cierto tiempo.

2.4.4.2. Programas de referencia.

El paquete de cómputo BENOIT, versión 1.3 se utilizó como parte de una caja de técnicas de referencia constituida por el grupo de algoritmos diseñados para el análisis fractal de los conjuntos auto-similares y autoafines.

2.4.4.3. Paquete de cómputo comercial BENOIT 1.3

Éste es un paquete recomendado como de referencia (Castro, 2007) para propósitos de investigación y está constituido por algoritmos que miden la dimensión fractal y el exponente de Hurst mediante cinco técnicas diseñadas para el análisis de conjuntos autosimilares y cinco aptas para el análisis de los conjuntos auto-afines. Para la presente investigación, se emplearán dos técnicas de referencia, y por ende dos descriptores fractales, una de las cuales es el conteo de caja (D_{box}) que pertenece al primer grupo, y la otra es el análisis del rango re-escalado ($D_{R/S}$) que forma parte del segundo. Ambas técnicas mencionadas son el uso común para comprobar el comportamiento fractal de los conjuntos estudiados la primera del tipo sin sesgo y la última de tipo sesgado.

2.4.5. Dimensión de caja.

La técnica de conteo de caja (Box counting) del Benoit 1.3 permite extraer los parámetros fractales de la parte blanca de las imágenes en extensión *.bmp. La imagen es procesada de una manera automática seleccionando todos los parámetros incluyendo el umbral entre los sólidos/poros por automáticamente al correr el programa. El archivo de salida contiene la dimensión fractal de caja (D_b) y la desviación estándar (SD) y despliega punto por punto la recta log/log constituida a partir del número de cajas por el conjunto de interés (lo blanco de la imagen) contra su tamaño. Ambos datos se pueden ajustar a un mejor comportamiento lineal eliminando los puntos que salen de la tendencia general o ruido, mejorándose como resultado de la eliminación de éstos. Teóricamente, la dimensión de la caja está definida como el exponente (D_b) de la siguiente ley de potencia:

$$N(d) \approx \frac{1}{d^{D_b}} \quad (2.33)$$

Donde: D_b es la dimensión de caja, $N(d)$ es el número de cajas de tamaño lineal d necesario para cubrir un conjunto de puntos distribuido sobre el plano bidimensional, con cajas del lado d . La ecuación 2.33 tiene un carácter

genético, por lo cual también se utiliza para calcular la dimensión de los objetos Euclidianos.

2.4.6. Rango de análisis re-escalado (R/S)

El análisis de R/S se utiliza para calcular el exponente de Hurst de una serie de tiempo, para la cual H es la medida de la rugosidad. La técnica se aplica al archivo de salida del programa HISTO_GENE en extensión *.ts. Una vez procesados los datos, el nuevo archivo de salida despliega el valor del exponente de Hurst (H), la dimensión fractal ($D_{R/S}$) y la desviación estándar (SD), correspondientes. El ajuste de los datos a la recta, dada automáticamente, se puede mejorar eliminando los puntos más lejanos de la línea de regresión, obteniendo así los nuevos valores, más precisos (pero más sesgados), de H y $D_{R/S}$ y por ende una menor desviación estándar

En la presente investigación se utilizaron los datos brutos del archivo de salida, sin ningún ajuste adicional. El algoritmo R/S divide las series de tiempo estudiadas en los intervalos o ventanas w, midiendo en cada una de ellas dos cantidades:

1. $R(w)$, el rango de valores que toma en el intervalo w, que se analiza respecto a la tendencia general de su variación dentro de la ventana; ésta tendencia se estima simplemente a partir del análisis de la línea que conecta el primer y el último punto del segmento de la serie analizada dentro de la ventana correspondiente. Este procedimiento substrahe el promedio de la tendencia de la variable de interés, que se presenta dentro de la ventana.

2. $S(w)$, la desviación estándar de los valores observados dentro de la ventana w.

La ecuación que se utiliza para calcular el rango re-escalado $[R/S(w)]$ de los datos, es la siguiente:

$$\frac{R}{S}(w) = \left\langle \frac{R(w)}{S(w)} \right\rangle \quad (2.34)$$

Donde los braquets $\langle \rangle$ significan el promedio de todas las realizaciones del análisis. La dimensión fractal ($D_{R/S}$) se calcula a partir de su relación con el exponente de Hurst (H):

$$D_{R/S} = 2 - H \quad (2.35)$$

Donde:

$D_{R/S}$ es la dimensión fractal estimada por el método de rango re-escalado y H es el exponente de Hurst.

3. Características geológicas y subsidencia del valle de Querétaro

3.1. Área de estudio.

Es importante señalar que este trabajo no pretende aportar nuevos elementos al conocimiento de la geología de la zona, la aportación es en dirección del entendimiento, simulación y cuantificación del fenómeno de subsidencia por efecto de la extracción del agua subterránea en un modelo a escala que represente algunas de las condiciones que se presentan en el valle de Querétaro, con la finalidad establecer una metodología para predecir o identificar las zonas con potencial de que se generen nuevos agrietamientos, tanto en el valle estudiado como en otros valles donde se presenten condiciones similares a las aquí estudiadas. Sin embargo el conocimiento del entorno geológico regional es esencial para el entendimiento conceptual de la génesis de los agrietamientos superficiales y servirán para nuestro propósito principal que es el de escalar el fenómeno que se presenta.

Los datos mostrados de los métodos geofísicos son tomados directamente de Pacheco et al. (2007), el cual nos da un bosquejo del fenómeno y la definición de las condiciones de frontera del acuífero estudiado, las cuales son necesarias para una simulación más real del fenómeno.

3.1.1. Geología del valle de Querétaro

El valle de Querétaro se localiza dentro del graben del mismo nombre formado por la intersección de los sistemas de fallas regionales Taxco-San Miguel de Allende y el sistema Chapala-Tula (Aguirre-Díaz et al. 2000 y 2005). Los límites Oriente y Poniente del graben de Querétaro están bien definidos (Figura 3.1), son al poniente la falla San Bartolomé (No 58, N10°W) al oriente la falla Querétaro Norte (No 67, N5°W), Querétaro Sur (No 68, N25°W) y

Huimilpan Norte (No. 69, N26°W). Los Límites Norte y sur no están claramente definidos, al norte el volcán la Joya es considerado el fin del sistema de falla Taxco-San Miguel de Allende (Valdez-Moreno et al. 1998), por lo que puede ser considerado el límite norte del graben de Querétaro. Al sur se presentan una serie de fallas normales con rumbo (ENE-WSW) con echados hacia el norte, por ejemplo las fallas No. 42,43 y 44. El nombre y número de las falla se presenta en la tabla 3.1

Dentro del Graben de Querétaro se centra una depresión, fosa o graben secundario, que para fines de referencia le llamaremos fosa Querétaro. Esta fosa es definida en su hombro poniente por las falla Tlacote (No. 61, N19°W), y en la parte oriente por la falla 5 de Febrero (No 65-66, N12°W); al norte lo limita la falla Jurica (No 5, N85°W) y al sur la Falla Lourdes (No. 44, N65°W). La fosa está rellena con sedimentos granulares de origen aluvial y lacustre no consolidados con intercalaciones de derrames de lava de espesores variables. Sobre la fosa se ubica la parte poniente del valle de Querétaro y es donde se ha registrado el fenómeno de subsidencia y generación de agrietamientos.

Todas las fallas se presentan en la superficie como saltos topográficos con excepción de la falla 5 de Febrero en la parte central del valle entre las fallas No. 14 y 45, donde es cubierta por los rellenos granulares (Figura 3.1). Justo sobre el escarpe de la falla sepultada se ha observado un fallamiento superficial, lo cual apoya la hipótesis de que el mecanismo de generación de los agrietamientos es por hundimientos diferenciales causados por la variación del espesor de sedimentos.

Alaniz-Álvarez et al. (2001) con base en los estratos cortados por las fallas y el grado de erosión de los escarpes infiere que el periodo de tiempo durante el cual se registró la mayor actividad de las fallas ocurrió hace 5.3 a 10 millones de años.

El sistema de fallas que delimita la fosa Querétaro no ha presentado actividad sísmica en años recientes, sin embargo en la zona de San Fandila, aproximadamente 20 km. al Sur-Este de la ciudad de Querétaro se registró actividad sísmica en 1998, consistente en una secuencia de eventos sísmicos con magnitud de hasta 3 (Aguirre-Díaz et al. 2000 y 2005, Zúñiga et al. 2003).

Esta actividad sísmica no ha sido relacionada con la subsidencia y la generación de agrietamientos en el valle de Querétaro, lo cual refuerza la hipótesis de que los hundimientos y agrietamientos son efecto de la pérdida de sustentación hidráulica en el sistema acuífero por causa del abatimiento en el nivel piezométrico.

Tabla 3.1. Azimut y longitud de las fallas que se muestran en la Figura 2, tomado de Aguirre- Díaz et al. (2005)

Falla Número	Nombre de la Falla	Azimut (grados)	Longitud (km)
1	Ixtla	71	11.2
2	Ojo Zarco	75	4.3
3	La Estacad	77	1.4
4	San Ignacio	67	6.5
5	Jurica	86	7.2
6	El Salitre	86	8.9
7		90	2.3
8	San José El Alto	82	8
9		90	1.5
10		69	3
11		88	4
12		90	7.5
13	Menchaca	79	6
14		77	6
15	Saldarriaga	77	6
16		76	4.5
36		256	2.1
37		253	2.3
40		254	3.1
42		256	6.8
43		252	4.6
44	Lourdes	246	9.2
45		256	3
46		72	3.5
47		249	4.1
48	Cimacuático	77	13
49	Los Cues	76	10.8
50	Boliche	249	1.8
51		258	2.5
52		261	1.6
53		261	2.1
55	San Vicente Ferrer	276	10
56		346	4.8
58	San Bartolomé Norte	352	13
60		6	3.6
61	Tlacote	348	25.6
62	El Batán Norte	339	7.6
64a	El Milagro Oeste	256	22.9
64b	El Milagro Este	165	4.1
65	Cinco de Febrero Norte	171	16.4
66	Cinco de Febrero Sur	162	9.8
67	Querétaro Norte	171	12.1
68	Querétaro Sur	156	10
69	Huimilpan Norte	155	14
72		270	1.7
74		270	3.9

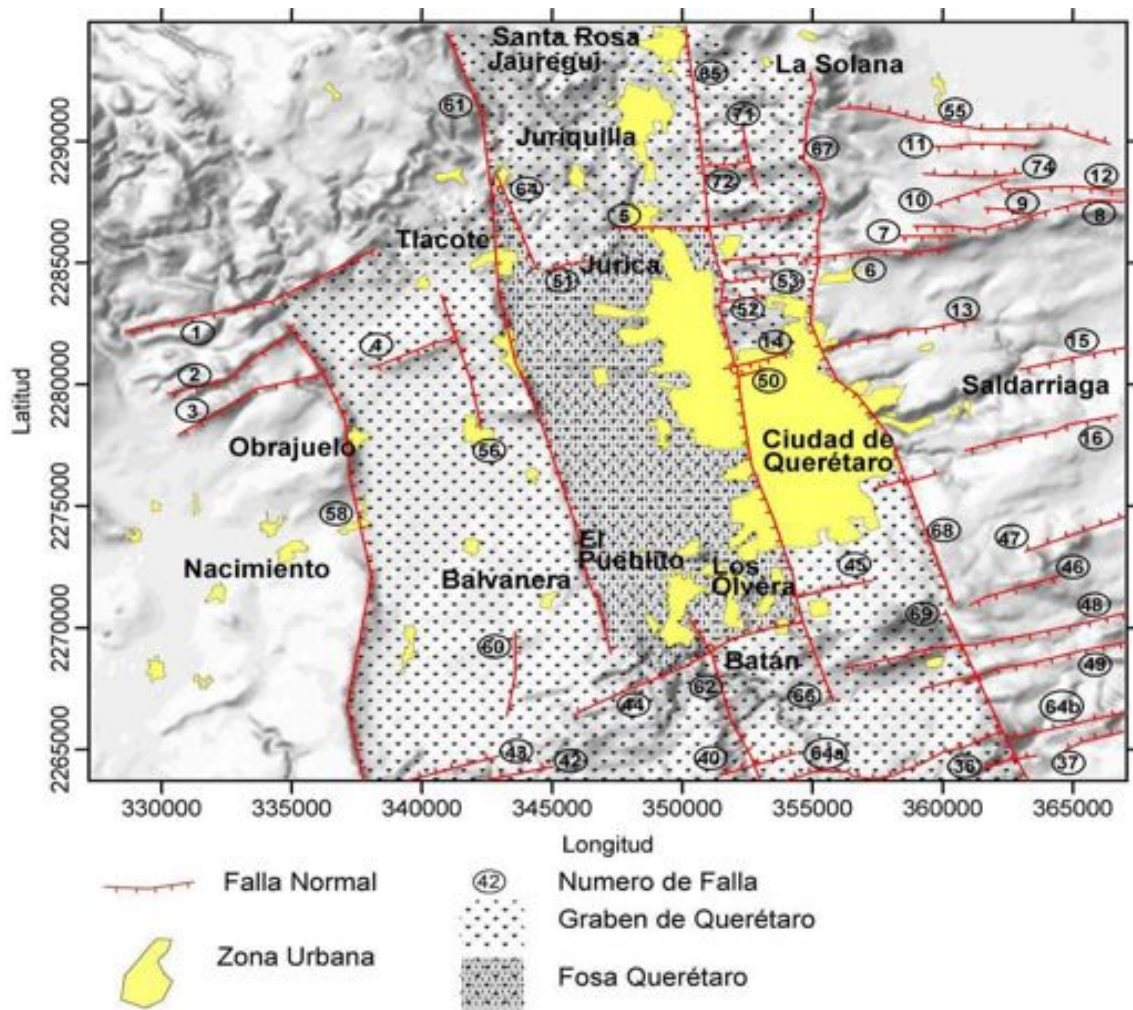


Figura 3.1 Fallas que delimitan y dan forma al graben del valle de Querétaro el cual es indicado por la zona achurada. Adaptado de Aguirre-Díaz et al. 2005.

Para los fines de este trabajo son de interés las propiedades geomecánicas de las diferentes unidades geológicas (densidad, relación esfuerzo deformación principalmente), las edades de las diferentes unidades lo mismo que las características mineralógicas de las diferentes rocas no son trascendentales para los fines de la modelación de los datos gravimétricos y la simulación numérica de la subsidencia, lo que permite hacer una simplificación de la geología y de la columna estratigráfica de la zona de estudio, tomando como referencia propiedades tales como densidad promedio similares y rangos de comportamiento esfuerzo deformación parecidos. La Figura 3.2 muestra la columna estratigráfica reportada por Carreón-Freyre et al. (2005) y la columna simplificada para los fines de la modelación de datos gravimétricos y de la simulación numérica.

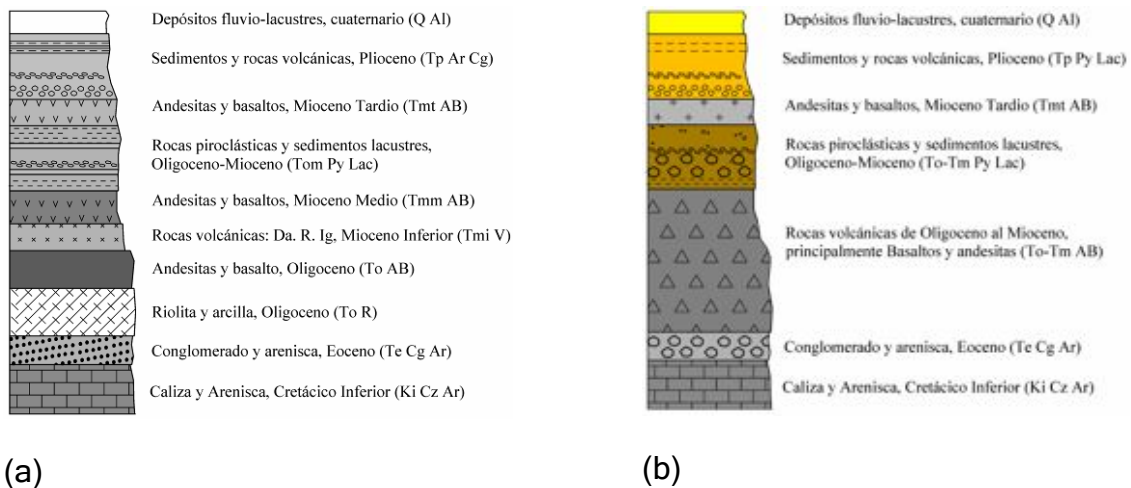


Figura 3.2. (a) Columna estratigráfica reportada por Carreón-Freyre et al. (2005) para el valle de Querétaro, (b) simplificación de la columna geológica para fines del modelado de datos gravimétricos y de simulación de la subsidencia del valle de de Querétaro. Da: Dacita, R: Riolita e Ig: Ignimbrita. La nomenclatura de la columna simplificada se explica en el texto.

La secuencia estratigráfica en el valle de Querétaro fue descrita por CNA (2000) Alaniz-Álvarez et al. (2001), Arroyo et al. (2002) y Carreón-Freyre et al. (2005).

La unidad más Antigua está formada por rocas lutitas y areniscas del mesozoico, sobre las cuales yace una unidad de rocas calizas del cretácico inferior (Ki Cz Ar). La edad de esta unidad es de 100 a 110 millones de años del Albiano-Aptiano (Chiodi et al. 1988). Esta unidad forma el basamento geológico del valle de Querétaro debido a que no se conoce que espesor tiene y que tipo de roca hay debajo de ella. Las rocas calizas afloran en el norte del valle (Figura 3.3), aunque los pozos perforados en el valle no la cortan, a través de sondeos Magnetotelúricos (MT) se ha localizado esta unidad de calizas a una profundidad próxima a los 2 Km. en el centro del valle.

Es posible hacer una simplificación de la columna estratigráfica reportada por Carreón-Freyre et al. (2005) diferenciando 6 unidades que yacen sobre el basamento de calizas. La primera unidad es un paquete de sedimentos continentales del Eoceno (Te Cg Ar), que yacen sobre el basamento mesozoico y está formado por areniscas y conglomerados intercalados con derrames de basalto e ignimbritas. La segunda unidad corresponde a una secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno al Mioceno, principalmente Andesitas y basaltos (To-Tm AB) con intercalaciones de tobas y presencia de ignimbritas hacia la

base de la unidad. Sobre este paquete se encuentra la tercera unidad geológica conformada por una secuencia de rellenos de sedimentos lacustres y piroclastos del Oligoceno y del Mioceno (To-Tm Py Lac) medianamente consolidados, se presentan principalmente en esta unidad conglomerados y areniscas con intercalaciones de tobas de caída y material piroclástico re TRABAJADO (Alaniz-Álvarez et al. 2001). Estos sedimentos están intercalados con estratos de basalto. El espesor de esta unidad puede alcanzar los 450 metros en el centro del valle (CNA, 2000).

La cuarta unidad está constituida por derrame de lava de composición basáltica y andesítica (Tmt AB). A esta unidad se le conoce como Basalto Querétaro y ha sido encontrada en casi todo el valle de Querétaro en afloramientos en los límites del valle o en estratos de diversos espesores en las perforaciones de pozos. El Basalto Querétaro yace sobre los depósitos del Oligoceno-Mioceno y su espesor observado en el valle de Querétaro por medio de los registros de pozos varía desde unos pocos metros hasta 210 metros. El espesor mayor observado para esta unidad es de 400 metros en un pozo perforado en el valle de Obrajuelo. Carreón-Freyre (2005) identifica este estrato como la secuencia volcánica que divide las dos principales secuencias fluvio-lacustres terciarias del valle de Querétaro. El basalto se intercala con capas de material lacustre, aluvial y piroclastos. Esta unidad geológica es considerada el basamento hidrológico del acuífero somero, y para este trabajo se considera como los límites de la masa de material que se está deformando.

El acuífero superficial está formado por la quinta y sexta unidades geológicas que consisten en una secuencia de material granular del cuaternario de origen aluvial y lacustre consistente en un paquete de rellenos aluviales del cuaternario (Q Al) compuesto por arcillas, limos y arenas finas que se presenta en espesores variables de hasta 50 metros en la parte central del valle. Bajo los rellenos del cuaternario se encuentra una secuencia de depósitos fluviales, aluviales, lacustre y piroclastos no consolidados (Tp Py Lac), compuesta por arcilla, arena, grava, tobas y piroclastos no consolidados con conglomerados. Carreón-Freyre et al. (2005) asignan una antigüedad del plioceno a este paquete de sedimentos.

El cuerpo del acuífero granular superficial está formado por estos dos paquetes de sedimentos (CNA, 2000 y Arroyo et al. 2002) de donde se ha drenado la mayoría del agua que se ha extraído del acuífero del valle de Querétaro (Álvarez, 1999).

Los registros de pozos muestran que los espesores del paquete de sedimentos granulares pueden sobrepasar los 120 metros, pero de acuerdo con sondeos MT puede alcanzar los 300 metros en la parte central del valle.

Por otra parte la CNA reportó 18 pruebas de bombeo para caracterizar el acuífero, dieciséis de las cuales resultaron representativos de un acuífero libre y dos de un acuífero semiconfinado. Las pruebas de bombeo revelaron también que el basamento hidrológico es un acuífero en medios fracturados (CNA, 2000).

La geología simplificada del valle de Querétaro se muestra en la Figura 3.3.

3.1.2. Geofísica regional del valle de Querétaro

De acuerdo con (Jachens y Holzer, 1979 y 1982; Raisbeck y Pedler, 1985; Carpenter, 1999; Rojas et al. 2002; Burbey, 2002), la topografía del lecho rocoso que subyace a la masa de sedimentos que conforman el cuerpo del acuífero es uno de los factores clave en la generación de agrietamientos cuando el nivel piezométrico experimenta un descenso.

A pesar de que se conoce en cierta medida la geometría del basamento hidrológico somero del valle de Querétaro a partir de información litológica de pozos, es necesario definirlo con mayor detalle con la finalidad de realizar una simulación de la subsidencia y generación de agrietamientos, que refleje con mayor precisión la evolución del fenómeno. Para este fin Pacheco et al, 2007, realizaron mediciones de gravimetría y magnetometría. Con los datos obtenidos se infirieron la geometría del lecho rocoso la cual se utilizará como un dato de entrada para la el escalado del modelo de subsidencia.

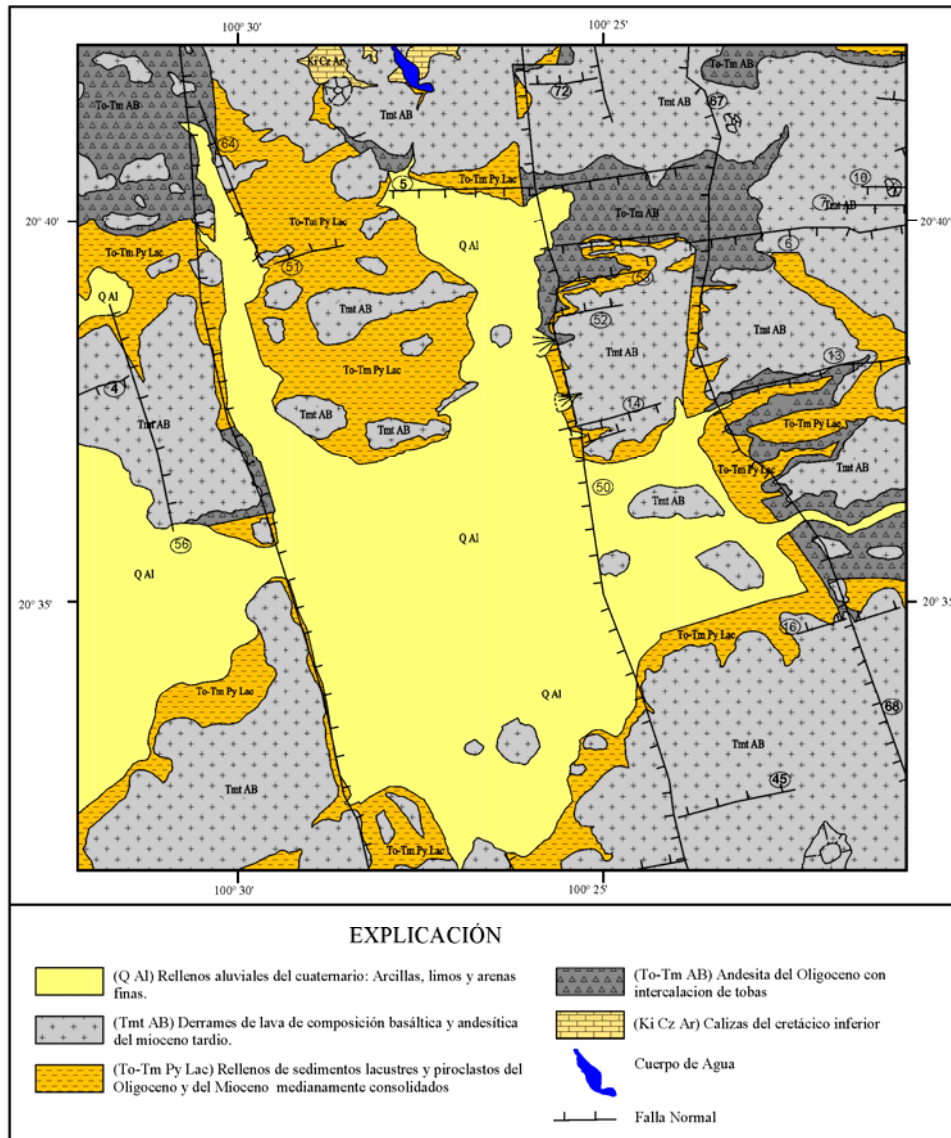


Figura 3.3 Carta geológica simplificada del valle de Querétaro. Tomada y adaptada de Arroyo et al. 2002. La nomenclatura de fallas es la usada por Aguirre-Díaz et al. (2005) y que se muestra en la Tabla 5.1

También utilizaron el método sísmico para la determinación de las propiedades mecánicas de la masa de suelo que se está deformando, así como para estimar la densidad promedio de las secuencia de materiales más superficiales. Midieron la velocidad de propagación de la onda sísmica a través de la masa de suelo, con lo cual se calculó la relación esfuerzo-deformación de la misma.

A partir de la anomalía gravimétrica y/o magnética medida u observada en campo y conociendo las densidades y/o susceptibilidad magnética de los

materiales del subsuelo, es posible inferir la geometría del cuerpo que produce tal anomalía. Si se tiene información en algún punto de la profundidad del cuerpo que produce la anomalía, el modelo se restringe en este punto y se pueden proponer distribuciones y configuraciones de los diferentes estratos del subsuelo que generen una anomalía igual a la medida en campo, y que reflejen con más precisión las condiciones reales bajo la superficie.

La zona de hundimientos en el valle de Querétaro está limitada por las fallas normales, al Poniente por la Falla Tlacote y al Este por la Falla 5 de Febrero (Figura 3.4). De acuerdo con Aguirre et al. (2005) estas fallas tienen un desplazamiento máximo vertical de 120 y 40 metros. La fosa que forman estas dos fallas está rellena por una secuencia de sedimentos aluviales y lacustres intercalados con piroclastos poco consolidados. De acuerdo a la información litológica de pozos perforados en el valle la profundidad mayor al lecho rocoso es de alrededor de 130 metros. Considerando lo anterior, las irregularidades verticales del lecho rocoso que producen agrietamientos son del orden de decenas de metros pero estas pueden variar horizontalmente a lo largo de una longitud mayor, por lo que se realizaron mediciones gravimétricas y magnéticas lo suficientemente continuas para no perder detalle de la variación lateral de la topografía del lecho rocoso. Teóricamente un lecho rocoso sepultado por 130 metros de sedimentos, con forma de escalón con altura de 40 metros y con un contraste de densidades similar a los materiales del valle de Querétaro produce una anomalía con una amplitud de 0.7 mgal según Pacheco et al (2007).

3.1.3. Modelado 2D de los datos gravimétricos.

Se tomo el modelado de los datos gravimétricos de los perfiles mostrados por Pacheco et al. (2007), estos datos se utilizarán para calibrar el modelo y permitir su escalado para las condiciones del valle de Querétaro, su ubicación se presenta en la Figura 5 junto con los pozos usados para restringir los modelos.

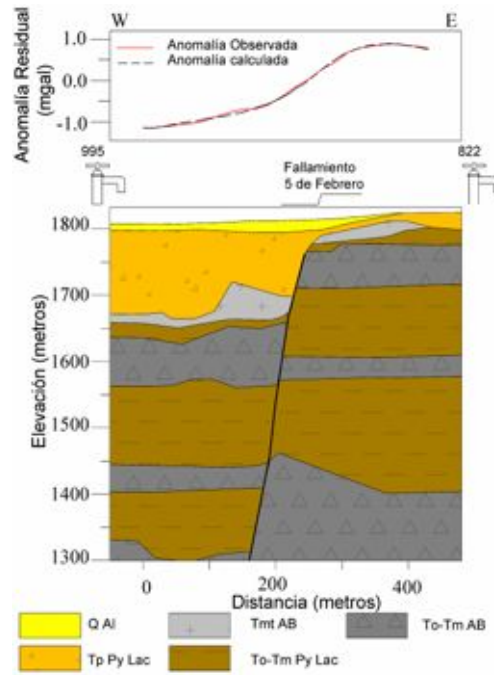


Figura 3.5 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Obrera sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos, tomado de Pacheco et al (2007).

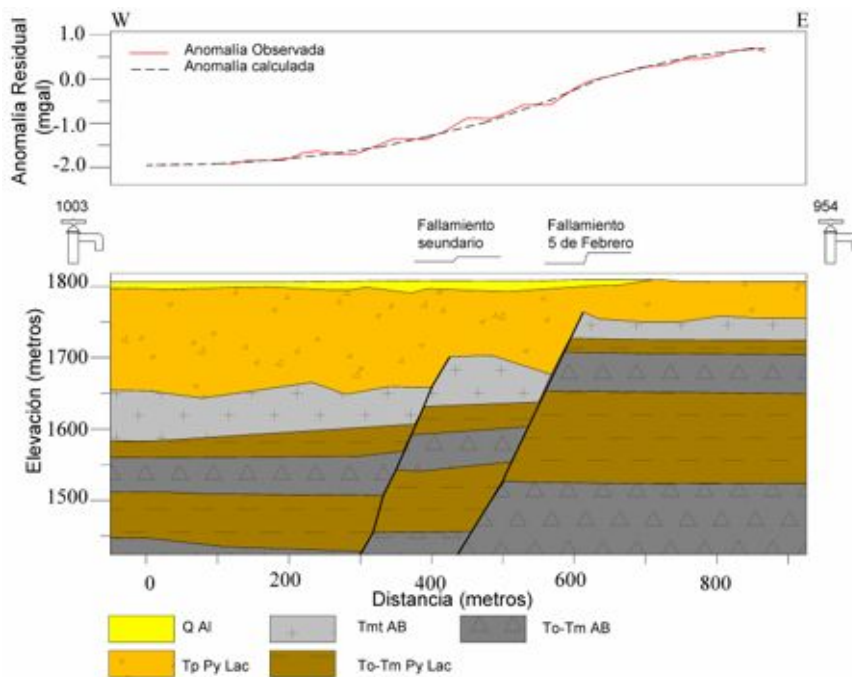


Figura 3.6. Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Roncopollo sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos., tomado de Pacheco et al (2007).



