



# Universidad Nacional Autónoma de México

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

## Condiciones físicas de emplazamiento del enjambre de diques de Nanchititla, sur de México: estudio mediante modelos analógicos

### T E S I S

que para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Tierra (Geología  
Estructural y Tectónica)

*presenta*

**Maria Jazmín Chávez Álvarez**

el 29 de Junio del 2012

Director de tesis: **Luis Mariano Cerca Martínez**

#### COMITÉ TUTORAL:

<b>Dr. Jorge Aranda Gómez</b> , Centro de Geociencias, UNAM	<b>PRESIDENTE</b>
<b>Dr. Hugo Delgado Granados</b> , Instituto de Geofísica, UNAM	<b>VOCAL</b>
<b>Dr. Luis Mariano Cerca Martínez</b> , Centro de Geociencias, UNAM	<b>VOCAL</b>
<b>Dr. Gianluca Norini</b> , IDPA, Italy	<b>SUPLENTE</b>
<b>Dr. Gustavo Tolson</b> , Instituto de Geología, UNAM	<b>SUPLENTE</b>



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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



Dedicatoria

Al lector que derribará las ideas y modelos propuestos en este documento para hacerlos  
resurgir en nuevo conocimiento.



## Agradecimientos

Agradezco al Centro de Geociencias, UNAM por todo el apoyo económico, técnico y científico para el desarrollo de esta investigación. Al CONACyT por la beca de Doctorado otorgada en el periodo 2006-2008 y al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por la oportunidad de realizar mis estudios de Doctorado. Deseo también agradecer a todas las personas que han contribuido a la realización de este trabajo: a mi asesor, el Dr. Luis Mariano Cerca, por haberme dado la posibilidad de desarrollar mi tesis dentro de los proyectos 2009-2011:PAPIIT IN115109-3 “Modelado analógico de diques ígneos y comparación con el enjambre de diques máficos Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, Sur de México” y 2006-2008. SEP-CONACYT No. 46235. “Estudios experimentales, analógicos y numéricos, de la deformación litosférica del Sur de México”. Sobre todo por haberme apoyado constantemente y por las innumerables posibilidades ofrecidas durante estos años, que contribuyeron de manera significativa a mi crecimiento científico.

A la DGEP-UNAM y a la Dra. Dora Carreón Freyre por la ayuda económica brindada durante mi participación en el proyecto en estudio de Fracturas. A todas las personas que han ofrecido sus comentarios y sugerencias durante la fase de adquisición e interpretación de los datos de esta tesis, a los revisores y miembros de Jurado de Tesis: Dr. Jorge Aranda, Dr. Hugo Delgado, Dr. Gianluca Norini y Dr. Gustavo Tolson. Y también un gran agradecimiento a los revisores de unidades teóricas y trabajos de investigación Dr. Bernardino Barrientos (CIO) y Dr. Gabriel Chávez (UANL). A Enrique Soto (CCADET, UNAM) por su orientación en el tema de reología de fluidos y ayuda en el entendimiento de la reología del Carbopol. A Rosa Maria Lima (CFATA, UNAM) por su apoyo y orientación en las mediciones de viscosidad y reología; Carlos Mares por la construcción del sistema de inyección de fluidos y asesoramiento en el manejo del pistón y sus partes. Ricardo Javier Carrizosa Elisondo (CGEO, UNAM) por su constante apoyo durante la elaboración de los modelos analógicos, mediciones de densidad, y trabajo en litoteca. Y como apoyo técnico a Jorge Escalante y Sara Soliz. Finalmente quiero agradecer a mis amigos y compañeros del Centro de Geociencias, en particular a aquellos que marcaron grandemente mi estancia con apoyo moral y compañía interminable: Maya, Montserrat Hernández, Victor Vargas, Antonio Godinez, Jose Duque, Alma Vázquez, Kurt Heinrich, Rodrigo León, Gabriela Castañeda, Mónica Enriquez, Héctor Lamadrid, Miguel González y Marian Graco.

A Ico-Medhi por su gran ayuda en todo lo referente a programación y Latex, por su apoyo, comprensión y gran paciencia. A RAF Cenzontle y Orpha por las terapias a larga distancia y los oídos siempre dispuestos.

---



---

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>3</b>
1.1. Emplazamiento de diques	3
1.2. Objetivos de la Tesis	6
<b>2. El enjambre de diques de Nanchititla</b>	<b>7</b>
2.1. Introducción	7
2.2. Marco geológico de la zona de estudio	7
2.2.1. Roca encajonante	8
2.2.2. Localización del enjambre de diques con respecto a otras estructuras	13
2.3. Metodología de campo	13
2.3.1. Distribución espacial del enjambre de diques de Nanchititla, datos estructurales y observaciones de campo	13
2.3.2. Estratigrafía mecánica de la roca encajonante usando el martillo de Schmidt	14
2.4. Observaciones de campo	15
2.4.1. Observaciones regionales	15
2.4.2. Morfología de diques	17
2.4.3. Sistemas dique- <i>sill</i>	20
2.4.4. Composición, texturas y petrografía	25
2.4.5. Densidad y medidas de rebote de la roca encajonante	25
2.4.6. Pliegues de arrastre, fracturamiento y brechamiento de la roca encajonante	29
2.5. Modelo conceptual de las condiciones físicas y tectónicas durante el emplazamiento del enjambre de diques	29
2.5.1. Contexto tectónico regional y su influencia en el emplazamiento del enjambre de diques	29
2.5.2. Mecanismo de emplazamiento y las heterogeneidades mecánicas locales	32
<b>3. Análisis de la suspensión magmática de los diques de Nanchititla</b>	<b>35</b>
3.1. Metodología del análisis en muestras orientadas	36

---



3.2. Características de la suspensión magmática del enjambre de diques de Nanchititla . . . . .	39
3.2.1. Porcentaje de fenocristales y características geométricas en 2D . . . . .	41
3.2.2. Orientación de ejes largos de fenocristales en planos de roca de diques de Nanchititla . . . . .	47
3.3. Fábrica de flujo de las suspensiones magmáticas del enjambre de diques de Nanchititla . . . . .	49
3.4. Suspensiones magmáticas concentradas y su implicación en la reología del magma . . . . .	51
<b>4. Principios de similitud y escalamiento de los modelos analógicos</b>	<b>55</b>
4.1. Parámetros físicos involucrados en el emplazamiento de diques . . . . .	56
4.2. Similitud y escalamiento geométrico . . . . .	58
4.3. Similitud y escalamiento cinemático . . . . .	59
4.4. Similitud y escalamiento dinámico . . . . .	60
4.4.1. Parametrización, normalización y curvas de similitud . . . . .	61
<b>5. Modelos analógicos del emplazamiento de diques de Nanchititla: metodología de laboratorio</b>	<b>65</b>
5.1. Introducción . . . . .	65
5.2. <i>Similitud dinámica</i> : selección de materiales análogos . . . . .	67
5.2.1. Fluidos análogos del magma . . . . .	67
5.2.2. Materiales análogos de la corteza . . . . .	71
5.3. Arreglo experimental y condiciones iniciales del modelo . . . . .	75
5.4. Efectos de frontera y condiciones iniciales no ideales . . . . .	79
5.4.1. Efecto de las paredes del tanque, efecto de la aguja y su forma . . . . .	79
5.4.2. Efecto de fracturas pre existentes . . . . .	81
5.5. Registro de imágenes de los experimentos y su procesamiento . . . . .	82
<b>6. Resultados experimentales</b>	<b>83</b>
6.1. Evolución de la forma de los diques análogos con reología Newtoniana . . . . .	83
6.2. Trayectoria de los diques análogos de reología Newtoniana . . . . .	87
6.3. Velocidad de ascenso de los diques con reología Newtoniana . . . . .	87
6.4. Evolución de la forma y trayectoria de diques con reología no Newtoniana . . . . .	94
6.5. Velocidad de ascenso y flujo interno de los diques con magma no-Newtoniano . . . . .	97
<b>7. Discusión</b>	<b>99</b>
7.1. Suspensión magmática de los diques de Nanchititla y su reología . . . . .	99
7.2. Efecto de la reología del magma en el emplazamiento de diques: resultados experimentales . . . . .	100

---

---

7.3. El contexto tectónico regional y su relevancia en la formación del enjambre de diques . . . . .	103
<b>Bibliografía</b>	<b>118</b>
<b>A. Reología de fluidos</b>	<b>119</b>
A.1. Ley de Newton de la viscosidad . . . . .	119
A.2. Fluidos no-Newtonianos y curvas de flujo . . . . .	120
A.3. Medición de viscosidad y determinación de curvas de flujo . . . . .	121
A.4. Mediciones en fluidos Newtonianos . . . . .	122
A.5. Mediciones en fluidos no Newtonianos: <i>Shear thinning</i> . . . . .	123
A.6. Funciones de potencias como aproximación a las curvas de flujo . . . . .	123
<b>B. Tablas: datos de campo</b>	<b>129</b>
B.1. Datos cartográficos, mediciones del martillo de schmidt, densidades de roca y densidades de diques . . . . .	129

---



# Índice de figuras

1.1. Dique visto en su sección transversal con coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 340452 N, 2101023 E. Las líneas en blanco delimitan el contacto de sus paredes con la roca encanjonante. . . . .	4
2.1. Mapa geológico regional que muestra al enjambre de diques y su localización respecto al centro volcánico de Nanchititla. En las localidades de Huautla, Tilzapotla, Taxco, La Goleta y Nanchititla se han documentado (Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Alaniz-Alvarez et al., 2002; González-Cervantes, 2007) centros volcánicos del Eoceno-Oligoceno que se alinean con el cizallamiento lateral izquierdo del Terciario. En el recuadro se muestra la ubicación del área en la parte septentrional de la Sierra Madre del Sur. Mapa modificado de (Morán-Zenteno et al., 2007). . . . .	8
2.2. Mapa geológico del área de estudio que muestra la distribución de los diques de Nanchititla (NW-SE), el anticlinal de Tzitzio (N-S) y el dique de Tuzantla son oblicuos a la orientación general del enjambre. Edades y mapa de (Montiel-Escobar et al., 1998, 2000; Serrano-Durán, 2005; González-Cervantes, 2007; Martini et al., 2009). . . . .	9
2.3. Acercamiento del área del cuadro rojo del mapa geológico del enjambre de diques de Nanchititla, los signos azules muestran donde fueron tomadas las lecturas del Martillo de Schmidt. En rojo se muestran la orientación y hechados de las capas rojas. Las líneas discontinuas en gris muestra los niveles estratigráficos adentro de la secuencia de las capas rojas. . . . .	10
2.4. Esquema de la columna estratigráfica simplificada, con datos de (Montiel-Escobar et al., 1998, 2000; Serrano-Durán, 2005; González-Cervantes, 2007; Martini et al., 2009). El emplazamiento del enjambre de diques marca la transición desde el acortamiento al régimen de cizallamiento al sur de México.	12
2.5. a) Distribución de frecuencias de las longitudes de las trazas de los diques, la tabla insertada muestra los datos de la distribución de frecuencias. b) Distribución de frecuencias de la inclinación de los diques, se muestra un diagrama de rosetas de las orientaciones de los diques. . . . .	16

- 2.6. Gráfica de rumbo contra espesor de diques, donde se observa que los diques mas gruesos se orientan más o menos en la misma dirección con la mayoría de los diques de menor espesor. El dique de Tuzantla es oblicuo a la tendencia general y solo algunos de los diques de menor espesor siguen esta tendencia . . . . . 17
- 2.7. Acercamiento del área de Ceibas de Trujillo, localidad al centro del área de estudio donde se observan ejemplos claros de flexuras de diques. Estos diques de longitudes variables y espesores menores (resaltados en blanco) no se orientan con la tendencia general del enjambre de diques NW-SE. En rojo se muestran la orientación y hechados de las capas rojas. Las líneas discontinuas en gris muestra los niveles estratigráficos dentro de la secuencia de capas rojas. en líneas negras y gruesas se indican los diques con espesores >20 m. . . . . 18
- 2.8. Ejemplos de diques escalonados que afloran verticalmente en diferentes puntos de la zona de enjambres de diques. La línea continua delimita las paredes de los diques, también se muestran las distancias de los escalones o también llamados *saltos* entres dos segmentos de diques. Localización de los diques en coordenadas UTM (NAD27, zona 14) de a) a d) respectivamente: 316590 N, 2104410 E; 340081 N, 2100487 E; 339919 N, 2100083 E; 338763 N, 2097776 E. . . . . 19
- 2.9. Las paredes sinousas de los diques sugieren deformación dúctil de la roca encajonante. Los diques en b), c) y d) desarrollaron pequeñas intrusiones secundarias que surgen a manera de extensiones en forma de “dedillos” con más o menos el mismo rumbo pero con variaciones de inclinación. Algunos diques se ramifican como dos estructuras como en c), d) f) y g). Localización de los diques en coordenadas UTM (NAD27, zona 14) de a) a g) respectivamente:316411 N, 2092625 E; 323572 N, 2086643 E; 332663 N, 2095950 E; 340081 N, 2100487 E; 333071 N, 2096523E; 339655 N, 2100363 E; 327567 N, 2070423 E. . . . . 21
- 2.10. Secuencia de fotografías que muestran diferentes partes de un sistema dique-*sill* visto de izquierda a derecha desde el a) hasta e). En f) se muestra el afloramiento completo en un esquema. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 340340 N, 2100938 E. . . . . 22
- 2.11. En esta secuencia de fotografías se muestran un sistema dique-*sill* que parecen no estar unidos, al menos en el plano de visión del afloramiento. Se observa que el dique desarrolló un “dedillo” secundario y un *sill* contiguo. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 327567 N, 2070423 E. . . . . 23

<p>2.12. Este sistema de <i>sill</i> y diques parece haber incluido parte de la roca encajonante. También se observa que el <i>sill</i> desarrolla una intrusión en uno de sus extremos que tiene forma de “dedillo”; en el c) se muestra un esquema del afloramiento completo. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 338621 N, 2097284 E. . . . .</p>	<p>24</p>
<p>2.13. Fotomicrografías de secciones delgadas de muestras colectadas de algunos diques de Nanchititla. Una cantidad importante de fenocristales de Plagioclasa presentan maclas, lo cual permite el desarrollo de formas complejas y no alargadas de los mismos (a, b y c). También en la mismas muestras se encuentran fenocristales agrupados o muy cercanos que indican una posible interacción hidrodinámica entre ellos (d, e, f y h). . . . .</p>	<p>26</p>
<p>2.14. Lecturas de rebote del Martillo de Schmidt contra la densidad de los tres grupos de roca encajonante. En a) se muestra una vista de los 3 tipos de roca encajonante. b) esfuerzos compresivos uniaxiales en MPa para los mismos tipos de roca . En c) y d) se muestran los valores del esfuerzo compresivo uniaxial y módulo de Young para las mismas muestras de roca en términos de su densidad (en kg/m<sup>3</sup>), el modelo utilizado en estos cálculos está basado en el modelo empírico propuesto en (Aufmuth, 1973). . . . .</p>	<p>28</p>
<p>2.15. Pliegues de arrastre cercanos a las paredes del dique. Las líneas gruesas y continuas indican la pared del dique, líneas discontinuas muestran las capas plegadas. Localización de los puntos en coordenadas UTM (NAD27, zona 14) de a) a c) respectivamente: 331951 N, 2096125 E; 328243 N, 209931 E; 316200 N, 2096979 E. . . . .</p>	<p>30</p>
<p>2.16. Fotografía que muestra un dique y fracturas asociadas en la roca encajonante, las cuales son siempre paralelas a las paredes de los diques. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 316411 N, 2092625 E. . . . .</p>	<p>31</p>
<p>2.17. Esquema que muestra el modelo conceptual de las direcciones de esfuerzo y deformación que prevalecieron durante el emplazamiento de los diques, y la dirección de la deformación contemporánea característica del sur de México. . . . .</p>	<p>32</p>

<p>3.1. Las muestras se colectaron cerca de las paredes de los diques y hacia el centro en una sección transversal, en la Figura a) se muestra un esquema de una muestra orientada. Las muestras se orientaron midiendo la inclinación y dirección de inclinación de uno de sus planos, la etiqueta de la muestra incluye el número del dique donde fue colectada antepuesto por la letra D. En b) se muestra un ejemplo de la imagen digital obtenida de un plano de una muestra orientado (la cual fue colectada en un dique con coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 332663 N, 2095950 E). c) Con el software ImagePro<sup>®</sup> Plus v5.0 se dibujan contornos (indicados por la línea azul) alrededor de los fenocristales para el mismo plano de roca en b). En d) se muestra la elipse aproximada al contorno de un fenocristal para el mismo plano. . . . .</p>	<p>37</p>
<p>3.2. Esquema que muestra la clasificación de las formas asociadas a los tres rangos de cocientes de aspecto. Cocientes de aspecto de 0.001 a 3.5 se consideran alargados, de 3.6 a 6.5 semi alargados y no alargados si van de 6.6 a 1. . . . .</p>	<p>37</p>
<p>3.3. Fotomicrografía de una sección delgada de la muestra M4D50, colectada en el punto de coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 332663 N, 2095950 E. En la foto se distinguen agregados glomeroporfídicos compuestos por cristales tabulares de plagioclasa que se pudieron haber formado durante el flujo al inteactuar mecánicamente (indicados dentro del área de la línea roja). También se muestran algunos ejemplos de maclas de plagioclasa que proporciona una forma irregular al fenocristal (indicados dentro del área de la línea azul). . . . .</p>	<p>40</p>
<p>3.4. a) Muestra de roca donde se observa que los fenocristales forman bandas donde estos parecen alinearse (muestra M11D4A, colectada en el punto de coordenadas UTM (NAD27, zona 14):331433 N, 2096472 E). b) Ejemplo de planos de roca donde los fenocristales parecen no tener una distribución preferencial (muestra M3D48B, colectada en el punto de coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 324326 N, 2084916 E). . . . .</p>	<p>42</p>
<p>3.5. Esquemas de los diques en el afloramiento, los círculos grises muestran los puntos donde fueron colectadas las muestras de roca. En proyección estereográfica de igual área se proyectan en el hemisferio inferior el plano del dique (en azul) y los dos planos de roca (A y B) considerados en el análisis para cada dique. Las muestras fueron colectadas en los puntos de coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 332078 N, 2092524 E para el dique 8; 324326 N, 2084916 E para el dique 48; 332663 N, 2095950 E para el dique 50 y 334743 N, 2094330 E para el dique 51. . . . .</p>	<p>43</p>