Figura 6.7 Mapa de la república mexicana donde se muestra en rojo las zonas susceptibles de que se generen hundimientos y fallamientos por extracción del agua subterránea. Adaptado de CENAPRED (2001)

Para el caso particular del estado de Querétaro de acuerdo a la existencia de espesores importantes de sedimentos aluviales y lacustres, y a los volúmenes de explotación del agua subterránea (CNA 2000a, CNA 2000b, CNA 2002a, CNA 2002b), se elaboró una carta en la cual se identifican cuatro zonas donde se presentan las condiciones para que se desarrolle el fenómeno, las zonas corresponden a los valles de Querétaro, de Amozac, de San Juan del Río y de Tequisquiapan (Figura 3.8). Hasta la fecha sólo se ha reportado el fenómeno en el valle de Querétaro, no obstante en el valle de Amozac existe un espesor de depósitos aluviales de 270 metros en la zona de San Vicente Ferrer (CNA 2000b), lo que lo convierte en la zona con mayor potencial para desarrollar hundimientos si el nivel piezométrico se ve abatido en los próximos años.

Una evidencia de la subsidencia en el valle de Querétaro es el resurgimiento del encamisado de pozos. A 5 Km. al oriente del valle se encuentra el poblado de La Cañada que es una importante zona de recarga para el acuífero del valle. Por años los manantiales que ahí había sirvieron para el riego de hortalizas y frutales, además de dotar de agua potable a la ciudad de Querétaro. La perforación de pozos para satisfacer la demanda de agua

provocó que desaparecieran los manantiales. Uno de los pozos más antiguo es el del rancho “Tres Ciénegas” ahora agotado, este pozo muestra en la actualidad resurgimiento de su encamisado (Figura 3.9).

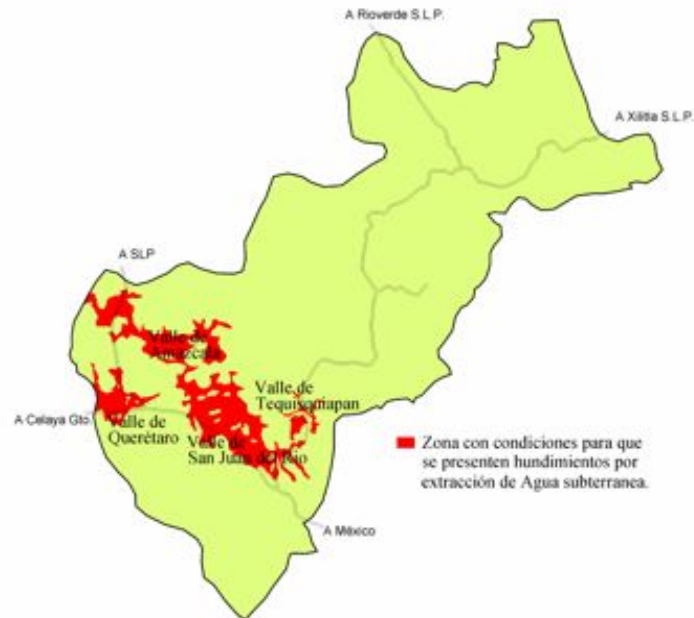


Figura 3.8. Mapa del estado de Querétaro donde se muestran en tono rojo las zonas susceptibles de que se presente subsidencia y agrietamientos por extracción de agua del subsuelo.

El “resurgimiento” de los pozos se produce cuando el encamisado de estos se encuentra asentado en un estrato duro no deformable, al desarrollarse la consolidación del estrato blando, el espesor de este estrato se reduce y al no presentarse esta reducción en el encamisado rígido del pozo, aparentemente este último resurge a la superficie, generando además fuerzas de fricción a lo largo del encamisado que lo pueden llevar a la ruptura.



Figura 3.9 Resurgimiento de un pozo en el rancho “tres ciénegas”.

3.1.5. Levantamiento de Agrietamientos

En cuanto a agrietamientos se refiere, en el Valle de Querétaro a principio de los ochentas, se hizo evidente la presencia de un agrietamiento debido a los daños que se presentaron en edificios públicos y privados.

La Figura 3.10 muestra los agrietamientos cartografiados y reportados en las fechas especificadas. A continuación se hace una descripción cronológica de los agrietamientos reportados hasta el 2005.

Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991) reportaron la presencia del fallamiento 5 de Febrero, el cual tenía para 1991 una longitud de aproximadamente 4.5 km. y un desplazamiento vertical de hasta 30 cm. (Figura 3.10a). Reportaron también una velocidad de desplazamiento vertical entre el bloque alto y el bloque bajo de 3.125 mm/mes. El monitoreo se llevó a cabo de Septiembre de 1989 a Enero de 1991 y se midió un escarpe del fallamiento de 5 cm. Mencionan como probable causa de la generación de los fallamientos la consolidación diferencial por un efecto combinado de los conos de abatimiento provocado por los pozos de bombeo y la variación en los espesores de sedimentos.

Arroyo y colegas (1999) hicieron un levantamiento georeferenciado de los agrietamientos usando GPS, y monitorearon el hundimiento del valle por medio de testigos de concreto colados en dos perfiles que cruzan el valle, uno de Norte a Sur y otro de Este a Oeste. Estos autores midieron también velocidades de desplazamiento vertical de algunos fallamientos mediante nivelaciones periódicas de testigos colados a un lado y otro de los agrietamientos monitoreados.

Para 1999 reportaron una carta de agrietamientos en la cual el fallamiento 5 de febrero presenta una longitud de 5.07 kilómetros (Figura 3.10b), 500 metros más de los reportados por Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991) para el mismo fallamiento.

Para 2002 los autores actualizan la carta de agrietamientos del valle donde reportan otra zona de fallamientos al poniente del valle, en la zona de cultivos de los alrededores del Rancho Venegas. El agrietamiento para esta zona presenta para el 2002 una longitud de 1.29 km., mientras que para el

agrietamiento 5 de febrero presentan una longitud de 8.04 km. (Figura 3.10c). Los datos de nivelaciones sobre testigos colocados en las orillas de los agrietamientos reportados por estos autores, permiten calcular una velocidad de desplazamiento vertical del bloque bajo con respecto al bloque alto de hasta 22 mm/mes de febrero 1998 a enero de 1999, y de 4.8 mm/mes de enero de 1999 a septiembre de 2002.

Por su parte Pacheco et al. (2006) actualizan nuevamente la carta de agrietamientos y los clasifica en cuatro grupos de agrietamientos (Figura 3.10d), identificando 2 nuevas zonas de agrietamiento, una asociada a la falla Tlacote y otra al Norte del Valle en el Fraccionamiento Jurica.

a).- Grupo 5 de Febrero, reportado por Trejo y Martínez (1991) y Arroyo et al. (1999). Consiste en una familia de fallamientos con rumbo N14°W con el bloque bajo hacia el oeste con desplazamientos verticales máximos de un metro. El grupo está conformado por un fallamiento principal (Figura 3.11).y por fallamientos secundarios paralelos al principal. Se asocia este grupo a la falla 5 de Febrero que se encuentra cubierta por sedimentos en el tramo entre las fallas Central y Sur. El grupo tenía una longitud total de 8.81km para 2005, y en algunos puntos ha desarrollado un escarpe con un desplazamiento vertical cercano a un metro. El fallamiento principal se ubica en el límite oriente de la principal zona de hundimientos del valle de Querétaro.

b).- Grupo Venegas, reportado por Arroyo et al. (1999), Pacheco et al. (2004) y Pacheco et al. (2006). Consiste en un grupo de fallamientos que de acuerdo a la gravimetría se asocian a un salto topográfico del lecho rocoso. Este grupo de agrietamientos es conformado por dos fallamientos paralelos separados por 900 metros en promedio con rumbo aproximado de N15°E. Los fallamientos en algunos tramos no son evidentes en superficie, pero se presentan alineados lo que sugiere que de seguir creciendo se interconectarán. El fallamiento que define el salto topográfico en el flanco poniente presenta en algunos lugares un desplazamiento vertical de hasta 50 centímetros (Figura 3.12), mientras que en el flanco oriente el desplazamiento vertical alcanza a medir hasta 42

centímetros (Figura 3.13). La longitud total de este grupo de fallamientos cartografiada hasta 2005 es de 2.31 km.

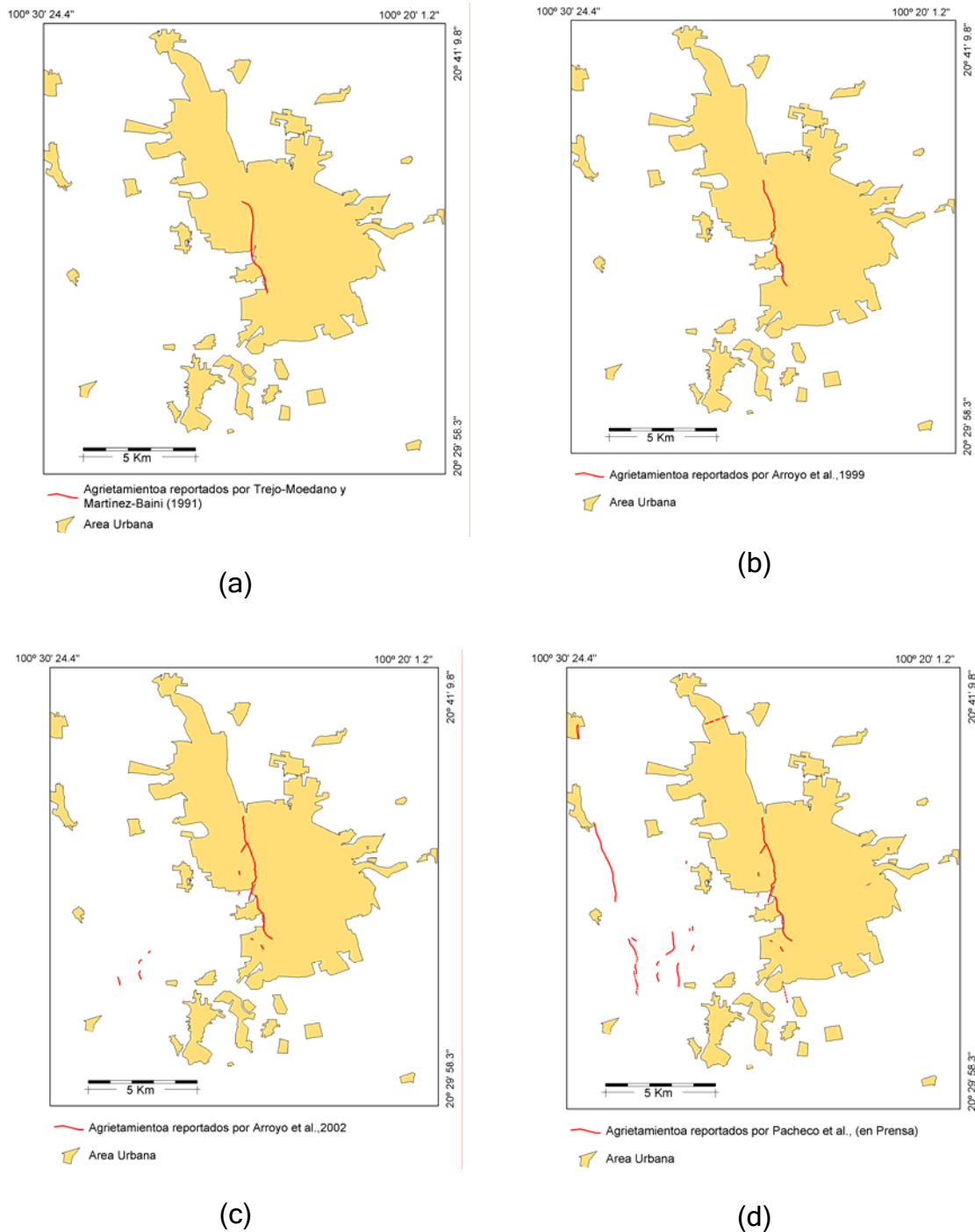


Figura 3.10. Agrietamientos reportados en el valle de Querétaro reportados para a) 1991, b) 1999, c) 2002 y d) 2006.



Figura 3.11 Fallamiento 5 de Febrero en el predio de la antigua planta Singer, el cual en 2004 presentaba un desplazamiento vertical de cerca de un metro



Figura 3.12 Fallamiento del grupo Venegas flanco poniente



Figura 3.13 Fallamiento Venegas flanco oriente en la zona de Santa María Magdalena

c).- Grupo Tlacote, consiste en un fallamiento con rumbo $N17^{\circ}W$ paralelo a la falla Tlacote y al parecer asociado al escarpe sepultado de esta. El fallamiento ha desarrollado un escarpe con el bloque bajo hacia el Este, en

algunos puntos alcanza hasta 35 centímetros de desplazamiento vertical (Figura 3.14) y su longitud cartografiada para 2005 fue de 7.63 km. El fallamiento se ubica en el límite poniente de la principal zona de hundimientos del valle de Querétaro y es evidente en tramos discontinuos pero alineados lo que sugiere que de seguir creciendo se interconectarán.



Figura 3.14 Fallamiento del grupo Tlacote

d).- Grupo Jurica, consiste en un fracturamiento, es decir no presenta desplazamiento vertical. La gravimetría sugiere que este fracturamiento está asociado a un salto topográfico del lecho rocoso que funciona como parteaguas para la masa de suelo. El mecanismo de formación para este tipo de agrietamiento es explicado por Jachens y Holzer (1982). Aunque el fracturamiento no es evidente en algunos tramos, las viviendas afectadas se alinean a lo largo de 1.1 km. de longitud.

Nivelaciones Topográficas

En lo que al hundimiento general del valle de Querétaro se refiere, la Figura 3.15 muestra esquemáticamente la zona de hundimientos principales con referencia a las fallas geológicas que delimitan el valle de Querétaro. Los hundimientos se calcularon a partir de mediciones realizadas sobre bancos de nivel que cruzan el valle de Este a Oeste; estos datos servirán para comparar las mediciones obtenidas en el modelo a escala.

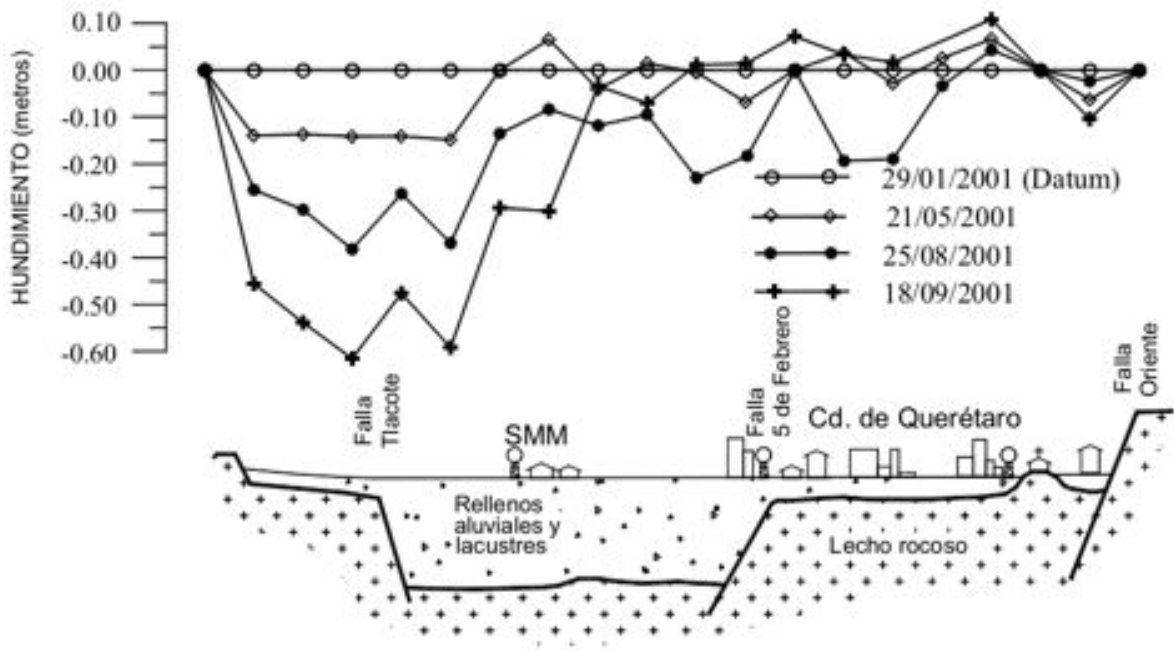


Figura 3.15 Hundimiento del valle medido sobre el perfil de testigos Este-Oeste, tomado y adaptado de Pacheco et al. 2006. SMM: Santa María Magdalena.

Por otra parte, se monitoreó los desplazamientos verticales relativos del bloque bajo con respecto al bloque alto del fallamiento 5 de Febrero, mediante la medición del desnivel de testigos colocados a un lado y otro del fallamiento en diferentes tiempo. Las nivelaciones de los testigos se realizaron desde febrero de 1988 hasta marzo del 2004 en los sitios mostrados en la Figura 3.15. Las nivelaciones hasta Julio del 2000 son las reportadas por Arroyo et al. (1999), las restantes se hicieron como parte de los datos recavados por Pacheco et al, (2007).

La Figura 3.17 muestra los desplazamientos verticales de todos los sitios monitoreados, mientras que en la Figura 3.16 se muestra la gráfica para cada uno de los sitios ordenados de norte a sur. Algunos testigos fueron removidos durante las obras de mantenimiento que el municipio hace en las zonas afectadas por el fallamiento, por lo que ya no pudieron ser monitoreados. En algunas fechas de nivelación algunos testigos no fueron ubicados por lo que no existe datos para este tiempo.

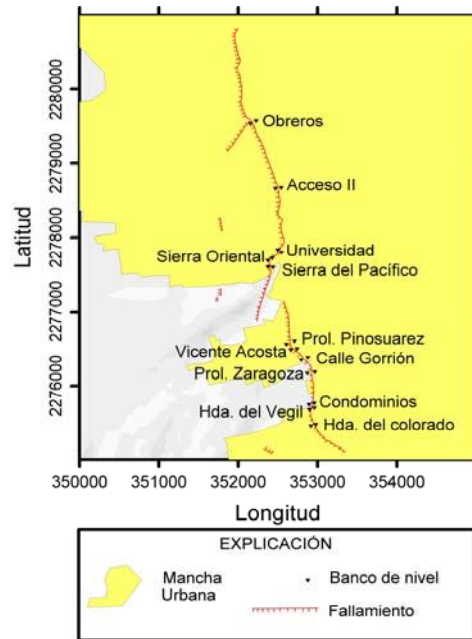


Figura 3.16 Ubicación de testigos sobre el fallamiento 5 de Febrero que se usaron para monitorear el desplazamiento vertical relativo en los bordes del fallamiento. El nombre de los sitios corresponde con el nombre de la calle donde se ubican.

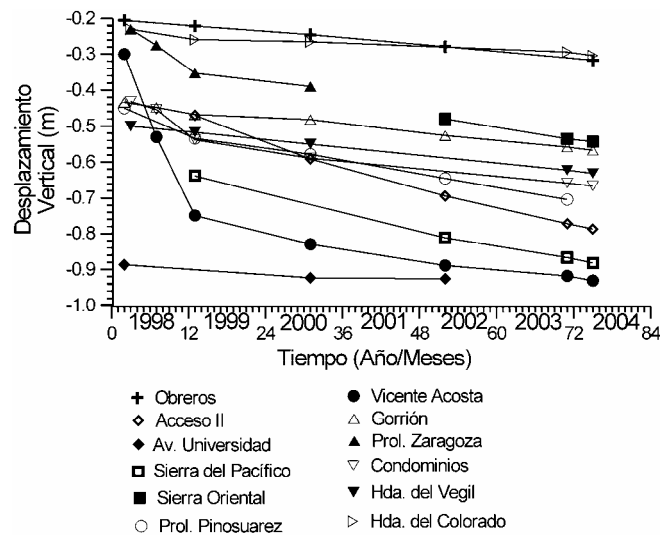


Figura 3.17, Desplazamiento vertical del fallamiento 5 de Febrero en diferentes puntos.

4. DISEÑO DEL EXPERIMENTO.

4.1. Introducción.

El fenómeno de subsidencia, como ya se ha mencionado, comienza con asentamientos en la superficie debidos a la extracción de agua y en el caso de encontrarse con protuberancias enterradas en el suelo con rigidez del material mayor al depositado en su superficie pueden ocurrir agrietamientos y fracturamientos, los cuales dañan cualquier tipo de estructura ubicadas sobre la falla. En este trabajo de tesis se tratará de simular este fenómeno a escala, para lo cual se desarrollaron diversas pruebas de clasificación de material y ensayos mecánicos con la finalidad de seleccionar el suelo ideal para las pruebas que se realizarían posteriormente, los materiales fueron colocados en estado cercano al 100% del grado de saturación en un *mini-modelo*, al cual se le colocaron medidores de deformación en la superficie del suelo y se le colocó un tubo de extracción para observar los movimientos que ocurrirían al extraer el agua del modelo, a partir de estos elementos se seleccionó un material de la zona ideal para los propósitos de experimentación contemplados.

4.1.1. Caracterización de los materiales empleados.

Se trabajó en primera instancia con material arenoso de grano fino clasificado como SP (arena mal graduada), pero no se observaron hundimientos a menos que se indujeran por medios mecánicos, y posteriormente se realizó la simulación con material arcilloso clasificado como CH (arcilla de alta compresibilidad con el inconveniente de tener agrietamientos superficiales por desecación).

Por esta razón, se tomó la decisión de trabajar con material arenolimoso típico de la zona y se cribó por la malla 4 (abertura de 4.75 mm) que comprende la siguiente granulometría mostrada en la Figura 4.1.

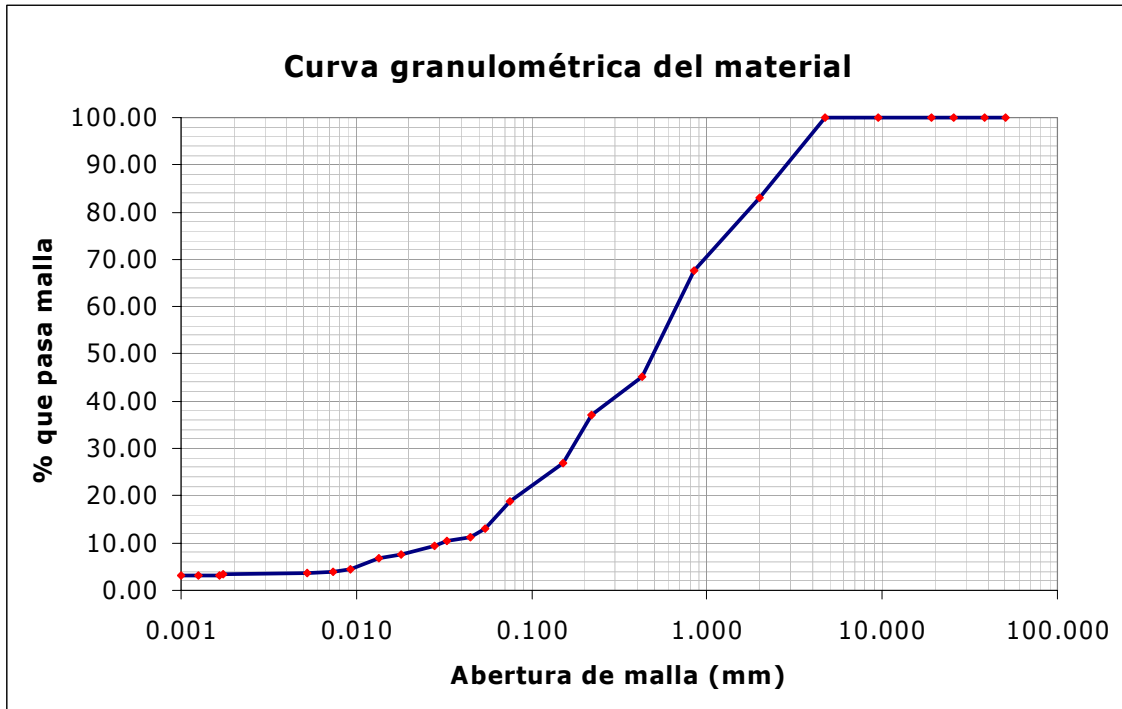


Figura 4.1. Granulometría del material utilizado en el segundo proceso.

Posteriormente se dedujo que el material se trataba de una arena limosa (SM), según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS), con un LL = 28 % y un IP = 1.95. El peso volumétrico se midió en su estado más suelto posible, es decir con su relación de vacíos más alta posible sin un proceso de compactación del material, éste se obtuvo mediante una mezcla de agua y suelo para obtener un valor de $e = 0.90$.

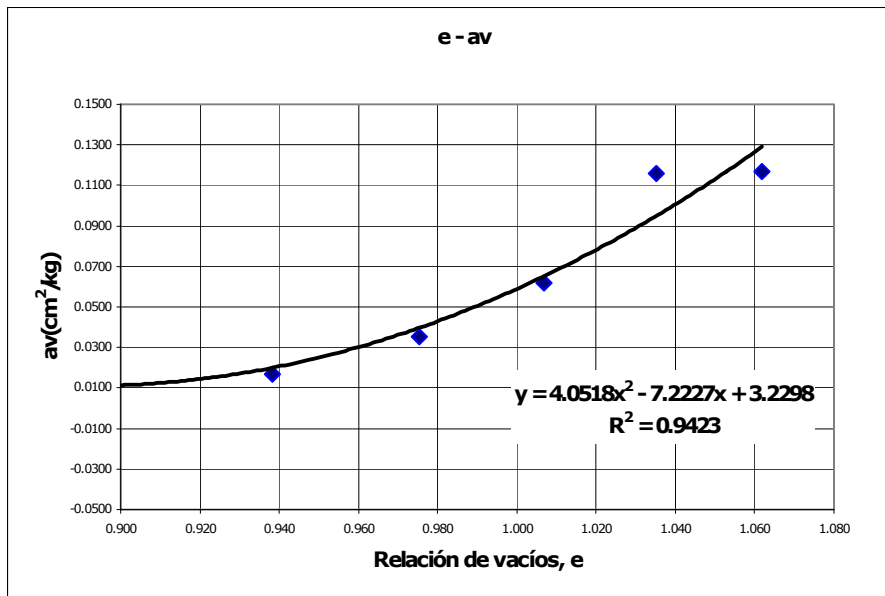


Figura 4.2. Modulo de compresibilidad del material vs relación de vacíos.

El material fue sometido a diversos ensayos mecánicos e hidráulicos para determinar su permeabilidad y su compresibilidad obteniéndose los resultados mostrados en la Figura 4.2.

Adicionalmente, la determinación del coeficiente de permeabilidad del material se hace de interés debido a que se debía realizar una extracción constante de agua en los modelos a escala que generaran la menor extracción de material posible para evitar cambios en la composición granulométrica del material, para lo cual se utilizó el permeámetro de carga constante. En este dispositivo, como su nombre lo indica, se asegura que la diferencia de cargas sea constante (Δh) en todo el tiempo de la prueba. Para garantizar esto es necesario que el dispositivo esté alimentado en todo momento, manteniendo siempre el nivel de entrada y salida de agua constante. Con el propósito de limitar la influencia de la consolidación durante la prueba, este procedimiento está limitado a suelos granulares alterados que no contengan más del 10 % de material que pase la malla no. 200 o diámetros menores de 0.074 mm (ASTM D 2434-93, 1993).

El ensayo consiste en medir el coeficiente de permeabilidad en el sentido vertical pero para fines de este estudio se considera igual en todas direcciones de la muestra, del experimento se obtuvo un valor de 1.7×10^{-4} cm/seg.

Posteriormente se analizó la compresibilidad del material por medio del ensayo en consolidómetro. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 4.3.

Adicionalmente a los ensayos de consolidación se realizaron ensayos bajo esfuerzos iguales a los efectivos que serían suministrados a los modelos a escala de donde se obtuvieron deformaciones unitarias de 1.3 a 1.5% en promedio.

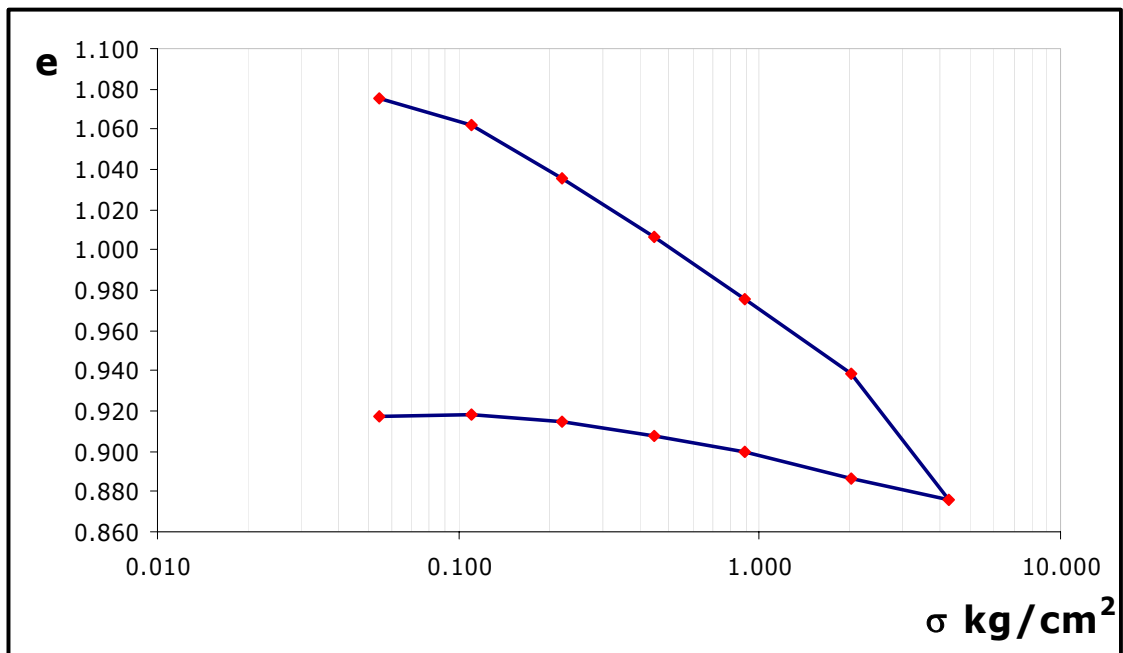


Figura 4.3. Gráfica de compresibilidad del material.

Se realizaron también ensayos triaxiales tipo no consolidado-no drenado en material inalterado obtenido del banco de materiales y del material alterado trabajado en los modelos, para observar el comportamiento de resistencia a los esfuerzos de corte. En estos ensayos se obtuvo un ángulo de fricción interna de 28.75° para la muestra de tipo inalterado y una cohesión aparente de 0.209 kg/cm^2 . Para la muestra trabajada en el laboratorio se obtuvo un ángulo de 33.87° sin cohesión aparente, y el módulo de poisson obtenido de estos ensayos fue de 0.35. Se observa que el material trabajado tanto como el que se obtiene en campo presentan un comportamiento de resistencia al esfuerzo cortante similar en ambos casos, lo cual justifica el escalado del experimento mediante el análisis fractal presentado más adelante.

Posterior al ensayo del material se obtuvieron muestras de distintas zonas material para realizar ensayos de compresión simple, de donde se obtuvo un módulo elástico de la pendiente del tramo inicial del rango elástico de la curva esfuerzo-deformación de cada ensayo, tomándose como valor medio $E=200 \text{ kg/cm}^2$, valores que corresponden al de una arena suelta según la tabla presentada por Bowles (1998) (Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Tabla que presenta modulos de poisson y de elasticidad para distintos tipos de suelo según Joseph Bowles (1998)

Suelo	μ	E(kg/cm ²)
Arcilla suave	0.13-0.25	13.8-34.5
Arcilla arenosa	0.2-0.4	58.7-138
Arena suelta	0.2-0.4	103.5-276
Arena densa	0.3-0.45	345-690

Se realizaron 4 ensayos de bloques sólidos para determinar su resistencia a la compresión y se obtuvo el modulo de elasticidad correspondiente aplicando el criterio de carga de corta duración referido a las normas técnicas complementarias del Distrito Federal correspondiente a diseño y construcción de estructuras de mampostería, la cual nos presenta para esta situación la siguiente ecuación:

$$E_m = 800 f_m^* \tag{4.1}$$

Siendo: f_m^* =la resistencia a la compresión simple del elemento bajo una carga sostenida.