3.6. Resultados de la medición de área ( $A$ ), cociente de aspecto ( $C_{aspecto}$ ) y porcentaje volumétrico ( $\phi$ ) de contornos de fenocristales en planos de roca para tres diques (dique 48, dique 8 y muestra 1 del dique 50); $n$ es el número de contornos considerados en el análisis. . . . .	45
3.7. Resultados de la medición de Área ( $A$ ), cociente de aspecto de los contornos y porcentaje volumétrico de fenocristales( $\phi$ ) para planos de roca de dos diques (muestra 4 del dique 50 y dique 51), $n$ es el número de contornos considerados en cada gráfica. . . . .	46
3.8. Proyecciones de la lineación aparente de los ejes largos de los contornos de fenocristales en el hemisferio inferior de estereogramas de igual área. Estos fueron clasificados y graficados de manera separada dependiendo del valor de su cociente de aspecto; alargados, semi-alargados y no alargados. . . . .	48
3.9. Curvas de flujo de magma. a) Relación entre tasa de deformación ( $\dot{\epsilon}$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\sigma$ ) de acuerdo a las medidas de (Shaw, 1969) y en b) de acuerdo con (Ryerson et al., 1988) para magmas basálticos en ambos casos. . . . .	52
3.10. a) Curvas de flujo para diferentes tipos de magmas reportados por varios autores. Debido a que estos datos fueron reportados en diferentes unidades, que los metodos de medición, así como las tasas de deformación utilizadas fueron distintas, los datos se presentan normalizados a su valor máximo de tasa de deformación, viscosidad y esfuerzo, de manera que los valores se encuentran entre 0 y 1. b) Relación de viscosidad con tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) de los datos reportados en a). Se observa que en estos trabajos la viscosidad de los magmas disminuye con $\dot{\gamma}$ lo que indica su comportamiento no-Newtoniano de tipo <i>shear thinning</i> . . . . .	53
4.1. Esquema de una fractura llena de fluido, donde se indica el balance de fuerzas que toma lugar durante la propagación. La presión interna debe superar la resistencia a la fractura del medio encajonante y la presión para que este se propague. debido al fluido con densidad $\rho_f$ es $P$ y esta es contrarrestada por la viscosidad del fluido $\eta$ . La densidad del fluido puede actuar a favor (flotabilidad positiva) la sobrepresión si su valor es menor que la densidad del medio encajonante $\rho_h$ . En caso contrario $\rho_f$ produce una fuerza en sentido opuesto a la propagación del dique (flotabilidad negativa). . . . .	57
5.1. Curvas de flujo de magmas basálticos reportados por diferentes autores. Estas fueron normalizadas con su valor máximo de esfuerzo y tasa de deformación para facilitar la comparación de la forma de curva. Los valores de $n$ para los fluidos análogos de tipo <i>shear thinning</i> se indican junto a su curva. . . . .	69



5.2. Comportamiento de la viscosidad del Carbopol al 0.1 % aproximando una función de potencias $\eta = m\gamma^n$ y utilizando los valores reportados por (Soto, 2008) para $n$ y $m$ , tabla 2.6 en (Soto, 2008). La viscosidad disminuye con el aumento de la tasa de deformación, lo que indica su comportamiento de tipo <i>shear thinning</i> . . . . .	70
5.3. Figura simplificada de (Giuseppe et al., 2009). Propiedades reológicas de un material viscoelástico ideal lineal. El módulo de almacenamiento de energía $G'$ es superior al de pérdida $G''$ en la zona elástica (altas frecuencias). A frecuencias intermedias (comportamiento viscoelástico) $G'$ y $G''$ son del mismo orden de magnitud. En el punto $\omega/\lambda = 1$ , $G''$ alcanza su valor máximo y la intersección de $G''$ con $G'$ determina el tiempo de relajación $\lambda$ del sistema. . . . .	73
5.4. Efectos de la concentración de gelatina de origen animal calculadas a partir de pruebas de <i>sweep</i> a 10°C para una deformación entre $10^{-1}$ y $10^3$ %. Los símbolos en negro se refieren al módulo de almacenamiento de energía $G'$ y símbolos en blanco al módulo de pérdida $G''$ . El área sombreada en gris es el intervalo viscoelástico identificado. Figura tomada de (Giuseppe et al., 2009) . . . . .	74
5.5. a) Diagrama del arreglo experimental empleado que consta de un motor, pistón y tanque que contiene la gelatina. b) Secuencia de fotografías de las partes que conforman el arreglo experimental en laboratorio. . . . .	76
5.6. Condiciones iniciales en el arreglo experimental. En el inciso a) se presenta un esquema de la disposición del tanque de gelatina con la aguja insertada. En el inciso b) se muestra un acercamiento a la punta de la aguja y se indican el balance de presión, así como algunos parámetros físicos de la gelatina y del flujo. . . . .	79
5.7. Imágenes del tanque a través de una placa fotosensible a la deformación de la gelatina. a) Estado inicial del tanque con la aguja insertada; se marcan algunas zonas deformadas ligeramente alrededor de la punta de la aguja y cerca de las paredes que son casi imperceptibles. En b) se observa que una vez iniciada la intrusión el sistema se encuentra totalmente alterado y las deformación se distribuye alrededor del dique. Esto muestra que antes de iniciar los experimentos el medio encajonante puede ser considerado casi homogéneo. Excepto en la vecindad inmediata de la aguja . . . . .	80

5.8. Imágenes de diques análogos de prueba a través de la placa fotosensible. a) utilizando una aguja planar y b) una aguja con punta diagonal. Se observan las diferencias de la trayectoria que siguen y que esta depende de la forma de la aguja. Los recuadros blancos en línea discontinua (esquina superior izquierda) de cada figura muestran un acercamiento de la zona de la punta de la aguja que indica su forma. . . . .	81
6.1. Ejemplo de como se midieron el ancho y grosor en los diques análogos. a) Imagen de frente de análogo formado por inyección de agua, su ancho se ve reducido conforme el dique se acerca a la superficie. En la misma figura se explica a manera de diagrama cómo fue medido el cociente de aspecto $R$ . En b) se muestra un dique de perfil que muestra una inclinación. El ángulo de inclinación $\alpha$ es máximo cerca de la superficie. . . . .	84
6.2. Vista de perfil y frente del dique en el experimento I donde se emplazó más de una intrusión. El dique secundario se aprecia en la vista de frente en b) y a), se delimita con la línea blanca discontinua. . . . .	85
6.3. De a) a e) se muestran los diques formados a las cinco diferentes velocidades de inyección I-V. En cada inciso se muestra de izquierda a derecha un esquema de la evolución de los diques marcada por las envolventes en líneas negras, rojas discontinua y azul discontinua. En azul se marcan las primeras etapas, en rojo la etapa intermedia, negro la finalización del emplazamiento cuando la inyección cesó; $R$ indica el valor del cociente de aspecto calculado con base en la forma final del dique. Se muestra una vista de frente y perfil del dique correspondiente. . . . .	86
6.4. Ejemplo de un dique curvo visto de perfil, donde se indican los ángulos $\alpha_1$ y $\alpha_2$ medidos en cada experimento. . . . .	88
6.5. a) Esquema de los diques vistos de perfil para los 5 experimentos de velocidades I-V. b) Valores del ángulo $a$ y $b$ medidos sobre los perfiles de los diques mostrados en tabla y representados en barras de comparativas. . . . .	89
6.6. En a) Gráfica de distancia contra tiempo calculado en el frente de cada dique análogo de reología Newtoniana. El tiempo es considerado cero a partir de la primer medición hecha $t_{abs}$ ; en el caso de la distancia, esta es medida a partir de la base del tanque y se considera cero en la punta de la aguja ( $d_{abs}$ ). En b) se muestra un ejemplo de cómo se midió la distancia absoluta en los diques, en línea blanca se indica la envolvente del dique en el tiempo cero, que se tomó como referencia para medir la distancia absoluta. . . . .	91

- 6.7. a) Gráfica de distancia absoluta contra tiempo dos frentes de un dique secundario en uno de los experimentos mostrado y delimitado por líneas blancas discontinuas al lado derecho. La línea gris representa al frente que avanza hacia la vertical y la línea azul al que avanza en la lateral. Se observa en esta gráfica que la propagación del dique secundario es más importante en la vertical que en la lateral. b) Se grafica la distancia absoluta contra el tiempo absoluto de los frentes del dique principal y secundario, la línea roja representa al frente del dique principal y la gris al secundario. Se observa que antes de los 12 segundos los dos frentes avanzan más o menos a la misma velocidad, después el frente del dique secundario se extingue y su velocidad cae a cero. . . . . 92
- 6.8. Velocidades de los frentes de diques principales en los experimentos I-V de reologías Newtonianas. a) Gráficas de distancia absoluta contra tiempo absoluto, se aproximó en cada curva una recta cuya ecuación aparece al lado de cada línea. Las pendiente de la recta aproximada se muestran en la tabla del mismo inciso donde se compara con las velocidades calculadas en la punta de la aguja para las velocidades de inyección I-V. b) Acercamiento del inicio de la gráfica en el inciso anterior delimitado por el recuadro rojo. Se observa que el avance del frente de los diques es lento al inicio y después de algunos segundos (hasta 5 en algunos casos) la velocidad de avance incrementa considerablemente. . . . . 93
- 6.9. De a) a e) se muestran los diques formados a las cinco velocidades de inyección I-V. La evolución del emplazamiento de los diques es marcada con líneas envolventes, a partir de la línea roja discontinua (hacia la superficie) se considera que el emplazamiento es estable.  $R$  indica el valor del cociente de aspecto, calculado con base en la forma final del dique. También a lado de cada diagrama de envolventes se muestra una vista de frente y perfil del dique correspondiente. Los diques de Carbopol se caracterizan por segmentarse después de que el flujo se establece (es decir cuando la cizalla por flujo adquiere un perfil de velocidades que es similar al de una pared móvil que actúa sobre un fluido como en el experimento de Newton) y su velocidad es constante, justo antes de que alcance la superficie del tanque. . . . . 95
- 6.10. a) Esquema de los diques vistos de perfil para los cinco experimentos de velocidades I-V con Carbopol. b) Valores del ángulo  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$  medidos sobre los perfiles de los diques mostrados en tabla y representados en barras de comparativas. Se observa que los diques se inclinan más cuando se encuentran cerca de la superficie. . . . . 96

6.11. Segmentos formados en diques con reología no-Newtoniana. a) Los segmentos se encuentran separados por una distancia  $d_{sn}$  que cambia entre segmento y segmento, donde n es el número de segmento. b) Los segmentos se inclinan con un ángulo  $\beta_n$  con respecto al plano de la intrusión principal. La inclinación relativa de un segmento con respecto a su segmento vecino varía y resulta en diferentes valores en los saltos entre segmentos. . . . . 97

6.12. Velocidades de los frentes de diques principales en los experimentos I-V con un fluido de reología no-Newtoniana (Carbopol). Se aproximó en cada curva una recta cuya ecuación aparece al lado, las pendientes de las líneas corresponden a las velocidades medias calculadas. Las velocidades medias se muestran en la tabla de al lado y se compara con las velocidades de inyección calculadas en la punta de la aguja. El avance del frente es muy regular desde el inicio y parece mantenerse hasta antes de que el dique alcance la superficie, donde disminuye considerablemente su velocidad. . . . 98

7.1. Velocidad del frente de los diques contra las velocidades medias correspondientes a la salida de la punta de la aguja para el Carbopol y el agua. . . . 102

7.2. a) Modelo de deformación progresiva que permitió la formación de los primeros diques con orientaciones aproximadas E-W. b) Los pulsos de magma se dieron lugar en un periodo amplio de 7 Ma, de manera que los últimos pulsos fueron sometidos a un estado más avanzado de la deformación regional donde la dirección de máxima deformación permitió el emplazamiento de diques NW-SE. . . . . 104

A.1. Experimento de Newton, donde el fluido está contenido entre dos láminas planas y paralelas, de área  $A$ , separadas entre sí por una distancia muy pequeña  $Y$ . Al cabo del tiempo  $t = 0$ , la lámina inferior se pone en movimiento en la dirección del eje  $x$  con una velocidad constante  $V$ . . . . . 125

A.2. Se grafica la viscosidad ( $\eta$ ) contra tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) correspondientes a la curva de flujo de la izquierda. Las curvas de flujo son típicas para tres tipos de fluidos: a) Newtonianos, b) de tipo *shear thinning* y c) de tipo *shear thickening*. . . . . 126

A.3. Viscosímetro . . . . . 127

A.4. a) Curvas de flujo de los materiales análogos bajo prueba. b) Relación de viscosidad y tasa de deformación para los mismos materiales donde se observa su comportamiento de tipo Newtoniano. . . . . 127

A.5. En a) se muestran las curvas de flujo para la pintura vinílica y jabón líquido. En b) se muestra la relación de viscosidad y tasa de deformación para los mismos materiales donde se observa su comportamiento de tipo *shear thinning* o adelgazante. . . . . 127



# Lista de Tablas

3.1. Valores de $n$ obtenidos de la función de potencias ajustada a las curvas de flujo de los datos reportados por diferentes autores. . . . .	54
5.1. Valores de velocidades calculadas en los conductos para las cinco velocidades generadas en el pistón. . . . .	77
5.2. Valores de velocidad ( $v$ ), tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) y presión dinámica determinadas en la punta de la aguja para el Carbopol ( $P_c$ ) y el agua ( $P_a$ ), ambos en pascals. Por conservación de la energía el valor del caudal se asume que es el mismo cuando pasa a través de los diferentes conductos. . . . .	78
B.1. Localización, espesor y orientación de los diques . . . . .	129
B.2. Localización, espesor y orientación de los diques . . . . .	130
B.3. Localización, espesor y orientación de los diques . . . . .	131
B.4. Localización, espesor y orientación de los diques . . . . .	132
B.5. Localización, espesor y orientación de los diques . . . . .	133
B.6. Localización de diques con espesores y orientaciones pobremente definidas o no definidas . . . . .	133
B.7. Localización de diques con espesores y orientaciones pobremente definidas o no definidas . . . . .	134
B.8. Mediciones de Rebote, Esfuerzo Compresivo Uniaxial y Módulo de Young de los diferentes tipos de roca encajonante . . . . .	135
B.9. Mediciones de desidades de roca encajonante en distintos puntos con coordenadas UTM (NAD27, región 14) . . . . .	136
B.10. Mediciones de desidades de roca encajonante en distintos puntos con coordenadas UTM (NAD27, región 14) . . . . .	137



# Resumen

El enjambre de diques de Nanchititla representa un laboratorio natural para el estudio de diferentes condiciones del emplazamiento de magma. Los diques cortan una secuencia sedimentaria mecánicamente estratificada, y se emplazaron bajo un escenario tectónico de cizalla. Se observaron los rasgos geométricos de las paredes y características de la roca encajonante para entender los diferentes aspectos de las condiciones de flujo del magma. De observaciones a nivel de afloramiento se identificaron dos tipos de geometrías de los diques, tabular y no tabular (en forma de dedillo). La segmentación de los diques tabulares y la formación de intrusiones secundarias con geometrías de tipo dedillo pueden ser indicativas de diferentes modos de emplazamiento. Se sugiere que aspectos de la reología del magma y reología de la roca encajonante juegan un papel importante en los modos de emplazamiento de diques. Se presenta un análisis sencillo de texturas que pone en evidencia el comportamiento no-Newtoniano (de tipo shear thinning) en diques con texturas porfiríticas. Estos aspectos son considerados en la construcción de modelos analógicos del emplazamiento de diques en un medio viscoelástico. Los modelos fueron hechos inyectando fluidos Newtonianos y no-Newtonianos en gelatina a altas tasas de deformación. Se encontró que la reología del magma análogo controla los modos de fracturamiento y segmentación de los diques.

Palabras clave: enjambre de diques, reología no-Newtoniana, modelos análogos, mecanismos de emplazamiento.



## Abstract

The Nanchititla dyke swarm represents a natural laboratory to study different mechanisms of magma emplacement. These dykes cut a stratified sedimentary host rock, under a tectonic scenario represented by an important shear tectonic influence and pre-existing tectonic structures. From outcrop scale observations of the Nanchititla dyke swarm were identified two main dyke geometries, tabular and non tabular (finger type). Segmentation of tabular dykes and formation of secondary intrusions with finger type geometries (segmentation in non tabular dykes) might be indicative of the different modes of emplacement. It is suggested that aspects as rheology of magma and rheology of the host rock have an important role in the modes of emplacement of dykes. It is presented a simple analysis of textures that evidence of No-Newtonian behavior (shear thinning) in dykes with porphyritic textures. These aspects are considered in the construction of analogical models of dyke emplacement in a viscoelastic material. The models were made by injecting at high shear rates Newtonian and no-Newtonian fluid in transparent gelatine. It was founded that the rheology of the magma analogue controls the modes of fracturing and segmentation of the analogue dykes.

Key words: dyke swarm, no-Newtonian rheology, analogo models , emplacement mechanisms.

---



# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Emplazamiento de diques

Los diques aparecen en una amplia variedad de escenarios geológicos y tectónicos, su estudio detallado es vital para el entendimiento de muchos procesos geológicos. Los diques máficos juegan un papel muy importante en la interpretación de la tectónica regional porque ellos tienden a formar enjambres que se emplazan paralelos a un margen continental divergente o forman enjambres radiales que surgen de un centro magmático. Son útiles también como marcadores geológicos de la formación y reconstrucción de supercontinentes, por ejemplo (Ernst et al., 1995). Los diques también son parte fundamental en el entendimiento del *rifting* continental y cuando estos se extienden como enjambres pueden ser de utilidad en las reconstrucciones continentales y de grandes provincias ígneas. Los diques son las principales vías a través de las cuales el magma se transporta desde la profundidad a la superficie de la tierra (Petford, 1996; Rubin, 1993). Pueden estar expuestos por varios metros y hasta kilómetros con grosores que van de centímetros hasta decenas de metros. Su mecánica de emplazamiento y propagación a la superficie es importante para entender el transporte del magma y consecuentemente la evaluación del riesgo volcánico. En campo tienen forma tabular y comúnmente están expuestos en secciones transversales tabulares (Figura 1.1). Por otro lado, los diques pueden parecer cuerpos que se emplazan independientemente, aunque algunos autores (Sleep, 1988a; Nicolas y Jackson, 1982a; Ryan, 1993) sugieren que estos pueden ser considerados como una red de diques, cuyo origen y profundidad depende del escenario tectónico-volcánico. Se sabe que el ascenso de diques ocurre a velocidades altas (del orden de 1 – 10 m/s) comparado con otros procesos, como por ejemplo el movimiento de placas tectónicas que ocurre a una velocidad del orden de mm/año. Dado que la velocidad de ascenso de diques es alta, la roca encajonante actúa como un material elástico. Sin embargo si la roca encajonante es sometida a tasas de deformación más bajas éste se comporta parcialmente elástico y mayormente viscoso, es decir como un material visco-elástico (Rubin, 1990).

---



Figura 1.1: Dique visto en su sección transversal con coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 340452 N, 2101023 E. Las líneas en blanco delimitan el contacto de sus paredes con la roca encajonante.

Las zonas más rígidas de la corteza y el manto superior tienden a comportarse de manera elástica, mientras que las zonas dúctiles fluyen ante los esfuerzos tectónicos (Parsons et al., 1992). Las diferencias reológicas de la corteza y el manto superior resultan en una variación de la magnitud de los esfuerzos. Esto conjugado con algunas características específicas del magma (como variaciones en su viscosidad) tiene un profundo efecto en el mecanismo de emplazamiento de los diques. Se ha sugerido que el contraste de viscosidades entre la roca encajonante y el fundido determina si el magma es transportado en fracturas angostas, diques o plutones (Rubin, 1993). Por ejemplo, la misma roca se puede deformar de una manera dúctil cuando un plutón granítico de alta viscosidad se está emplazando; y deformarse de manera quebradiza como respuesta al emplazamiento de un dique pegmatítico de baja viscosidad y alta velocidad de ascenso (Rubin, 1990; Parsons y Thompson, 1991). Así, la viscosidad ha sido puntualizada como una característica muy importante de los magmas para determinar su forma de emplazamiento. Se ha observado que los magmas basálticos pueden presentar cambios en su viscosidad debido a su dinámica de flujo que resulta de la interacción entre los cristales en suspensión y el fluido magmático (Arbaret et al., 2008; Champellier et al., 2008). La viscosidad del magma y su variación con la tasa de deformación es una característica de fluidos conocidos como no-Newtonianos. La gran mayoría de las características de los diques magmáticos se estudian con base en modelos que asumen una reología Newtoniana (viscosidad constante) (Knight y Walker, 1988; Correa-Gomes et al., 2001; Rubin, 1995; Lister y Kerr, 1991).