E_m = Modulo de elasticidad bajo carga de corta duración.

Tabla 4.2. Tabla que presenta la resistencia a la compresión y sus correspondientes modulos de elasticidad de los bloques sólidos de mampostería empleados como basamento rocoso en los experimentos.

Ensaye No.	$f_m^*(\text{kg/cm}^2)$	$E_m(\text{kg/cm}^2)$
1	90.75	72,600
2	84.37	67,496
3	93.25	74,600
4	97.86	78,288

Por lo que para el presente análisis se empleará un modulo elástico promedio de 74,000 kg/cm² y un modulo de poisson $\nu=0.3$, medido en el laboratorio por medio de micrómetros de precisión.

Los datos obtenidos fueron utilizados para modelar los hundimientos utilizando el programa ANSYS 10, el cual requiere además otros datos característicos del material como el módulo de poisson y módulo de elasticidad del material, parámetros que son difíciles de obtener debido a que el material trabaja como si estuviera saturado completamente en un inicio, con la relación de vacíos más alta que se pudo obtener, por lo cual el material no es apropiado para la realización de algunos experimentos.

4.1.2. Modelo a escala.

Se trabajó en un modelo prototipo de 10x10x10 cm colocándose 2 micrómetros (Figura 4.4), uno a la derecha y otro a la izquierda, colocándose la punta de cada micrómetro sobre placas metálicas tocando el suelo. Las lecturas fueron tomadas en intervalos de tiempo regulares cada 10 minutos en la primera hora y cada media hora después de la segunda hasta 8 horas después, para posteriormente tomar 2 lecturas diarias. La extracción de agua se realizó por medio de la acción de la gravedad por un orificio colocado debajo del modelo. Los resultados de las deformaciones verticales obtenidas en el modelo prototipo se muestran en la Figura 4.5.



Figura 4.4. Modelo 1, instrumentado en la parte superior con micrómetros de deformación.

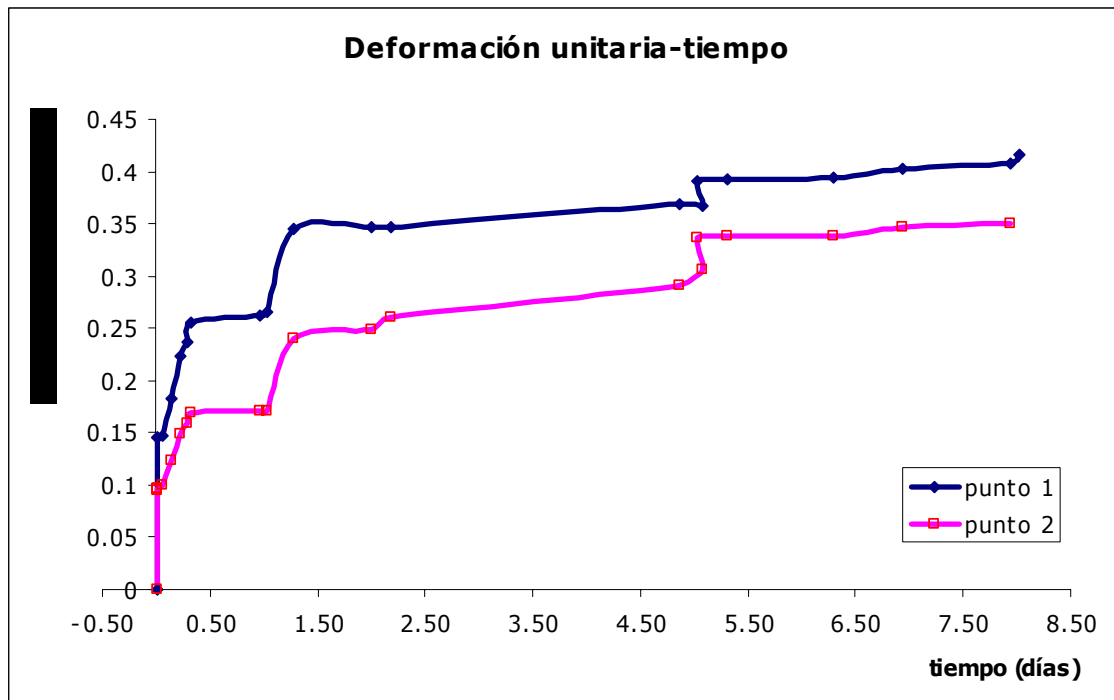


Figura 4.5. Deformaciones verticales obtenidas en el modelo 1.

A partir de los resultados obtenidos en el modelo prototipo se pudo inferir que los movimientos en modelos más grandes serían bien apreciados, en consecuencia se trabajó con el mismo material y con distintas configuraciones de escalón rígido, a continuación se realiza una descripción detallada de los modelos trabajados:

Se realizaron 5 modelos en dos configuraciones diferentes, el primero se trata de un paralelepípedo de 110 cm de largo, 50 cm. de ancho y 30 cm. de profundidad, la colocación en todos los modelos trabajados se realizó siguiendo una secuencia metodológica, durante la cual se colocó el material en capas de abajo hacia arriba, para el llenado del modelo se preparó el material previamente y con la finalidad de garantizar el contenido de agua en estado saturado del suelo se obtuvieron testigos de humedad para cada muestra colocada. Para el modelo 1 se esperaba observar la diferencia de deformación de acuerdo al cono de abatimiento presentado, aunque la falta de puntos de medición volvió imposible este procedimiento, la zona de extracción de agua se colocó en la zona central del modelo y se tomaron mediciones de deformación vertical durante un periodo de dos meses. A continuación se presenta el primer modelo realizado (Figura 4.6).

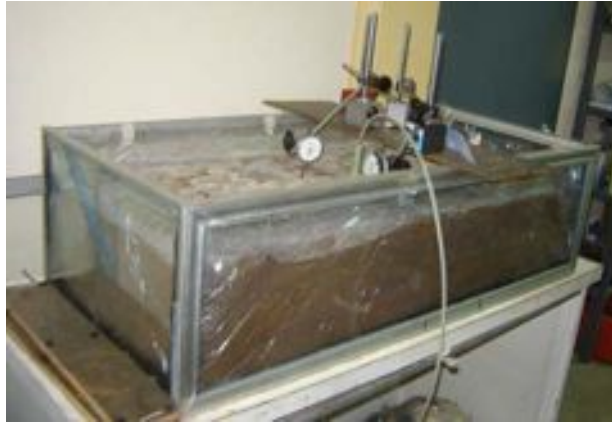


Figura 4.6. Modelo 1; instrumentado con 4 micrómetros, se observa el trabajo del modelo 1 por extracción de agua en la zona central.

El segundo modelo se trata de un cilindro vertical de 47 cm de diámetro y 100 cm de altura, en éste modelo se colocaron cinturones de acero en dos zonas para evitar deformaciones horizontales por el empuje causado por el suelo y se colocó el material en forma radial de abajo hacia arriba, colocándose el punto de extracción en la zona central del modelo. Las mediciones de deformación se realizaron por medio de micrómetros colocados sobre una placa rígida con extensiones colocadas en la superficie del suelo sobre placas redondas de $\frac{1}{2}$ " de diámetro, en este caso se tomaron lecturas en el experimento por dos meses y medio. A continuación se observa el modelo 2:



Figura 4.7. Se observa el modelo 2, midiéndose por medio de extensiones en los micrómetros la deformación generada por la extracción de agua.

Para el tercer modelo se colocaron bloques constituidos por arenilla y cemento (block sólido), a este material se le realizaron ensayos de compresión simple en la prensa universal midiéndose deformaciones verticales y horizontales hasta antes de la primera grieta observándose un modulo elástico promedio de $E=74,000 \text{ kg/cm}^2$ y un modulo de poisson $\nu= 0.35$, estos datos se utilizaron posteriormente para realizar la simulación mediante el análisis de elementos finitos mediante el software ANSYS, sobre este material se colocó una placa de plástico rígido para garantizar una superficie plana, se colocaron dos configuraciones con diferentes espesores de material rígido, para este caso se considera que el material colocado debajo del suelo es indeformable y las deformaciones se producirán en forma variable, los puntos de medición fueron colocados en una distribución tal que se pudieran observar los desplazamientos diferenciales inducidos al modelo debido al cambio de configuración del material. En la Figura 4.8 se observa la distribución de las mediciones en el modelo 3 y las configuraciones de los escalones realizadas.



Figura 4.8 Modelo 3. Se colocaron dos escalones simulando el “enrocamiento”, posteriormente se presentan las dimensiones del modelo.

Para el modelo 4 se colocaron dos escalones rígidos con el mismo material utilizado en el modelo 3, los escalones se colocaron en forma secuencial con la finalidad de observar las deformaciones verticales que se presentaban bajo esta configuración y el trazo de los puntos de medición se realizó en forma cruzada para observar el diferencial de hundimientos presente en el modelo. En la Figura 4.9 se da una perspectiva del modelo 4 en donde se

puede apreciar uno de los escalones embebidos en el modelo y la configuración de las deformaciones registradas.



Figura 4.9. Modelo 4. Se colocaron dos escalones en forma secuencial y las mediciones se realizan en una traza perpendicular a la configuración del escalón.

Por último se realizó la colocación de un escalón central en el modelo 5, el cual permitió la extracción de agua en secuencias diferentes y así poder apreciar el avance de las deformaciones volumétricas presentes en el modelo, también se presentó la posibilidad de observar el proceso de agrietamiento que se da en ambos lados del escalón. Las mediciones de deformación fueron realizadas en forma transversal a la placa rígida colocada debajo del material deformable y poder dar así una visualización de lo que ocurre en ambos lados de escalón y sobre él mismo.

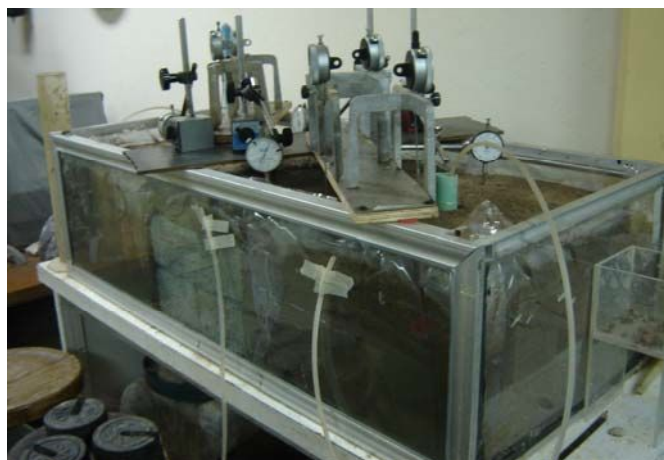


Figura 4.10. Modelo 5; se observa el escalón colocado en la zona central del modelo con dos zonas de extracción.

Se hace notar que se varía la altura del material trabajado con la finalidad de representar la configuración del estrato no deformable. Todos estos trabajos se realizan en el cuarto de temperatura constante bajo diferentes condiciones de humedad relativa en el medio.

4.1.3. Precisión de las mediciones.

Los micrómetros utilizados para la medición tienen una precisión de entre 0.01 mm y 0.002 mm dependiendo de la marca utilizada, no tienen registros de la influencia de la temperatura en los equipos, aunque se trato de mantener la temperatura del medio entre los 20 y 25° C, marcados para una buena medición en equipos según NMX. Los registros se realizaron, como ya se mencionó a intervalos de tiempo regulares y tal parece no haber demasiadas variaciones entre las lecturas.

Por otra parte al haber movimiento de personal del laboratorio se pudieron presentar movimientos en los dispositivos fuera de los que se trataba de medir, por lo que por todos los anteriores motivos se predice un rango de error del 5% con una desviación estándar de 1, este proceso se muestra en el capítulo de resultados mostrados posteriormente.

4.1.4. Limitaciones del modelo

Aunque se podrán vislumbrar éstas limitaciones al comparar con los casos reales, tomando en cuenta el análisis de la distribución del manto rocoso encontrado de manera irregular a analizar posteriormente se puede decir que se presentan distintas limitaciones, como el ancho de los modelos en los que las fronteras de los mismos nos inducen movimientos diferentes a los esperados en campo, la heterogeneidad de los materiales en los estratos de suelo en el campo también induce variables que el modelo no toma en cuenta, aunque se hace saber que se esta tomando en cuenta una deformación de masa homogénea debido a la extracción del liquido.

El modelo no puede medir desplazamientos horizontales y por lo tanto tensiones en el suelo, las cuales son características muy importantes desde el punto de vista de fracturas inducidas en el suelo, aunque se trabaja en este aspecto adicionando datos al modelo computacional mediante el análisis de elementos finitos utilizando el programas ANSYS versión 10.0 con la finalidad de tener una idea de lo que esta ocurriendo en la masa de suelo al respecto.

La modelación a escala es otro de los problemas que se presentan en el modelo ya que se conocen de manera limitada las leyes de similitud de los suelos y por tanto resulta difícil extrapolar los resultados cuantitativos de las pruebas en modelos a las estructuras reales. Adicionando que al utilizar el mismo material tenemos que las relaciones que involucran los módulos elásticos son difíciles de hacer que se cumplan, por lo que en muchas ocasiones es necesario modificar la fuerza de atracción de la gravedad con la utilización de centrífugas, lo cual es difícil de realizar en el laboratorio por quedar fuera del alcance, y se supone que los módulos elásticos son semejantes en el modelo y prototipo. Para el efecto de escalado se hecha mano de los más recientes avances en la materia de descriptores fractales, los cuales son discutidos posteriormente.

5. Resultados y Discusión.

5.1. Introducción.

Uno de los objetivos básicos del modelado a escala es, como ya se mencionó anteriormente, estudiar el comportamiento de falla mediante un experimento relativamente rápido y sencillo. En el presente trabajo se simuló el fenómeno de subsidencia mediante el proceso de extracción de agua de un recipiente relleno de material seleccionado y la colocación de escalones simulando el efecto del estrato de roca en una configuración que es similar a la que se presenta en el valle de Querétaro particularmente a lo largo de la falla 5 de Febrero. El experimento tiene presente el tiempo de extracción y las deformaciones verticales durante el proceso de extracción y después del mismo.

La presencia de agrietamientos en algunos de los modelos realizados permite aplicar el proceso de invarianza al escalado por metodología fractal, por medio de la comparación de imágenes tanto a escala real como del modelo. Este procedimiento también permitió identificar situaciones características presentes en la zona de falla en donde ocurren los agrietamientos paralelos al desnivel del basamento, simulado con un escalón de bloques sólidos tal y como sucede en el Valle de Querétaro.

5.2. Modelos a escala

Como ya se mencionó anteriormente se realizaron pruebas con distintos materiales de los cuales se dedujo que el mejor candidato para cumplir con los objetivos de este estudio era el encontrado en un banco de materiales de la zona, llamado “Banco Conín” localizado en las coordenadas $20^{\circ} 34'37.52''$ N y $100^{\circ} 18' 29.61''$ O. Éste material fue clasificado, según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos, como una arena limosa ó SM, el material es de origen volcánico y es utilizado actualmente para la construcción de terraplenes y como material para subrasante en carreteras y caminos, no presenta cambios

volumétricos significativos debidos a las variaciones de humedad por lo que es considerado como material inerte.

Se realizaron un total de cinco experimentos con una duración de 45 días en promedio para cada uno, en los cuales se presentaron distintas configuraciones del graben de Querétaro; para los dos primeros modelos se realizó únicamente la extracción de agua en la zona central del modelo y no se colocaron protuberancias en el sistema, para los modelos 3 y 4 se colocaron escalones constituidos por bloques sólidos los cuales son regularmente asociados a agrietamientos superficiales según Jachens y Holtzer (1982), por último se construyó un modelo con una protuberancia basal a base de bloques sólidos según lo presentado por Jachens y Holtzer (1982). Todos estos modelos se observan en la Figura 5.1 en orden de aparición.

La colocación del material se realizó de manera metodológica revisando el contenido de agua del material para el cual se asociase un grado de saturación cercano al 100%, para posteriormente ser colocado en cada uno de los modelos, la extracción se realizó a través de tubos de 1" de diámetro con perforaciones hechas en su periferia permitiendo el flujo de agua hacia el interior del tubo para su posterior extracción por medio de mangueras de ¼": Se colocaron puntos de medición en la superficie de los modelos con placas incrustadas en el material y cabeza plana sobre las que se pusieron los micrómetros para medir deformación, la extracción de agua se realizó de tal manera que

5.3. Análisis geoestadístico

En el presente estudio como indicador de las mediciones de deformación verticales realizadas sobre el suelo en estudio, se efectuaron los análisis espaciales que incluyeron pruebas de tendencia, ajustes de semivariogramas y krigado, utilizando el programa SURFER 5.9.

La interpolación de los datos se realizó mediante una media ponderada, la cual considera que no todos los elementos (componentes) de la

distribución, a partir de la cual se calcula la media, tienen la misma importancia, por lo que sólo se toman en cuenta los puntos más cercanos al que tomó con base en la estimación. En el entendido, de que entre mayor sea la distancia entre los puntos estimados y los de muestreo, menor será la influencia de estos últimos sobre los primeros. De acuerdo con Muñoz (2006), el cálculo de la interpolación se efectúa mediante la siguiente expresión:

$$\bar{z}(x_j) = \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i) d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (4.8)$$

Donde:

$z(x_j)$ = Valor de la variable estimada por interpolación en un punto dado.

$z(x_i)$ = Valor en un punto de muestreo.

d_{ij}^{-r} = Distancia entre el punto de muestreo y el punto en el que se efectúa la estimación.

r = exponente de la distancia inversa.

La interpolación geoestadística, o krigado es otro de los métodos utilizados en el presente estudio que, puede ser considerado como un tipo especial de interpolación ya que se basa en el cálculo de la distancia inversa y en el que la ponderación de la interpolación no depende solamente de la distancia sino también de la autocorrelación que existe entre los pares de puntos vecinos (Muñoz, 2006). Para efectuar el análisis geoestadístico se calculó el semivariograma experimental, que calcula el grado de dependencia espacial entre las muestras vecinas, a partir de la siguiente expresión

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (4.9)$$

Donde:

$\gamma(h)$ = semivarianza.

n = número de pares de muestras.

z = valores medidos de la variable estudiada, separados por una distancia h .

El semivariograma mide la auto-correlación entre los puntos vecinos dentro del área de muestreo. La ventaja principal de la interpolación geoestadística consiste en que, usando la información contenida en el semivariograma, los mapas de valores estimados se vuelvan óptimos, en el sentido de que se obtiene la mejor estimación lineal posible. Por esta razón, el krigado por bloques tiende a producir los patrones de variación espacial más suavizados que los reales.

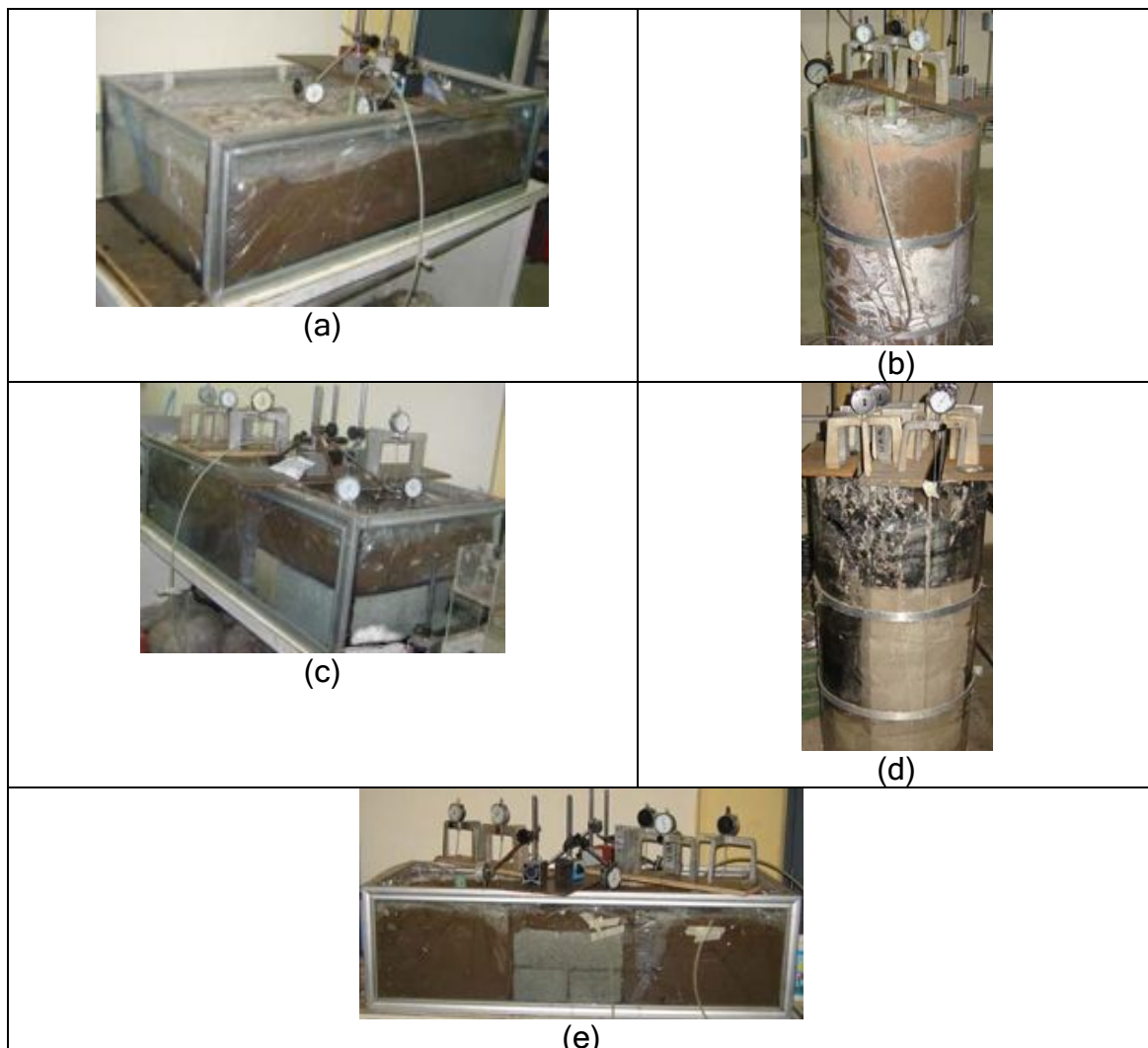


Figura 5.1. Presentación de los modelos trabajados en orden de aparición; (a) Modelo 1, se observan únicamente mediciones en la zona central cercanos al punto de extracción, (b) Modelo 2, similar al modelo 1, aunque cambia la configuración del modelo, (c) Modelo 3, se colocan dos protuberancias en el fondo del modelo con bloques sólidos, (d) Modelo 4, se colocan dos escalones de bloques sólidos intercalados y (e) Modelo 5, se colocó únicamente un escalón central de bloques sólidos y es el único modelo con dos puntos de extracción.

Modelo 1

En el modelo 1 se pudo observar que los hundimientos continuaban aun después del drenado total del pozo de bombeo, a partir de la extracción y hasta la estabilización pasaron cerca de 35 días, aunque se continuó con la toma de lecturas hasta el día 40, por lo que se demuestra que aunque se interrumpiera la extracción la compactación del material continuaría hasta lograr un equilibrio total. La Figura 5.2 muestra el esquema grafico del modelo, en donde se presentan los 4 puntos de medición con respecto a la totalidad del modelo y al punto de extracción en la zona central, en la misma figura se observan las coordenadas de tales puntos con referencia a los planos x,y,z.

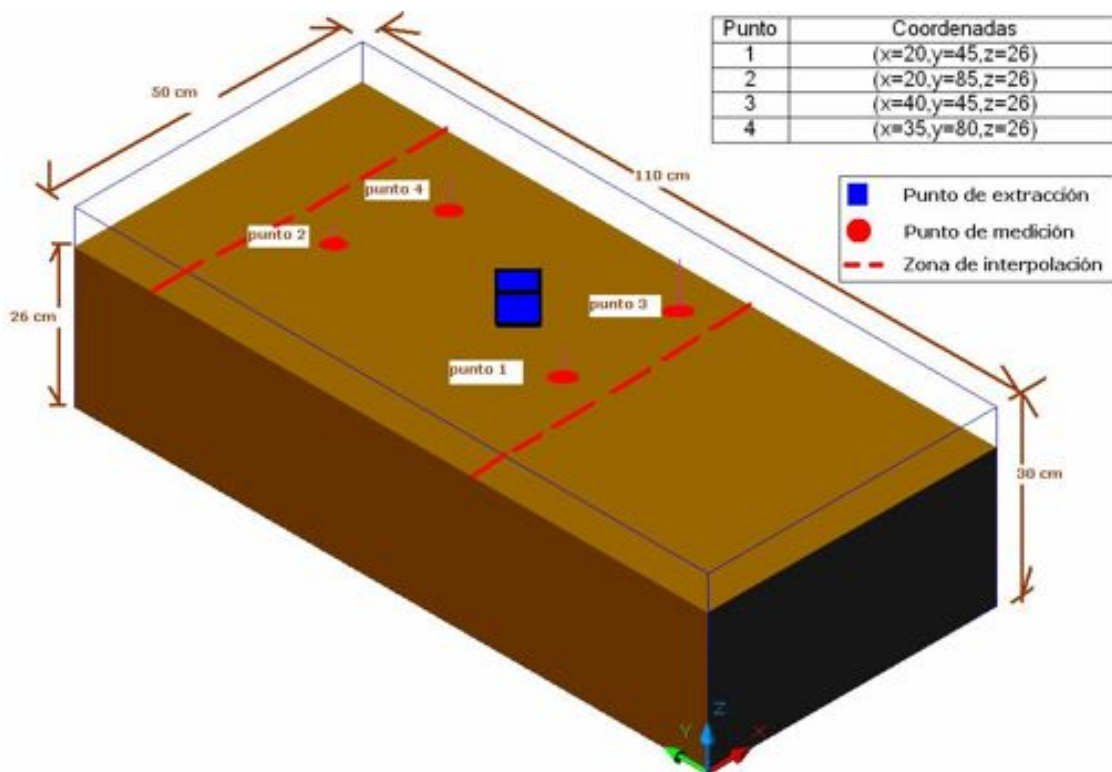


Figura 5.2. Esquema grafico del Modelo 1. En total se tienen 4 puntos de medición, cuyas coordenadas se muestran en la parte superior derecha de la figura, en el esquema también se muestra la zona de extracción en la parte central.

En la Figura 5.3 se observa una deformación unitaria cercana al 1% en el punto de medición 1 y 3. Los puntos 3 y 4 en cambio presentan valores cercanos al 0.8% en deformación unitaria. Independientemente de esta diferencia observada, que se puede atribuir a errores en la colocación del material, el comportamiento del mismo en los cuatro puntos medidos es muy

parecido. Es decir entre los día 0 y 10 ocurre un rápido hundimiento y a partir del día 15 estos comienzan a decrecer.

Por otro lado, en la Figura 5.4 se muestra la interpolación de las deformaciones obtenidas mediante la interpolación de resultados a diferentes tiempos. Las deformaciones son presentadas en milímetros y el punto de observación corresponde a la superficie del modelo. Se puede observar además que sólo se interpola una zona del modelo debido al número limitado de datos disponibles en el mismo.

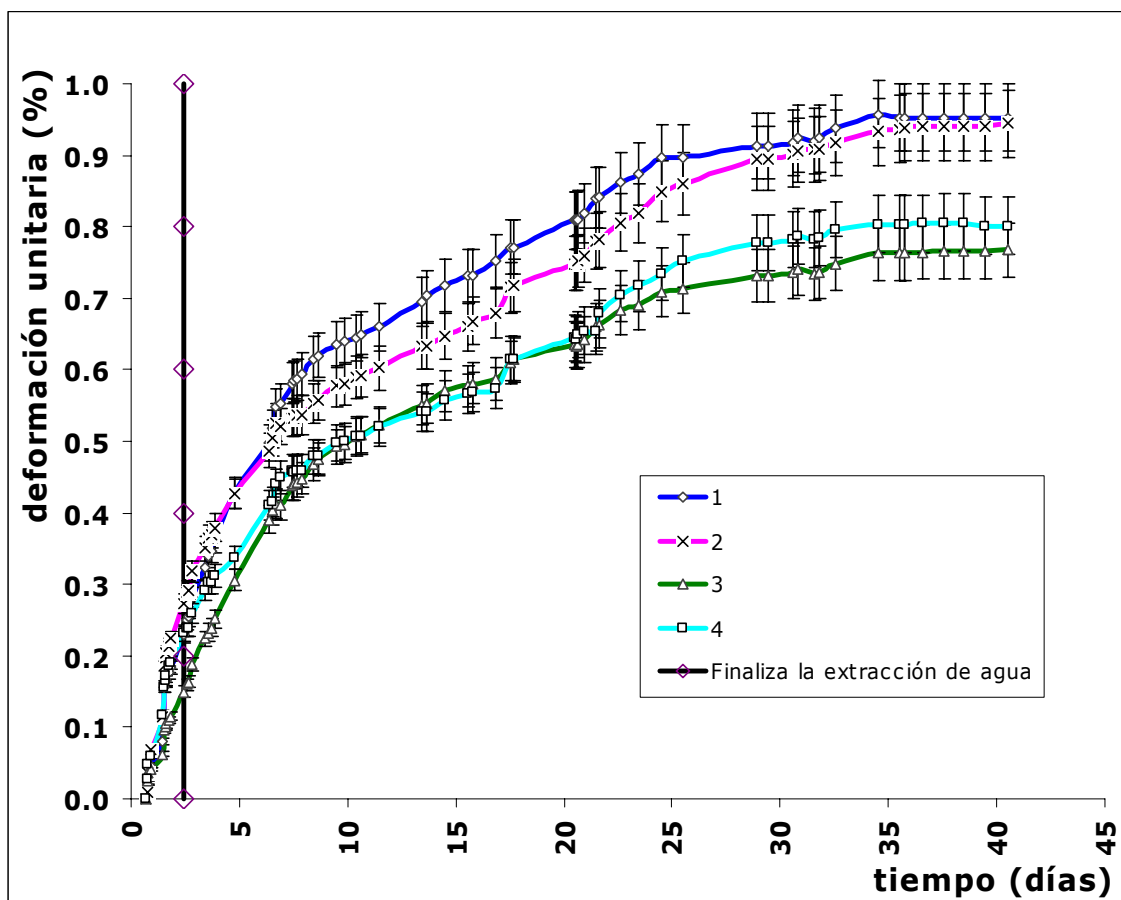


Figura 5.3. Gráfica deformación unitaria vs tiempo, obtenida del modelo 1, se observa que las deformaciones continúan, aún después de finalizada la extracción de agua.

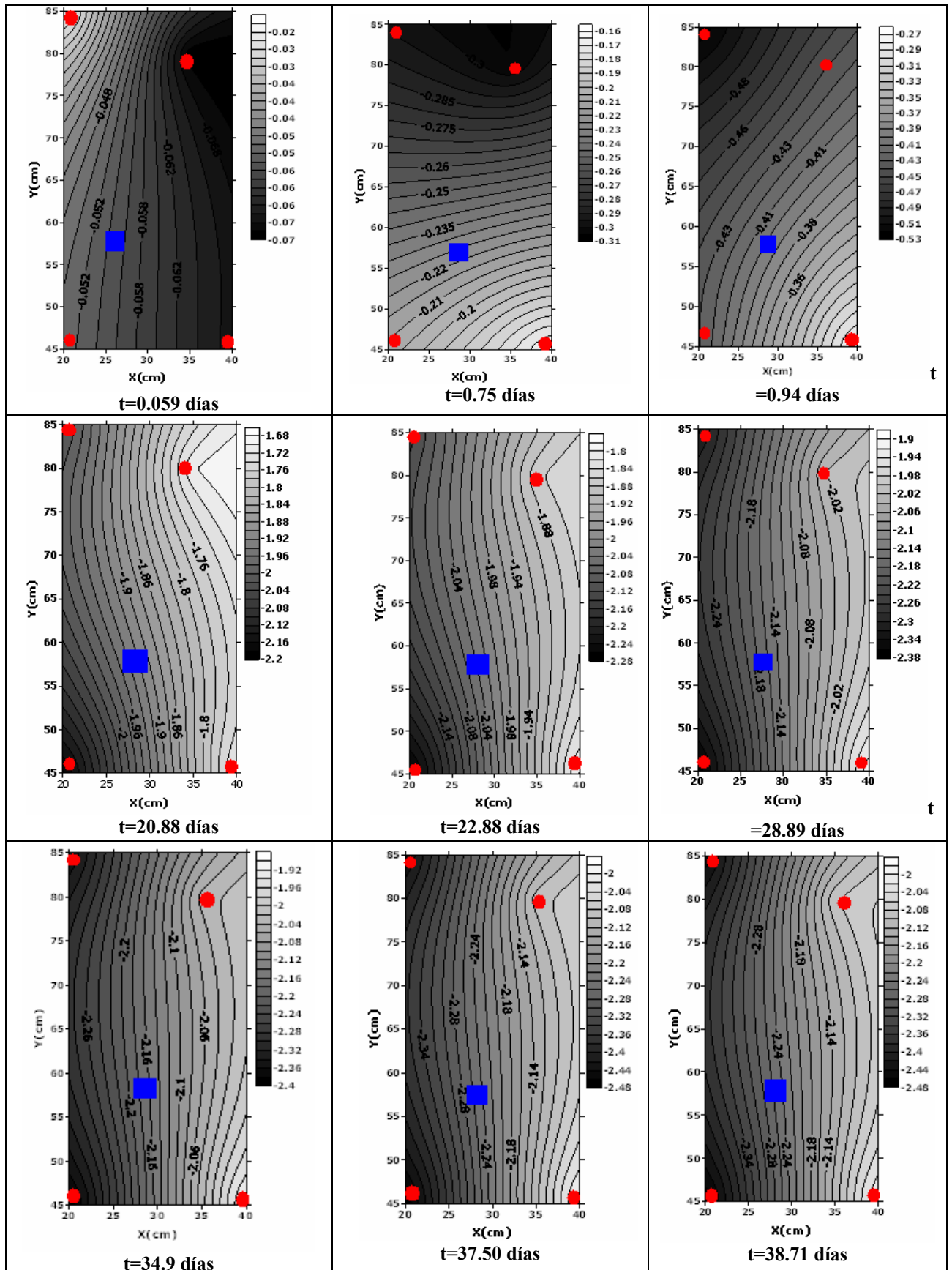


Figura 5.4. Secuencia de deformaciones en milímetros, obtenidas a partir de la interpolación de resultados. Se observa que las deformaciones se presentan en franjas, siendo mayores en los puntos 1 y 2.

Modelo 2

El modelo 2 se realizó en un molde cilíndrico de aproximadamente 0.2m^3 de capacidad, el molde utilizado es de acrílico transparente con dos zunchos a cada tercio del molde para evitar desplazamientos horizontales, tanto este modelo como el primero confinan en formas distintas al material, además permiten trabajar distintos espesores para observar el comportamiento del modelo al variar este parámetro.

En éste modelo se observó una deformación mayor que el modelo 1 debido sobre todo a la diferencia de espesor de material deformable. En éste se colocaron 3 diferentes puntos de medición y la colocación del material se realizó en forma radial, lo cual posiblemente facilitó un acomodo más homogéneo y consecuentemente se observan deformaciones más consistentes entre sí.

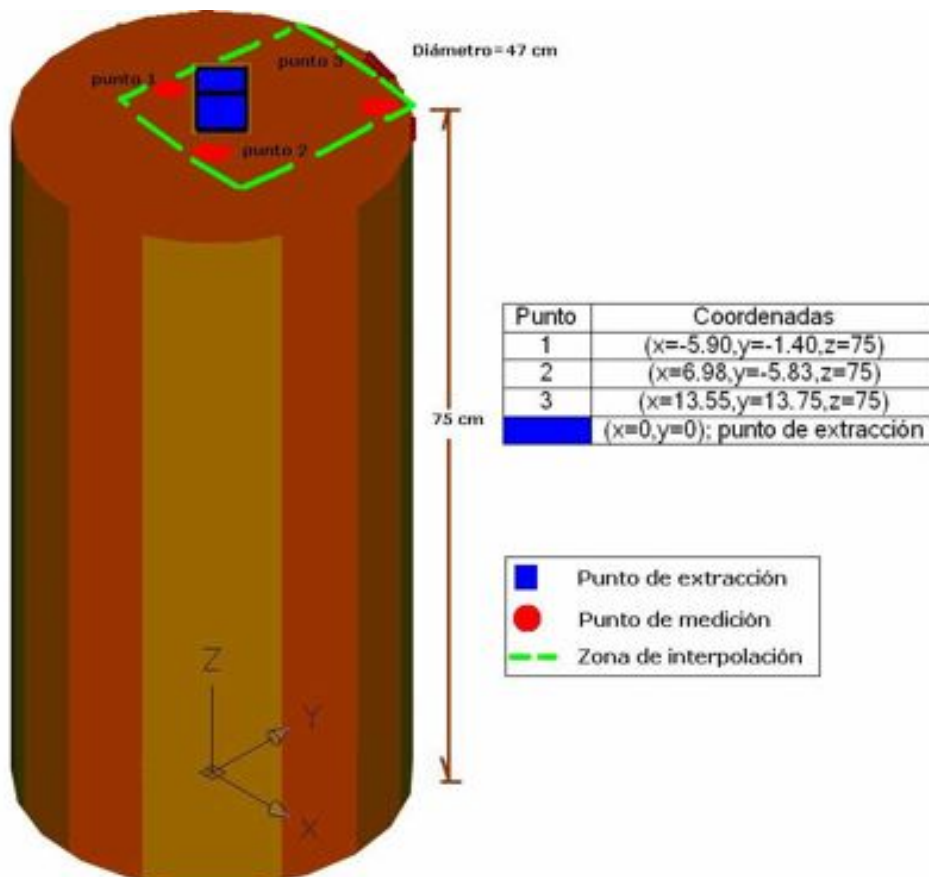


Figura 5.5. Esquema gráfico del modelo 2. En total se tienen 3 puntos de medición cuyas coordenadas se muestran en la misma figura.

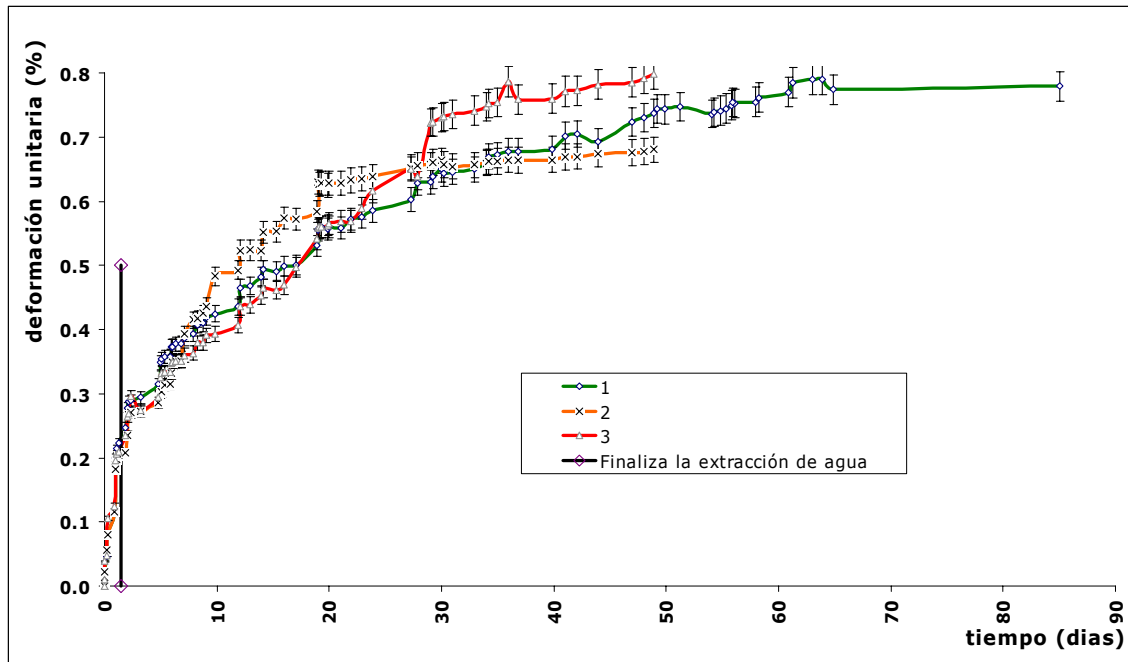


Figura 5.6. Deformación unitaria-tiempo modelo prototipo 3, también se observa que la deformación continua aún después de finalizada la extracción de agua.

En la Figura 5.6 se observa una deformación unitaria cercana al 0.8%. Tanto en el modelo 1 como en el modelo 2 se presenta un comportamiento con la forma cuadrática similar al observado por Poland et al (1994), ya mostradas en el capítulo 2 de este documento.

El punto de medición 1 se dejó como testigo de deformaciones durante 30 días después de dar por concluida la prueba. Se observa que las deformaciones obtenidas a partir de concluida la prueba son casi nulas.

En la Figura 5.7 se muestra la distribución de deformación a partir de la interpolación de resultados observándose deformaciones mayores cercanas al punto de extracción a los 20 días, diecisiete días después, al final de la prueba, se observa una deformación vertical mayor en el punto más alejado de la extracción, aunque se puede observar en la grafica de deformación que los resultados varían dentro del rango de error correspondiente al 5 % de la desviación estándar de los datos obtenidos.

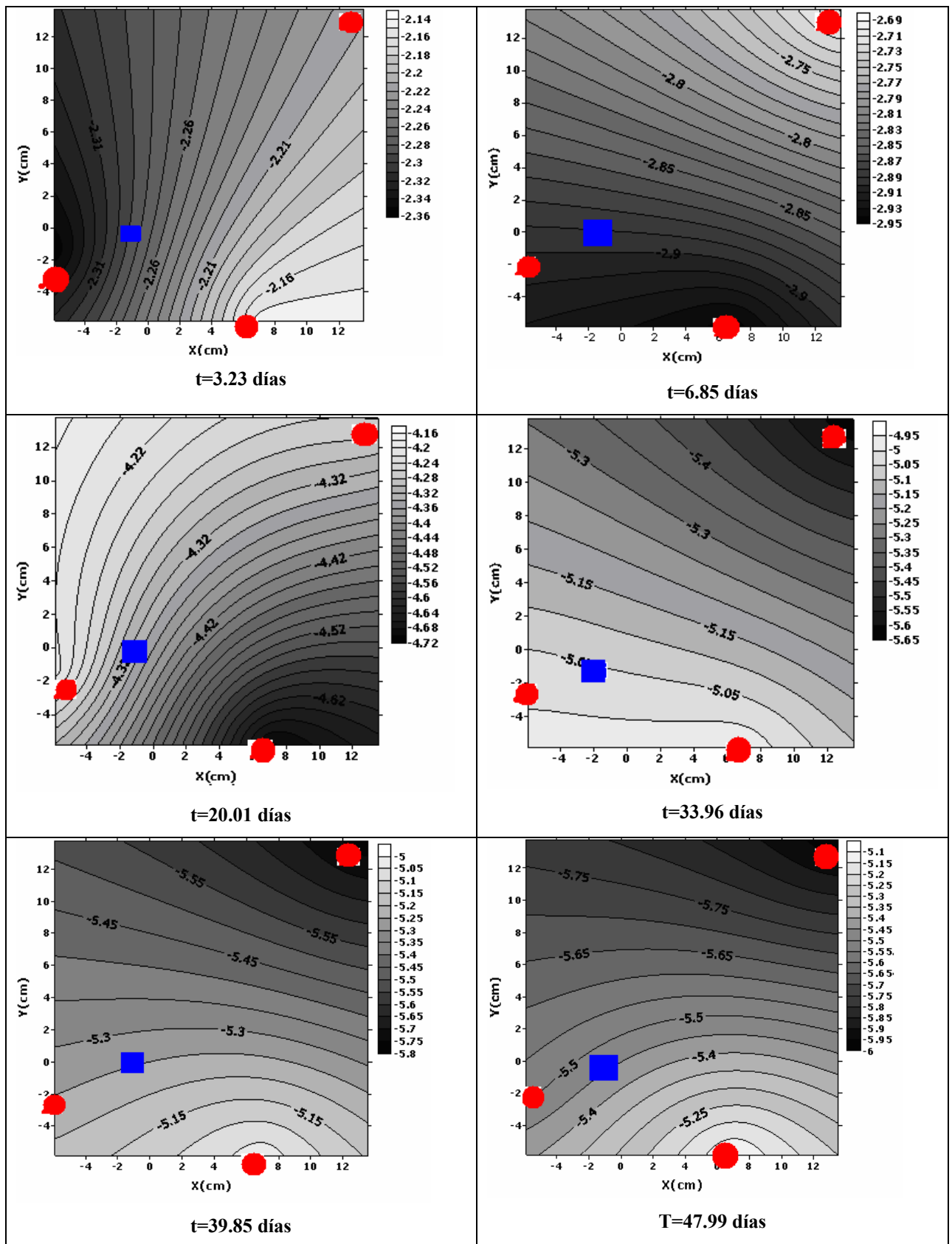


Figura 5.7. Secuencia de deformación vertical en milímetros, obtenidas de la interpolación de los puntos de medición del modelo 2. Se observa una variación en los niveles del modelo a través del tiempo.

Modelo 3.

Para el modelo 3 se consideró la posibilidad de establecer una zona de falla colocando escalones rígidos constituidos por bloques sólidos regularmente utilizados en la construcción, colocados de una manera tal que se obtuvieran distintos espesores de material para provocar así esfuerzos de tensión en la superficie debidos al colgamiento del material, para evitar que la rugosidad de los bloques afectara al modelo se colocaron placas rígidas de acrílico de ¼” además de colocar una película de plástico transparente para evitar fugas de agua en el modelo.

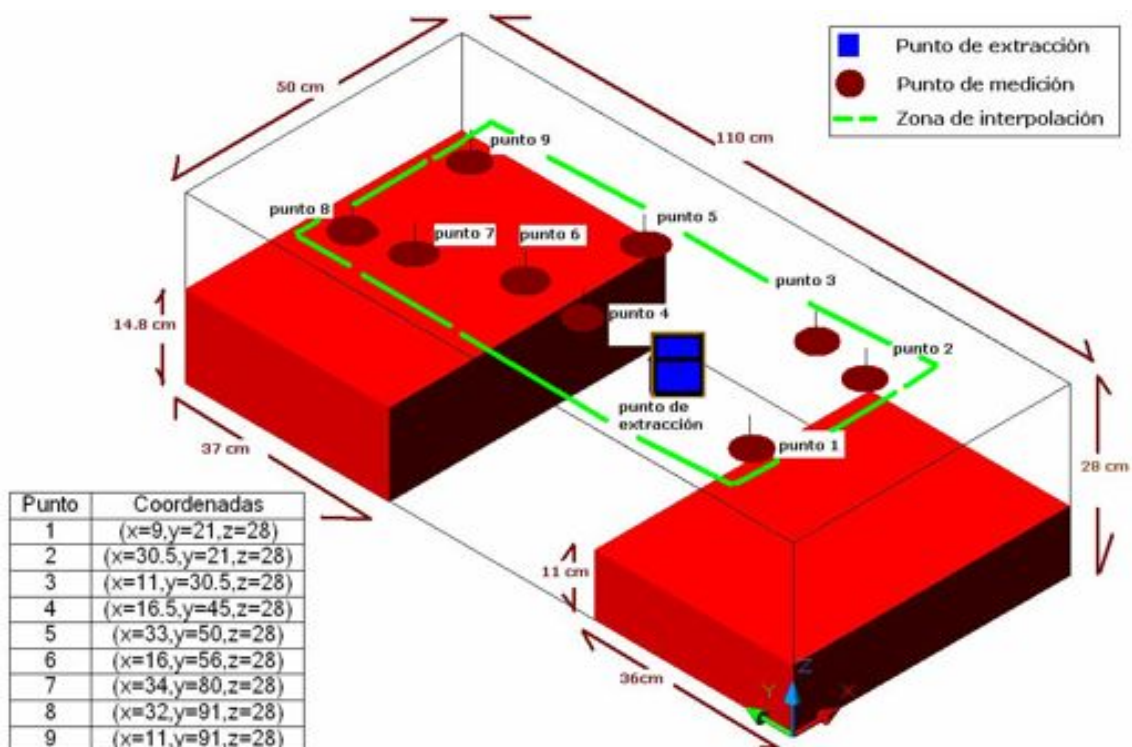


Figura 5.8. Esquema grafico del Modelo 3. Se instalaron 9 puntos de medición y dos escalones simulando desniveles del basamento (graben) debajo del material caracterizado.

En éste modelo se colocaron dos escalones con el punto de extracción en la zona central, se presentó un agrietamiento sobre el escalón de material no deformable de 14.8 cm de altura, la grieta medida fue de ancho variable entre 1 y 3 mm, ésta se observó hasta el contacto con el escalón. Las dimensiones del modelo se presentan en la Figura 5.8, ocurriendo un drenado más rápido sobre el escalón más superficial después de que se presentó el agrietamiento del material debido a falta de continuidad del medio. El agrietamiento de material se comenzó a observar a partir del día dieciocho de comenzado del experimento, formándose una grieta paralela al escalón

construido con los bloques sólidos, aunque también se pudo apreciar que la forma de la grieta es bastante irregular. En la Figura 5.9 se observa la escala del agrietamiento observado al finalizar el experimento.



Figura 5.9. Vista del agrietamiento observado al finalizar la prueba del modelo 3, se observaron aberturas de hasta 3 mm únicamente en la zona ubicada sobre el escalón de 14.8 cm de espesor.

La Figura 5.9 muestra las curvas de deformación obtenidas para este modelo en el transcurso de 45 días, se observa que la deformación se estabiliza más rápidamente en los puntos de medición colocados sobre los escalones esto se puede asumir a los espesores de material del que esta compuesto el experimento. También se observa que las deformaciones unitarias en este modelo son mayores que las obtenidas en el modelo 1.

La interpolación por medio de los datos arroja una mayor deformación en la zona donde no se presenta escalón tal y como es de esperarse, sin embargo los resultados varían en forma significativa en los puntos de medición de acuerdo a su localización observándose que las fronteras del modelo juegan un papel importante en la configuración de las deformaciones.

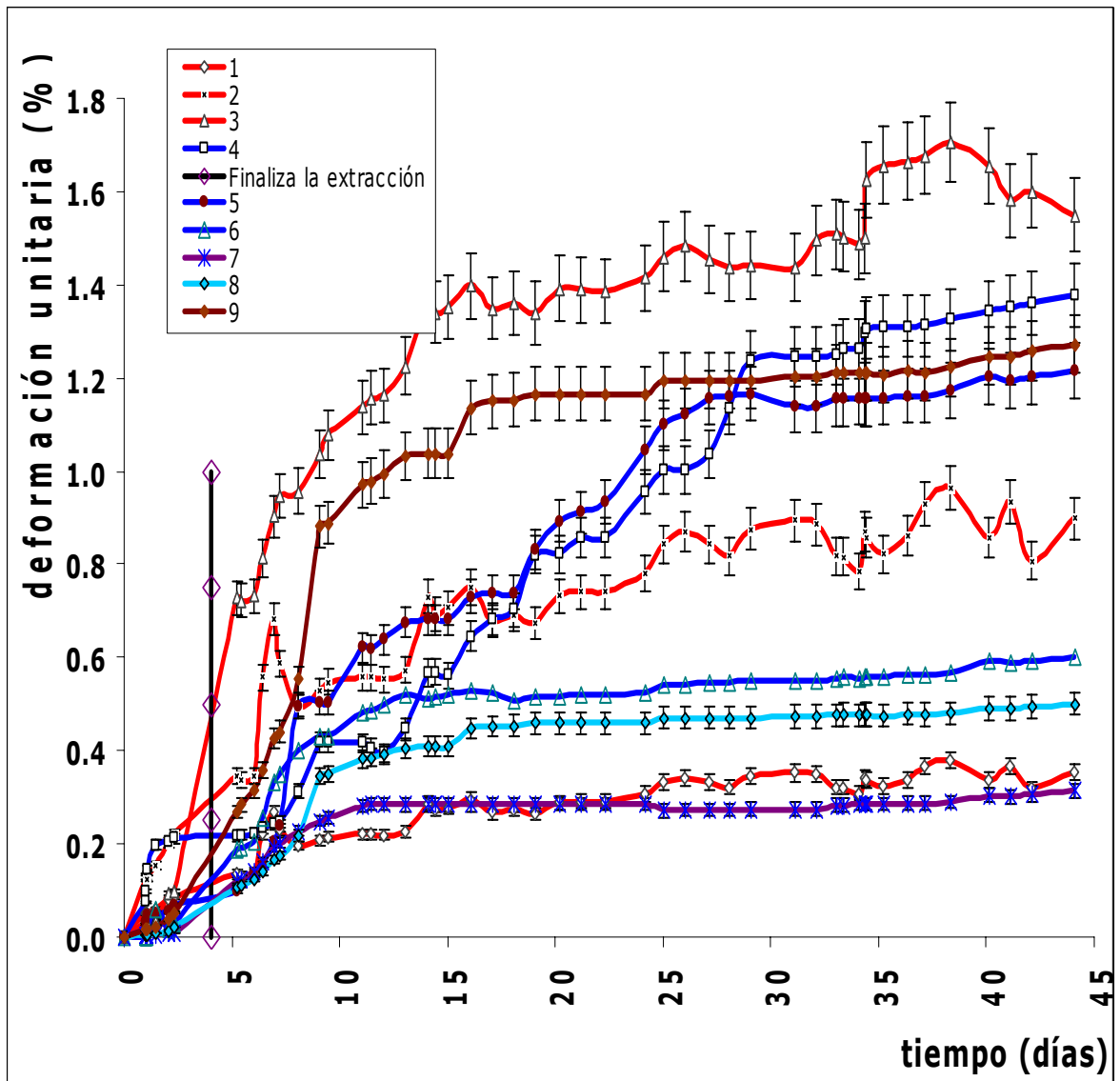


Figura 5.10. Deformación unitaria-tiempo modelo 3, también se observa que la deformación continúa aún después de finalizada la extracción de agua.

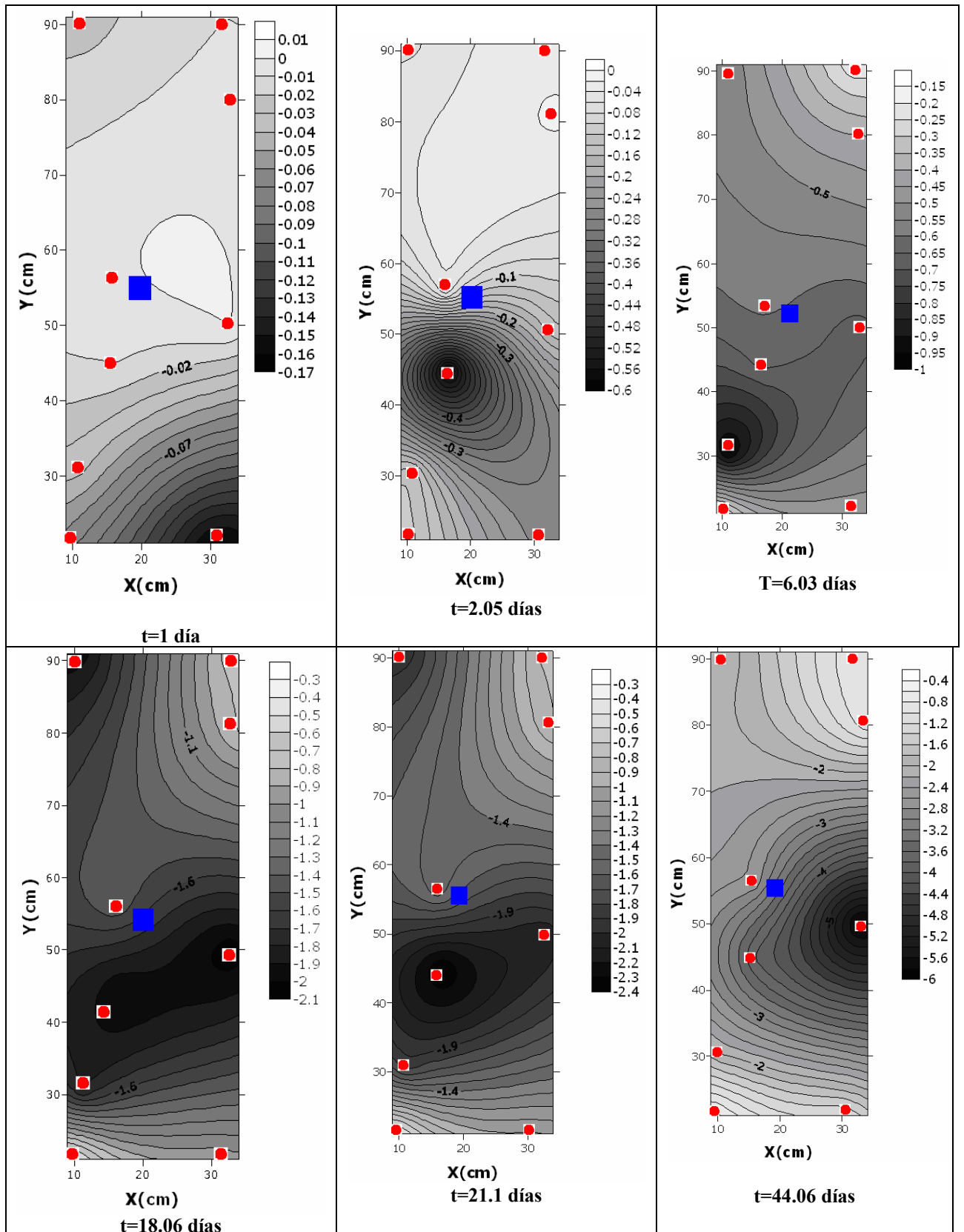


Figura 5.11. Secuencia de deformación vertical en milímetros, obtenidas a través del tiempo, se observa una mayor deformación en los puntos donde no se localizan los escalones y se estabiliza más rápido la deformación en los puntos alejados de la zona de extracción.

Modelo 4

En el modelo 4 se colocaron dos escalones; de 73 y 30 cm. de altura y de 16 y 10 cm. de ancho respectivamente, respetando la circunferencia del modelo (Figura 5.12), se colocaron 8 dispositivos de medición colocados en forma transversal, se espero observar un agrietamiento superficial del elemento analizado, sin embargo no fue así, esto pudo deberse que la humedad del material no cambio debido a que la evaporación no se registró ya que el sello hermético de las fronteras se realizó con hule negro, además de que el confinamiento del material y la configuración del modelo pudieron jugar un papel muy importante debido al confinamiento a que estaba sujeto el material. Sin embargo se aprecian deformaciones correspondientes con la configuración de los escalones como se observa más adelante.

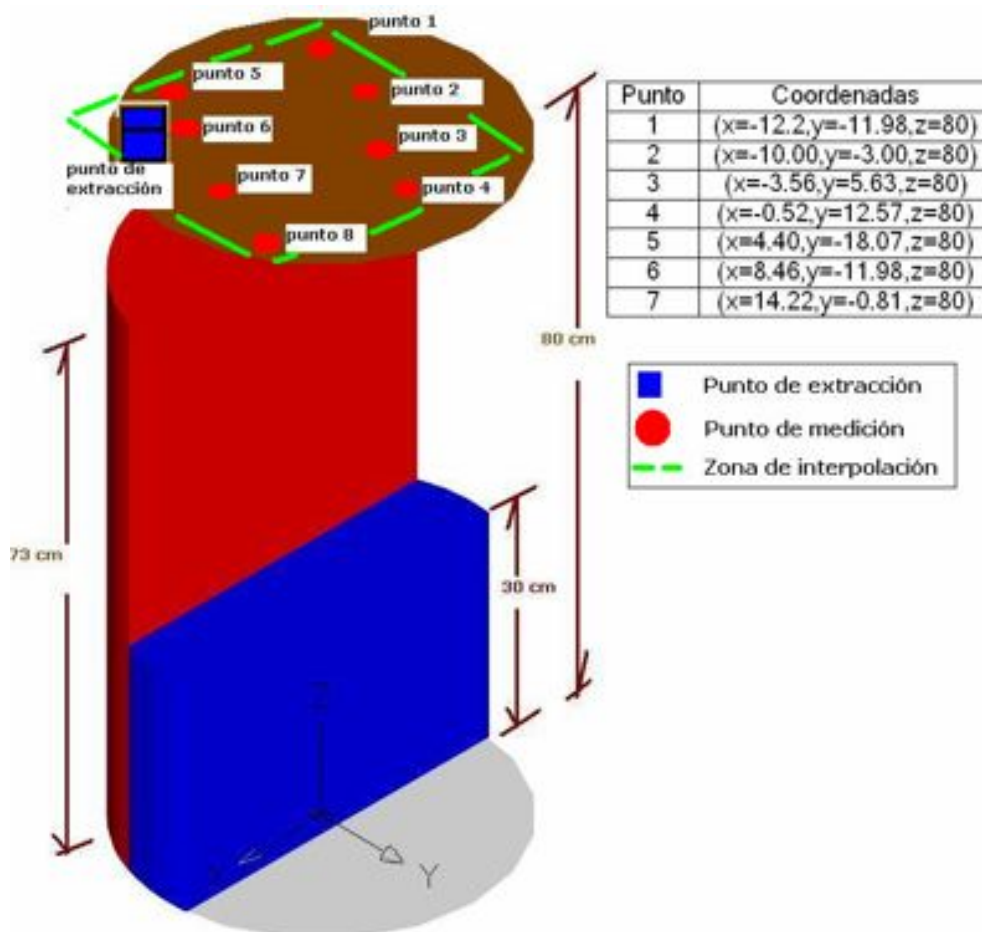


Figura 5.12. Esquema grafico del modelo 4; 9 puntos de medición y dos escalones simulando la capa de “enrocamiento” de una altura de 73 y 30 cm debajo del material seleccionado.

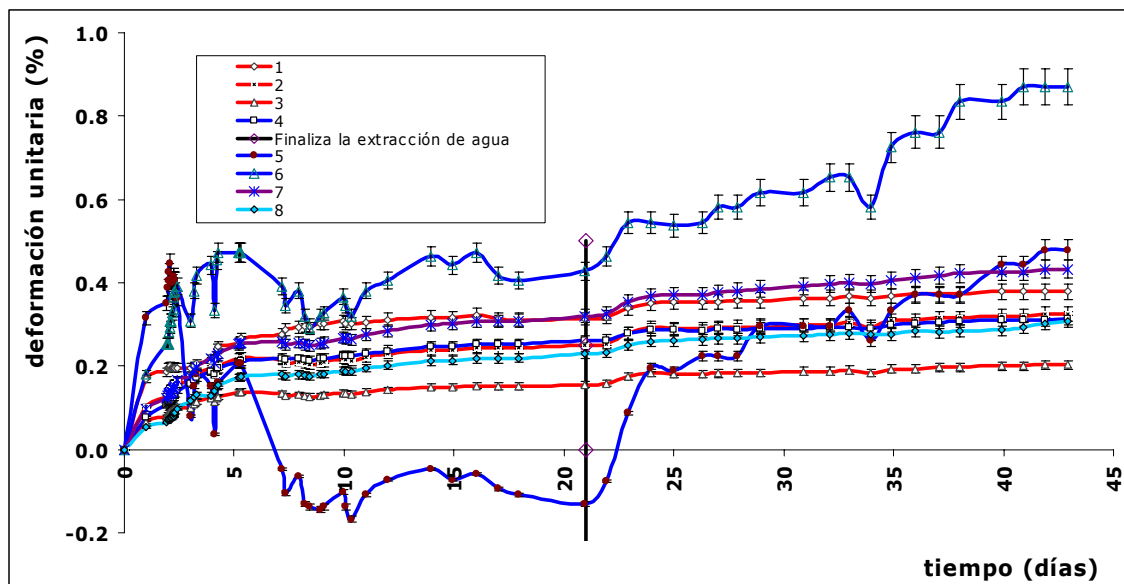


Figura 5.13. Grafica de deformación unitaria-tiempo obtenida del modelo 4, la deformación unitaria del punto 5 se debió a movimientos involuntarios del equipo de medición, se observa también un mayor tiempo de extracción que en consecuencia se realiza un mejor proceso de análisis considerando la analogía mecánica propuesta por Terzaghi.