Esta simplificación en los modelos podría estar ocultando características de los diques con una dinámica de flujo compleja. La hipótesis principal de esta tesis es que la reología del magma juega un papel importante en los mecanismos de emplazamiento de magmas a través de diques. En este trabajo se pretende relacionar rasgos de los diques observados en campo con su posible comportamiento reológico durante el emplazamiento. Algunos de estos rasgos incluyen aspectos como geometrías de diques, velocidades de ascenso, interacción con la roca encajonante, orientación y disposición con respecto a otras estructuras. Para investigar esto se utiliza como herramienta el modelado analógico. A diferencia de los modelos analógicos pioneros del emplazamiento de diques (Malooe, 1988; Mathieu et al., 2008; Takada, 1990; McLeod y S., 1999; Taisne y Jaupart, 2001; Menand y Tait, 2001) en este trabajo se consideran magmas análogos Newtonianos y no-Newtonianos. Puesto que los magmas basálticos indican este tipo de reología cuando es determinada en laboratorio (Shaw, 1969; Ryerson et al., 1988; Webb y Dingwell, 1990; Caricchi et al., 2007; Champellier et al., 2008; Pinkerton y Sparks, 1978; Sato, 2005; Ishibashi y Sato, 2007). Además de las mediciones de laboratorio, en esta tesis se propone que algunas de las fábricas de flujo de fenocristales pueden indicar de manera general el comportamiento reológico de los magmas. Aunque en mediciones de laboratorio ya se han relacionado fábricas de flujo de cristales (lineaciones) con la reología. Esto no se ha extendido a las fábricas de flujo en diques naturales.

---

## 1.2. Objetivos de la Tesis

1. Realizar observaciones de campo en el enjambre de diques de Nanchititla que muestren evidencia para formular un modelo conceptual de su mecanismo de emplazamiento.
  2. Observaciones de las texturas de rocas de los diques para entender la dinámica de flujo de magma y la implicación en su reología.
  3. Realizar modelos analógicos del emplazamiento de diques de Nanchititla incorporando las observaciones de campo de dicho enjambre, caracterizando de manera particular la reología inferida a partir de un análisis de sus texturas.
-

## Capítulo 2

# El enjambre de diques de Nanchititla

### 2.1. Introducción

Aquí se presentan los resultados del trabajo de campo y metodologías implementadas en el estudio del enjambre de diques en la región de Tuzantla Nanchititla y Tiquicheo. Estos resultados enriquecen el conocimiento geológico ([Morán-Zenteno et al., 1999, 2004, 2007](#); [Serrano-Durán, 2005](#)) de la zona y conducen a una mejor definición de las variables que interesan en torno a la dinámica del emplazamiento de estos diques. También se presentan los antecedentes geológicos y tectónicos establecidos en los estudios previos de la zona donde se encuentra el enjambre de diques. Esta información se integra en un modelo conceptual de las condiciones físicas y emplazamiento de los diques. Algunos de los aspectos propuestos por este modelo serán examinados con modelos analógicos en el [Capítulo 6](#).

### 2.2. Marco geológico de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra localizada entre los estados de Michoacán, México y Guerrero que pertenecen a la zona fisiográfica de la Sierra Madre del Sur ([Figura 2.1](#)). En esta área se encuentran una gran cantidad de diques máficos del Eoceno Tardío y Oligoceno temprano ([Figura 2.1](#)) con una orientación preferencial NW-SE y que contienen una cantidad importante de fenocristales de plagioclasa. También están presentes algunos diques miocénicos con orientación NE-SW como el dique de Tuzantla, ([Serrano-Durán, 2005](#)), los cuales fueron excluidos del análisis realizado porque representan otro episodio volcánico más joven. Los diques afloran en un área entre el anticlinorio de Tzitzio orientado N-S, al oeste y el centro volcánico silíceo del Oligoceno (38-36 Ma) de Nanchititla al este ([González-Cervantes, 2007](#)).

Los diques forman una banda orientada NW-SE de 24 km de ancho y 32 km de largo, que puede ser observada en una región con elevaciones desde 350 a 900 m.s.n.m.

---

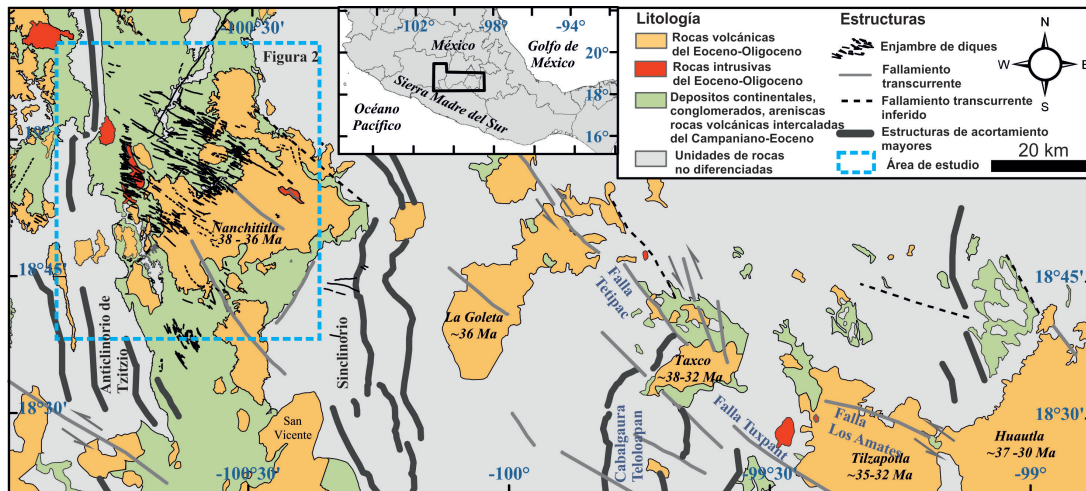


Figura 2.1: Mapa geológico regional que muestra al enjambre de diques y su localización respecto al centro volcánico de Nanchititla. En las localidades de Huautla, Tilzapötla, Taxco, La Goleta y Nanchititla se han documentado (Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Alaniz-Alvarez et al., 2002; González-Cervantes, 2007) centros volcánicos del Eoceno-Oligoceno que se alinean con el cizallamiento lateral izquierdo del Terciario. En el recuadro se muestra la ubicación del área en la parte septentrional de la Sierra Madre del Sur. Mapa modificado de (Morán-Zenteno et al., 2007).

El enjambre de diques de Nanchititla muestra edades entre  $37$  y  $34 \pm 0.7$  Ma (Serrano-Durán, 2005) y algunos de los diques más grandes de este enjambre han sido asociados con los flujos de lava basálticos que preceden al magmatismo silíceo del Oligoceno y que se observan en la zona. En la parte oriental se encuentran los flujos basálticos que cubren a los diques, cuyos remanentes afloran a elevaciones más grandes que 1200 m. Los diques intruyen en el flanco oriental del anticlinorio de Tzitzio, donde las capas estratigráficas se inclinan hacia el este, con echados que decrecen hacia la parte superior de la secuencia de las capas rojas (Figura 2.2 y Figura 2.3).

### 2.2.1. Roca encajonante

La roca encajonante es una secuencia potente (más de 2500 m) de conglomerados, areniscas y limolitas depositados en un ambiente fluvial y lacustre. La estratigrafía del área de estudio ha sido descrita por numerosos autores con énfasis en las secuencias del Cretácico. Una revisión crítica ha sido recientemente publicada por (Martini et al., 2009) y (Cerca et al., 2010). Esta consiste de más de 2 km de capas rojas de la formación Cutzamala (Campa et al., 1980; Guerrero-Suastegui, 1997; Altamira-Areyán, 2002) que cubre de manera discordante el Grupo Arcelia Palmar Chico (GAP) y la sucesión de Hue-tamo y en su base registra un cambio importante de depósitos marinos a continentales. La base de la secuencia Cutzamala es expuesta en los flancos del anticlinorio de Tzitzio,



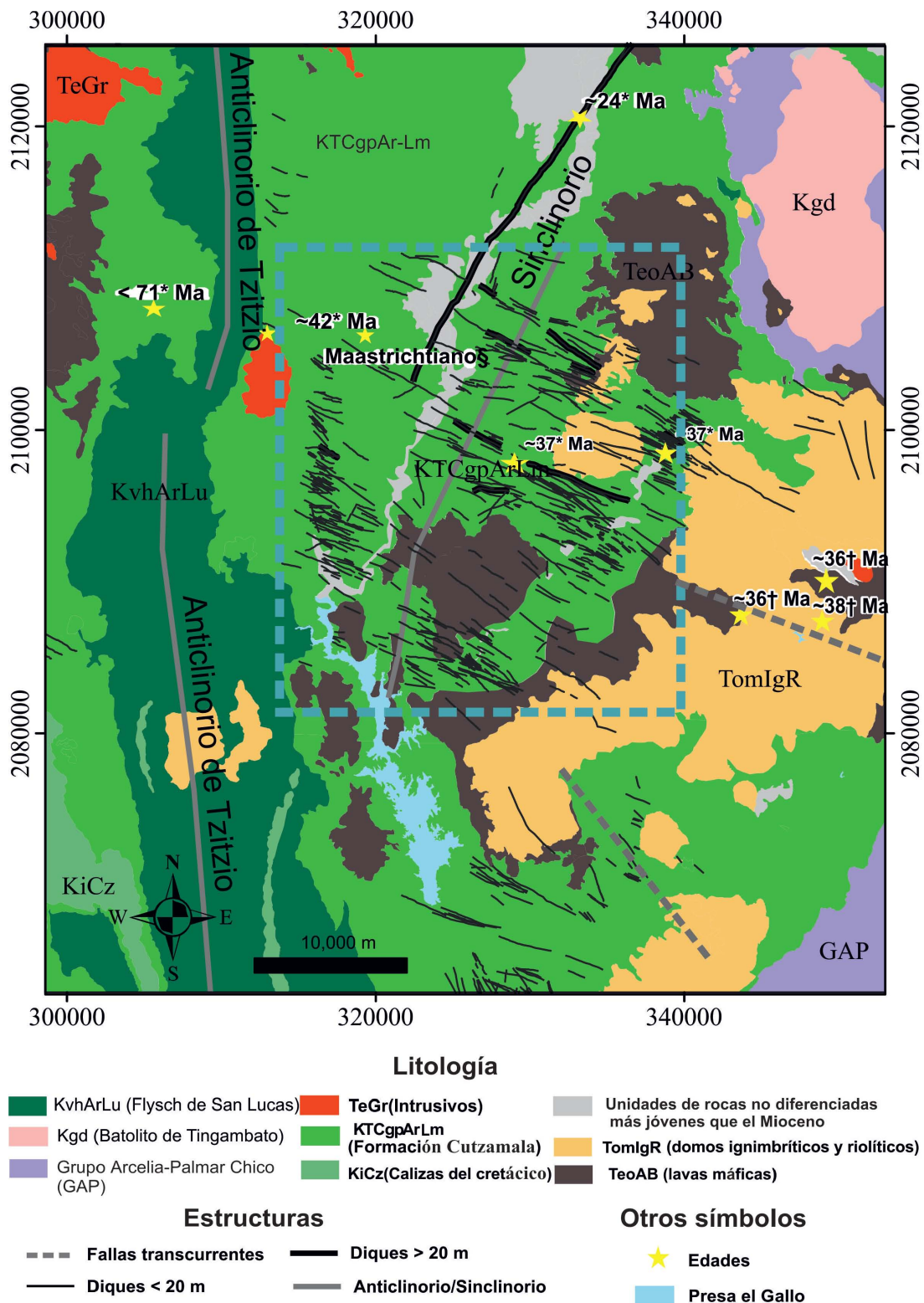


Figura 2.2: Mapa geológico del área de estudio que muestra la distribución de los diques de Nanchititla (NW-SE), el anticlinal de Tzitzio (N-S) y el dique de Tuzantla son oblicuos a la orientación general del enjambre. Edades y mapa de (Montiel-Escobar et al., 1998, 2000; Serrano-Durán, 2005; González-Cervantes, 2007; Martini et al., 2009).

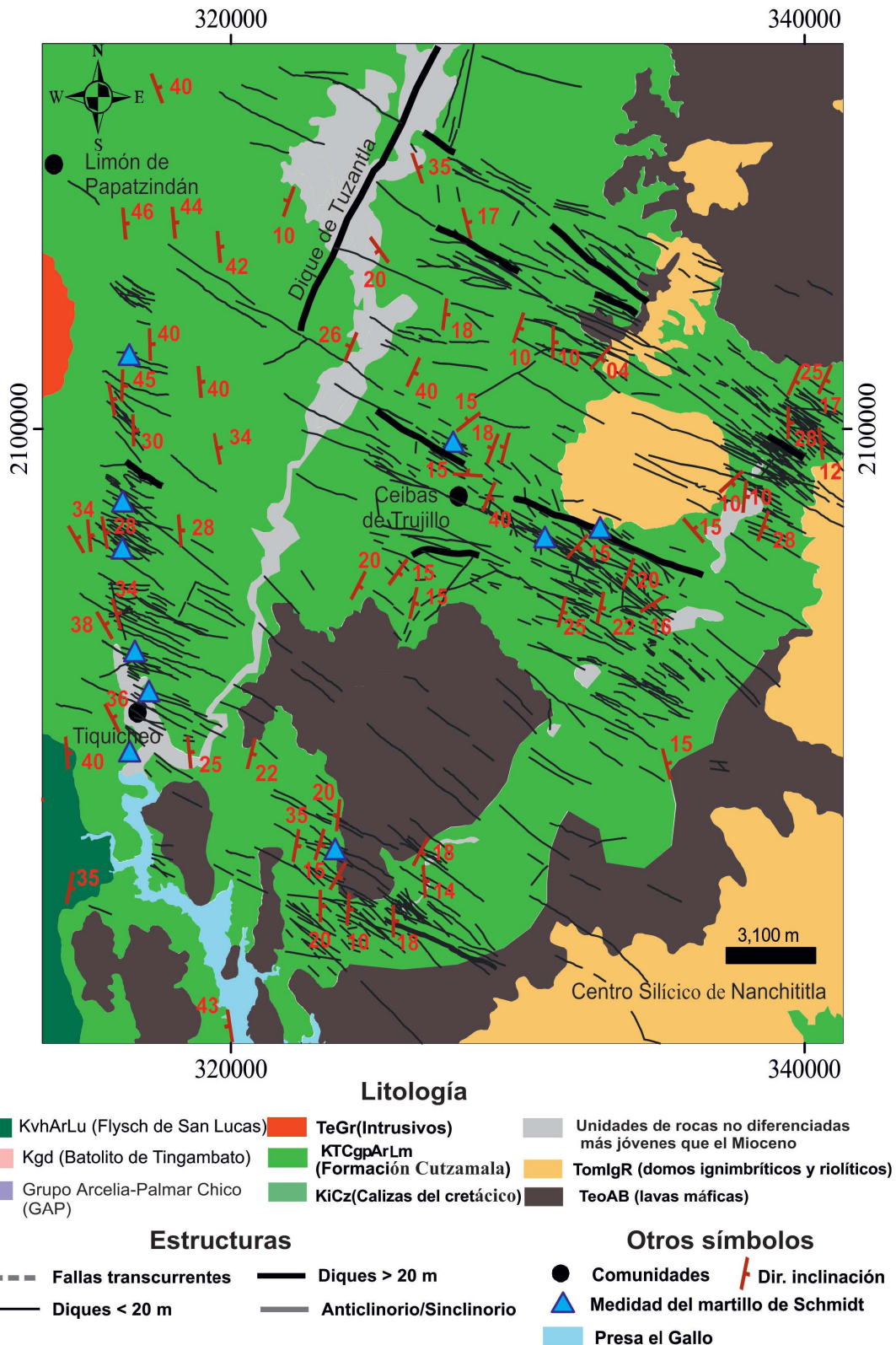


Figura 2.3: Acercamiento del área del cuadro rojo del mapa geológico del enjambre de diques de Nanchititla, los signos azules muestran donde fueron tomadas las lecturas del Martillo de Schmidt. En rojo se muestran la orientación y hechados de las capas rojas. Las líneas discontinuas en gris muestra los niveles estratigráficos adentro de la secuencia de las capas rojas.

donde se estableció una edad del Cretácico tardío con base en información paleontológica (Benammi et al., 2005) y datos geocronológicos (Martini et al., 2009). La asociación de las facies sedimentarias indican un sistema fluvial que descarga a través de canales en lagos o planicies (Altamira-Areyán, 2002). La sedimentación continental fue parcialmente contemporánea con el acortamiento regional y continuó en el Paleoceno temprano (Martini et al., 2009). Las capas más jóvenes de los lechos rojos que no fueron afectados por el acortamiento están cortadas por el enjambre de diques y otros cuerpos intrusivos (Figura 2.4). Y la parte más superficial está parcialmente interestratificada y cubierta por las ignimbritas silíceas del Eoceno-Oligoceno (Serrano-Durán, 2005; González-Cervantes, 2007; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). Al menos dos discordancias angulares han sido reconocidas en la secuencia de las capas rojas. La formación de Cutzamala se divide en las unidades del este y del oeste, las cuales están separadas por una discordancia angular, Figura 2.4. La base de la unidad del oeste está compuesta por un conglomerado masivo o con estratificación incipiente, gravas y arenas gruesas. Hacia arriba de la unidad es caracterizada por un conglomerado masivo soportado por matriz y grava, y por arenisca y limolita de grano grueso interestratificada, así como por algunos paleosuelos (Altamira-Areyán, 2002). En (Martini et al., 2009) se dató un clasto de andesita de un conglomerado grueso (>2 m) en 74 Ma por el método de  $40^{Ar}/39^{Ar*}$ . Ocasionalmente pueden ser encontrados flujos de lava y brechas volcánicas interestratificadas con areniscas calcáreas y limolitas en la parte superior de la secuencia. La inclinación hacia el oeste de esta unidad varia entre  $30^\circ$  y  $80^\circ$ . La unidad del este está compuesta principalmente por capas de arenisca y limolitas con capas interestratificadas de conglomerados masivos. Estas descansan de manera discordante sobre la unidad del oeste y la traza de la discordancia angular es casi paralela al anticlinal de Tzitzio y aproximadamente marcada por el río de Cutzamala (Figura 2.2 y Figura 2.3). En esta unidad predominan capas gruesas de menos de 1 m de areniscas gruesas masivas. El conglomerado está comúnmente compuesto por clastos de rocas calizas, volcánicas y sedimentarias. Las intercalaciones de flujos de lava y brechas volcánicas son menos comunes que en la unidad del oeste. No hay fechamientos disponibles para esta unidad, sin embargo por el hecho de que la capa más joven de los lechos rojos es intruida por el enjambre de diques y otras rocas intrusivas del Eoceno Temprano, se sugieren edades del Paleoceno al Eoceno Temprano (Serrano-Durán, 2005). El enjambre de diques está unido al este por el centro volcánico de Nanchititla, que incluye los flujos de lava, domos riolíticos y depósitos gruesos de ignimbritas de edades del Eoceno Tardío (González-Cervantes, 2007). Estas rocas cubren mayormente el enjambre de diques en la parte suroeste del área de estudio, aunque algunos diques con orientación WNW-ESE han sido también observados intruyendo las rocas silíceas.