En la Figura 5.13 se observa que al extraer el agua de manera más lenta, las deformaciones obtenidas se apegan más a la analogía mecánica propuesta por Terzaghi (1923), en donde se refiere que al perder sustentabilidad hidráulica el material sufrirá deformaciones por el cambio de esfuerzos efectivos al que esta sujeta la matriz de suelo, en el punto 5 y 6 se observa un comportamiento bastante similar en la curva que se presenta, estos movimientos pueden reflejar movimientos involuntarios del equipo de medición. También se observa que las deformaciones unitarias son menores a las obtenidas en el modelo 2, debido principalmente al confinamiento del sistema que se le da por la configuración del modelo trabajado.

A continuación se presenta la configuración de deformaciones obtenidas a través del tiempo, en donde se observa que, aunque las deformaciones obtenidas son menores a las esperadas de acuerdo a lo observado en el modelo 2 sí representan la configuración establecida en el modelo presentado.

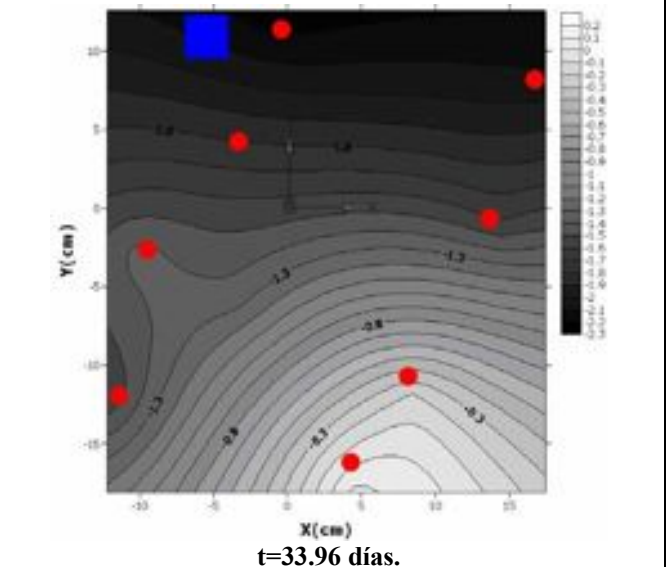
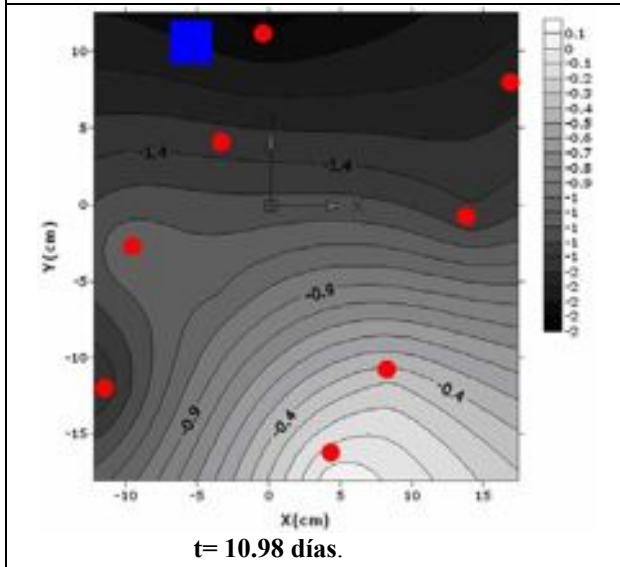
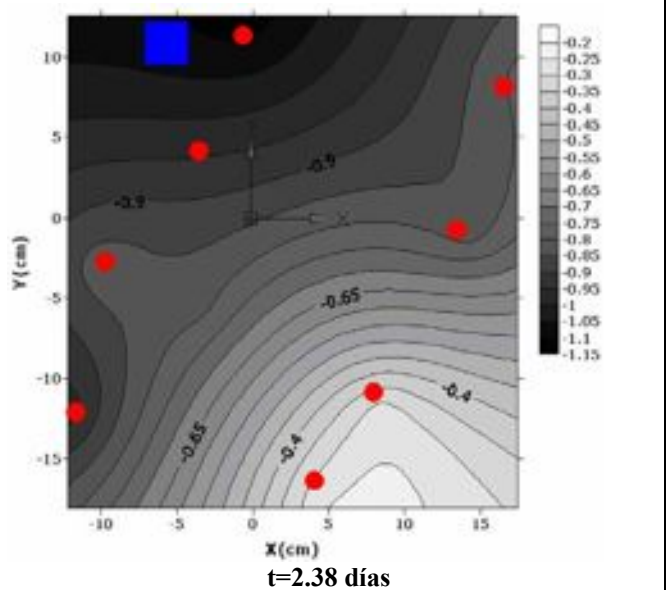
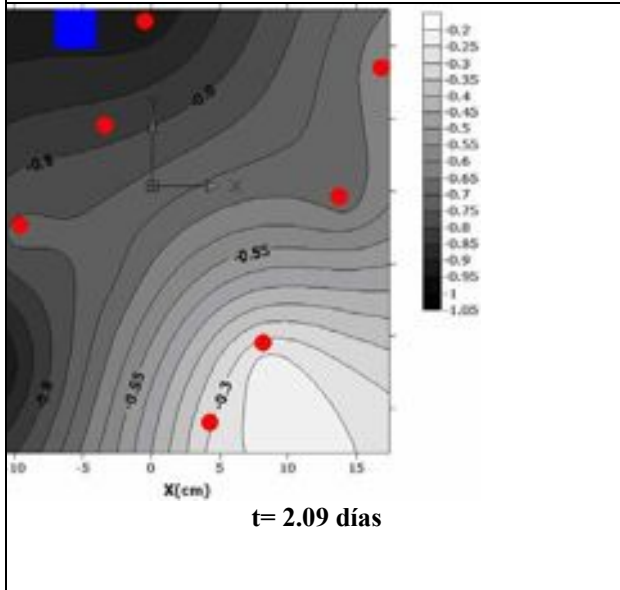
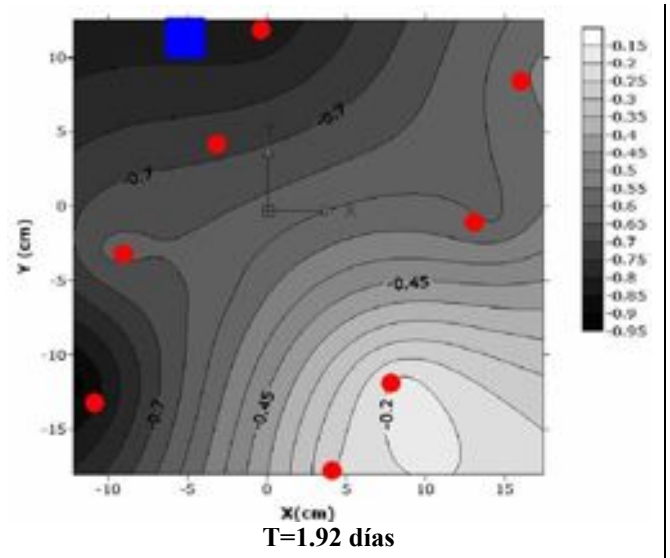
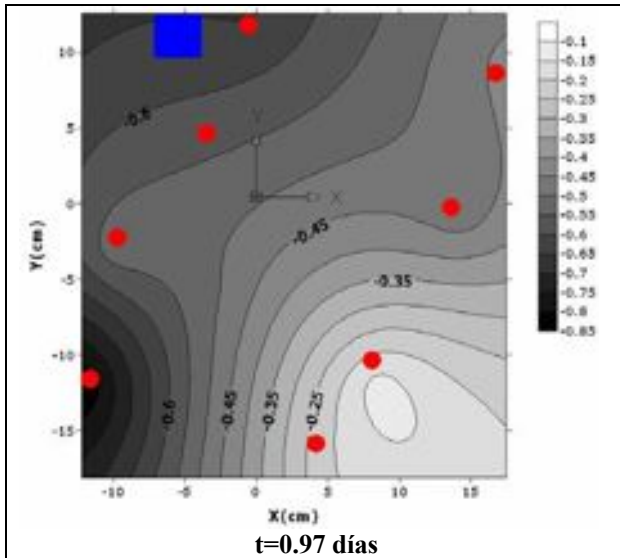


Figura 5.14. Configuración de deformación en milímetros, a través del tiempo, se observa que las deformaciones aunque son más pequeñas que las obtenidas en el modelo 2 reflejan la configuración de los escalones colocados en los modelos analizados.

Modelo 5.

En el modelo 5 se colocó un escalón en la zona central y dos puntos de extracción con 9 dispositivos de medición (Figura 5.15), se extrajo el agua en un proceso más lento que los trabajos anteriormente y esta extracción se realizó primero a un costado del punto de medición 7 y posteriormente se extrajo el agua en su totalidad de la zona ubicada a un costado del punto de medición 3, esto trajo como consecuencia la aparición de un agrietamiento a un costado del primer punto de extracción paralelo al escalón para posteriormente aparecer en el otro costado con menores dimensiones, esto se puede analizar desde el punto de vista que las deformaciones del bloque central presentaron un colgamiento con el material contiguo que aun no presentaba agrietamiento deslizando este bloque e impidiendo que ocurriese la falla simétrica a ambos lados del escalón.

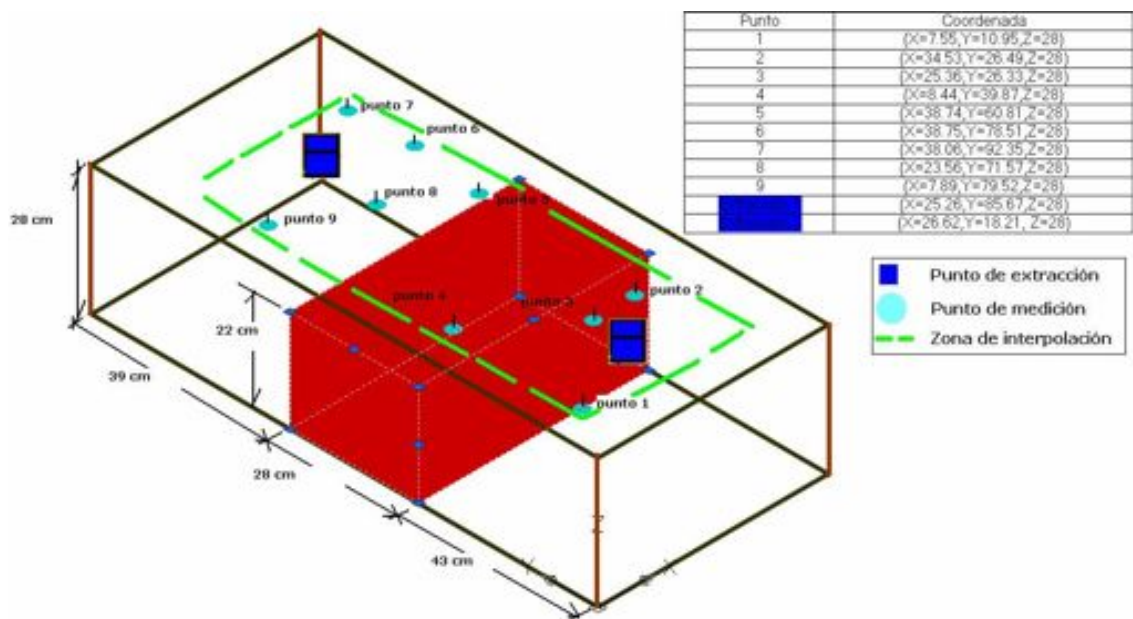


Figura 5.15. Esquema gráfico del Modelo 5; 9 puntos de medición y un escalón central, simulando el “enrocamiento” debajo del material seleccionado.

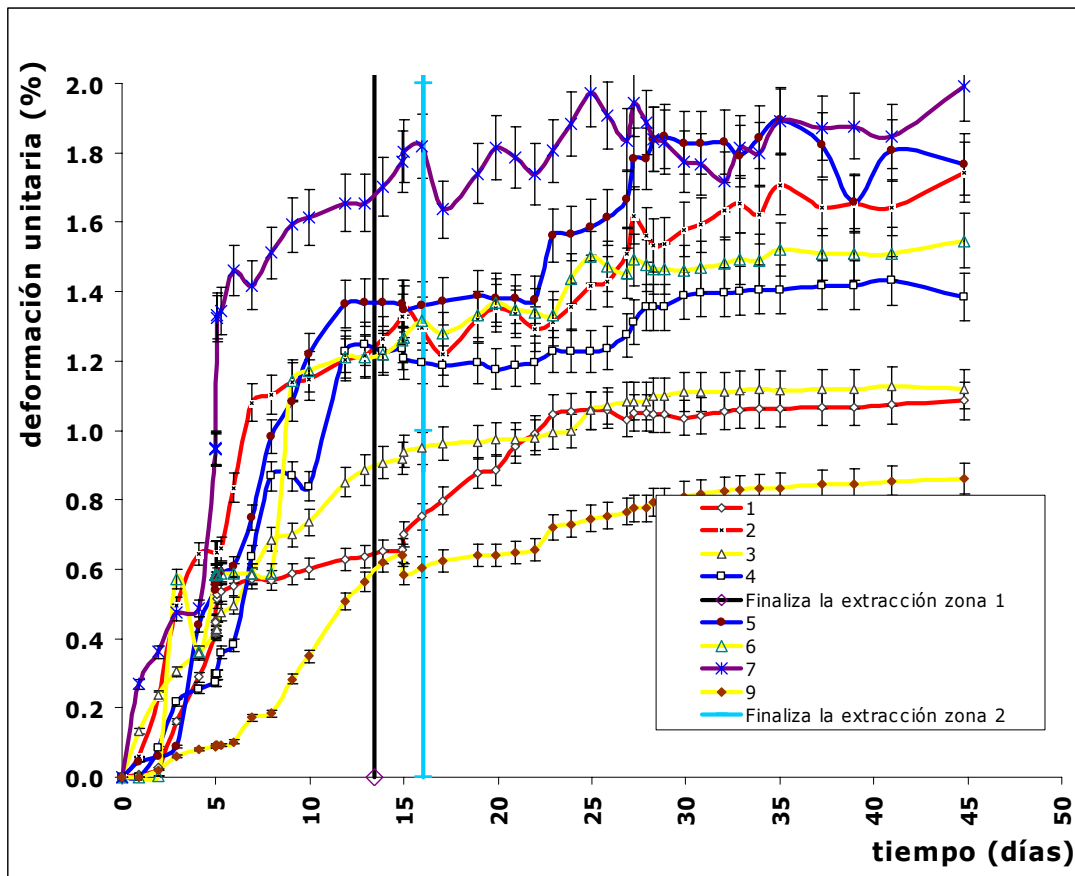


Figura 5.16. Grafica de deformación unitaria-tiempo en el que se observa una deformación unitaria máxima similar a la obtenida en el modelo 3, la finalización de la velocidad de extracción del líquido fue diferente a ambos lados del escalón.

En la Figura 5.16 se observa una deformación unitaria mínima de aproximadamente 0.6% y una máxima de 2%, el inicio de la grieta por tensión se observó dos días antes de finalizada la primera extracción (antes de FEX1), al igual que en el modelo 4 la extracción del líquido se realizó en un periodo de tiempo más largo por lo que las deformaciones corresponden también con la extracción realizada, el modelo representa en esencia que al ocurrir un agrietamiento a un costado del escalón del otro lado no ocurrirá simétricamente y la zona donde ocurra éste dependerá de la velocidad de extracción a ambos lados del escalón.

En la siguiente secuencia se observa que las deformaciones son mayores en la zona donde no ocurrió el agrietamiento lo que implica que hubo continuidad en los movimientos provocando una separación del bloque central y un colgamiento de la zona ubicada a un costado del dispositivo de medición 3.

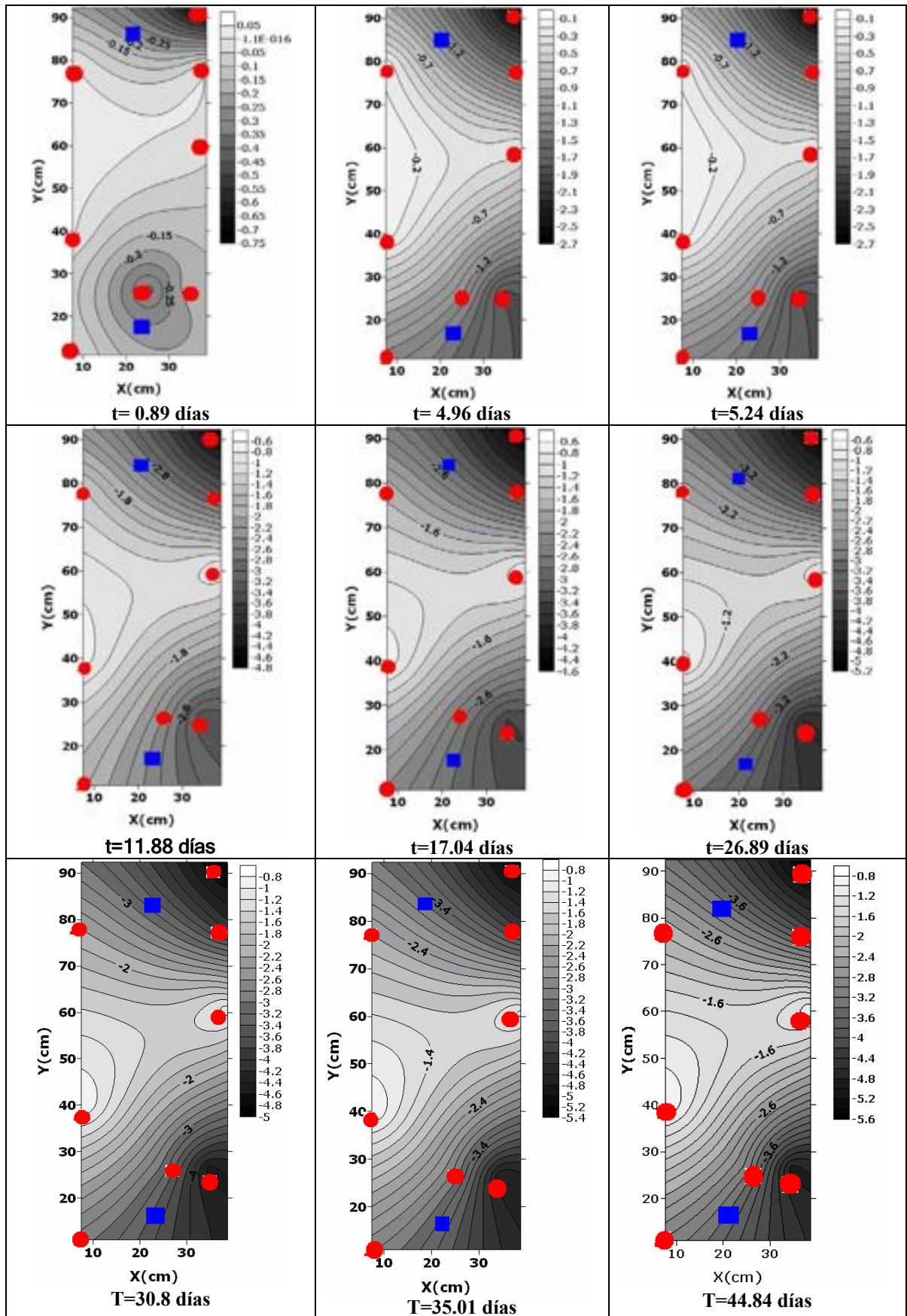


Figura 5.17. Secuencia de deformaciones verticales en milímetros obtenidas del modelo 5, se observa una deformación menor en el bloque central y un colgamiento en el bloque de la zona inferior de la imagen, aunque las deformaciones finales se observan similares.

5.4. Análisis de hundimientos mediante elementos finitos

Se hizo la simulación mediante elementos finitos de lo que sucede en laboratorio con la finalidad de comprender el fenómeno ya que se registro un fracturamiento por tensión en los modelos trabajados (Fig 5.18).



Figura 5.18. Fractura ocurrida en el modelo a escala; justo por encima del escalón.

Se usó un elemento finito plano con 8 nodos y 2 grados de libertad en cada nodo denominado PLANE82 en la nomenclatura de ANSYS. Este elemento permite desplazamientos nodales en las direcciones “x” y “y” (Figura 5.18) y es posible asignarle un espesor resultando un volumen, lo cual permite hacer análisis inerciales si se le asigna una densidad o un peso volumétrico.



Figura 5.19 Elemento finito usado en el análisis de los modelos a escala

Para simular el proceso de subsidencia usando ANSYS, se hizo un análisis por cargas gravitacionales. A cada nodo del elemento finito usado le corresponde un volumen unitario que multiplicado por el incremento aparente

del peso volumétrico del material proporciona el peso actuante en cada nodo (Figura 5.20).

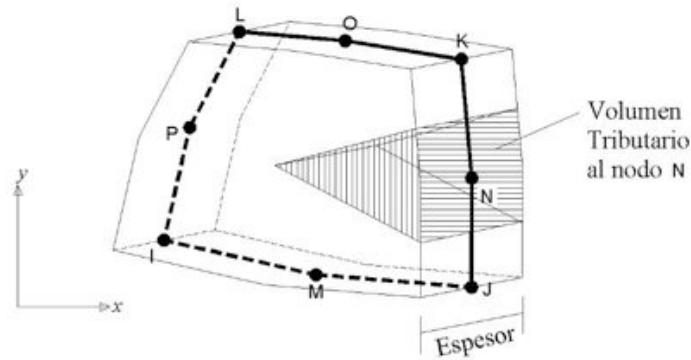


Figura 5.20. Volumen unitario para los nodos del elemento finito usado en el análisis de subsidencia.

El análisis de esfuerzos y deformaciones realizado con ANSYS fue un análisis lineal, considerando el material como elástico, por lo que fueron necesarios los valores de las propiedades geomecánicas de las unidades geológicas del acuífero superficial granular.

Posteriormente se busca el dominio parametrizado para facilitar la integración.

Para encontrar la matriz de rigidez de cada elemento necesitamos resolver la matriz:

$$[K^{(e)}] = \int_V [B]^T [D] [B] dv \tag{5.1}$$

Donde:

B= Matriz de derivadas de funciones de forma.

N=Matriz de funciones de forma

D=Matriz de constantes elásticas

El problema considerado es de deformación plana, o sea: $\epsilon_z=0$;
 $\gamma_{xz}=\gamma_{yz}=0$

Constantes del material no deformable (capa de roca)

$$\begin{array}{l} \nu = 0.3 \\ E = 74000 \text{ kg/cm}^2 \end{array}$$

Constantes del material deformable (suelo)

$$\begin{array}{l} \nu = 0.35 \\ E = 200 \text{ kg/cm}^2 \end{array}$$

Por otro lado se procedió a encontrar el vector carga a partir de la siguiente integral:

$$\int [B]^T [D] \{\varepsilon_i\} dv + \int [N]^T \begin{Bmatrix} bx \\ by \\ bz \end{Bmatrix} dv + \int [N]^T \begin{Bmatrix} Px \\ Py \\ Pz \end{Bmatrix} dT + \int \begin{Bmatrix} Px \\ Py \\ Pz \end{Bmatrix} \quad (5.2)$$

Para este caso no se consideran cargas por temperatura, ya que las deformaciones asociadas no existen o se consideran nulas en el material estudiado debido a la escala que se maneja, además de que se realizaron ensayos de contracción lineal y volumétrica y el material no presenta variaciones significativas.

La generación de las fuerzas de superficie se realizó a partir del cambio de esfuerzos efectivos del material al extraer el agua del suelo, resultando una diferencia de esfuerzos que absorbe el suelo al extraer el agua de 0.2145 gr/cm²

Para las fuerzas de cuerpo se consideró un peso volumétrico del material rígido de 2 gr/cm³ y para el suelo de 1.6 gr/cm³; cabe mencionar que al igual que estos datos, los anteriores de modulo elástico y de poisson fueron obtenidos de diversos ensayos realizados a los materiales.

El vector de carga total es:

A partir de la matriz

$$[K_d][D] = [Ff] \quad (5.3)$$

Por lo que invertimos la matriz K_d y la multiplicamos por el vector de fuerzas para encontrar los desplazamientos en los nodos (D):

Para el propósito del modelo a escala de subsidencia construido que nos interesa se considera el material del sistema acuífero como lineal y homogéneo. Para la construcción de la malla que representa el medio finito se eligieron elementos finitos planos con 8 y 4 nodos en algunos casos y 2 grados de libertad que permiten desplazamientos nodales en las direcciones “x” y “y”. Se impusieron solamente cargas gravitacionales sobre el sistema.

Para realizar el análisis de elemento finito se requiere de un software o código computacional, para este caso se utilizó en programa comercial llamado ANSYS versión 8.0.

En resumen el análisis de esfuerzos realizado fue un análisis estático lineal y elástico, considerando que las fuerzas que deforman al sistema son las causadas por el aparente incremento en el peso volumétrico del material provocado por un abatimiento del nivel piezométrico dado.

Por otra parte el análisis paramétrico realizado con modelos sintéticos del subsuelo de las configuraciones que pueden generar agrietamientos, se realizó usando el software ANSYS con datos obtenidos directamente del material estudiado en el laboratorio.

La modelación por medio de elementos finitos puede aplicarse al análisis de la subsidencia. El método del elemento finito es una técnica numérica que resuelve las ecuaciones esfuerzo-deformación considerando diferentes leyes de comportamiento de los materiales. El medio que se analiza se puede subdividir en elementos que pueden tomar diversas formas geométricas y al conjunto de estos elementos se le denomina malla.

Para comprender el efecto que tienen las irregularidades en el basamento no compresible en la formación de grietas ocurridas en modelo 2 y

3 se hicieron diferentes corridas por medio análisis computacional trabajado en ANSYS versión 10. Los modelos utilizados son bastante simples pues cuentan con un solo estrato deformable (modelo 2) y para simular el basamento irregular se adiciona uno o dos escalones al fondo del recipiente. También se adicionaron los cambios de esfuerzo efectivo debidos a la extracción de agua, éste cambio en los esfuerzos fue de mínimo 20.8 para espesores de 11 cm y máximo de 64 gr/cm² para espesores de 75 cm. El estrato deformable se sometió a la acción del peso propio por adición de la fuerza de gravedad $g=9.81\text{m/s}^2$.

El modelo considera un modulo elástico del material deformable de $E=200\text{ kg/cm}^2$ y un modulo de poisson $\nu=0.35$, así como un peso específico de 1.8 gr/cm³. El material indeformable un modulo elástico $E=74000\text{ kg/cm}^2$, un modulo de poisson $\nu=0.20$ y un peso específico de 2.0 gr/cm³. Estos datos se obtuvieron de ensayos de compresión simple y compresión triaxial tipo no consolidado no drenado para el caso de suelo y para el caso de los bloques sólidos se realizaron ensayos de compresión en la prensa universal midiéndose deformaciones horizontales y verticales del elemento. Todos estos datos se presentan en el apéndice 1 al final de este documento.

La siguiente secuencia de imágenes (Figuras 5.21 al 5.26) presenta en primera instancia las secciones 2D del modelo analizado (a) a continuación las deformaciones verticales y horizontales obtenidas de las corridas (b) en seguida se aprecian los vectores de deformación (c) y en la siguiente los vectores de esfuerzos principales (d) señalándose la ocurrencia de la falla en los modelos 3 y 5. Se aprecia también en estos últimos la ocurrencia del esfuerzo principal s_1 sobre los escalones justo donde ocurrió la falla de material.

Las opciones de solución seleccionadas fueron tomar en cuenta la dimensionalidad del problema en dos dimensiones con dos grados de libertad UX y UY, en análisis únicamente estático con un ensamble de la matriz de rigidez global simétrica en la que las soluciones presentadas en este documento son de tipo nodal2D.

Modelo 1.

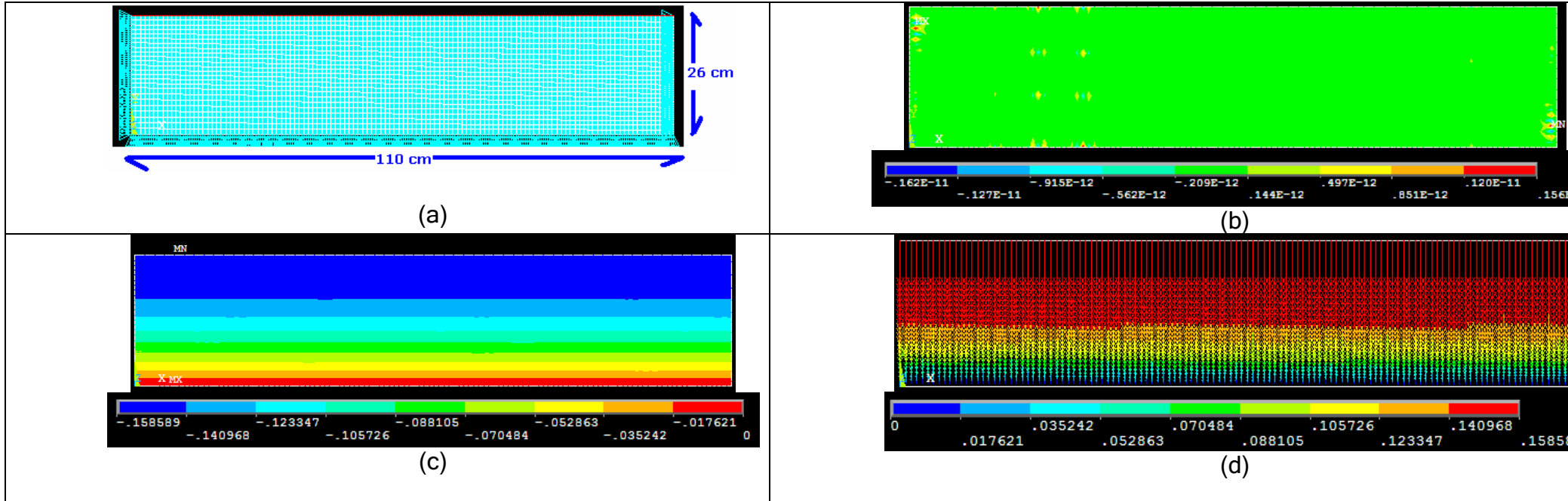


Figura 5.21. Simulación modelo 1; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema= 20.89 gr/cm^2 obtenido a partir de los datos iniciales y finales del sistema. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 1.5 mm. de deformación y (d) vector de deformaciones del sistema (cm).

Modelo 2

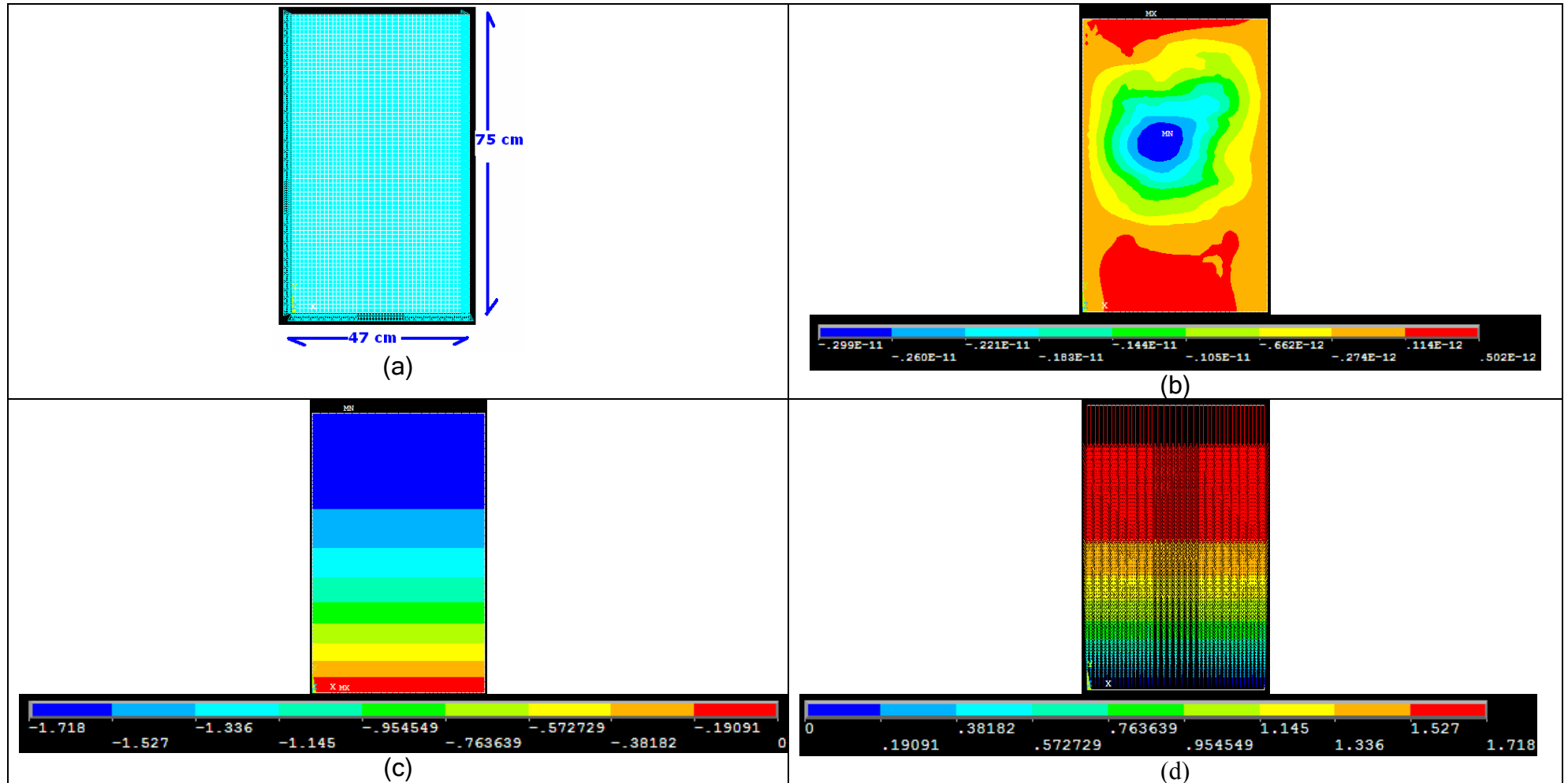


Figura 5.22 Simulación modelo 2; (a) malla elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema= 63.2 gr/cm^2 . (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, (c) Deformaciones verticales en centímetros. Se observa que se tiene un valor máximo de 1.72 cm. de deformación y (d) vector de deformaciones del sistema (cm).

Modelo 3

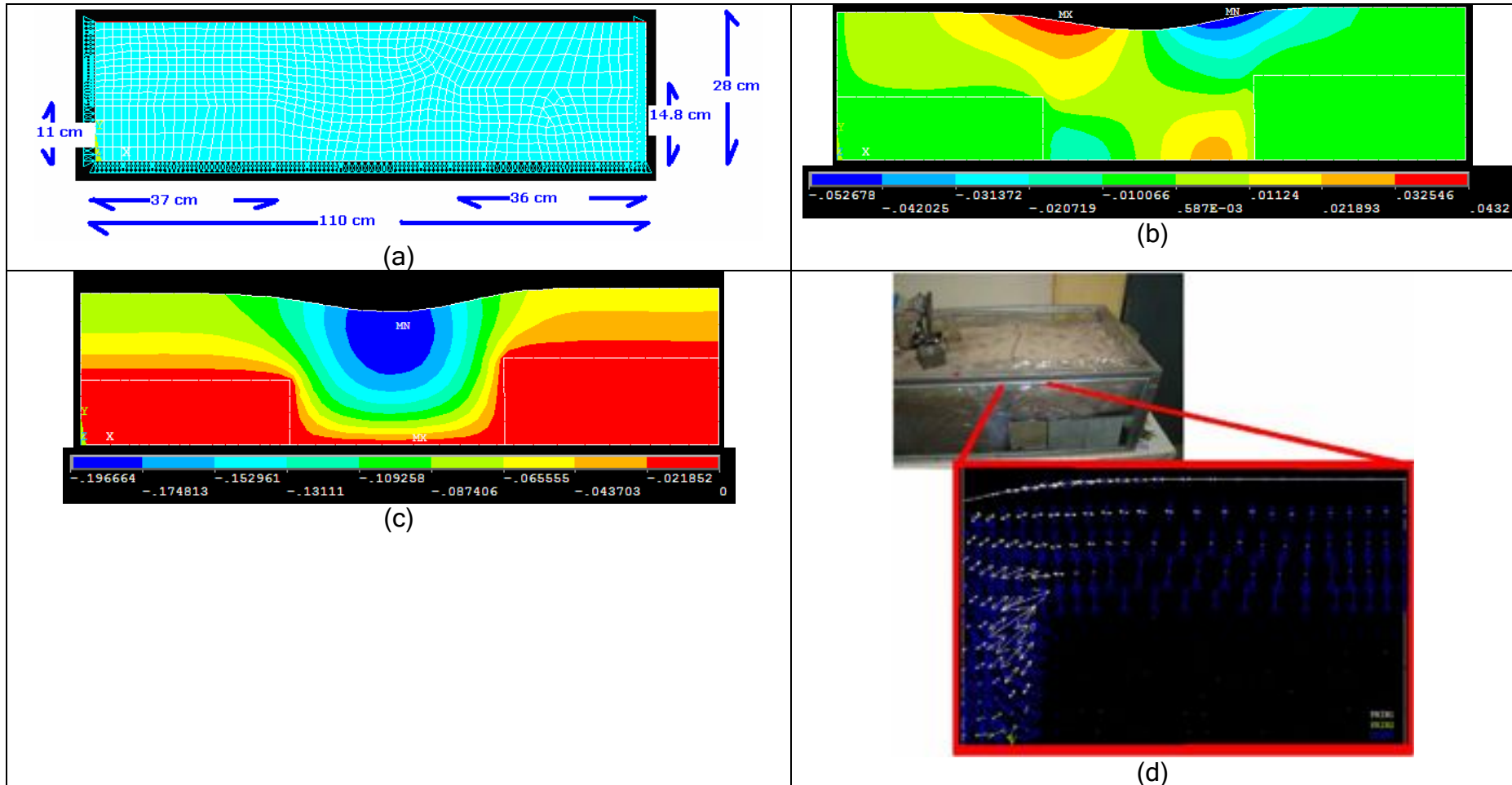


Figura 5.23.- Simulación modelo 3; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema=13.6, 22.4 y 10.56 gr/cm² observados de izquierda a derecha de acuerdo a la imagen. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, máximas de 0.5 mm, (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 1.97 mm. de deformación y (d) vector de esfuerzos principales presentándose un esfuerzo principal máximo en tensión de 96 kg/m² (señalados en flechas blancas).

Modelo 4

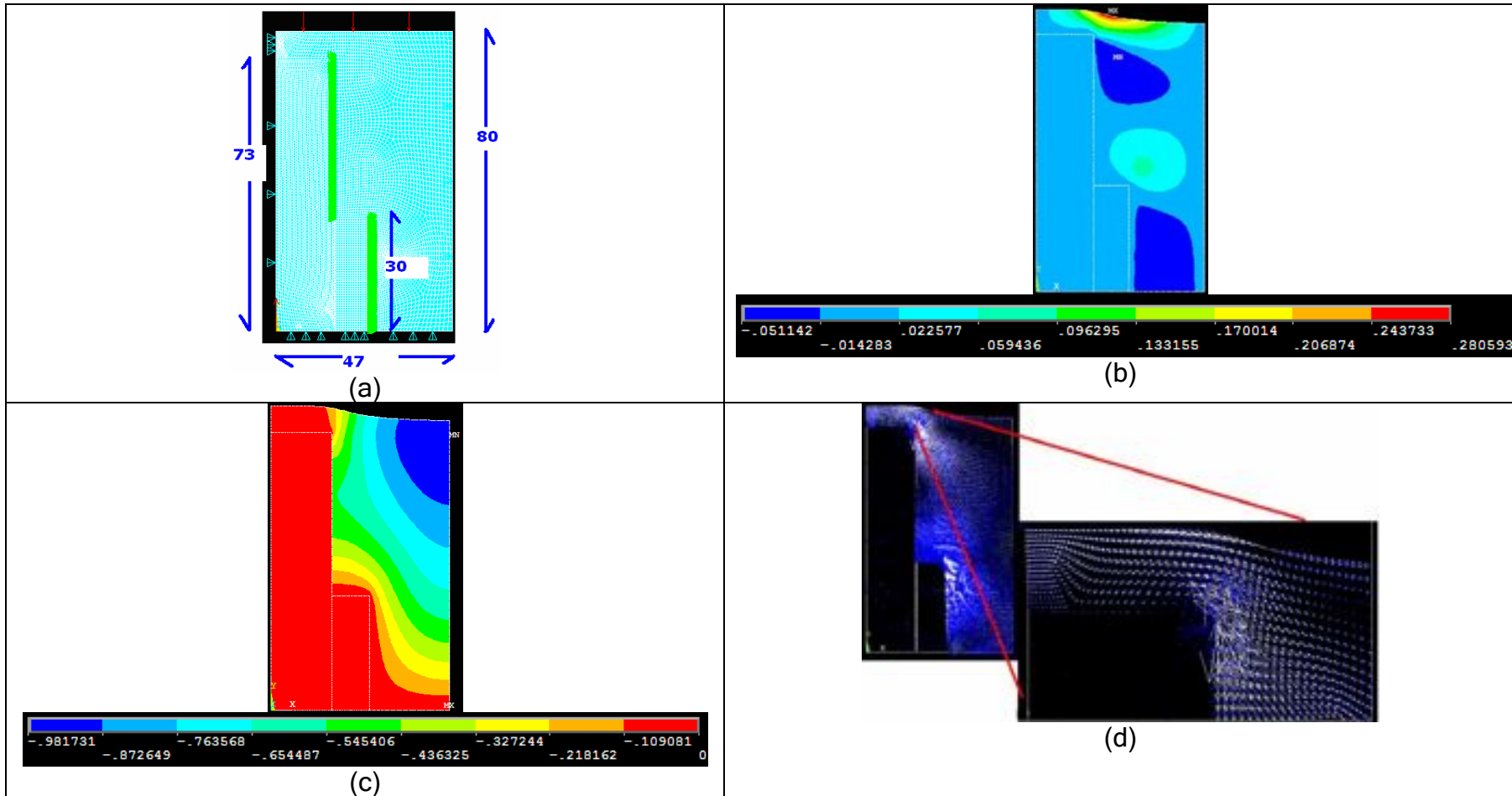


Figura 5.24 Simulación modelo 4; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema=5.6, 40 y 64 gr/cm² observados de izquierda a derecha de acuerdo a la imagen. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, máximas de 2.8 mm, (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 0.98 cm. de deformación y (d) vector de esfuerzos principales presentándose un esfuerzo principal máximo en tensión de 1646 kg/m² (señalados en flechas blancas).

Modelo 5

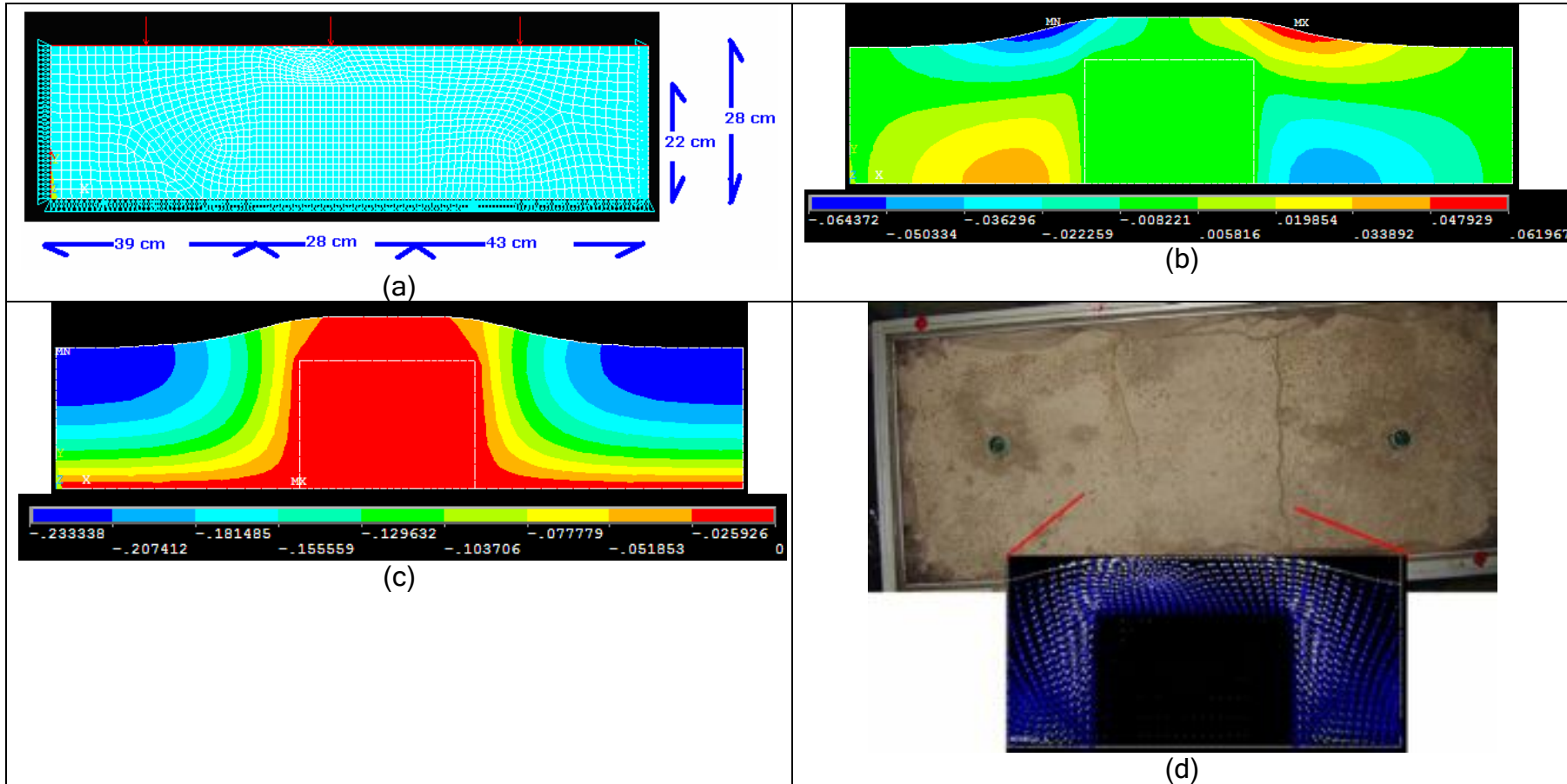


Figura 5.25 Simulación modelo 5; (a) malla de elementos finitos analizados, fondo y paredes del modelo restringidas vertical y horizontalmente respectivamente, esfuerzo efectivo en el sistema=22.4, 4.8 y 22.4 gr/cm² observados de izquierda a derecha de acuerdo a la imagen. (b) deformaciones horizontales en el modelo en centímetros, máximas de 0.64 mm, (c) Deformaciones verticales en centímetros se observa que se tiene un valor máximo de 2.30cm. de deformación y (d) vector de esfuerzos principales presentándose un esfuerzo principal máximo en tensión de 100 kg/m² (señalados en flechas blancas).

5.5. Comparación con datos de campo.

Las deformaciones unitarias obtenidas del modelo a escala nos presentan una variación en el rango de deformación unitaria, se obtuvieron valores mínimos de 0.2% y máximas de 2%, si las comparamos con las obtenidas por medio de ensayos en consolidómetro en las que se obtuvieron valores de entre 1.3 y 1.5% y si además hacemos el análisis de deformación a escala real con datos obtenidos por Pacheco et al. (2007) en el perfil Obrera y en el perfil Tlacote, Figuras 5.26 y 5.27 respectivamente podemos calcular el asentamiento máximo esperado en base a lo obtenido en el modelo a escala. La tabla 5.1 nos presenta el calculo del asentamiento esperado por medio de los diferentes análisis estudiado, calculados con espesores de material compresible ubicados encima de la protuberancia de la fosa o graben del valle de Querétaro.

Tabla 5.1. Tabla de asentamientos esperados en base a lo observado en los modelos a escala realizados y comparados con los resultados obtenidos para el mismo material con la configuración del basamento obtenida del perfil Obrera de Pacheco et al (2007).

Localización	Espesor compresible, en metros.	Asentamiento mínimo esperado, en metros.	Asentamiento máximo esperado , en metros	Asentamiento calculado en base a Pacheco et al. (2007), en metros	Asentamiento calculado en base a Rojas et al. (2002), en metros.
Perfil Obrera	136	0.27	2.72	2.21	1.19
Perfil Obrera	100	0.20	2.00	1.20	0.84
Delta de asentamiento		0.07	0.72	1.01	0.35

En la Figura 5.25 se presenta un espesor máximo de 136 metros del estrato deformable y podemos considerar dos escalones similares a los trabajados en el modelo el primero de izquierda a derecha con 100 metros aproximadamente de material sobreyacente y el segundo en el que se indica el fallamiento 5 de febrero de 20 metros promedio, también se indica un asentamiento calculado de 1.1 metros en el centro de la fosa lo cual es muy aproximado a lo obtenido por medio del análisis presentado por Rojas et al (2002), aunque si observamos las mediciones realizadas en campo se observan asentamientos diferenciales de hasta un metro en la misma zona que se acercaría a lo observado si calculamos el máximo asentamiento

esperado y los resultados en base a un análisis similar al presentado por Pacheco et al. (2007).

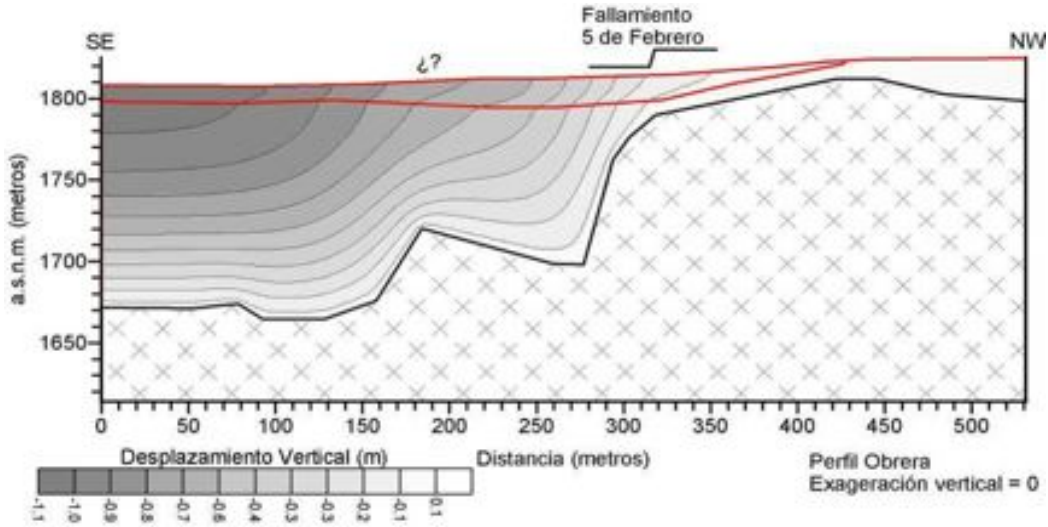


Figura 5.26. Análisis mediante elementos finitos revisado por Pacheco et al 2007 del perfil de Obrera.

Si realizamos el mismo cálculo para los datos de la Figura 5.27 se observa otra configuración de deformaciones obtenidas en el cual se contempla lo siguiente.

Tabla 5.2. Tabla de asentamientos esperados en base a lo observado en los modelos a escala realizados y comparados con los resultados obtenidos para el mismo material con la configuración del basamento obtenida del perfil Tlacote de Pacheco et al (2007).

Localización	Espesor compresible (metros)	Asentamiento mínimo esperado (metros)	Asentamiento máximo esperado (metros)	Asentamiento calculado en base a Pacheco et al. (2007)	Asentamiento calculado en base a Rojas et al. (2002)
Perfil Tlacote	100	0.20	2.00	1.20	0.84
Perfil Tlacote	20	0.04	0.40	0.05	0.11
Delta de asentamiento		0.16	1.60	1.15	0.73

Se observa nuevamente que los desplazamientos verticales son similares a los obtenidos en el modelo computacional (Figura 5.27), aunque las mediciones realizadas contemplan solamente una diferencia de deformaciones de hasta 35 cm., aunque se puede aseverar que las deformaciones continuaran hasta acercarse a las aquí obtenidas

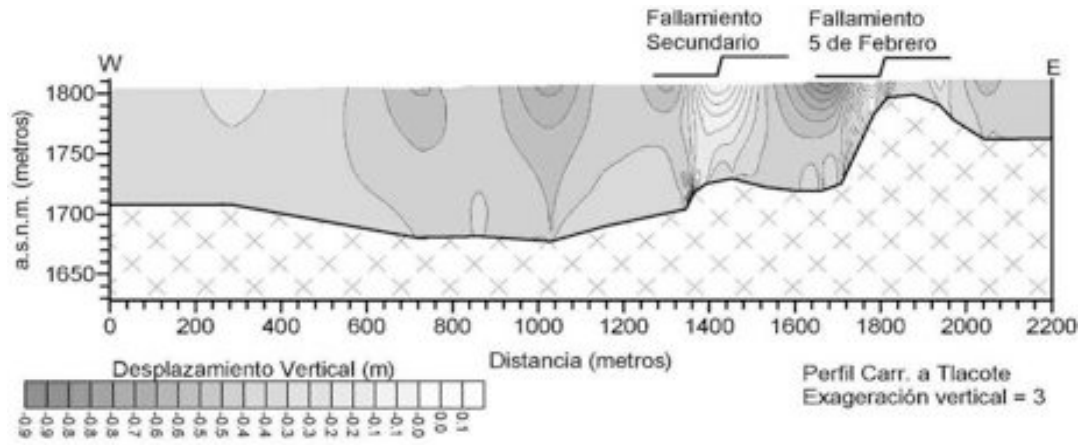


Figura 5.27 Análisis mediante elementos finitos revisado por Pacheco et al 2007 en el cual se presenta la deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Tlacote.

6. Validación del modelo.

6.1. Análisis fractal.

Las imágenes para el análisis fractal se tomaron del banco de materiales “Conín”, localizado en el Marques, Querétaro, de donde se extrajo el material que se utilizó en el modelo a escala, el banco se localiza en las coordenadas $20^{\circ} 34' 37.52''$ N y $100^{\circ} 18' 29.61''$ O. Se tomaron *in situ* utilizando una cámara digital Sony DSC-F707. Durante la captura de imágenes se conservó la misma distancia entre el fotógrafo y la superficie del suelo, para lo cual las fotos se tomaron con brazos estirados al frente a la altura de los hombros del operador, procurando trabajar en un periodo de tiempo que no fuera demasiado prolongado, y tener el mínimo reflejo del sol. La cámara se maneja manualmente y las imágenes se orientaron en forma frontal y paralela a la superficie con el patrón morfológico de interés en la zona del banco. Las distancias entre la cámara y el objeto fotografiado fueron variables debido a los diferentes obstáculos presentes en el lugar. Posteriormente se realizó un procedimiento similar en el modelo a escala trabajado tomando las fotografías a distintas alturas para la observación de la grieta con iluminación artificial.

La dimensionalidad de las imágenes de salida de la cámara es de 2048 x 1536 píxeles. Las imágenes se redujeron a 300 x 255 píxeles para su manejo eficiente en términos del tiempo computacional de los programas utilizados. Las imágenes digitales se manejaron en formatos tipo *.raw y *.bmp, transformándolas a escala de grises con ayuda del paquete de computo Paint Shop Pro 7.04. Antes de realizar el análisis fractal completo, se comprobó que este cambio del tamaño no afectó la precisión del cálculo de los parámetros estadísticos extraídos a partir de las imágenes. Las imágenes se tomaron en el corte de material presente en el banco de materiales en donde se aprecian fallas normales en el material en forma de cuña a diferentes grados de inclinación relacionadas tal vez con un bloque rocoso enterrado de basalto y la consecuente evaporación de la zona, aunque los escalones que se

observan son de algunos metros de caída no se aprecia el fenómeno que las pudo haber causado.

Para el análisis fractal de imágenes multiescalares, se utilizaron las técnicas que forman parte de la caja de herramientas diseñadas y calibradas previamente para el análisis fractal de las imágenes multiescalares en el Laboratorio de Análisis Fractal de los Sistemas Naturales (LAFSINA), por Oleschko y colaboradores (1996-2006). A continuación se clasifican los algoritmos utilizados en el presente estudio de acuerdo al tipo de datos de entrada, modelo matemático y estadístico utilizados, dividiéndolo en dos tipos: insesgados y sesgados.

Cada imagen examinada fue cubierta con una malla de cajas de un tamaño conocido, calculado el número de cajas requeridas para cubrir la línea. Con el objetivo de maximizar la información extraída, este proceso fue repetido utilizando un gran número de tamaños de caja.

Barak et al. (1996) reportaron el uso de técnicas de análisis de imágenes para determinar la dimensión fractal de granos de arena. Para lograr una imagen binaria digital las partículas de arena fueron observadas con microscopio (Nikon Optiphot-Pol) e iluminadas desde diferentes ángulos. La dimensión fractal de determinó con un software NIH IMAGE.

Con el objetivo de obtener un promedio total representativo de la estadística de la dimensión fractal de la superficie, es conveniente seleccionar un tamaño óptimo de ventana para extraer la información textural del área de interés. Se ha encontrado que los valores de la dimensión fractal modificada de la superficie son más estables que aquellos obtenidos por medio de un método convencional con diferentes tamaños de ventanas (Castro, 2006).

6.1.1. Geometría Fractal y Microestructura en General

La fractura de materiales es un problema de interés tanto científico como tecnológico, lo que ha motivado un gran número de investigaciones en el área de la formación y el crecimiento de grietas. Se ha establecido claramente, que los patrones de fractura pueden ser tratados desde el punto de vista de la geometría fractal (Castro, 2006). Adicionalmente, esta rama de las matemáticas aplicadas desarrollada por Mandelbrot (1982), permite la descripción no solamente de las superficies de fractura, sino de las variadas formas irregulares más complejas que las formas euclídeas, muchas de las cuales pueden observarse en los distintos materiales ingenieriles.

6.1.2. Superficies de fractura.

Las superficies de fractura de los materiales heterogéneos son objetos fractales naturales cuya principal característica es la invarianza escalar (Castro, 2006).

Si una parte de un objeto fractal natural se separa de él y se amplía, dicha parte lucirá igual que el cuerpo original, estadísticamente hablando. Por ejemplo, una imagen de microscopía electrónica de barrido (MEB) de una superficie de fractura en alta magnificación, aún los especialistas vacilan en su intento de discernir entre las imágenes mostradas en dicha Figura.

Los fractales residen en la frontera entre el orden de la geometría euclidiana y el desorden total aleatorio. Los objetos euclidianos poseen dimensiones expresadas por números enteros, mientras que los fractales poseen dimensiones fraccionarias. Una superficie plana (euclidiana) tiene dimensión 2, al ser cortada se obtiene una línea o perfil de dimensión 1. Una superficie fractal posee dimensión entre 2 y 3. A mayor irregularidad, mayor es la dimensión fractal. Si se extrae un perfil de alturas de una superficie fractal, éste tendrá una dimensión entre 1 y 2. En la

práctica es conveniente, y generalmente más fácil, analizar el carácter fractal de las superficies estudiando perfiles de alturas extraídos de ellas.

En 1984 Mandelbrot exploró cuantitativamente por primera vez el carácter fractal de las superficies de fractura de aceros sometidos a diferentes tratamientos térmicos y reportó una correlación entre la dimensión fractal y la tenacidad a la fractura, propiedad que fue estimada mediante la energía de impacto. Estos resultados, aunque fueron cuestionados posteriormente, iniciaron una nueva era en las disciplinas de fractografía y la mecánica de la fractura. Desde entonces el análisis de la autoafinidad de las superficies de fractura representa un campo de investigación muy activo, que se ha enriquecido con el desarrollo de modernos y sofisticados métodos estadísticos y matemáticos.

Existen diversos métodos para analizar la autoafinidad de las superficies de fractura. La mayor parte de ellos emplean perfiles extraídos de las superficies a través del uso de alguna técnica experimental. Uno de los métodos más confiables es el método de ventanas de ancho variable. El perfil se divide en franjas o ventanas de tamaño r . Se calcula para cada ventana la cantidad $Z_{\text{máx}}$, que es la diferencia entre la máxima y la mínima altura; promediando para todas las ventanas posibles. Variando el tamaño de las ventanas se obtiene la distribución $Z_{\text{máx}}(r)$. Para un perfil autoafín se cumple la siguiente ley de potencia:

$$Z_{\text{máx}}(r) \propto r^{-\zeta} \quad (6.1)$$

Un gráfico log-log de $Z_{\text{máx}}(r)$ vs. r permite verificar la validez de esta ley; si la relación se cumple el perfil es autoafín y el exponente ζ viene dado por la pendiente de la línea recta en el régimen autoafín.

Las superficies de fractura del vidrio son autoafines y su exponente de rugosidad así como la longitud de correlación puede determinarse mediante el método descrito.

6.1.3. Autoafinidad y el exponente de Rugosidad.

Los fractales matemáticos son autosimilares. Los fractales naturales no son autosimilares en sentido estricto, solo lo son estadísticamente, se dicen que son autoafines. Manifiestan escalamiento anisotrópico. Si se observa un perfil de un micrómetro de longitud con alturas del mismo orden, no se observarán en general alturas cien veces mayores si se analiza un perfil de una longitud de cien micrómetros.

El concepto de dimensión fractal no puede aplicarse en sentido estricto a objetos autoafines como las superficies de fractura. Dichos objetos deben describirse mediante una “dimensión de autoafinidad”. En la práctica se calcula el llamado exponente de Hurst también llamado exponente de rugosidad, que está relacionado a la dimensión fractal mediante la relación:

$$\zeta = 2 - D$$

(6.2)

Dónde ζ es el exponente de rugosidad y D es la dimensión fractal del perfil. Una superficie plana tiene $D=2$ y $\zeta=0$; una típica superficie de fractura muestra $D=1.2$ y $\zeta=0.8$, cabe mencionar que esta superficie es medida al observar ambos costados de la fractura no el agrietamiento del sistema.