## 2.2.2. Localización del enjambre de diques con respecto a otras estructuras

En esta zona se dieron lugar dos eventos geológicos importantes para la historia tectónica del Sur de México. Estos son el acortamiento laramídico y el desplazamiento lateral izquierdo de mediana intensidad del Terciario Inferior. El acortamiento Laramídico es responsable de las estructuras de acortamiento que forma un cinturón de pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con una orientación dominante N-S (líneas gruesas en gris en la Figura 2.1 (Morales Gámez, 2005; Elías-Herrera et al., 2000)). Las estructuras de acortamiento en el área incluyen el cabalgamiento hacia el este y la transpresión del grupo Arcelia Palmar Chico (GAP) (Delgado-Argote et al., 1992) contra el anticlinorio y plegamiento suave del área de Huetamo. El anticlinorio de Tzitzio es un pliegue asimétrico mayor con un plano axial que buza hacia el oeste que se desarrolló en el post-Campaniano (Martini et al., 2009). La orientación del enjambre de diques de Nanchititla es oblicua con respecto a las estructuras de acortamiento regionales previas, que afectaron la secuencia de la roca encajonante. El segundo grupo de estructuras que delimita al enjambre de diques genera zonas de cizalla desde dúctiles a frágiles (líneas en color gris en la Figura 2.1; (Martiny, B. and Martínez-Serrano, R. and Morán-Zenteno, D.J. and Macías-Romo, C. and Ayuso, R., 2000; Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004)). Se piensa que el cizallamiento en la secuencia continental es contemporáneo al emplazamiento de diques, puesto que no hay evidencia de desplazamiento normal o transcurrente en las paredes de los diques y no hay desplazamiento de las rocas volcánicas del Oligoceno. Esto sugiere que la dilatación del terreno causada por el emplazamiento del magma acomodó la mayor parte de la deformación extensional. Sin embargo no se puede excluir la presencia de fallas profundas pre-existentes o discontinuidades regionales.

## 2.3. Metodología de campo

### 2.3.1. Distribución espacial del enjambre de diques de Nanchititla, datos estructurales y observaciones de campo

Se integraron mapas geológicos previos (Montiel-Escobar et al., 2000; Serrano-Durán, 2005; González-Cervantes, 2007; Mennella, L. and Garduño, V. H. and Bonassi, O., 2000) en mapas topográficos a escala 1:50000 de INEGI (Tuzantla, E14A45; Bejucos, E14A55; Tiquicheo, E14A54; Limón de Paptzindán, E14A44; Palmar Chico, E14A65; y Huetamo, E14A64). Los contactos geológicos fueron verificados durante seis campañas de campo (35 días), las trazas en superficie de los diques fueron identificadas y cartografiadas a partir de imágenes de satélite usando la información de sitios verificados. Aunque la mayoría de la información fue corroborada en el campo, algunas trazas en las fronteras del

---

área cartografiada fueron cortadas de manera abrupta donde la vegetación las cubría. Se visitaron alrededor de 200 afloramientos de diques para obtener muestras y datos estructurales de los diques y de las rocas encajonantes. Para describir las características de las intrusiones de los diques se midieron el rumbo y la dirección de la inclinación de las paredes y el espesor en áreas bien expuestas. En la mayoría de los casos, el espesor fue medido siguiendo una línea perpendicular entre los planos del dique. Se enfrentaron algunas dificultades para obtener estos valores en diques de más de 20 metros (líneas negras gruesas en Figura 2.2 y Figura 2.3). Principalmente porque el afloramiento no expuso un corte perpendicular del dique y esto pudo haber introducido una sobre estimación del espesor. Sin embargo, los cálculos del promedio de espesores basados en estos valores pueden tener un error que no es relevante para el tema principal en esta tesis. Por otro lado, también se realizaron observaciones detalladas de láminas delgadas no orientadas de muestras de roca colectadas en 15 diques que permitieron la descripción de la fábrica y mineralogía. Se colectaron datos estructurales de la roca encajonante, incluyendo planos estratigráficos, fallas, fracturas y pliegues. Se hizo además una descripción de las rocas encajonantes con base en el estudio de muestras de mano y usando un microscopio estereoscópico. También se realizaron medidas de densidad aparente de las muestras.

### **2.3.2. Estratigrafía mecánica de la roca encajonante usando el martillo de Schmidt**

Una de las contribuciones importantes de esta tesis es que se han complementado las observaciones estructurales del enjambre de diques con una estimación de las propiedades elásticas de la roca encajonante. Las propiedades elásticas de los diferentes horizontes estratigráficos intrusionados por el magma incluyendo módulos elásticos (Young, Poisson y de rigidez), son una especificación requerida comunmente para el análisis de la mecánica del emplazamiento de los diques (Pollard y Muller, 1976). El módulo de Young aparente que se obtuvo nos da una evaluación relativa de la rigidez de la secuencia de la roca encajonante. Asumiendo que las rocas se comportan como sólidos elásticos lineales antes del fracturamiento, la relación de rigidez entre los diferentes tipos de roca dentro de la roca encajonante se mantendrán aún con una presión de confinamiento creciente, la cual fue menos de 3 km en este caso. La consideración de elasticidad lineal se considera adecuada para este tipo de estudios (Jaeger y Cook, 1979). Se obtuvieron estimaciones del módulo de Young y esfuerzos compresivos uniaxiales para 31 puntos distribuidos dentro del área del enjambre de diques (símbolos azules distribuidos en el mapa de la Figura 2.3). Para este propósito se midieron la rigidez relativa de la superficie de la roca encajonante realizando pruebas de rebote con el martillo de Schmidt, el cual es ampliamente usado para estimar los esfuerzos compresivos uniaxiales y el módulo de Young de materiales y rocas (Basu y Aydin, 2004). Esta técnica consiste en medir el rebote del pistón que es producido por la

---

dureza de la roca (resistencia de penetración). Donde se considera que el tiempo en el cual el pistón rebota es directamente relacionado con el tiempo de penetración. La distancia que recorre el pistón después del rebote (en términos del tamaño inicial del resorte) es llamada valor de rebote,  $R$ . El valor obtenido de  $R$  se relaciona con la densidad (*void ratio*), módulo de Young y resistencia uniaxial de la roca. Diferentes relaciones empíricas se han reportado en la literatura para calcular estas propiedades mecánicas en diferentes tipos de roca. En esta tesis se consideraron solamente los rebotes horizontales a fin de evitar los efectos gravitatorios en las medidas del rebote del pistón. La disipación y pérdida de energía durante el rebote se minimizó seleccionando planos de roca *in situ* que no estuvieran fracturados y sin irregularidades visibles en su superficie. Con el fin de obtener los parámetros elásticos de la roca encajonante a partir de las lecturas de rebote, fue necesario calcular la densidad aparente de las rocas donde la prueba del martillo de Schmidt fue realizada. Se colectó en cada sitio al menos una muestra pequeña de la roca encajonante para calcular la densidad aparente en seco. Este valor fue determinado a partir de dos métodos independientes: 1) la masa de la muestra se obtiene directamente en una balanza digital y el volumen de la muestra se obtiene midiendo el desplazamiento de volumen cuando la muestra es introducida en un recipiente lleno de mercurio; 2) se comparó la medida de la masa de la muestra en aire y agua destilada utilizando una herramienta de medición de gravedad específica *Radwag*. Una vez obtenidos los valores de densidad de las muestras de roca, estas fueron correlacionadas con las medida de rebote y las relaciones empíricas elegidas para calcular los parámetros elásticos (Aydin y Basu, 2005).

## 2.4. Observaciones de campo

### 2.4.1. Observaciones regionales

Los diques del enjambre de Nanchititla son en su mayoría subverticales que están expuestos a lo largo de trazas que varían de 1 a 4 km sin superar los 18 km (Figura 2.5 *a* y *b*). El enjambre muestra de manera típica distribuciones de potencias para sus tamaños y espesores (Gudmundsson, 1995a,b). Seis diques mayores con espesor arriba de 20 m y 45 m están localizados en dos bandas paralelas con una tendencia NW-SE (114.7 N, Figura 2.3 *b* y Figura 2.6). Entre estas dos bandas, los diques varían en espesor de menos de 1 m a 20 m y en su mayoría se orientan asintóticamente con respecto a la tendencia principal (cuadros rojos y triángulos blancos en Figura 2.6). Sin embargo, algunos otros diques se desvían ligeramente de la tendencia general formando un patrón de trenzado con flexuras y desfazamiento. Se observan casos de pequeños diques que divergen localmente de diques mayores como se observa en la Figura 2.7.

Una excepción a la orientación general NW-SE es el dique máfico de Tuzantla con 32 m de ancho y 25 km de largo el cual es casi perpendicular a la tendencia principal, orientado

---

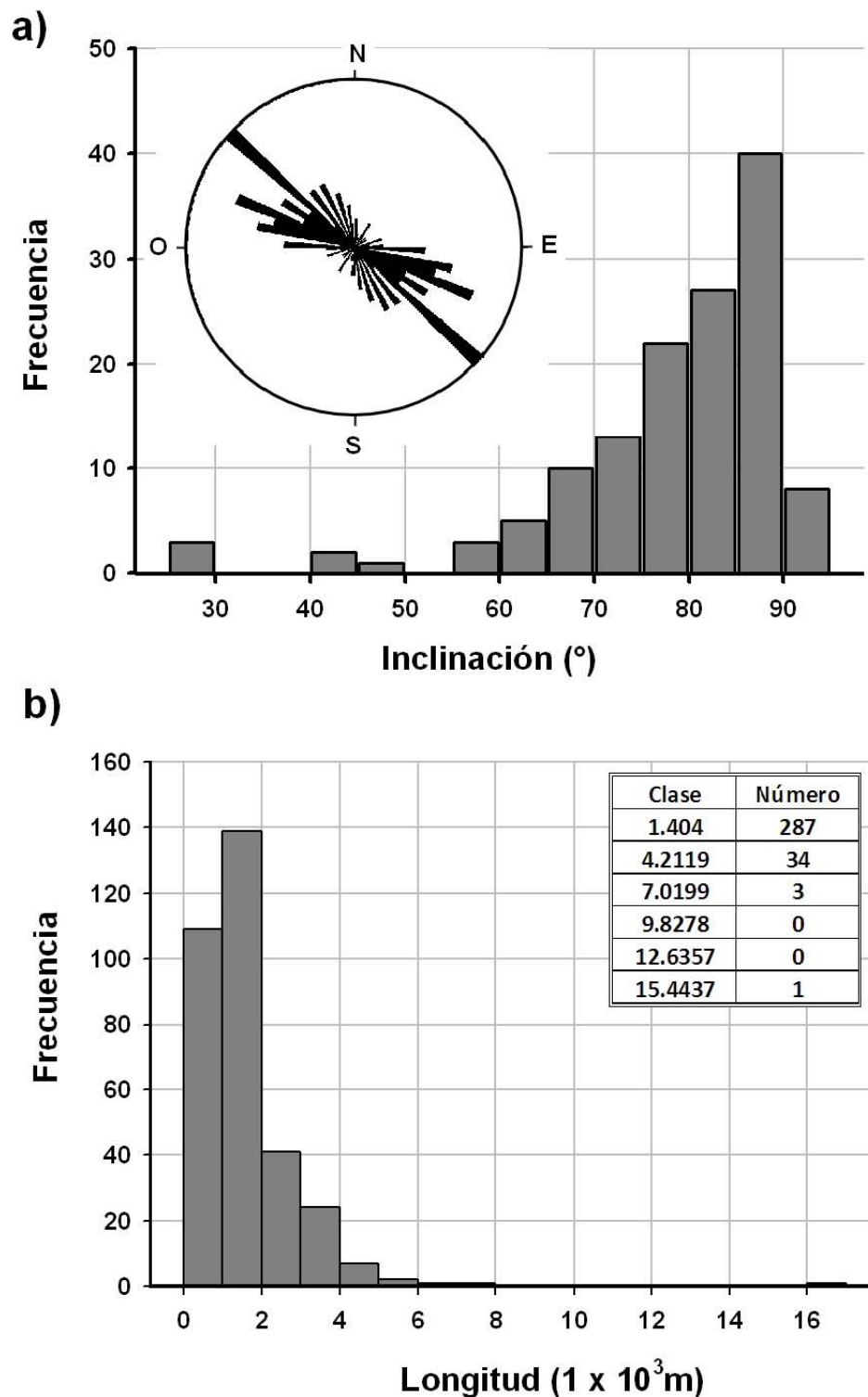


Figura 2.5: a) Distribución de frecuencias de las longitudes de las trazas de los diques, la tabla insertada muestra los datos de la distribución de frecuencias. b) Distribución de frecuencias de la inclinación de los diques, se muestra un diagrama de rosetas de las orientaciones de los diques.



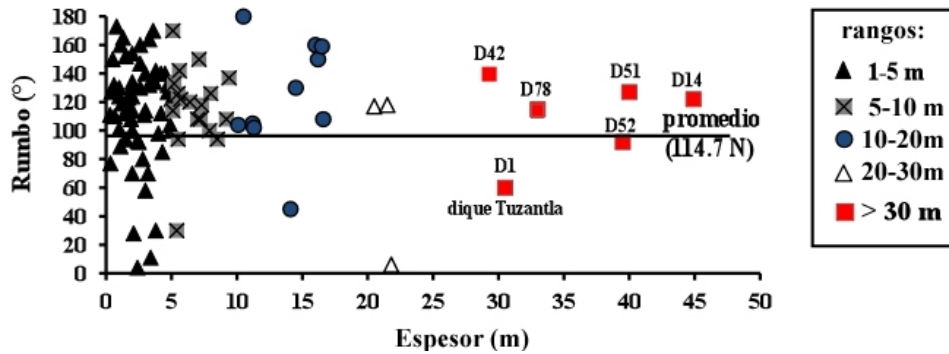


Figura 2.6: Gráfica de rumbo contra espesor de diques, donde se observa que los diques mas gruesos se orientan más o menos en la misma dirección con la mayoría de los diques de menor espesor. El dique de Tuzantla es oblicuo a la tendencia general y solo algunos de los diques de menor espesor siguen esta tendencia

NE-SW. Resultados de mediciones geocronológicas para este dique arrojan resultados de  $24 \text{ Ma} \pm 0.8$  por el método de  $40^{Ar}/39^{Ar}$ \* (Serrano-Durán, 2005) y por esta razón puede no estar asociado al primer pulso de magma acomodado en la tendencia general de NW-SE. Los diques analizados intruyen en la roca encajonante de los lechos rojos. A la profundidad actual de exposición ninguno de los diques ocupan fallas pre-existentes o fracturas que hayan desplazado significativamente las capas rojas previas a la intrusión del dique. Esto puede observarse por una inspección detallada de los niveles estratigráficos principales de la roca encajonante donde los desplazamientos verticales son pequeños (menores a 10 m), como es indicado por los marcadores estratigráficos en ambos lados de las paredes de los diques (Figura 2.2 y Figura 2.3). Por otro lado la tendencia general del enjambre de diques coincide con la tendencia general NW-SE de la zona de cizalla del sur de México (Figura 2.1).

### 2.4.2. Morfología de diques

La mayoría de los diques muestran morfologías en las que sus paredes son planos paralelos que se abrieron simétricamente. También se observó una cantidad importante de diques en diferentes niveles estratigráficos con morfologías no planares. Se consideran morfologías no planares a formas de diques con paredes sinuosas, diques que desarrollan terminaciones o extensiones laterales en forma de “dedillos” y diques segmentados (*escalonados*). Los segmentos de los diques *escalonados* se encuentran separados con un aparente movimiento ortogonal a lo largo de un plano perpendicular a las paredes (Figura 2.8 a, b, c y d) o a lo largo de las juntas estratigráficas. Dichos segmentos pueden o no estar ligados por el material magmático. En los casos que se reportan en esta tesis solo un par de diques muestran un desplazamiento aparente con segmentos ligados a través de un puente de magma (Figura 2.8 b y d); los otros dos casos parecen estar separados completamente. La

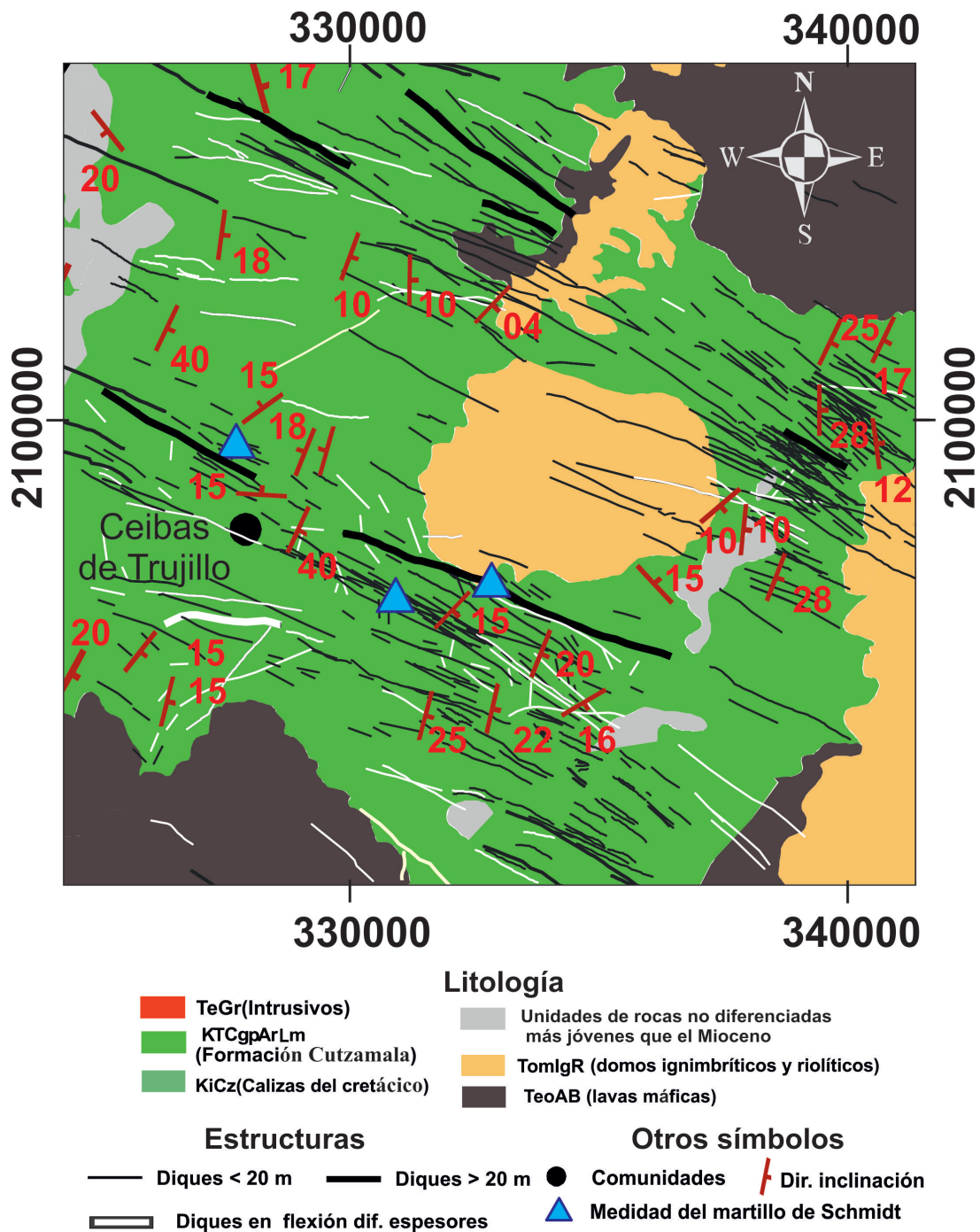


Figura 2.7: Acercamiento del área de Ceibas de Trujillo, localidad al centro del área de estudio donde se observan ejemplos claros de flexuras de diques. Estos diques de longitudes variables y espesores menores (resaltados en blanco) no se orientan con la tendencia general del enjambre de diques NW-SE. En rojo se muestran la orientación y hechados de las capas rojas. Las líneas discontinuas en gris muestra los niveles estratigráficos dentro de la secuencia de capas rojas. en líneas negras y gruesas se indican los diques con espesores >20 m.

distancia del desplazamiento ortogonal aparente es medida desde la pared de un segmento a la pared análoga del segundo segmento y se conoce como distancia de *salto*. El *salto* es indicativo del traslape entre segmentos no ligados, si este es mayor a la anchura de los segmentos (suponiendo que ambos tienen el mismo ancho), indica que los segmentos no se traslapan (Pollard et al., 1982; Smith, 1987). Los dos diques en la Figura 2.8 que no están conectados por material magmático, tienen *saltos* mayores a los espesores de los segmentos de manera que estos no se traslapan entre sí (Figura 2.8 a y c).