6.2. Análisis fractal de las imágenes analizadas

En el presente trabajo de tesis se seleccionó un conjunto de descriptores fractales que se aplicaron a la medición de atributos de patrones morfológicos de fractura. Con el objeto de comparar los patrones espectrales de ruptura del material

en el laboratorio e in-situ. Se seleccionaron los descriptores que, se reconocen a nivel internacional como parámetros de referencia para el análisis fractal (Castro, 2006) y por el otro describen cada uno de los rasgos de morfología de la superficie que es de interés para el presente estudio. Esta selección de los descriptores se realizó en base a los objetivos particulares de esta investigación. Se utilizó el descriptor fractal por conteo de caja (Db), el cual extrae de cada sección de interés una medida promedio de la heterogeneidad de los patrones morfológicos de la falla. Este análisis se realiza con cajas de tamaño progresivamente mayor, cuantificando qué tanto espacio ocupa cada parte del patrón morfológico de la superficie de falla. En la Figura 6.1 se muestra la media obtenida del descriptor por conteo de caja para los modelo 3, 5 y el modelo considerado a escala real de las imágenes obtenidas del Banco Conín (Figura 6.2), se observa que los valores varían de 1.79 a 1.80, lo que implica una similitud significativa obtenida mediante este análisis.

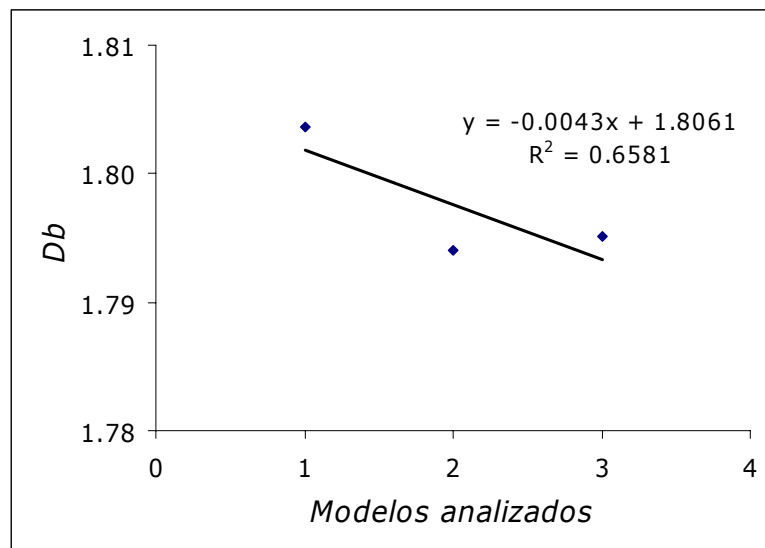


Figura 6.1. Dispersión de los datos de dimensión fractal de caja para los promedios de las imágenes analizadas, siendo: 1: modelo 3, 2. Modelo 5 y 3. Modelo a escala real.

Se seleccionaron y analizaron, para el presente estudio 8 imágenes para cada uno de los patrones de fractura observados, es decir, se trabajaron los modelos 3, 5 y el modelo a escala real de las imágenes extraídas del banco Conín localizado en el Marques, Qro, la altura de las imágenes obtenidas varía de acuerdo a la

distancia focal y se realizaron cortes a las mismas, para evitar colores oscuros que no representaran la fractura ya que se encontraron estratos de ceniza volcánica color gris oscuro en el banco de materiales. Las imágenes fueron analizadas en tonos de gris, las dimensiones fractales promedio de los análisis oscila entre el $D_b=1.80$ (Tabla 1) lo que representa la variación de promedios D_b para cada uno de los patrones morfológicos estudiados. Confirma una diferencia no significativa estadísticamente en la heterogeneidad de ocupación del espacio Euclideo común de los patrones analizados ($R=0.81$), lo cual se interpreta como un indicativo del comportamiento fractal autosimilar de los patrones morfológicos analizados independientemente, es decir, las fracturas del modelo y las que ocurren in situ en el banco de material. Esto confirma la hipótesis de la invarianza al escalado que se presenta al analizar distintas imágenes.

6.2.1. Rugosidad global de las imágenes de superficie de falla: firmagramas

Una forma de analizar las imágenes seleccionadas es a través de la densidad de tonos de gris sobre las imágenes de cada patrón de falla formado sobre la superficie en cada una de las posiciones estudiadas. Este atributo se conoce como rugosidad global de distribución de tonos de gris o firmagramas (Oleschko et al. 2004). Los firmagramas imprimen la información sobre el grado de ocupación de la superficie de falla por áreas, por lo cual puede ser visto como indicador de la rugosidad superficial global derivada de los procesos de falla. A partir de ello es posible cuantificar que espacio ocupa cada firmagrama dentro de un plano 2D. Dichos firmagramas estas se analizaron por medio de la técnica del rango re-escalado.

6.2.2. Exponente de Hurst ($H_{R/S}$)

Otra forma simple de analizar cuantitativamente la variación de los tonos de gris sobre las imágenes correlacionada con la densidad de la distribución de los

elementos texturales sobre los patrones morfológicos de erosión capturados por las imágenes digitales multiescalares, es por medio de la rugosidad global de la función de distribución de probabilidades (pdf) de tonos de gris dado sobre una imagen (Castro, 2006). Extrayendo el exponente de Hurst (H_{pdf}) de los pdf patrones morfológicos de falla se cuantificó que tan rugosa es cada superficie de falla clasificada en la presente investigación.

Por los rangos mínimos de variación de los valores del exponente de Hurst de cada patrón morfológico estudiado, se concluye que dentro de cada patrón existe una invarianza al escalado de $H=0.20$ promedio, presentándose en todos los patrones morfológicos una autosimilitud de valores comparando los valores de la imágenes tomando distinto acercamiento al mismo patrón morfológico. Para el análisis fractal por conteo de caja también se obtiene un promedio de $D_{R/S}=1.79$, por lo que distintos análisis nos arrojan valores similares indistintamente de la escala manejada, lo cual soporta la similitud de los sistemas analizados.

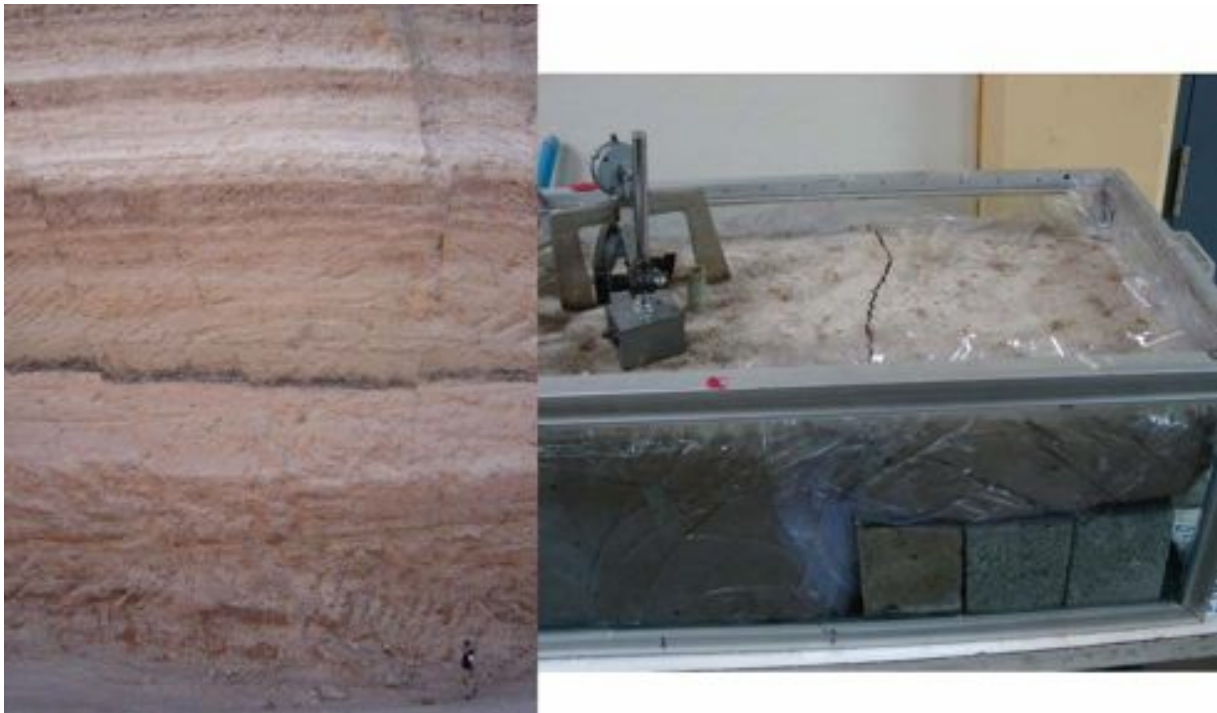


Figura 6.2. Comparativa de imágenes obtenidas en el banco conín (imagen izquierda) y la fractura observada en el modelo 3(imagen derecha), se observa en la parte inferior derecha de la imagen izquierda un testigo de la escala de observación, en este caso una persona de 1.80 metros de altura.

Tabla 6.1. Descriptores fractales de cada una de las imágenes analizadas, se muestra el descriptor por medio de conteo de caja y por rango re-escalado, así como el tamaño de cada imagen en píxeles.

			Db	Dr/s	
Modelo	IMAGEN	tamaño	Db	Dr/s	H
REAL	1	1669x493	1.89	1.795	0.205
	2	1277x213	1.91	1.783	0.217
	3	1145x893	1.91	1.811	0.189
	4	1339x856	1.50	1.807	0.193
	5	841x961	1.66	1.855	0.205
	6	1588x1399	1.86	1.811	0.189
	7	1229x785	1.79	1.790	0.210
	8	1426x868	1.90	1.804	0.196
PROMEDIO			1.80	1.81	0.20
MAX			1.91	1.85	0.22
MIN			1.50	1.78	0.19
SD			0.15	0.02	0.01
MODELO 3	1	497x913	1.82	1.696	0.304
	2	616x571	1.87	1.723	0.277
	3	203x133	1.79	1.742	0.258
	4	415x262	1.76	1.818	0.182
	5	266x286	1.74	1.786	0.214
	6	591x257	1.73	1.806	0.194
	7	616x310	1.76	1.810	0.190
	8	640x480	1.73	1.712	0.288
PROMEDIO			1.79	1.76	0.235
MAX			1.88	1.82	0.304
MIN			1.73	1.70	0.182
SD			0.06	0.05	0.047
MODELO 5	1	778x697	1.90	1.826	0.174
	2	1405x1390	1.80	1.824	0.176
	3	1945x1450	1.74	1.849	0.151
	4	2304x1728	1.78	1.832	0.168
	5	2304x1728	1.70	1.822	0.178
	6	2290x1243	1.82	1.762	0.238
	7	1789x1249	1.87	1.781	0.219
	8	1393x1618	1.73	1.818	0.182
PROMEDIO			1.80	1.81	0.19
MAX			1.90	1.85	0.24
MIN			1.70	1.762	0.151
SD			0.06	0.028	0.028

Por otro lado se midió el rango de los modelos con respecto a la tendencia de la ventana, la que a su vez se estimó simplemente como la línea que conecta al primer y último punto dentro de la ventana. El comportamiento de la línea refleja la tendencia promedio del comportamiento de la variable dentro de la ventana, en las

siguientes imágenes presentadas se observa el comportamiento de la grieta en las líneas analizadas para cada caso, los transectos también son analizados en algunos casos paralelos a la grieta lo que nos hace suponer un análisis del fenómeno sin grieta, es decir, solo se describe la tendencia de los valores en la línea estudiada, se observan en las imágenes del modelo 3 una variación en la escala de grises al acercarse a la grieta y una rugosidad mayor del sistema mientras la imagen es tomada más de cerca.

Modelo 3

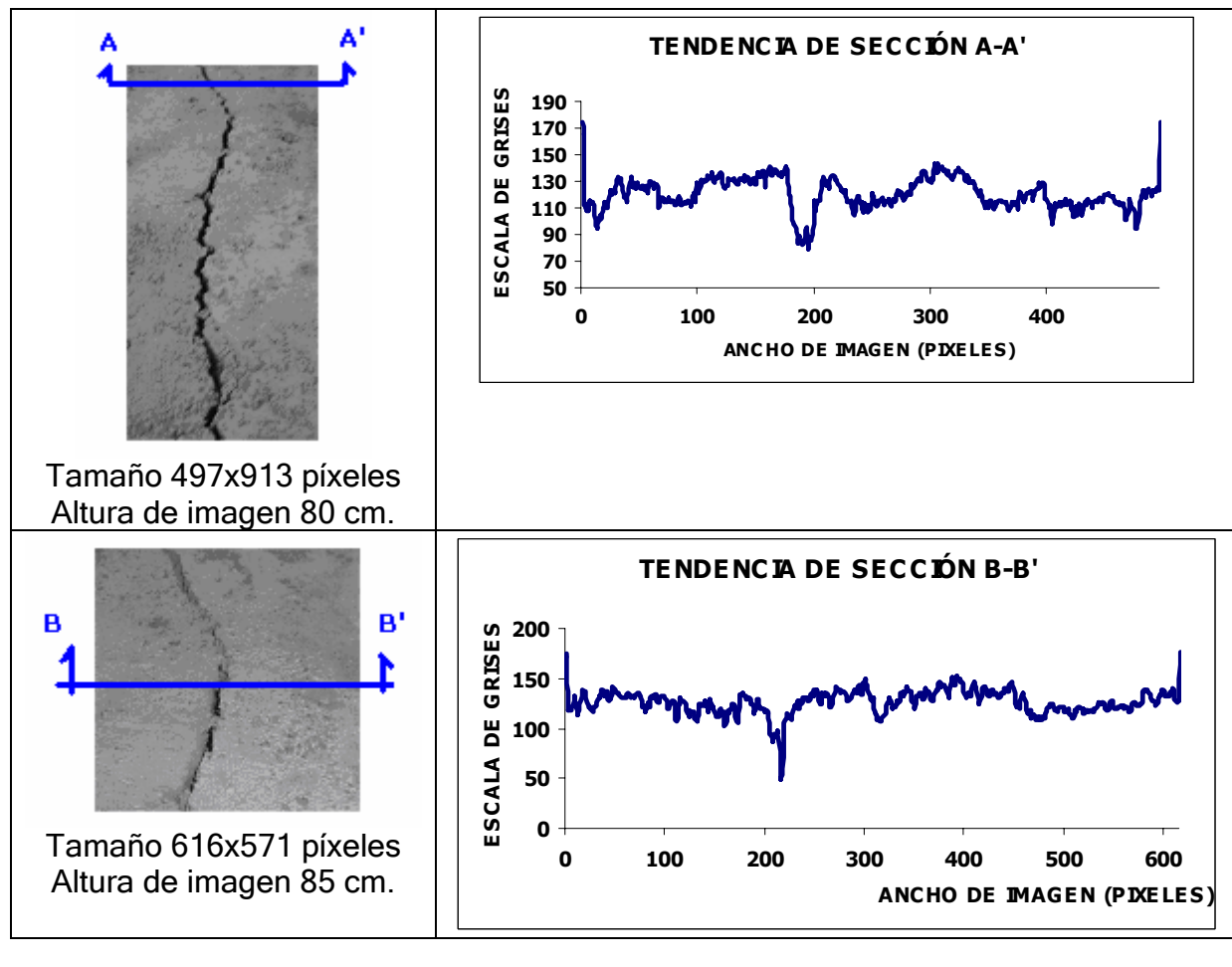


Figura 6.3. Secuencia de imágenes de tendencia de la línea seleccionada, se observa el cambio en la tendencia en las zonas cercanas a la fractura, aumentando la rugosidad del sistema conforme se hace un acercamiento de la toma de la imagen.

Para el análisis correspondiente al modelo 5 se observa una rugosidad aun mayor del sistema analizado achacado a los patrones de sombras presentes en la imagen debidos a la presencia de humedad concentrada en dos diferentes zonas del modelo, sin embargo la rugosidad global del sistema (firmagrama) y la obtención de la rugosidad del sistema nos arroja valores similares lo cual es indicativo de una autosimilitud de los patrones morfológicos analizados.

Modelo 5

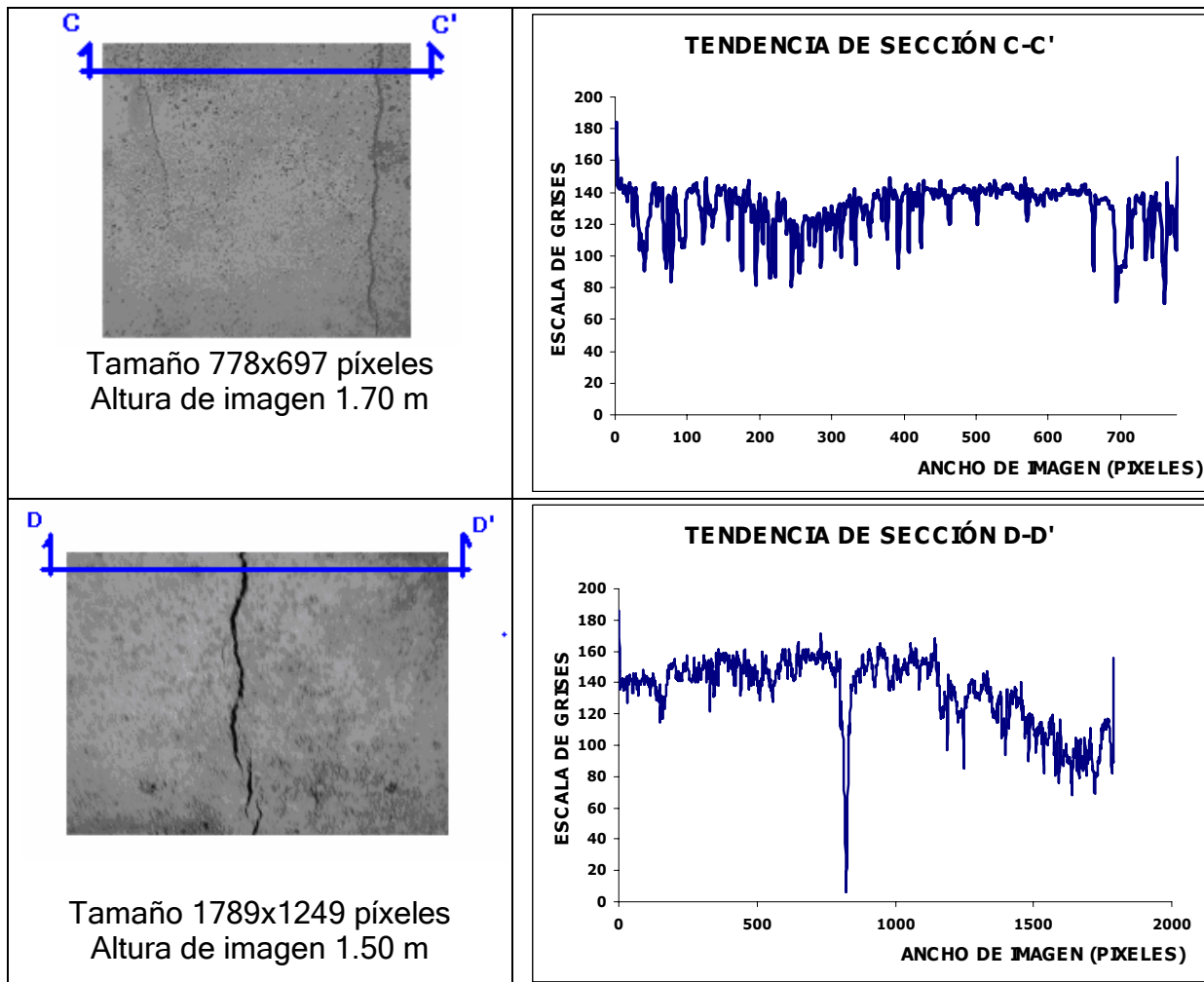


Figura 6.4 En esta secuencia de imágenes se observan distintos patrones de fractura, es decir, se observan derivaciones de la fractura principal lo cual repercute en las líneas de tendencia analizadas.

Por último se analizaron imágenes del Banco de materiales “Conín” de donde se extrajo el material areno-limoso para la realización de los experimentos, las

distancias a los puntos de observación difíciles de medir debido a la morfología de la zona con pendientes bastante fuertes por lo que se trato de obtener las imágenes paralelas a la falla únicamente, en los patrones de las líneas de tendencias presentados a continuación se observa una rugosidad del sistema muy similar para cada una de las imágenes y no se aprecia en forma significativa la fractura observada en campo, pero, como se dijo anteriormente el análisis arroja parámetros de rugosidad similares a los modelos ya presentados.

Modelo Real (Banco Conín)

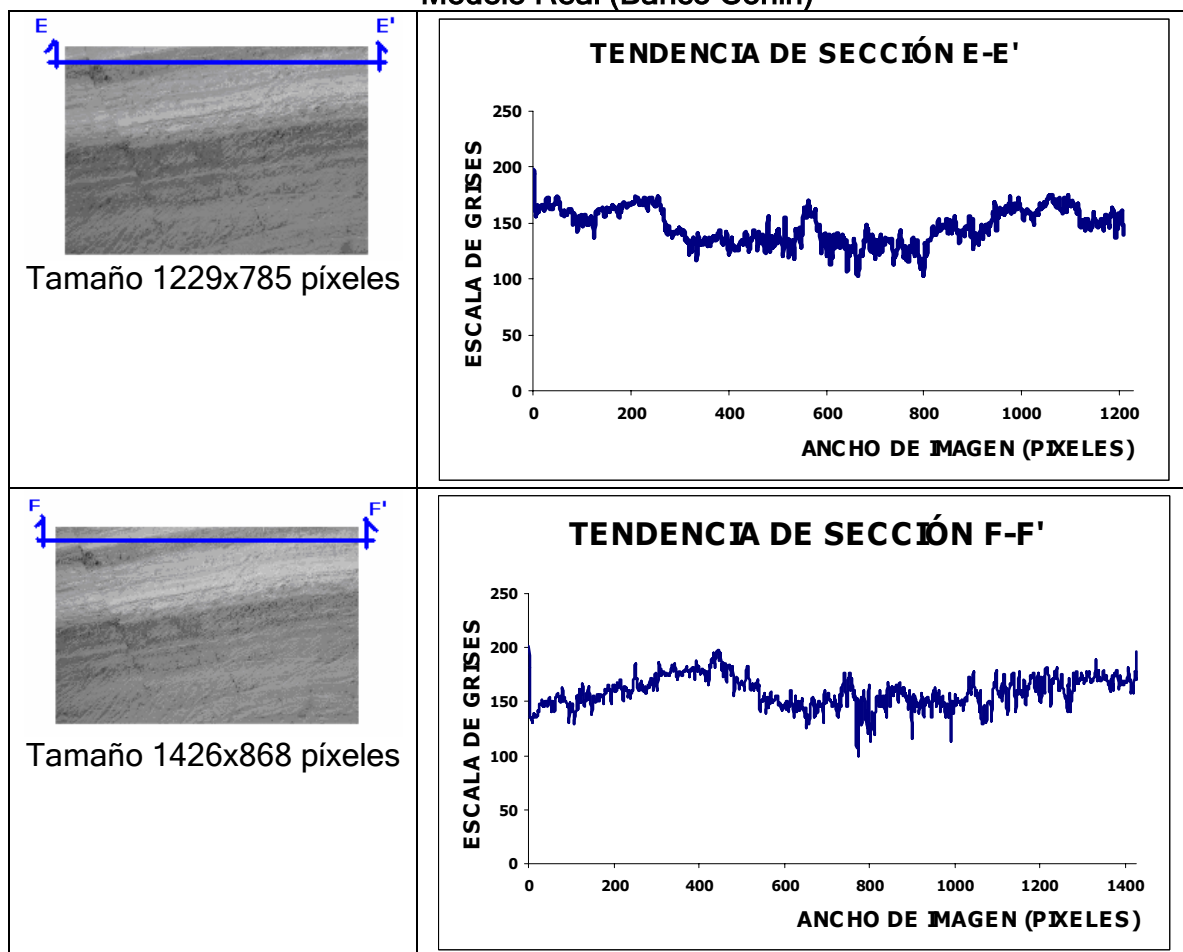


Figura 6.5. En esta secuencia de imágenes no es posible observar en buena forma los patrones de fractura del sistema.

7. CONCLUSIONES.

En los modelos experimentales se pudieron observar deformaciones unitarias verticales de entre 0.2% y 2% dependiendo de la configuración del modelo; cuando el medio es unidimensional, es decir cuando en los recipientes únicamente se colocó suelo, se presentaron deformaciones unitarias que varían entre 0.65 y 0.95%. Las máximas deformaciones unitarias observadas en los modelos (3,4 y 5) ocurren en los puntos sujetos a mayor tensión, es decir, se presentan muy cercanos al vértice del basamento irregular colocado debajo del material compresible, lo cual nos indica un cambio significativo en las deformaciones a ambos lados. Las deformaciones verticales en el fallamiento Grupo 5 de Febrero el cual presenta diferencias verticales de hasta 1.00 m en un estrato compresible de 100 m o las reportadas en grupo Venegas cercanas a 0.50 m en un estrato de 65 m y se observa que los resultados cuantitativos obtenidos a partir del presente estudio se encuentran dentro del rango reportado por diversos autores.

Los ensayos triaxiales que se realizaron al material del material del experimento fueron del tipo no consolidado-no drenado presentan valores de modulos de elasticidad cercanos a $E_s = 200 \text{ kg/cm}^2$ y un modulo de poisson $\nu = 0.30$, en los que el tipo de falla característica es frágil. Se midió también el módulo elástico de los bloques sólidos empleados como basamento rocoso que resulta ser de $E_m = 74,000 \text{ kg/cm}^2$ con un módulo de poisson $\nu = 0.35$. Estos valores se emplearon como datos de entrada para realizar la simulación de hundimientos, deformaciones y esfuerzos mediante análisis de elementos finitos. Éste método se revisó con la finalidad de observar las deformaciones esperadas en los sedimentos del valle de Querétaro. Cabe mencionar que Pacheco (2007) determinó en base a mediciones geofísicas un módulo elástico del estrato compresible $E_s = 282 \text{ kg/cm}^2$ para la modelación realizada para el valle de Querétaro.

En los modelos bidimensionales 3 y 5 (modelos de graben y horst respectivamente), se presentaron agrietamientos inducidos por la configuración del basamento en el suelo drenado los agrietamientos observados siguen una dirección paralela al escalón presentándose por tanto un fenómeno parecido al observado en el valle de Querétaro.

En lo que respecta a las superficies de deformación obtenidas por los procesos de interpolación se observa una correspondencia del basamento colocado con la forma de las deformaciones obtenidas, los modelos más representativos fueron el 3 y el 5 debido sobre todo a que ocurrió un fallamiento de material y las mediciones de deformación nos indican diferencias hasta de 4 mm dependiendo de la altura del escalón colocado y el espesor del material. Esto nos hace suponer que cualquier irregularidad en el basamento rocoso del valle puede generar agrietamientos, aunque dependerá del tamaño de la irregularidad para que pueda o no ser observado en la superficie. También se observa que las deformaciones continúan hasta por 40 días en los modelos después de haber realizado el drenado completamente de los tanques, observándose un comportamiento asintótico al final de las mediciones. Este resultado es congruente con las mediciones realizadas en la zona de falla 5 de Febrero que nos indican una considerable disminución en la velocidad de deformación.

El escalado del modelo se realizó por medio de la metodología fractal a través del análisis de imágenes obtenidas de la zona de origen del material obtenido para el experimento (Banco Conín). Los resultados se compararon con las zonas de falla de los modelos 3 y 5 obteniendo patrones morfológicos significativamente similares. El descriptor fractal o dimensión de caja nos presenta valores de 1.8 para ambos casos y un exponente de Hurst muy cercano a 0.2 lo cual nos indica una rugosidad espacial similar y confirma la autosimilitud de las imágenes analizadas. Estos resultados abren una nueva perspectiva para el análisis y modelación multiescalar de procesos de falla. En estos modelos también se observó una discontinuidad hidráulica generada por el agrietamiento lo cual nos hace suponer que

esta puede ser una zona sujeta a una continua erosión provocando el crecimiento de las grietas.

Este trabajo sienta las bases para la realización de modelos más complejos y mejor instrumentados para analizar las fuerzas y desplazamientos horizontales en los modelos trabajados que podrían dar la pauta para entender las fuerzas internas que están presentes en el suelo y proporcionar una predicción más aproximada de la localización de posibles fracturas.

Referencias

Aguilar-Pérez L. A., Ortega-Guerrero A. A., Lugo-Hubp J. y Ortiz-Zamora D. del C., 2006; Análisis numérico acoplado a los desplazamientos verticales y generación de fracturas por extracción de agua subterránea en las proximidades de la Ciudad de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, num. 3, p. 247-261.

Aguirre-Díaz, G. J., Zúñiga Dávila Madrid, R., Pacheco Alvarado, F.J., Guzmán Speziale, M., y Nieto Obregón, J., 2000; El graben de Querétaro, Querétaro, México. Observaciones de fallamiento activo: *Geos*, boletín de la Unión Geofísica Mexicana, v. 20, p. 2-7.

Aguirre-Díaz G. J., Nieto-Obregón y Zúñiga F. R., 2005; Seismogenic Basis and Range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Belt, Querétaro, México: *Geological Journal*, 40: 215-243.

Alaniz-Álvarez S.A, Nieto-Samaniego A.F., Reyes-Zaragoza M.A., Orozco-Esquivel M. T., Ojeda-García A. C. y Vassallo F. L., 2001; Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 18, n. 2, p. 129-148.

Álvarez-Manilla, A., 1999; Modelo del mecanismo de agrietamiento en el valle y zona metropolitana de Querétaro. Tesis de Maestría en Ciencias (Mecánica de Suelos), Universidad Autónoma de Querétaro, México.

Anderson, A. N., A. B. Mc Bratney and E. A. Fitz-Patrick, 1996. Soil mass, surface and spectral fractal dimensions estimated from thin section photographs. *Soil Science Society of America Journal*. 60: 962- 969.

Arroyo M., Arzate J., Rojas E., Rios R., Pacheco J. y Arnold C., 1999; Causas y efectos de las fallas y agrietamientos en los valle de Querétaro y Celaya: Simposio Internacional sobre el aprovechamiento integral del agua en regiones semiáridas: "El agua en Querétaro, última llamada", Noviembre de 1999, U.A.Q., Querétaro México.

Arroyo M., Arzate J., Yutis V., Martínez J., 2002; Estudio integral del recurso agua en los acuíferos del estado de Querétaro, área de geofísica, geología y geotécnia. Reporte Comisión Estatal de Agua (CEA), Querétaro, México.

Arroyo, M., Arzate, J., Rojas, E., Martínez, J., Yutis, V., Pacheco, J., Frías, A., Ochoa, H., 2003. Causas y efectos de las grietas y fallas en el valle de Aguascalientes. Cuaderno CONACYT-SIHGO, Querétaro, México.

Auvinet G. y Bouvard D., 1983; Efectos de escala geométrico en medios granulares: Series del Instituto de Ingeniería de la UNAM no. 473.

Auvinet G. y Arias A., 1991; Propagación de Grietas. En Agrietamientos de suelos, Editado por la Sociedad Mexicana de Mecánica de suelo, México

Balankin A.S. 1997. Synergetics and the mechanics of self-affine cracks. Eng. fract. Mech.,57:135-203.

Baldyga C. A., 2001; Relationship of faults in basin sediments to the gravity and magnetic expression of their underlying fault systems: Open-File report 01-502, U. S. Geological Survey.

Barak, B., C.A. Seybold y K. McSweeney. 1996. Self similitude and fractal dimension of sand grains. Soil Sci. Soc. Am. J. 60: 72-76.

Bartoli, F., R. Philippy, M. Doirisse, S. Niquet y M. Dubuit. 1991. Structure and self-similarity in silty and sandy soils: The fractal approach. J. Soil Sci. 42: 167-185.

Bowles, Joseph E., Foundation Analysis and Design. Editorial McGraw Hill. Estados Unidos de América, 1998.

Burbey T. J., 2002; The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA: Hydrogeology Journal, 10, p. 525-538.

Carpenter M. C., 1999; Land subsidence in the United State: Circular 1182, U. S. Geological Survey. Galloway D., Jones D. R. e Ingebritsen S. E. eds. Part I, Mining Ground Water, South-Central Arizona. p. 65-81.

Carpinteri, A., 1994. Fractal nature of material microstructure and size effects on apparent mechanical properties. Mech. Mater., 18: 89-101.

Carreón-Freyre D., Cerca M., Luna-González L. y Gámez-González F. J., 2005; Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, no. 1, p. 1-18.

Castro A. G., 2006, Invariancia al Escalado de los Patrones Morfológicos de Erosión: Caso de Cárcavas. Tesis de maestría, Universidad Autónoma de Querétaro, p. 60-96.

CEA-UAQ, 2002. Estudio integral del recurso agua en los acuíferos del Estado de Querétaro (GEQ) Plan Hidráulico del Estado de Querétaro: Tomo I. Agua potable y saneamiento, Comisión Estatal del Agua, Gob. del Edo. de Qro.

CENAPRED, 2001. Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana. México, D.F.

Cherepanov G. P., A. S. Balankin & V. S. Ivanova. 1995. Fractal fracture mechanics. Eng. Fract. Mech., 51;997-1033

Cherepanov G. P., A. S. Balankin & V. S. Ivanova. 1997. Fractal and fracture. Atypical encyclopedia of current knowledge dedicated to Alan Arnold Griffith, G.P. Cherepanov Ed., Krieger , Melbourne,p.104

Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.

CNA, 2000; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Querétaro, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.

CNA, 2000b; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Amazcala, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.

CNA, 2002; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de San Juan del Río, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.

CNA, 2002b; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Tequisquiapan, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.

Crawford, J. W. and B. D. Sleeman. 1998. From particles to architecture: fractal, aggregation and scaling in soil science. In P. M. Huang, N. and J. Buffle. Structure and surface reactions of soil particles IUAP Series on Analytical and Physical Chemistry of Environmental Systems, 4: John Wiley & Sons. New York.

Figuroa-Vega G., 1984. Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal. Case history 9.8, México D.F. International Hydrological Program, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman, pp. 217-232.

Helm, D. C., 1975; One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pyxley, California, 2, Constant parameters: *Water Resources Research*, Vol. 11, No. 3, pp. 465-478

Helm, D. C., 1976; One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pyxley, California, 1, stress-dependent parameters: *Water Resources Research*, Vol. 12, No. 3, pp. 375-391

Hsieh P. A., 1997; Poroelasticity simulation of ground-water flow and subsurface deformation: Open-File Report 97-47, Keith R. P. and Leake S. A. eds. U.S. Geological Survey Subsidence Interest Group Conference. Proceedings of the technical meeting, Las Vegas, Nevada, p. 5-9.

Hurst, H. E., 1951. "Methods of Using Long-Term Storage in Reservoirs" Trans. American Soc. of Civil Engineers. 116. 770.

Ivanich P. A., Tyburczy J. A., Arrowsmith J. R., Diaz M., 2003; Measuring bedrock topography using gravity to understand subsidence along a portion of the CAP canal in northeast Scottsdale: CAP-LTER 2003 5th annual poster symposium.

Jachens, C.R., Holzer, L.T., 1979. Geophysical investigations of ground failure related to ground water withdrawal Picacho basin, Arizona. Ground Water 17 (6).

Jachens, C.R., y Holzer, L.T., 1982. Differential compaction mechanism for earth fissures near Casa Grande, Arizona. Geological Society of American Bulletin 93, 998-1012.

Juárez, E. y Rico, A., 1969. Mecánica de Suelos, Fundamentos de la Mecánica de Suelos. Tomo I. Limusa, México

Lee K. L. y Shen C. K., 1969; Horizontal movements related to subsidence. Journal of the soil mechanics and foundation Division, Proceedings of the American Society of the Civil Engineering. v 95, no. 1, pp. 139-166

Mandelbrot BB. 1983. The fractal geometry of nature. New York: Freeman.

Meyer, W.R., y Carr, J.E., 1979, A digital model for simulation of ground-water hydrology in the Houston area, Texas: Texas Department of Water Resources Report LP-103, 27 p.

Mishra S. K., Singh R. P. and Chandra S., 1993; Prediction of subsidence in the Indo-gangetic basin carried by groundwater withdrawal: Engineering Geology, 33, p. 227-239

Muñoz V. A. J., 2006. Patrón estructural multiescalar de un andosol y su dinámica en función del manejo. Tesis Doctoral, Colegio de Postgraduados, Instituto de enseñanza e investigación en ciencias agrícolas, Campus Montecillo, Hidrociencias. p. 36-49.

Oleschko, K., Etchevers, J.D.B., Hernandez, A.R., 1996. Structure and pedofeatures of Guanajuato (Mexico) Vertisol under different cropping systems. Soil Till. Res. 37, 15-36.

Oleschko K., Korvin G., Balankin A., Khachaturov R., Flores L., Figueroa B., Urrutia J. and Brambila, 2002, Fractal Scattering of Microwaves from Soils, physical structure, volume 89, number 18.

Olescko k., Korvin G., 2004, Multiple wave scattering from fractal aggregates, Chaos Solitons and Fractals, 19. 421-425

Ortega-Guerrero A. Cherry J. A. and Rudolph D. L., 1993; Large-scale aquitard consolidation near Mexico City: Ground water, Vol. 31, No. 5, p.708-718

Ortega-Guerrero A., Rudolph L. D. y Cherry J. A., 1999; Analysis of long-term land subsidence near México City: Field investigations and predictive modelling: Water Resources Research, vol. 35, no. 11, p. 3327-3341.

Ochoa-González G. H., 2003; Análisis de la subsidencia en valles lacustres por medio de la teoría de pérdida volumétrica: Tesis de Maestría en Mecánica de Suelos, Universidad autónoma de Querétaro.

Orozco J. M. y Figueroa-Vega G., 1991; Descripción cronológica de los conocimientos sobre el agrietamiento de terrenos. En Agrietamientos de suelos, Editado por la Sociedad Mexicana de Mecánica de suelo, México

Pacheco M., J., Arzate, J.A., Rojas E., Yutis V., Arroyo M. y Ochoa G., 2006; Delimitation of soil fissure zones due to ground subsidence using gravity data and finite elements modeling in the Valley of Queretaro, Mexico. Engineering Geology, v.84, pp.143-160.

Pacheco J., 2007. Propuesta del modelo de Subsidencia y generación de agrietamientos, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de Querétaro, Centro de Geociencias.

Pachepsky, Ya. A., R. A. Shchervakov and L. P. Korsunskaya. 1995. Scaling of soil water retention using a fractal model. Soil Sci. 159(2): 99-104. Perfect, E. and B. D. Kay. 1991.

Parrot, J.F., Rico, J., 1997. Implementación y operación de un algoritmo para la estimación de los parámetros fractales de las imágenes. UNAM, Instituto de Geología, Proyectos DGAPA, Informe Final, 35 pp.

Parrot, J. F. and H. Taud. 1998. Implementación y operación de un algoritmo para la estimación de la dimensión espectral de suelos. UNAM. Instituto de Geología. Proyectos DGAPA, Informe final. p. 35.

Poland J. F., Lofgren B. E., and Riley F. S., 1972; Glossary of selected terms useful in studies of the mechanics of aquifer system and land subsidence due to fluid withdrawal: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2025, p. 9.

Poland J. F., 1984a; Mechanics of land subsidence due to fluid withdrawal: Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, prepared for the International Hydrological Programme, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, p. 37-54.

Poland J. F. y Lofgren B. E., 1984b; Case history 9.13: San Joaquin Valley, California, U.S.A.: Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, prepared for the International Hydrological Programme, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, p. 263-278

Raisbeck D. y Pedler I. V., 1985; Settlement prediction and monitoring in an area of regional subsidence: In International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 11o Proceedings:San Francisco, Soil Mechanics and Foundation Engineering, p. 2231-2234.

Rivera A. y Ledoux E., 1991; Nonlinear modeling of groundwater flow and total subsidence of the México City aquifer-aquitard system: Land subsidence. Proceedings of the fourth International Symposium on Land Subsidence IAHS Publ. no. 200. p. 45-58.

Rojas E., Arzate J. y Arroyo M., 2002; A method to predict the ground fissuring and faulting caused by regional groundwater decline. Engineering Geology, v. 65, pp. 245-260
Sheriff R. E. y Geldart L. P., 1991; Exploración sísmológica v .I., ISBN 0 521 24373 4, Editorial Limusa S.A.,México.

Sagaseta C., 1987; Analysis of undrained soil deformation due to ground loss: Geotechnique vol. 37, no. 3, p. 321-333.

Sheng Z. y Helm D. C., 1995; Conceptual models for earth fissuring in Las Vegas, Nevada, USA: Land subsidence. Proceedings of the Fifth International Symposium on Land subsidence, The Hague, October 1995. IAHS Pub. no. 234. p. 381-387.

Shimizu M., 1998; Application of a large-strain finite element model in predicting Land subsidence due to the variation of Ground-Water level: Borchers, J.W., ed., Land subsidence case studies and current research, Proceedings of the Dr. Joseph F. Poland Symposium on Land Subsidence: Association of Engineering Geologists, Special Publication no. 8, p. 239-247.

Terzaghi, K., 1956. Theoretical soil mechanics. John Wiley and Sons Inc., New York.

Trejo, Moedano A., 1989; Estratigrafía y propiedades mecánicas del suelo del valle de la zona urbana de Querétaro: Universidad autónoma de Querétaro, ISBN: 968-845-089-8, Querétaro Méx.

Trejo, Moedano A. y Martinez-Baini A., 1991; Agrietamiento de suelos zona Querétaro, en Agrietamientos de suelos, Editado por la Sociedad Mexicana de Mecánica de suelo, México, p. 67-74.

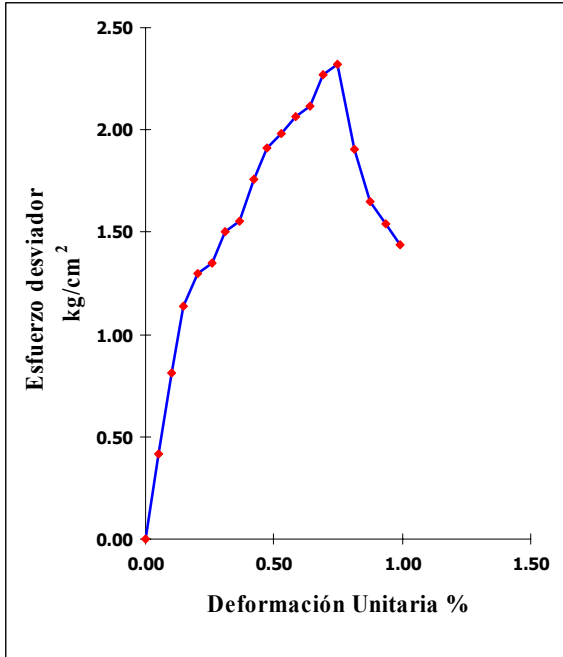
Trescott, P.C., 1975, Documentation of finite-difference model for simulation of three-dimensional ground-water flow: U.S. Geological Survey Open-File Report 75-438, p.32

Valdéz-Moreno G., Aguirre-Díaz G. y López-Martínez M., 1998; El volcán La Joya, Estados de Querétaro y Guanajuato - Un estratovolcán miocénico del cinturón volcánico mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.15, No. 2, 181-197

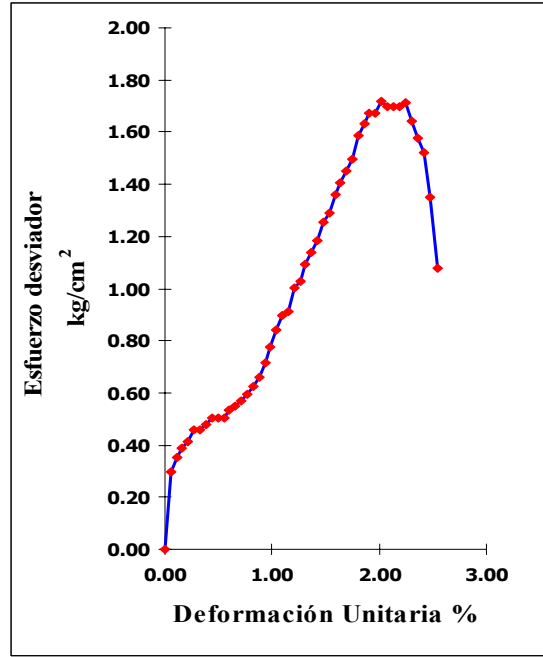
Zúñiga F. R., Pacheco J. F., Guzmán-Speziale M., Aguirre-Díaz G. J., Espindola V. H., Nava E., (2003); The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, México: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Belt: *Tectonophysics* 361, 229-238.

Zermeño, M., 2006. Influencia de la extracción del agua en la subsidencia y agrietamiento de la Cd. de Aguascalientes. *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Civil*, Colegio de Ingenieros Civiles del Edo, de Querétaro.

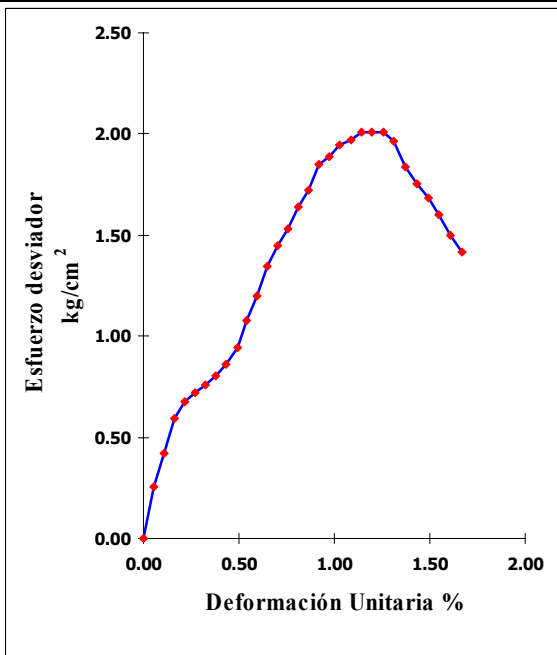
Zúñiga F. R., Pacheco J. F., Guzmán-Speziale M., Aguirre-Díaz G. J., Espindola V. H., Nava E., 2003; The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, México: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Belt: *Tectonophysics* 361, 229-238.



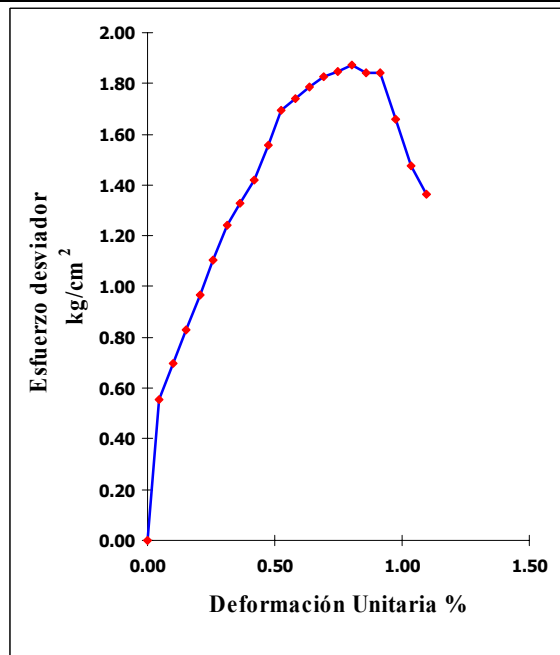
E=328.47 kg/cm²



E=73.85 kg/cm²



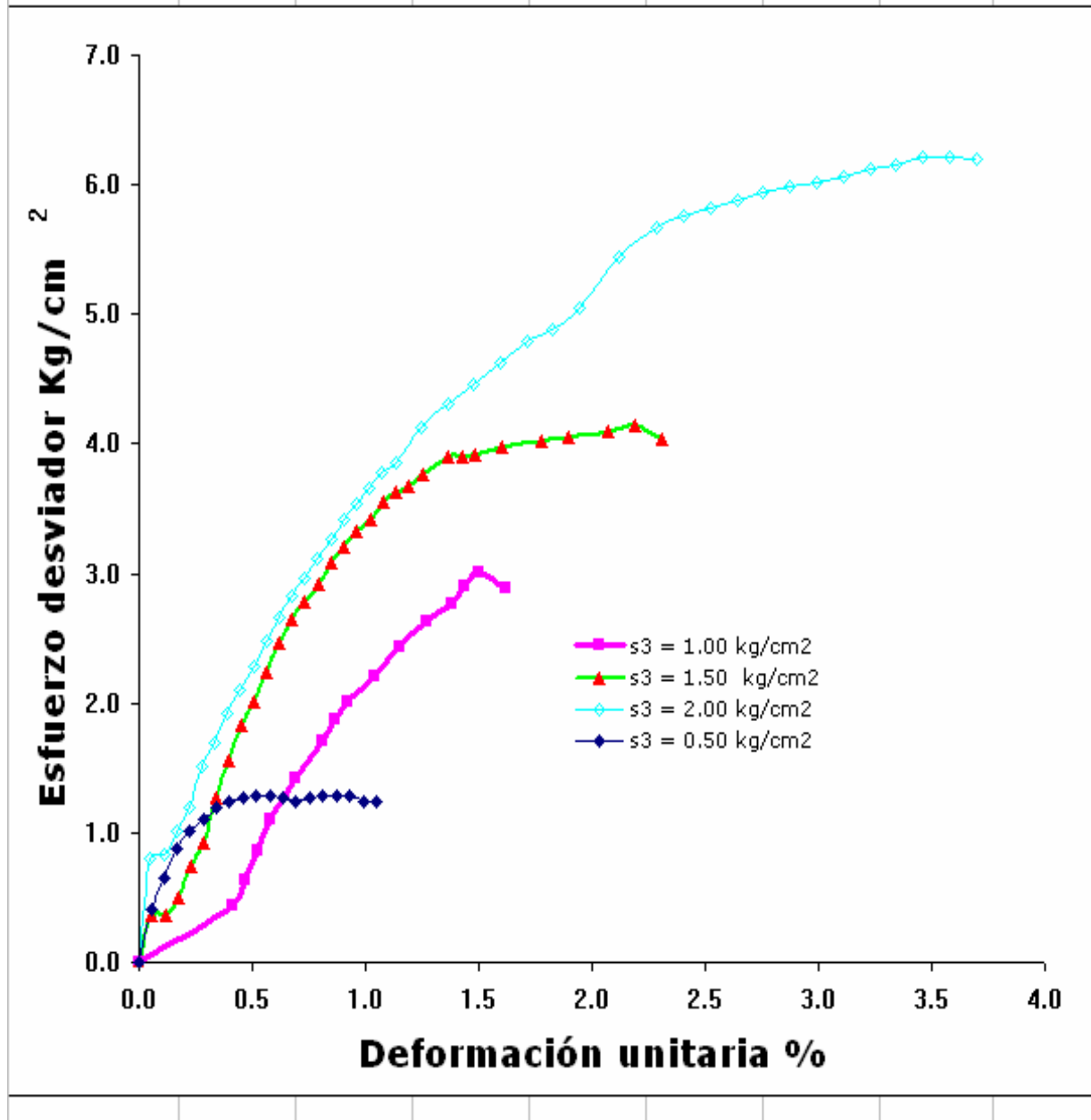
E=182.71 kg/cm²



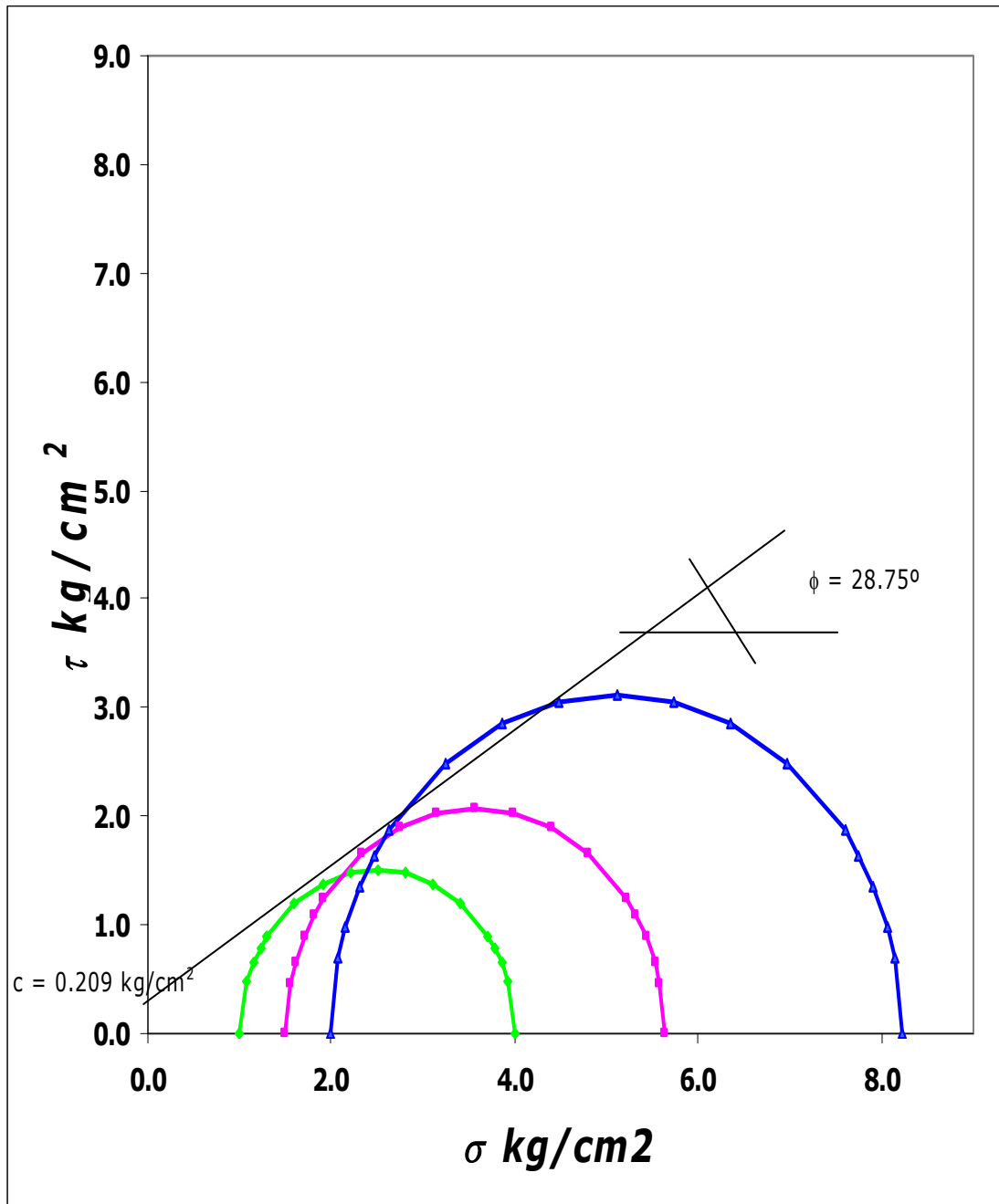
E=238.94 kg/cm²

Ensayes de compresión simple realizados a muestras extraídas del material utilizado en el modelo experimental.

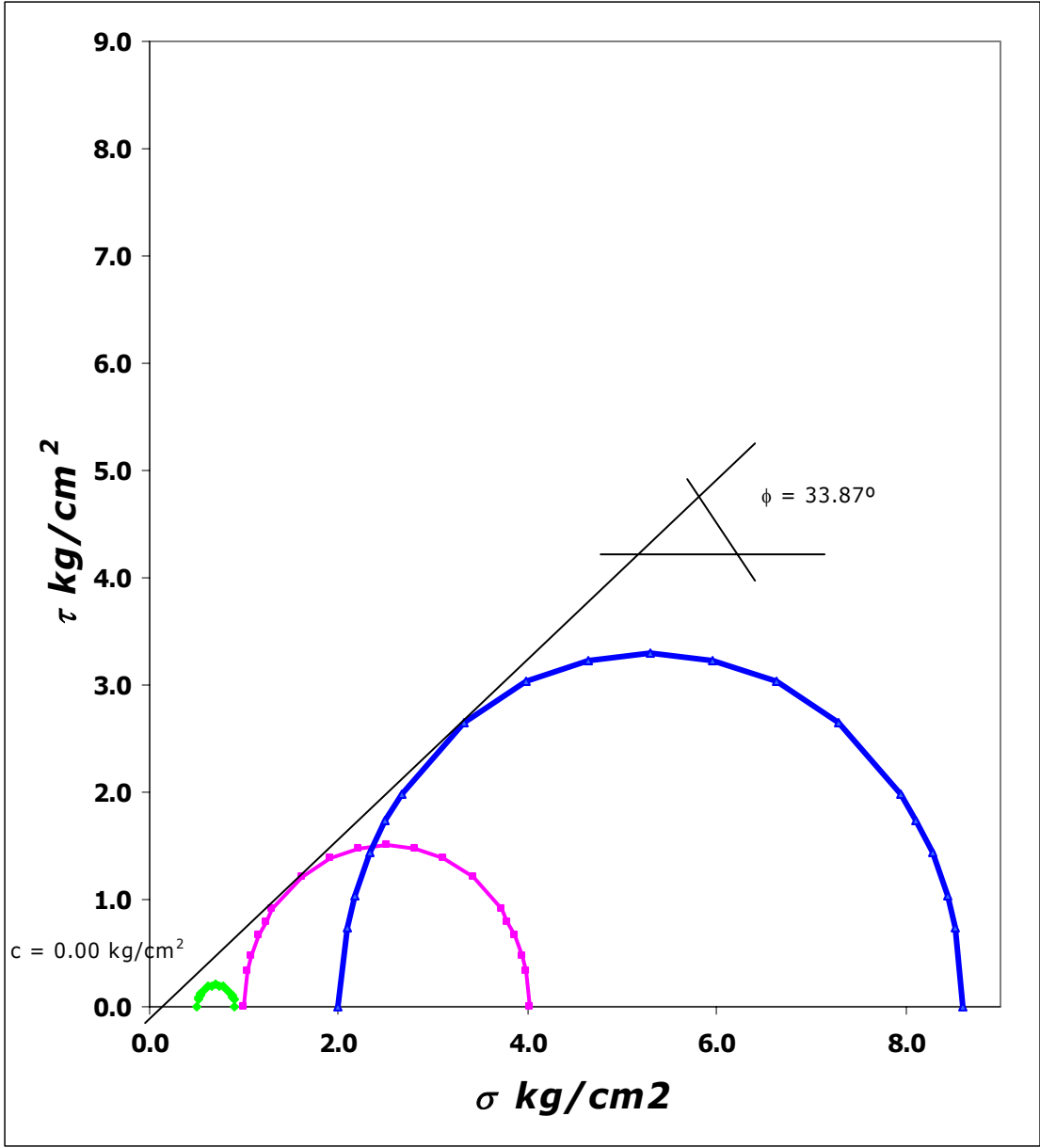
ENSAYE TRIAXIAL NO CONSOLIDADO NO DRENADO								
PCA	Prof m	γ_m t/m ³	ϕ °	Ko	σ_h kg/cm ²	μ	E kg/cm ²	G kg/cm ²
1	1.00	1.480	28.75	0.519	0.077	0.342	289.520	107.894



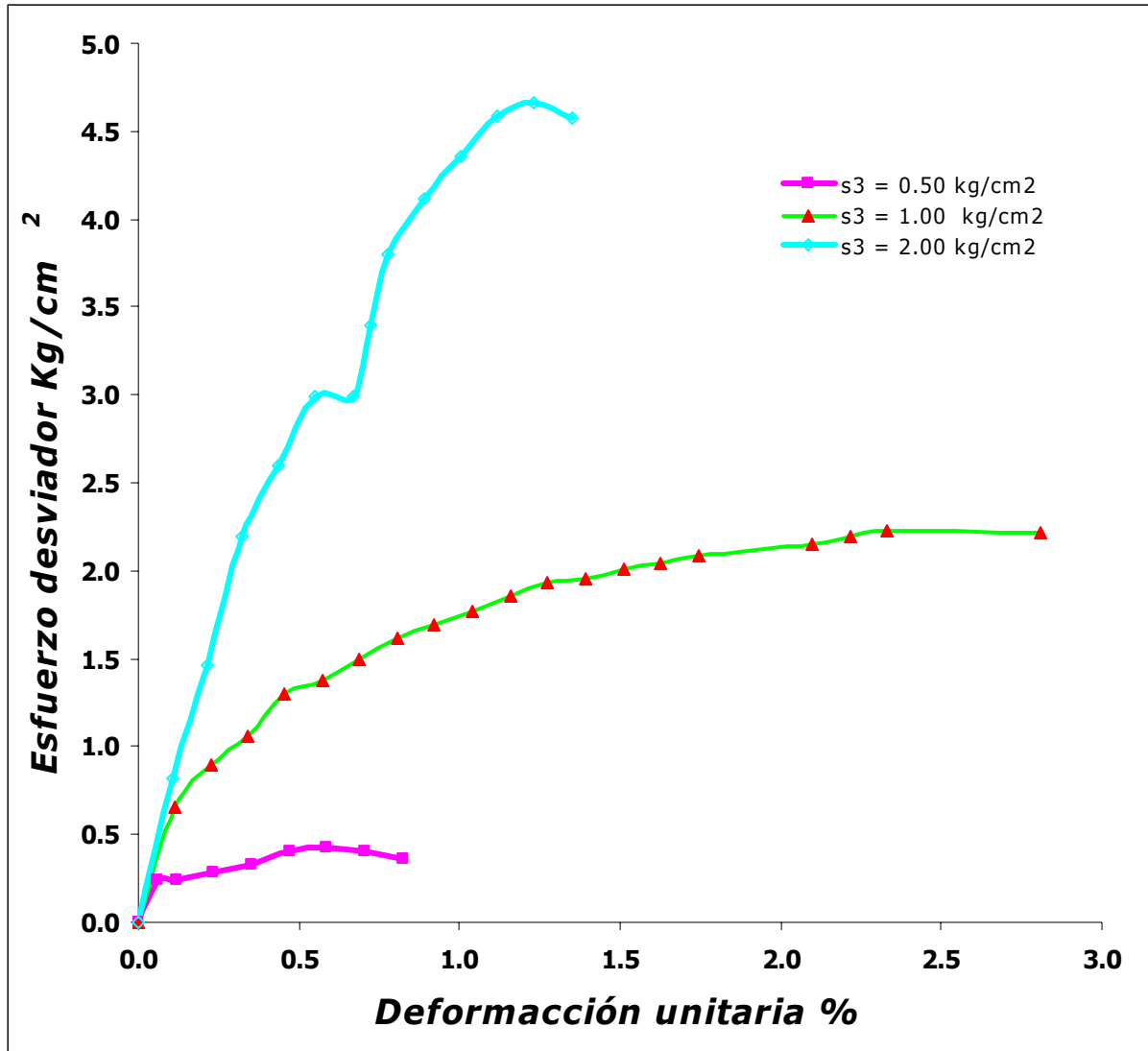
Ensayes triaxial tipo UU realizado a muestras extraídas del material extraído del banco Conín.



Ensayes triaxial tipo UU realizado a muestras extraídas del material extraído del banco Conín.



Ensaye triaxial tipo UU realizado a muestras extraídas del material utilizado en el modelo experimental.



Ensaye triaxial tipo UU realizado a muestras extraídas del material utilizado en el modelo experimental.