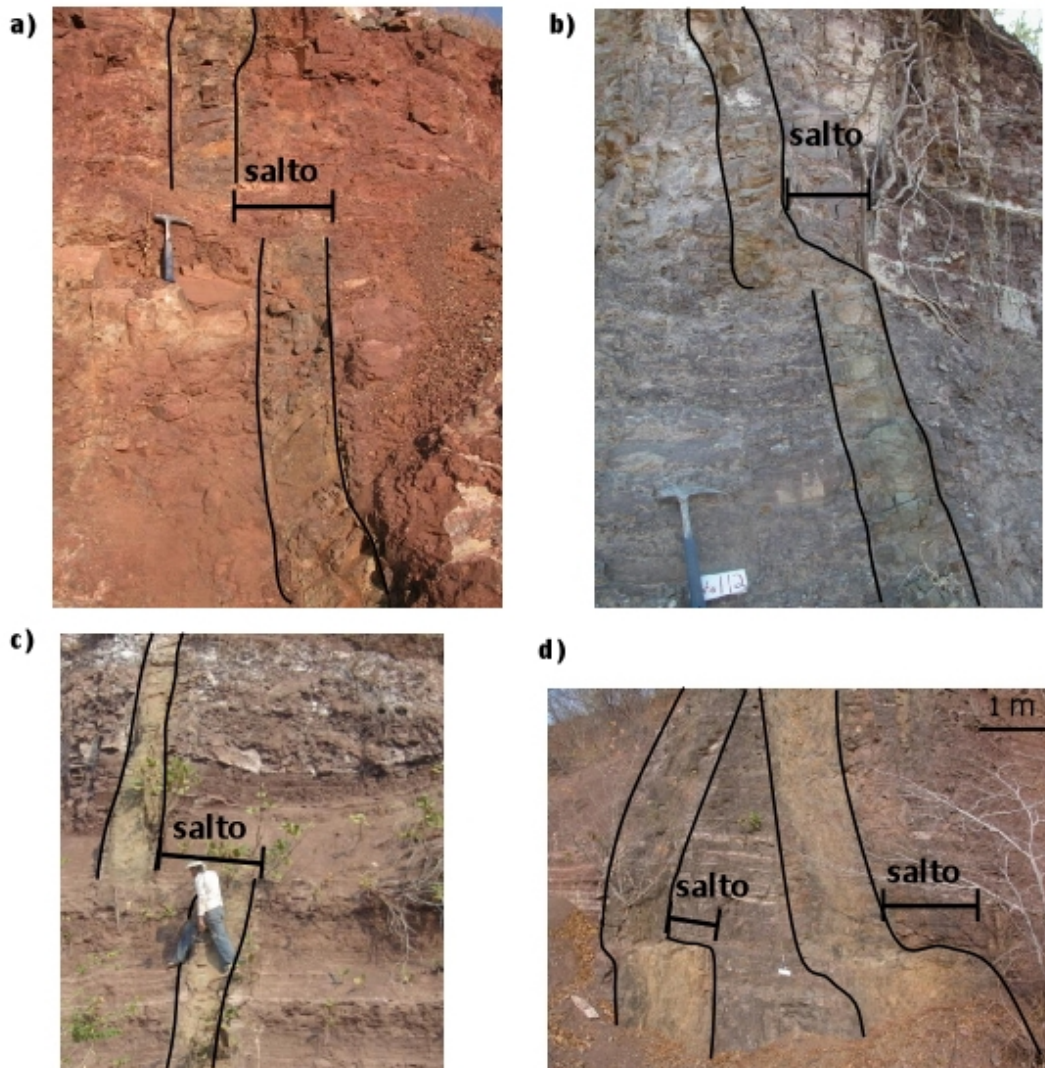


Figura 2.8: Ejemplos de diques escalonados que afloran verticalmente en diferentes puntos de la zona de enjambres de diques. La línea continua delimita las paredes de los diques, también se muestran las distancias de los escalones o también llamados *saltos* entre dos segmentos de diques. Localización de los diques en coordenadas UTM (NAD27, zona 14) de a) a d) respectivamente: 316590 N, 2104410 E; 340081 N, 2100487 E; 339919 N, 2100083 E; 338763 N, 2097776 E.

Otro tipo de patrón no planar fue observado en ocho diques expuestos entre 400 y casi 700 m.s.n.m. Las paredes exhiben un patrón sinuoso que localmente aumenta y disminuye

la anchura del dique (Figura 2.9 inciso a y b) lo que podría implicar una intrusión lateral corta (de menos de un metro) del magma. Sin embargo, tal movimiento lateral no es significativo como para ser considerado el inicio de un *sill*. Por otro lado, estos diques generan pequeñas intrusiones secundarias con forma irregular (intrusiones tipo “dedillo”) de longitud y anchura variable (Figuras 2.9 b, c, d, e, g y Figuras 2.12 ii, iii).

Estas intrusiones de tipo “dedillo” siguen una tendencia oblícua con respecto a la intrusión principal. El patrón de la intrusión y morfología no muestran rastros de la interacción entre los diferentes segmentos (Figura 2.9 b, c, e, g, y Figura 2.12 ii, iii) de los diques en *escalonado* y, al contrario, se observa claramente que las intrusiones con “dedillo” surgen del cuerpo principal del magma. Finalmente, fue común observar bifurcación de los diques (Figura 2.9 c, e y f) a una escala local. Las paredes de los diques una vez bifurcados pueden presentar también trayectorias no planares. Esto es evidencia adicional para soportar el hecho de que los diques no ocupan fracturas pre existentes.

### 2.4.3. Sistemas dique-*sill*

Se observaron algunos sistemas dique-*sill* expuestos en diferentes niveles estratigráficos, a elevaciones actuales de 443, 530 y 661 msnm. Los sistemas dique-*sill* son cercanos al contacto entre la roca encajonante y las lavas debajo del centro volcánico de Nanchititla. Las paredes de los *sills* están bien expuestas aunque en algunos casos fue complicado hacer una estimación precisa de su espesor puesto que una de las paredes del *sill* se encontró erosionada (Figuras 2.10, 2.11, 2.12). En este caso se distinguió entre *sill* y derrame de lava, porque no se observaron zonaciones dentro del *sill*, distribución de burbujas o brechamiento típico de las lavas.

La exposición horizontal media de los *sills* no supera un metro de longitud, esto es evidente por la localización de las puntas de los *sills* en cada caso. La punta de los *sills* es más plana que puntiaguda, como es típico para las puntas de fracturas, aunque en uno de los sistemas se desarrolló una pequeña extensión en la punta de tipo “dedillo” (Figura 2.12 b). Otros tipos de intrusiones laterales que surgen de los diques no siguen trayectorias planares y se presentan con una forma similar a los “dedillos” (Figura 2.11 b). Estas formas son intrusiones subverticales relativamente pequeñas de magma que siguen un patrón sinuoso con longitudes menores a 2 m. Las variaciones en el espesor de estas intrusiones secundarias no son tan importantes como las documentadas en los *sills*. Es posible que estas intrusiones sean similares al tipo de intrusiones de “dedillo” y que al igual que las formas no planares de los diques sean el resultado de la deformación dúctil de la roca encajonante. En contraste, los *sills* se emplazan fracturando la roca encajonante con estratificación delgada (igual o menor a 30 cm). No es evidente si los *sills* fueron emplazados a lo largo de las juntas entre dos estratos, si fracturaron a un estrato o si entraron compactando y redistribuyendo un paquete de varios números de capas. Uno de

---

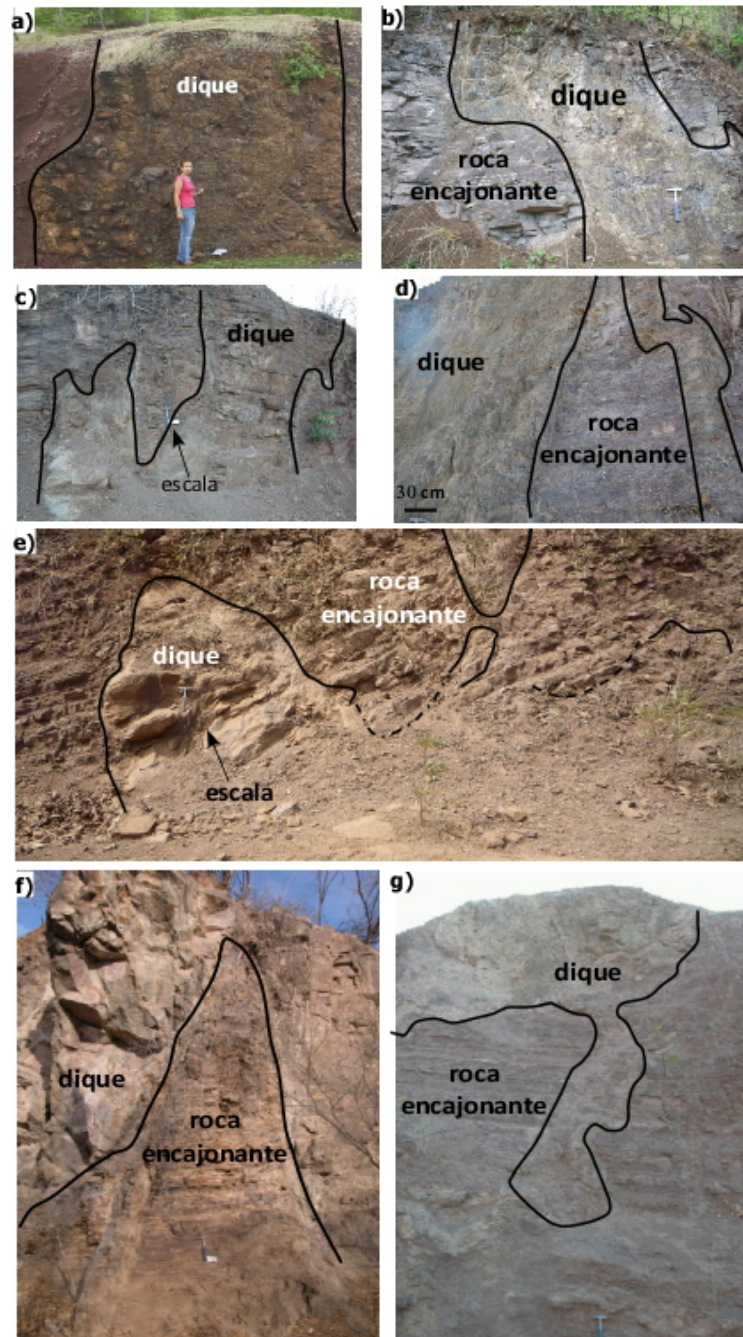


Figura 2.9: Las paredes sinuosas de los diques sugieren deformación dúctil de la roca encajonante. Los diques en b), c) y d) desarrollaron pequeñas intrusiones secundarias que surgen a manera de extensiones en forma de “dedillos” con más o menos el mismo rumbo pero con variaciones de inclinación. Algunos diques se ramifican como dos estructuras como en c), d) f) y g). Localización de los diques en coordenadas UTM (NAD27, zona 14) de a) a g) respectivamente: 316411 N, 2092625 E; 323572 N, 2086643 E; 332663 N, 2095950 E; 340081 N, 2100487 E; 333071 N, 2096523E; 339655 N, 2100363 E; 327567 N, 2070423 E.

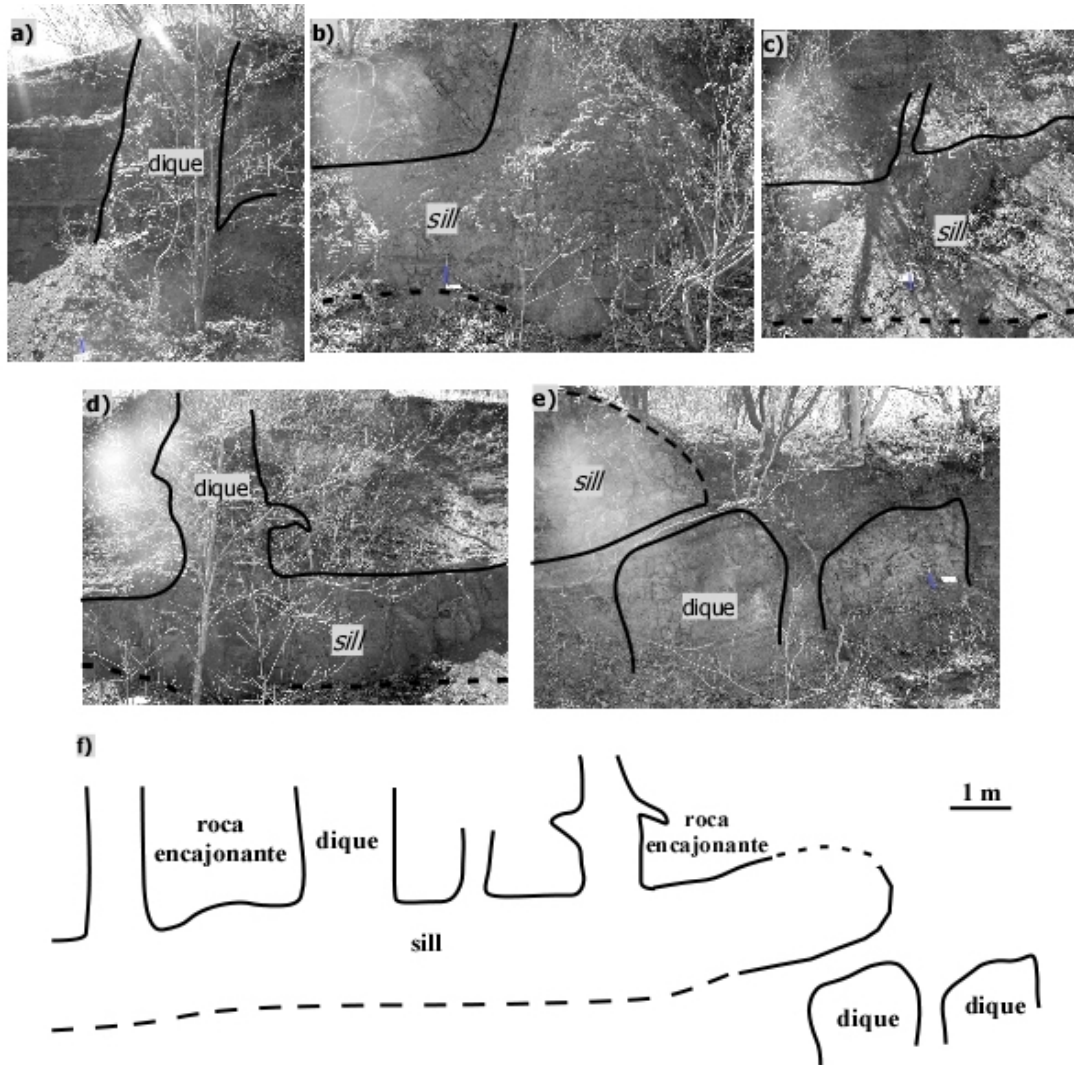


Figura 2.10: Secuencia de fotografías que muestran diferentes partes de un sistema dique-sill visto de izquierda a derecha desde el a) hasta e). En f) se muestra el afloramiento completo en un esquema. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 340340 N, 2100938 E.

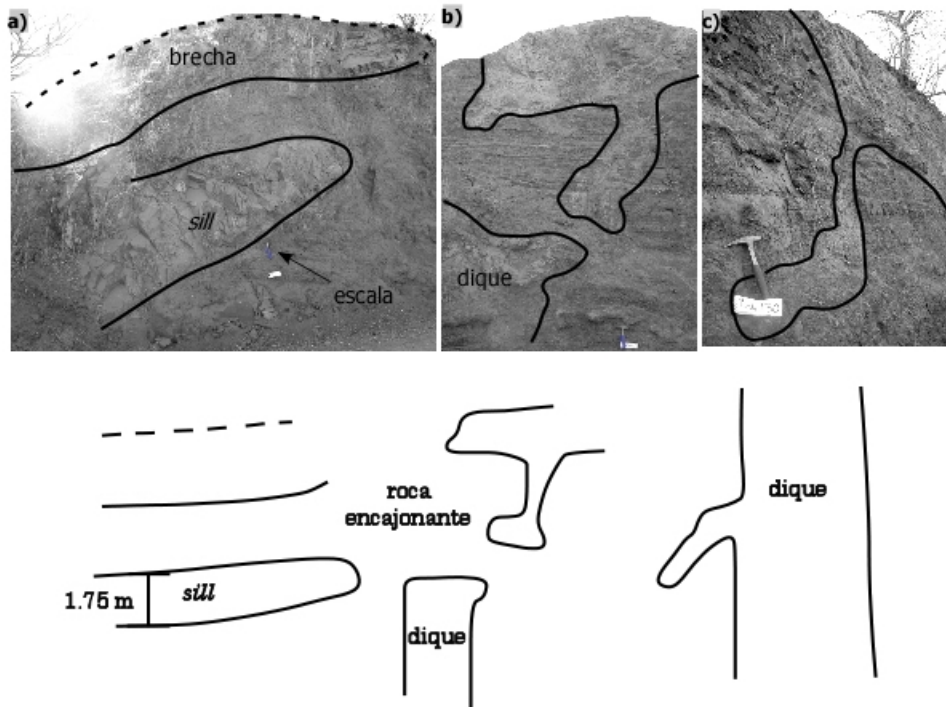


Figura 2.11: En esta secuencia de fotografías se muestran un sistema dique-*sill* que parecen no estar unidos, al menos en el plano de visión del afloramiento. Se observa que el dique desarrolló un “dedillo” secundario y un *sill* contiguo. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 327567 N, 2070423 E.

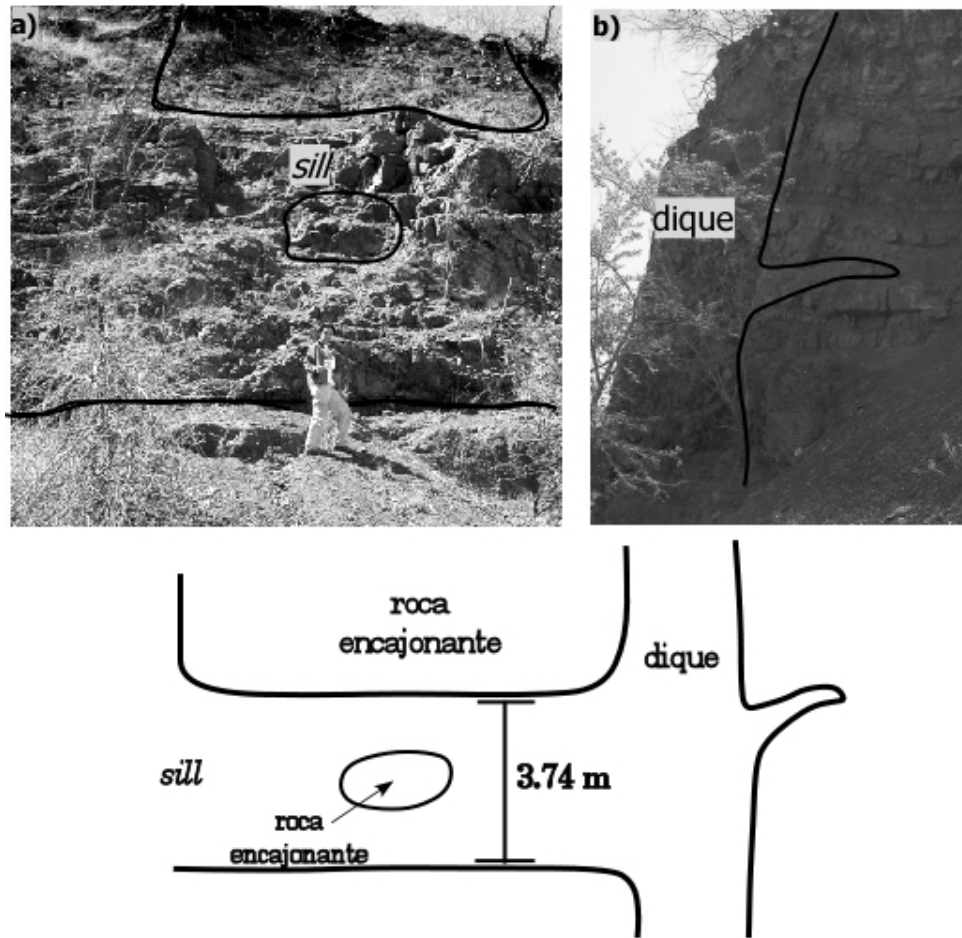


Figura 2.12: Este sistema de *sill* y diques parece haber incluido parte de la roca encajonante. También se observa que el *sill* desarrolla una intrusión en uno de sus extremos que tiene forma de “dedillo”; en el c) se muestra un esquema del afloramiento completo. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 338621 N, 2097284 E.



los mecanismos para explicar la formación de los *sills* es la rotación de  $\sigma_3$  de horizontal a vertical en niveles de flotabilidad neutra (Lister y Kerr, 1991).

Sin embargo, esta explicación no es adecuada para justificar la presencia de *sills* en la zona de Nanchititla puesto que no parece posible que el nivel de flotabilidad neutral se logre. Esto se observa de las mediciones de las densidades en roca encajonante y muestras de diques, las cuales muestran que el magma no se encuentra en equilibrio (comparar densidades en Tabla B.9 y Tabla B.10. Por otro lado se observa que al mismo nivel donde aparecen los *sills* (entre 20-660 msnm) el magma intruye en su mayoría de manera vertical indicando una orientación general de  $\sigma_3$  en la dirección horizontal. Así es necesario recurrir a otro tipo de mecanismos para explicar la intrusión horizontal del magma en esta zona.

#### 2.4.4. Composición, texturas y petrografía

Los diques de Nanchititla son basálticos y basalto-andesíticos de color verde oscuro o gris (Serrano-Durán, 2005). Algunos de ellos están altamente meteorizados y fracturados. Resultados de geoquímica presentados por (Serrano-Durán, 2005) muestran que el enjambre de diques es calci alcalino pero heterogéneo en composición. La mayoría de los diques muestreados en esta tesis son porfídicos aunque también se observó un número importante de diques con texturas afaníticas. La matriz es intergranular o intersticial, con agregados glomeroporfídicos. Las plagioclasas se presentan como fenocristales de hasta 2.5 cm de largo o como microlitos en la matriz (Figura 2.13). Los microlitos de plagioclasa son cristales aciculados y parcialmente alterados a sericita. La matriz está compuesta también por cristales subhedrales de piroxeno y olivino. Es común observar maclas de plagioclasa (Figura 2.13 inciso a, b y c). Minerales opacos tal como magnetita se pudieron haber formado durante los últimos estados de cristalización con una tendencia a llenar fracturas en los cristales de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa en pocos casos forman texturas glomeroporfídicas de gran tamaño (de 2 a 2.5 cm) en asociación con piroxeno subhedral y anhedral, olivino y minerales opacos, además de hornblenda y minerales accesorios. En la mayoría de los casos, los fenocristales de plagioclasa son la fase predominante (Figura 2.13 d, e y f). Los tamaños de los ejes más largos en fenocristales varían comunmente de 0.5 cm a 1.5 cm y arriba de 2.5 cm en algunos casos. Otro aspecto que se observa en muchos fenocristales de plagioclasa es que están rotos en sus bordes (Figura 2.13 h y i). En el Capítulo 3.2 se explica con más detalle el papel que juegan los fenocristales en suspensión en la viscosidad del magma y su emplazamiento.

#### 2.4.5. Densidad y medidas de rebote de la roca encajonante

Se obtuvieron medidas de rebote y densidad para diferentes tipo de muestras de la roca encajonante, las cuales fueron clasificadas como lutitas, areniscas, conglomerados y brecha volcánica. La densidad para estos tipos de roca se encuentra en los intervalos de

---

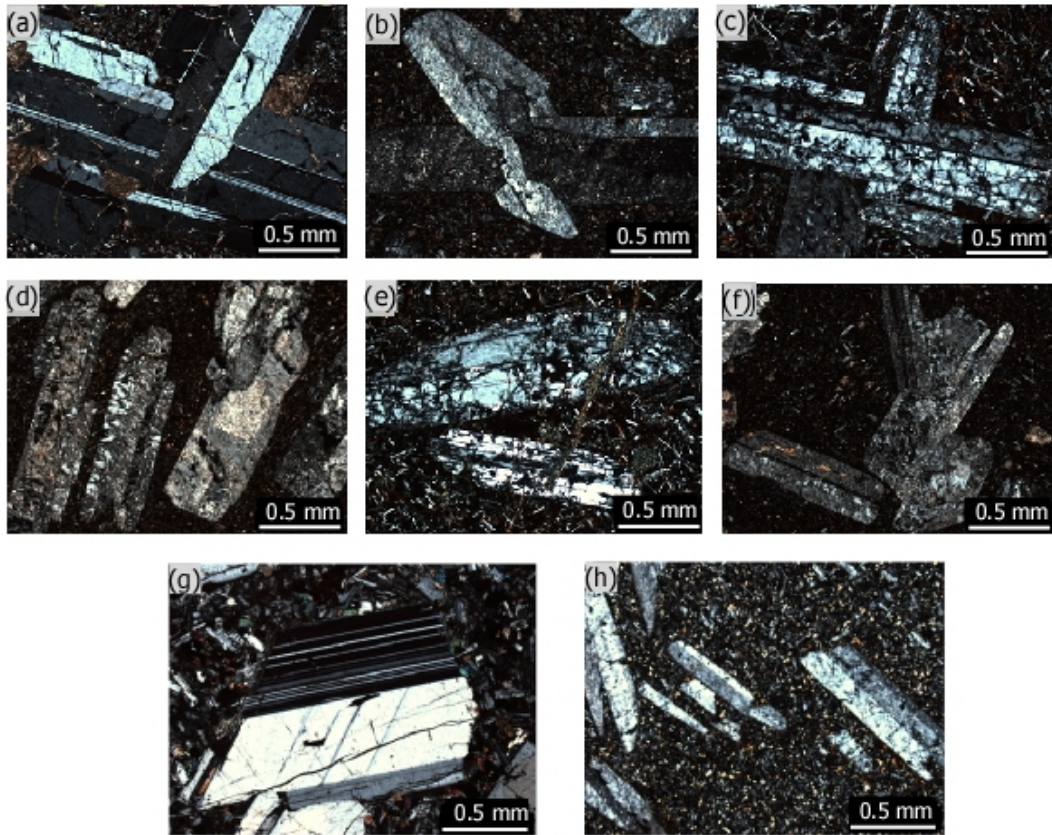


Figura 2.13: Fotomicrografías de secciones delgadas de muestras colectadas de algunos diques de Nanchititla. Una cantidad importante de fenocristales de Plagioclasa presentan maclas, lo cual permite el desarrollo de formas complejas y no alargadas de los mismos (a, b y c). También en la mismas muestras se encuentran fenocristales agrupados o muy cercanos que indican una posible interacción hidrodinámica entre ellos (d, e, f y h).

las rocas sedimentarias, entre  $2.28 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  y  $2.73 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  (Figura 2.14 a y b). Las areniscas muestran la dispersión más amplia que abarca los valores más bajos y más altos observados para esta secuencia. La brecha volcánica y los conglomerados se mantienen en un intervalo angosto entre  $2.4 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  y  $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ . En contraste, las limolitas parecen tener densidades arriba de  $2.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ . Los valores altos de la densidad aparente para estas rocas sedimentarias sugieren que fueron compactadas y/o cementadas durante la diagénesis que sucedió a cierta profundidad, lo que causó la reducción drástica en poros. El esfuerzo compresivo uniaxial (ECU) es controlado por varios parámetros de ambiente de depósito y físicos que pueden afectar las propiedades mecánicas; estos pueden ser tamaño de grano, densidad de empaquetamiento, grado de empaquetamiento, porosidad y composición mineral (Zorlu et al., 2008). Por ejemplo, las rocas que contienen cuarzo como material cementante son más resistentes seguidos por las que contienen calcita y materiales ferrosos; rocas que contienen yeso como cementante se encuentran entre los menos resistentes (Zorlu et al., 2008). Puesto que el ambiente de depósito, densidad de empaquetamiento y composición mineral para la secuencia es similar en las rocas observadas, se espera que la respuesta mecánica esté en función del tamaño de grano y de los grados de empaquetamiento. En el caso de las brechas y conglomerados se observa un comportamiento bimodal para el esfuerzo compresivo uniaxial (Figura 2.14 inciso c), uno con valores de 20 MPa a 50 MPa y el otro a muy altos valores de hasta 90 MPa. Los valores más altos de densidad corresponden al de las brechas volcánicas. Las limolitas se mantienen en valores de ECU que no superan los 25 MPa mientras que las areniscas revelan un rango más amplio de ECU, desde valores muy bajos de 15 MPa hasta 60 MPa (Figura 2.14 c). Estos resultados reflejan la buena consolidación y como consecuencia la alta competencia de la roca al fracturamiento en la dirección horizontal. Los valores más altos de ECU obtenidos para las brechas volcánicas son más altos con respecto a los conglomerados (23.5 MPa). Por otro lado, las limolitas presentan los valores más bajos mientras que las areniscas tienen valores intermedios de ECU (Figura 2.14 inciso c). La buena diferenciación del tipo de roca y la respuesta de su rigidez es también evidente en los valores del módulo de Young (en GPa), donde los valores de las brechas mantienen su rango amplio de 10 a 45 GPa. Las areniscas muestran valores moderados entre 5 y 32 GPa (Figura 2.14 e) y las limolitas se mantienen abajo de 12 GPa. Los resultados concuerdan con estimaciones previas del módulo de Young que varían entre 5 y 100 MPa para diferentes tipos de roca (e.g. 45 GPa para cuarcita, 1-20 GPa para arenisca, 1-5 GPa para pizarras (Birch, 1966; Pollard y Muller, 1976; Pollard y Fletcher, 2005).

---

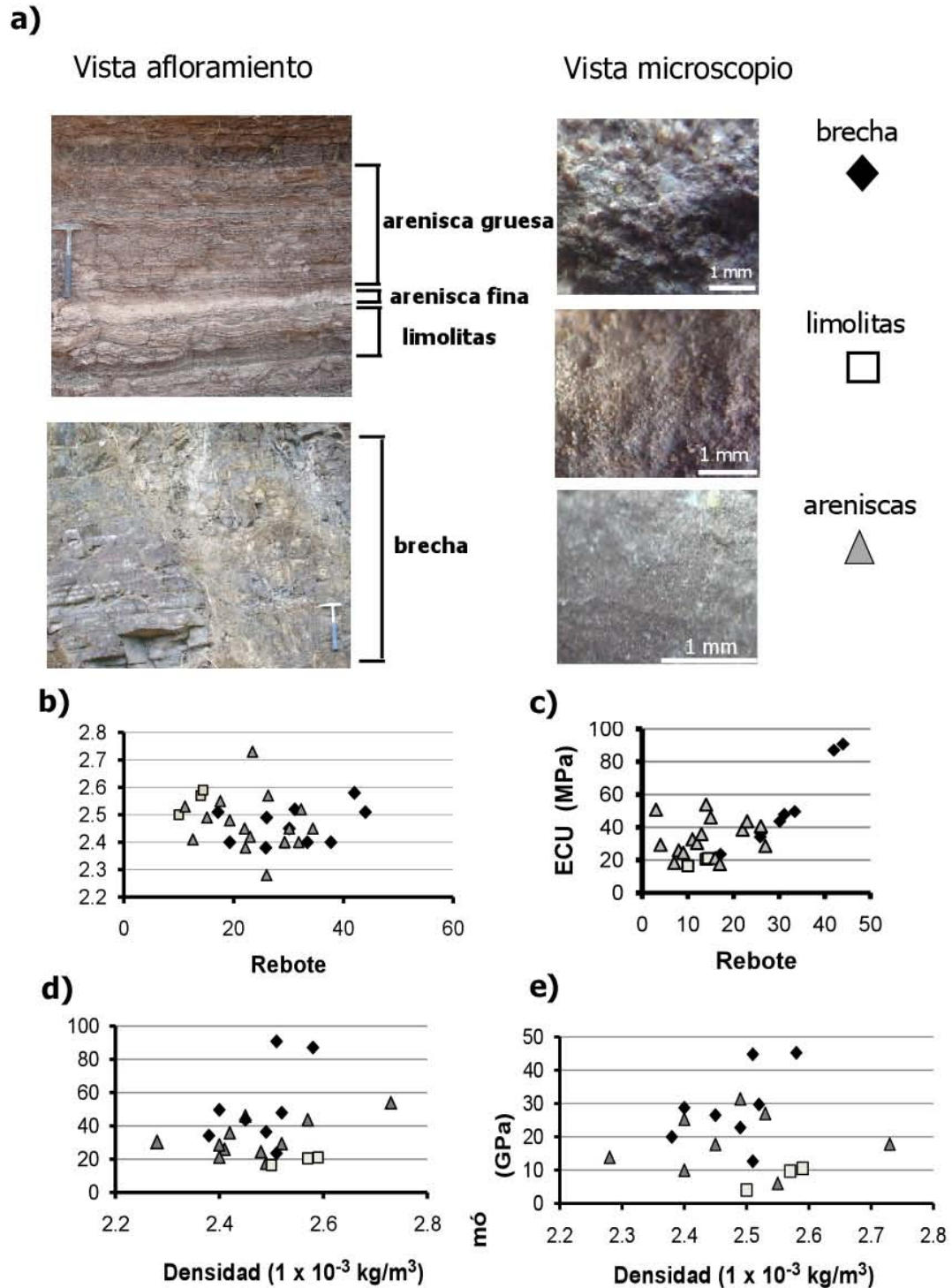


Figura 2.14: Lecturas de rebote del Martillo de Schmidt contra la densidad de los tres grupos de roca encajonante. En a) se muestra una vista de los 3 tipos de roca encajonante. b) esfuerzos compresivos uniaxiales en MPa para los mismos tipos de roca. En c) y d) se muestran los valores del esfuerzo compresivo uniaxial y módulo de Young para las mismas muestras de roca en términos de su densidad (en  $\text{kg/m}^3$ ), el modelo utilizado en estos cálculos está basado en el modelo empírico propuesto en (Aufmuth, 1973).

### **2.4.6. Pliegues de arrastre, fracturamiento y brechamiento de la roca encajonante**

Se observaron pliegues de arrastre relacionados con las paredes del dique en el enjambre de Nanchititla (Figura 2.15), principalmente en diques intruyendo una secuencia horizontal o ligeramente buzante cerca (menos de 2 m) de las paredes de los diques. Se considera que ellos representan la flexura de la roca encajonante antes de la ruptura o durante el emplazamiento sobre presurizado del magma viscoso que puede deformar plásticamente la roca encajonante. Durante el fracturamiento, los materiales pueden experimentar deformación plástica en la región de alta concentración de esfuerzos; por ejemplo cerca de la punta de las fracturas se ha documentado una zona de debilidad plástica en materiales que incluyen aleaciones de alta resistencia (Hutchinson, 1968) y en diques (Sleep, 1988b). Esta deformación es irreversible y su influencia se registra en los materiales después del fracturamiento.

La deformación plástica sin fracturamiento puede jugar un papel importante en el proceso de emplazamiento de diques que todavía no es bien entendido, es decir (Correa-Gomes et al., 2001), pero sugiere que los diques se emplazaron por sobrepresión y formaron sus propias fracturas. La litología predominante que forma los pliegues es la secuencia de limolita-arenisca. En algunos afloramientos de diques, otra generación de fracturas se pudo haber creado durante su emplazamiento cerca y paralelo a las paredes del dique. En la Figura 2.16 se muestra un afloramiento típico con fracturas asociadas. Estas fracturas aparecen algunas veces llenas de alteraciones hidrotermales, las cuales comúnmente se relacionan con procesos de enfriamiento (Keating et al., 2008). Algunas de estas fracturas pudieron haber permanecido abiertas en niveles superficiales de la corteza y reducir drásticamente la rigidez de la roca encajonante. No se observó la formación de pliegues, brechas o fracturas paralelas espaciadas lejos de las paredes de los diques.

## **2.5. Modelo conceptual de las condiciones físicas y tectónicas durante el emplazamiento del enjambre de diques**

### **2.5.1. Contexto tectónico regional y su influencia en el emplazamiento del enjambre de diques**

La relación entre el esfuerzo y la distribución del magmatismo en la superficie es evidente en la distribución de volcanes y enjambre de diques (Gudmundsson y Sonja, 2004; Nakamura, 1977). Los diques son indicadores útiles de los esfuerzos si se asume que se propagan como fracturas de tensión, donde el esfuerzo principal compresivo mínimo ( $\sigma_3$ )

---

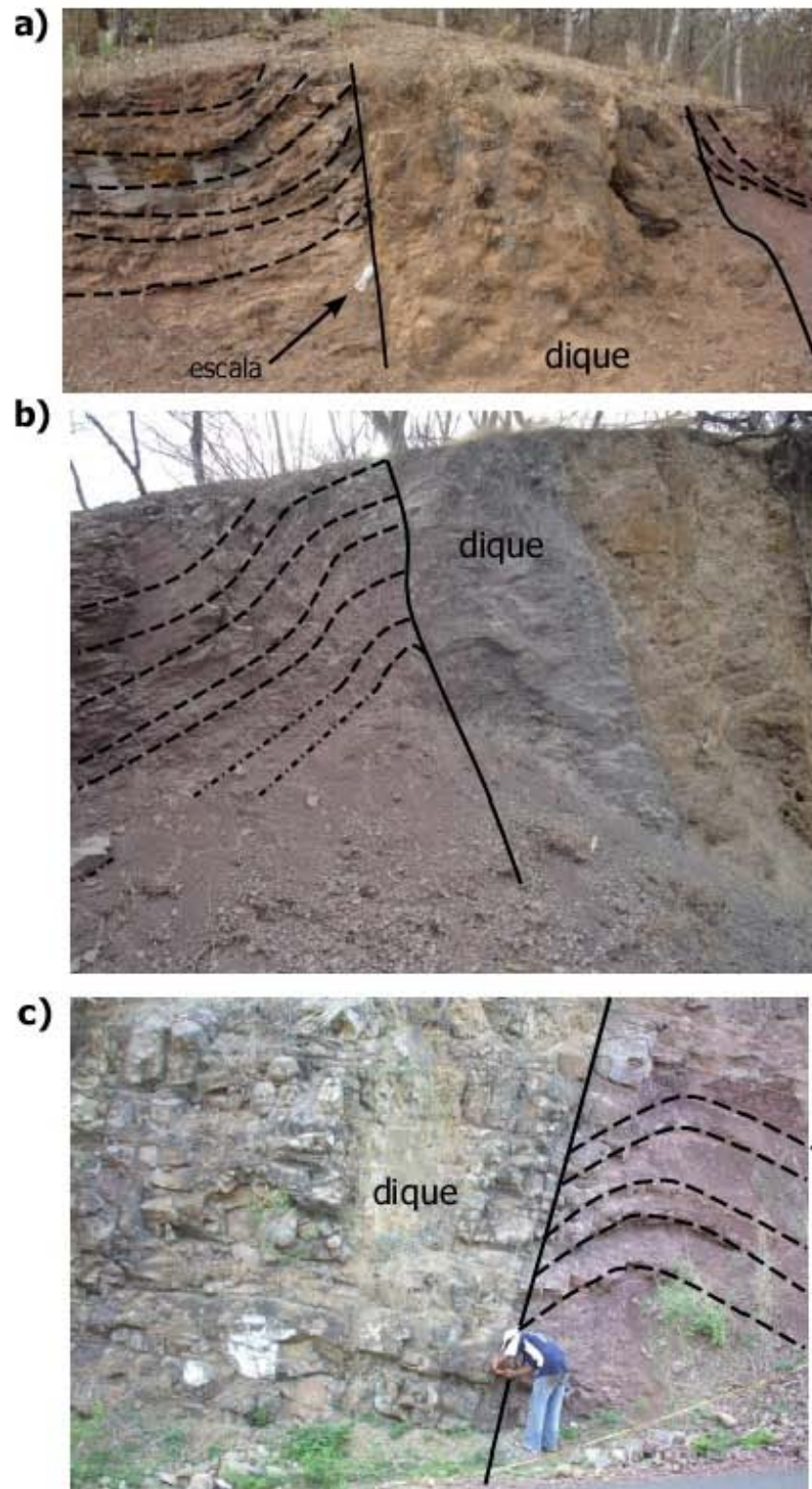


Figura 2.15: Pliegues de arrastre cercanos a las paredes del dique. Las líneas gruesas y continuas indican la pared del dique, líneas discontinuas muestran las capas plegadas. Localización de los puntos en coordenadas UTM (NAD27, zona 14) de a) a c) respectivamente: 331951 N, 2096125 E; 328243 N, 209931 E; 316200 N, 2096979 E.

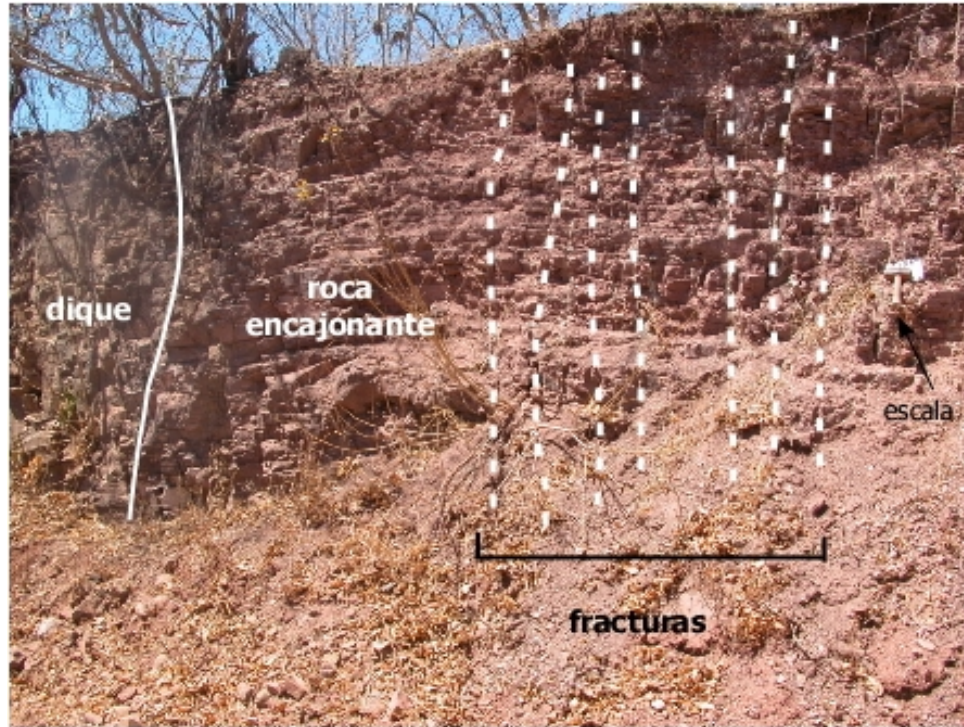


Figura 2.16: Fotografía que muestra un dique y fracturas asociadas en la roca encajonante, las cuales son siempre paralelas a las paredes de los diques. Localización del punto en coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 316411 N, 2092625 E.

es perpendicular al plano del dique (Pollard, 1987). Típicamente la orientación de un enjambre de diques divergente y radial se explica como producto de un cambio de dirección de  $\sigma_1$ , como resultado de la presencia de un edificio volcánico. En este modelo los diques radian desde el centro del conducto magmático (Nakamura, 1977). En ambientes extensionales, tales como *riffts* o zonas de dispersión, por ejemplo los enjambres de diques estudiados en Islandia y la ofiolita de Oman (Gudmundsson y Sonja, 2004), los diques se alinean paralelos al eje de extensión y generan conos volcánicos a lo largo de su traza. En el caso del enjambre de diques de Nanchititla, observamos que estos se alinean mayormente con las estructuras de cizallamiento lateral y magmatismo silíceo desarrollados en una fase importante de tectónica transcurrente lateral izquierda (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004, 2007; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). Es probable que la presencia de la deformación transcurrente lateral prevalenciente haya controlado el paralelismo de los diques mayores del enjambre. Y así la orientación y distribución de diques mayores a su vez determinan el patrón subsecuente de diques. La orientación de segmentos pequeños de diques está distribuida más o menos en la misma orientación de los diques mayores, por lo que se puede considerar que todos los diques del enjambre siguen una tendencia NW-SE influenciada por la tectónica regional. La orientación de los diques predominante sugiere que la inyección de magma modificó localmente la orientación de los esfuerzos mínimos compresivos (extensión máxima) a una orientación perpendicular a

---

NNE-SSW para producir fracturas de apertura (Figura 2.17).

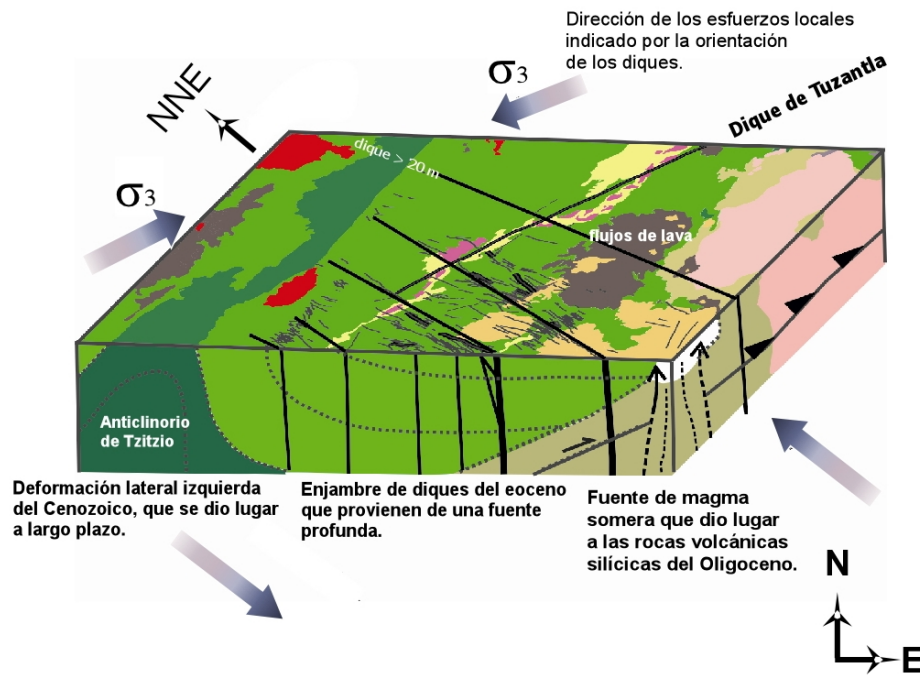


Figura 2.17: Esquema que muestra el modelo conceptual de las direcciones de esfuerzo y deformación que prevalecieron durante el emplazamiento de los diques, y la dirección de la deformación contemporánea característica del sur de México.

Este mecanismo de apertura requiere de una partición de la deformación lateral transcurrente en una componente de cizallamiento acompañado por una dilatación normal a la banda de cizallamiento. Por otro lado, es significativa la ausencia de grandes fallas normales que indiquen extensión perpendicular a la orientación de los diques. Esto significaría que el volumen de magma movilizado por el enjambre de diques fue suficiente para acomodar la cantidad de extensión. Se especula que la dilatación de la roca encajonante fue re-impulsada por la sobrepresión del magma pero el patrón estructural resultante es controlado por una deformación regional que actúa a largo plazo.

### 2.5.2. Mecanismo de emplazamiento y las heterogeneidades mecánicas locales

Las trazas individuales de los diques están distribuidas sobre un área amplia (mayor a 20 km); sin embargo, se ha observado agrupamiento de diques en al menos dos bandas angostas alrededor de las intrusiones más gruesas. De acuerdo a (Paquet et al., 2007) el agrupamiento de diques refleja la partición de la deformación a diferentes niveles de la corteza que pueden a su vez indicar potencialmente la localización de fuentes magmáticas, además de otras condiciones tales como la heterogeneidad de la corteza y la



respuesta mecánica de la roca encajonante. Las variaciones verticales y laterales de las propiedades mecánicas de la roca dependientes de la litología pueden tener una influencia importante en el estilo y la intensidad de la deformación (Gross, 1993), resultando de las fuerzas aplicadas durante la inyección de los diques. Así, parámetros físicos tales como la anisotropía mecánica de las rocas pueden localmente jugar un papel importante a escalas menores. Produciendo formas irregulares de los diques y diferentes mecanismos de emplazamiento que difieren de la típica intrusión planar subvertical. Se han documentado características de emplazamiento que se desvían de la intrusión planar tal como intrusiones en forma de “dedillo”, formas irregulares de las paredes del dique, cambios locales de dirección del emplazamiento (de vertical a lateral), sistemas dique-*sill* que ilustran la importancia de los efectos locales en la interacción entre el dique y la roca encajonante. El comportamiento elástico de la roca encajonante relacionado al estilo de emplazamiento local de los diques es un factor importante que se explorará en esta disertación a través de modelos analógicos en la sección 6. La roca encajonante está compuesta por un grupo de capas sedimentarias y volcánicas que producen una secuencia mecánicamente heterogénea; como se evidencia por los valores de ECU y módulos de Young. Los valores relativamente altos de la densidad aparente de la roca encajonante indican que el esfuerzo compresivo de las rocas reside en el tamaño de grano y empaquetamiento de grano. En general, se observó una relación directa entre tamaño de grano y esfuerzo compresivo (Figura 2.14). Los valores más altos encontrados corresponden a las brechas volcánicas que predominan en la parte oeste de la zona de estudio. Los valores más bajos corresponden a limolitas localizadas en diferentes niveles estratigráficos. De estas observaciones puede argumentarse que las secuencias de limolitas más débiles permiten interacción mecánica con el fluido magmático (paredes de diques sinuosas y formación de “dedillos”). Al contrario, las brechas volcánicas y conglomerados se comportan de una manera rígida produciendo diques planares. Para conocer a detalle estas interacciones complejas entre el fluido magmático y la roca encajonante, así como los efectos térmicos durante el emplazamiento en este enjambre de diques, es necesario un exámen más detallado que no se realiza en esta tesis. Otro patrón interesante de propagación evidenciado por la morfología de los diques son la formación de los diques *escalonados*. Los segmentos pueden indicar cizalla que genera saltos entre ellos. Usualmente la generación de diques *escalonados* es atribuida a la rotación del campo de esfuerzos remotos que hace girar a las fracturas planares y las segmenta (Delaney y Pollard, 1981). En trabajos experimentales se ha demostrado (Sommer, 1969) que la formación de segmentos es debida a los ajustes locales del plano con los cambios en la dirección de los esfuerzos principales máximos. Esta observación implica la aplicación de cizalla alrededor de un eje perpendicular a las paredes del dique en el caso de Nanchititla. Esto se ha atribuido a un cambio local del tensor de esfuerzos que podría ocurrir ocasionalmente en toda el área del enjambre de diques de Nanchititla. Por otro lado, los escalones desarrollados en las secciones verticales son patrones observados

---

en estratos (Gudmundsson, 2002) donde es claro que los diques pasan a través de capas heterogéneas, como toba o brechas, y donde las dos partes del dique están conectadas por venas delgadas. Las venas delgadas se forman en el horizonte de un material que conduce al desplazamiento lateral del magma que eventualmente forma el *salto* entre los segmentos. Sin embargo, dos de los diques *escalonados* observados en el enjambre de Nanchititla Figura 2.8 a y c, de segmentos independientes no muestran claramente una conexión por venas en el horizonte de estratos. Además que tampoco es claro que la segmentación horizontal se presente justo en horizontes estratigráficos disminuyendo la posibilidad de que el contraste mecánico de las capas sea responsable de la segmentación. Los otros dos casos de diques *escalonados* que se encuentran unidos (Figura 2.8 b y d) por el mismo material magmático y aparecen desplazados en la dirección horizontal. Sin embargo, no parece claro el origen de dicho desplazamiento puesto que este no se presenta en horizontes estratigráficos. Además, no se encontró evidencia de desplazamiento horizontal en diques adyacentes localizados a menos de 5 metros. Se plantea entonces si el mecanismo que dió origen al desplazamiento horizontal de estos diques es debido únicamente a la rotación de esfuerzos o si existen mecanismos que no han sido considerados.

---

## Capítulo 3

# Análisis de la suspensión magmática de los diques de Nanchititla

El magma es una suspensión heterogénea de alta temperatura compuesta por una fase de material sólido y una fase de material fluido. La fase sólida generalmente está formada por cristales, xenocristales y en ocasiones fragmentos de roca. De manera que el magma se puede considerar como una suspensión fluida con una dinámica de flujo compleja ([Arbaret et al., 2008](#); [Champellier et al., 2008](#)). La textura de rocas ígneas, como en el caso de los diques está dominada por procesos de cristalización e interferencia entre sólidos que compiten por el espacio, así como procesos de flujo, deformación y enfriamiento. Las rocas de diques tienen elementos texturales como forma, distribución, maclado, tamaños y fábrica de cristales, que se pueden relacionar a procesos mecánicos y de flujo ([Correa-Gomes et al., 2001](#); [Shelley, 1985](#); [Cashman, 1988](#)). Se considera que los fenocristales actuaron temporalmente como partículas suspendidas en el magma durante su flujo. Se documentó que en la mayoría de los diques los fenocristales de plagioclasa son la fase cristalina predominante. El tamaño del eje mayor de los fenocristales mide entre 0.5 cm y 1.5 cm, y hasta 2.5 cm en algunos casos. Esta característica facilita la observación directa de las interacciones de los fenocristales y su disposición espacial, la cual se presume es debida al flujo durante el ascenso de magma. En este capítulo se presenta un análisis de la suspensión magmática del enjambre de diques de Nanchititla para formar un modelo de la dinámica general de flujo, con el fin de acotar las condiciones de laboratorio y características de los materiales que fueron tomadas en cuenta en los experimentos. En la siguiente sección se presenta la metodología para analizar algunos elementos texturales de un grupo representativo de diques del enjambre de Nanchititla. Se eligieron cuatro diques que representan los tamaños y formas de fenocristales observados en los diques del enjambre. El objetivo es observar diferencias o puntos en común de la organización, alineación y densidad volumétrica de los fenocristales. Estos resultados se discuten en la última sección con su implicación en el comportamiento reológico de los magmas para

---

este enjambre de diques.

### 3.1. Metodología del análisis en muestras orientadas

Para estudiar con detalle la interacción, distribución y atributos geométricos de fenocristales, se colectó al menos una muestra de roca orientada en 80 afloramientos de diques del enjambre de Nanchititla. Las muestras fueron cortadas en cubos para exponer al menos dos secciones planares perpendiculares. Con el fin de tener muestras representativas de diferentes comportamientos de flujo dentro del dique (Correa-Gomes et al., 2001; Ildefonse et al., 1992; Gay, 1968; Fernandez y Laporte, 1991), las muestras de roca fueron tomadas cerca de los planos y en el centro de los diques. Los planos de los cubos fueron registrados en una imagen digital en escala de grises de 8 bits (Figura 3.1 a y b). El rumbo y la inclinación del plano de cada sección fueron calculadas antes de la digitalización de las imágenes. Las formas de los fenocristales de plagioclasa contenidas en las imágenes de los planos fueron cuidadosamente redibujadas con un software de análisis de imágenes (ImagePro<sup>®</sup> Plus v5.0). El análisis de las imágenes se basa en la información del contorno de cada fenocristal proyectado en la sección de la roca y un centroide calculado para cada contorno.

Se tomaron en cuenta los atributos geométricos bidimensionales observables de los contornos dibujados, cuya distribución de probabilidad es una representación del arreglo tridimensional de los fenocristales de plagioclasa. Una vez que los contornos de cada fenocristal fueron dibujados (Figura 3.1 c), se calcularon varios atributos geométricos. La mayoría de estos atributos se calculan a partir de una elipse que el software ajusta a los contornos de los fenocristales que fueron dibujados a mano (3.1 d). El atributo medido directamente de los contornos es el área de contorno, mientras que las longitudes del eje largo y corto, el cociente de aspecto y la orientación del eje largo fueron calculados con base en una elipse de aproximación (Figura 3.1 d). El cociente de aspecto es calculado dividiendo el eje largo entre el eje corto de la elipse aproximada. Los valores de este cociente van de 0 a 1, así las formas de los contornos de fenocristales se clasifican de acuerdo al valor del cociente de aspecto. Cocientes de aspecto con valores de 0.001 a 3.5 se consideran alargados, de 3.6 a 6.5 semi alargados y no alargados si van de 6.6 a 1 (Figura 3.2).

El área de cada fenocristal en el plano de roca es definida de manera única por la superficie cubierta de los contornos de fenocristales. En (Delesse, 1847) se estableció que el área porcentual de los contornos de los fenocristales es muy acercado al valor del porcentaje volumétrico de los mismos (proporción de fenocristales con respecto a la matriz). De esta manera, el porcentaje de la superficie del plano de roca ocupada por los fenocristales es también una medida del volumen ocupado por los fenocristales (porcentaje volumétrico denotado por  $\phi$ ). Se define como  $A_F$  el área de los contornos que delimitan los fenocristales,

---

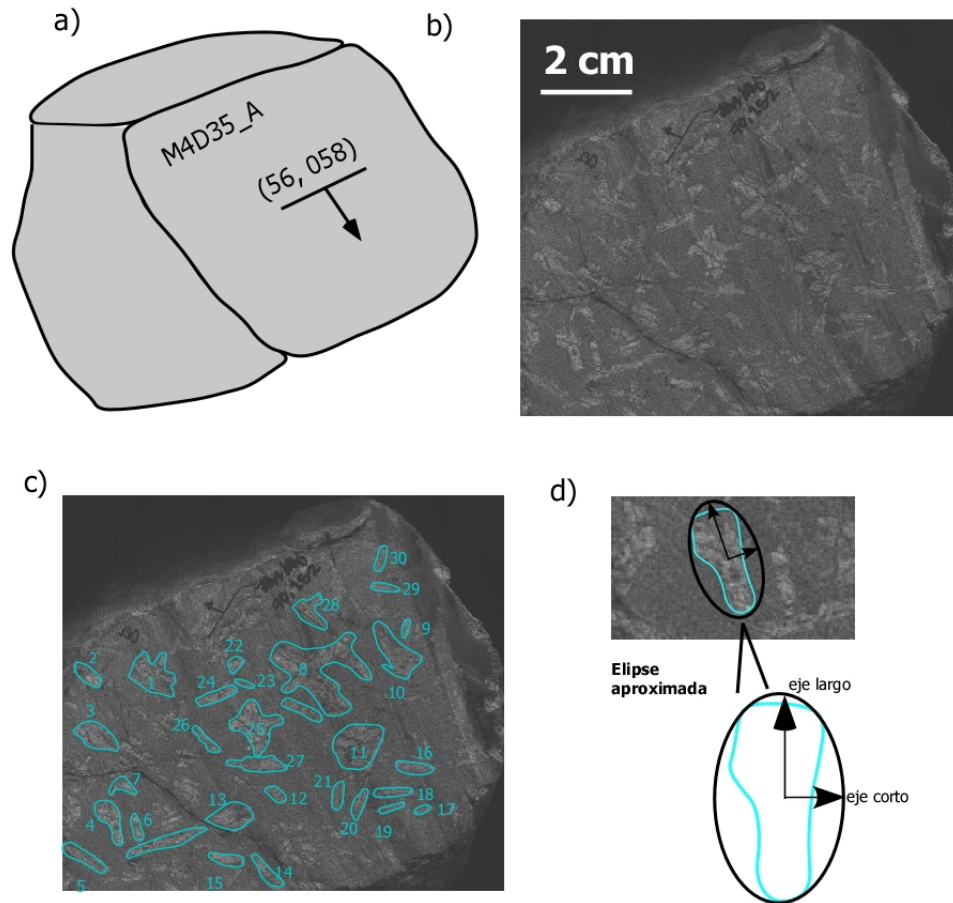


Figura 3.1: Las muestras se colectaron cerca de las paredes de los diques y hacia el centro en una sección transversal, en la Figura a) se muestra un esquema de una muestra orientada. Las muestras se orientaron midiendo la inclinación y dirección de inclinación de uno de sus planos, la etiqueta de la muestra incluye el número del dique donde fue colectada antepuesto por la letra D. En b) se muestra un ejemplo de la imagen digital obtenida de un plano de una muestra orientado (la cual fue colectada en un dique con coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 332663 N, 2095950 E). c) Con el software ImagePro<sup>®</sup> Plus v5.0 se dibujan contornos (indicados por la línea azul) alrededor de los fenocristales para el mismo plano de roca en b). En d) se muestra la elipse aproximada al contorno de un fenocristal para el mismo plano.

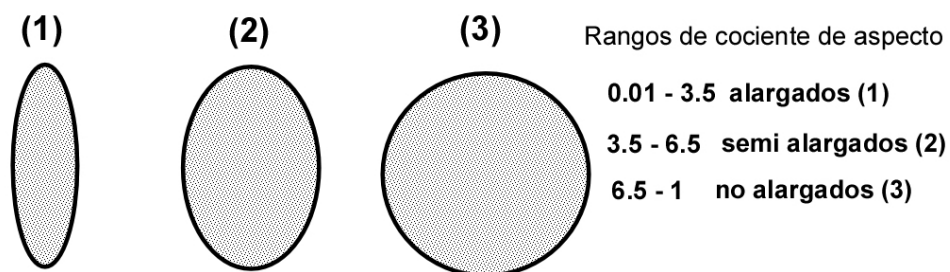


Figura 3.2: Esquema que muestra la clasificación de las formas asociadas a los tres rangos de cocientes de aspecto. Cocientes de aspecto de 0.001 a 3.5 se consideran alargados, de 3.6 a 6.5 semi alargados y no alargados si van de 6.6 a 1.

$A_M$  como el área ocupada por la matriz de roca y  $\phi_A$  el porcentaje de área de la fase de fenocristales. Así se calcula:

$$\phi_A = \frac{\sum_n^{F=1} A_F}{A_T - \sum_n^{F=1} A_F} \quad (3.1)$$

Por otro lado, se observa en las secciones delgadas que los fenocristales de plagioclasa en el enjambre de Nanchititla de aspecto tabular tienen contornos de diferentes tamaños (Higgins, 1994). Varios autores (Cashman et al., 1992, 1994; Proussevitch et al., 1993; Higgins, 1994; Vergnolle, 1996; Marsh, 1998; Sahagian y Proussevitch, 1998; Proussevitch et al., 2007) han estudiado la distribución de probabilidad de formas de cristales en rocas volcánicas. Estos métodos producen distribuciones 3D del tamaño volumétrico de los fenocristales a partir de imágenes en 2D, lo cual requiere el conocimiento de al menos un intervalo aproximado de la distribución de probabilidad de los cocientes de aspecto. Sistemas con intervalos amplios de tamaño y forma son los más complejos en la naturaleza (Sahagian y Proussevitch, 1998) para ser evaluados por los métodos seguidos por éstos autores. Por esta razón los atributos de forma de los contornos de fenocristales de los diques de Nanchititla son utilizados como información complementaria para entender la distribución espacial tridimensional. Se evaluaron las distribuciones de frecuencia del cociente de aspecto y el área de contornos de fenocristales y se graficó como un polígono de frecuencia (que se realiza a través de la unión de los puntos más altos de las columnas en un histograma de frecuencia). El área se normalizó usando el valor máximo encontrado en la muestra y denotado por  $A_{max}$ . Así mismo, los valores de cociente de aspecto fueron normalizados al valor máximo encontrado en cada muestra de roca. Si se considera una forma 3D similar para los fenocristales en la muestra, entonces la distribución de los tamaños y formas de los contornos pueden ser utilizados para estimar un nivel de orden en la orientación de los fenocristales. Si los tamaños y formas de los contornos muestran una tendencia, esto puede ser indicativo de que la mayoría de los fenocristales fueron cortados de una misma forma. Esto puede ser posible solamente si los fenocristales tienen la misma orientación (Higgins, 1994). Sin embargo, una inspección de las secciones delgadas obtenidas muestran que las formas 3D de los fenocristales son heterogéneas y se encuentran fuera de su forma euclidiana por procesos tales como maclado y/o rompimiento en sus bordes. El maclado produce contornos complejos en forma de cruz, mientras que el rompimiento en los bordes de fenocristales reducen su tamaño y cociente de aspecto. Conocer y cuantificar la orientación de fenocristales es importante para establecer la naturaleza de la organización interna de la fábrica de flujo (si se presenta) y determinar que tan ordenados están dichos fenocristales. Esto puede hacerse por métodos ópticos mediante el uso de una platina universal de cuatro o cinco ejes, sin embargo los fenocristales son suficientemente grandes que sus características se observan a simple vista. Con el fin de estimar la orientación de los fenocristales en 3D se midió la orientación del eje largo

de los contornos con respecto al rumbo de la sección observada. El ángulo de orientación del eje largo de cada fenocristal es medido en grados y en dirección de las manecillas del reloj. Este ángulo es una medida de la lineación de los ejes largos de fenocristales en el plano de roca. Las orientaciones de los ejes largos fueron obtenidas para algunas muestras de roca de los diques de Nanchititla. Las lineaciones se proyectan en el hemisferio inferior de estereogramas de igual área. Los resultados y el análisis de la orientación de ejes largos de contornos de fenocristales en diques de Nanchititla se discuten más adelante en la sección 3.2.2. También más adelante se muestra un análisis de forma y área de contornos de fenocristales en muestras de roca de los diques de Nanchititla. Con resultados de mediciones de valores de  $\phi_A$  y con apoyo de polígonos de frecuencia del cociente de aspecto y área (3.2.1).

## 3.2. Características de la suspensión magmática del enjambre de diques de Nanchititla

Antes de coleccionar las muestras en los afloramientos de los diques, se realizó un análisis preliminar de las texturas en la roca *in situ*. Generalmente se encontraron varios planos expuestos que permitieron observar las texturas en diferentes cortes en la sección transversal de los diques o siguiendo alguna dirección a lo largo de su longitud. Se observó de manera detallada el tipo de fenocristales, tamaños aproximados y distribuciones dentro de la matriz. Los diques del área de Nanchititla muestran texturas afaníticas y porfíricas. El porcentaje de diques con texturas porfíricas es del 76 % mientras que los diques con texturas afaníticas es solo del 24 %. Los diques con texturas porfíricas contienen más o menos el mismo tamaño de fenocristales dentro de un mismo dique. Sin embargo, se encontraron casos donde el dique puede contener una población de fenocristales con tamaños y formas variadas. Se realizó una clasificación rápida para diferenciar los diques con tamaños de fenocristales diferentes. Esto significa que en el corte de observación el eje largo del fenocristal se encuentra en cierto intervalo de longitud, el 77.4 % de los diques contienen fenocristales menores a 1 cm y sólo el 19.7 % se encuentran en un intervalo de longitud de 1-2.5 cm. En cuanto a las formas de los fenocristales, ya se había mencionado que se observa que muchos de ellos presentan la forma regular de las plagioclasas que es la de tabletas alargadas. Sin embargo, también se observa que las formas pueden presentar irregularidades por ejemplo debido al maclado (Figura 3.3, la línea azul rodea a este tipo de fenocristales).

Además de estas formas, se observa en muchos casos que los fenocristales se encuentran ligeramente rotos en los bordes lo que genera una forma menos alargada en el plano de observación, como se observó en la Figura 2.13 g y h en la Sección 2.4.4). Los fenocristales están dentro de la matriz como partículas individuales o formando aparentes asociaciones

---

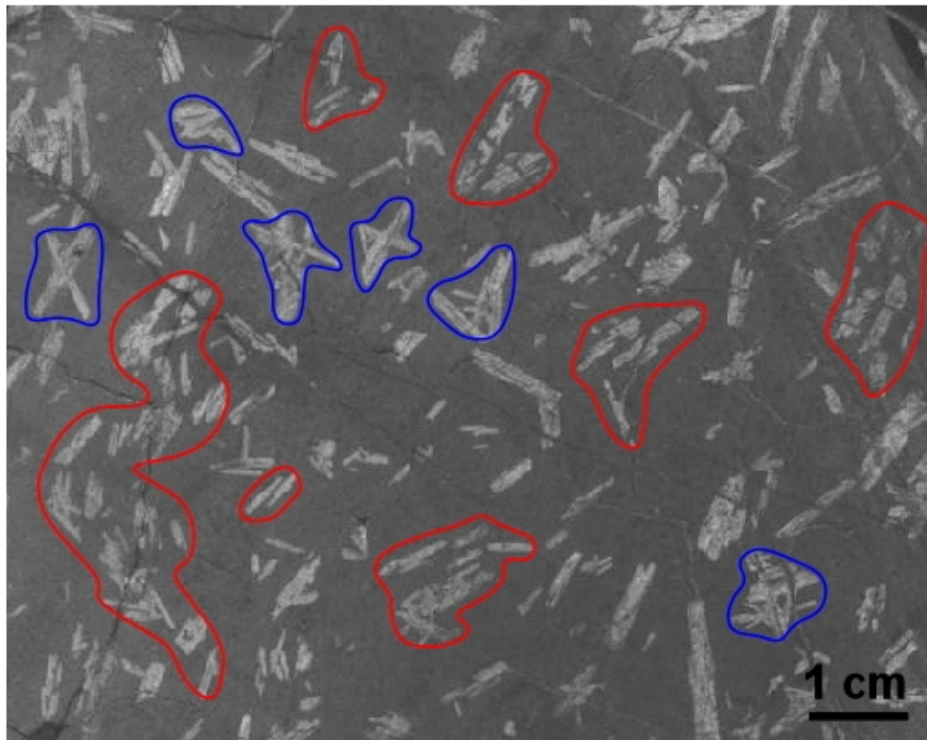


Figura 3.3: Fotomicrografía de una sección delgada de la muestra M4D50, colectada en el punto de coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 332663 N, 2095950 E. En la foto se distinguen agregados glomeroporfídicos compuestos por cristales tabulares de plagioclasa que se pudieron haber formado durante el flujo al interactuar mecánicamente (indicados dentro del área de la línea roja). También se muestran algunos ejemplos de maclas de plagioclasa que proporciona una forma irregular al fenocristal (indicados dentro del área de la línea azul).



con otros fenocristales cercanos. Es decir, se observan grupos de fenocristales muy cercanos (casi tocándose) de tres, cuatro o más individuos (la línea roja delimita este tipo de agrupaciones en la Figura 3.3). Estos son agregados glomeroporfídicos que pudieron haber resultado de la interacción mecánica entre los fenocristales durante el flujo. Por otro lado, en ningún caso se observó una imbricación de los fenocristales cerca de las paredes del dique por lo que no fue posible inferir la dirección de flujo de magma. En unos pocos diques se observó cierta alineación en una franja de menos de 2 cm de grosor, cercana a una de las paredes del dique. En general, con la comparación de fotografías tomadas en planos *in situ* en la sección transversal de los diques se observan dos tipos de fábricas. La primera corresponde a la mayoría de los casos observados, donde hay una distribución homogénea de los fenocristales (Figura 3.4 b). El segundo caso más raro es en el que los fenocristales forman bandas o agrupaciones masivas en ciertas zonas dentro del dique (Figura 3.4 a).

### 3.2.1. Porcentaje de fenocristales y características geométricas en 2D

En la Figura 3.6 y Figura 3.7 se presentan los resultados del análisis realizado en muestras de roca de cuatro diques representativos del enjambre. Estos son el dique 8 (muestra M4D8 con dos planos analizados A y B, Figura 3.5 a); el dique 50 (muestras M4D50 y M1D50 con dos planos analizados A y B para cada muestra, Figura 3.5 b); el dique 48 (muestra M3D48 con dos planos analizados A y B, Figura 3.5 c); y dique 51 (muestras M2D51 y M3D51 con dos planos analizados A y B para cada muestra, Figura 3.5 d). Los cuatro diques fueron elegidos por representar de manera adecuada el rango de tamaños y formas encontrados en las texturas observadas en el enjambre. Se calculó el porcentaje de fenocristales para cada plano a partir de la proporción de área ( $A_F$ ) que ocupan los fenocristales en el plano de roca con respecto a su matriz. Este cálculo se realiza de acuerdo a la ecuación 3.1 y a partir de este punto en el texto  $\phi_A$  será mencionado solamente como  $\phi$  para hacer referencia a un porcentaje de fenocristales volumétrico (Delesse, 1847).

Se observa que los cuatro diques tienen valores de  $\phi$  distintos entre sí, por ejemplo si comparamos un plano de la muestra del dique 8 (Figura 3.6 a) con un plano de la muestra del dique 50 (Figura 3.6 e). En general, la mayoría de los planos de roca analizados muestran valores de  $\phi$  entre 0.2 y hasta casi 0.5 como en el caso de M3D51 (Figura 3.7 i). Aunque también se presentan otros casos como el de las muestras en e), f) y h) donde los valores de  $\phi$  son de alrededor de 0.1. Por otro lado, el porcentaje volumétrico de fenocristales  $\phi$  medido en cualquier plano de un dique debería ser el mismo si la distribución de los fenocristales dentro del dique es homogénea. Sin embargo, al comparar dos muestras de diferente localización dentro de un mismo dique (Figura 3.6 e y f, Figura 3.7 g y h y Figura 3.5 b) se observa que la muestra M1D50 (con ambos planos A y B )

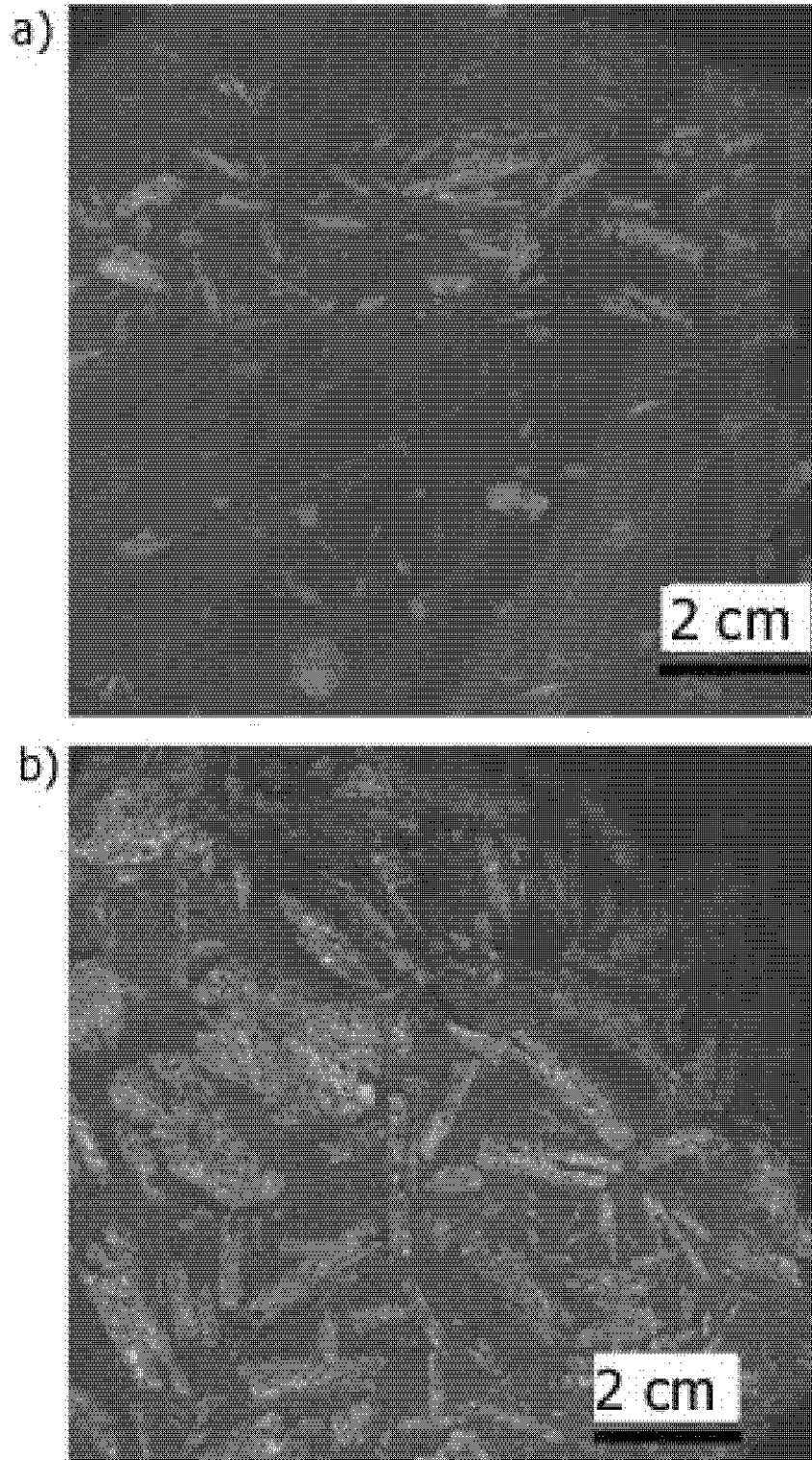


Figura 3.4: a) Muestra de roca donde se observa que los fenocristales forman bandas donde estos parecen alinearse (muestra M11D4A, colectada en el punto de coordenadas UTM (NAD27, zona 14):331433 N, 2096472 E). b) Ejemplo de planos de roca donde los fenocristales parecen no tener una distribución preferencial (muestra M3D48B, colectada en el punto de coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 324326 N, 2084916 E).

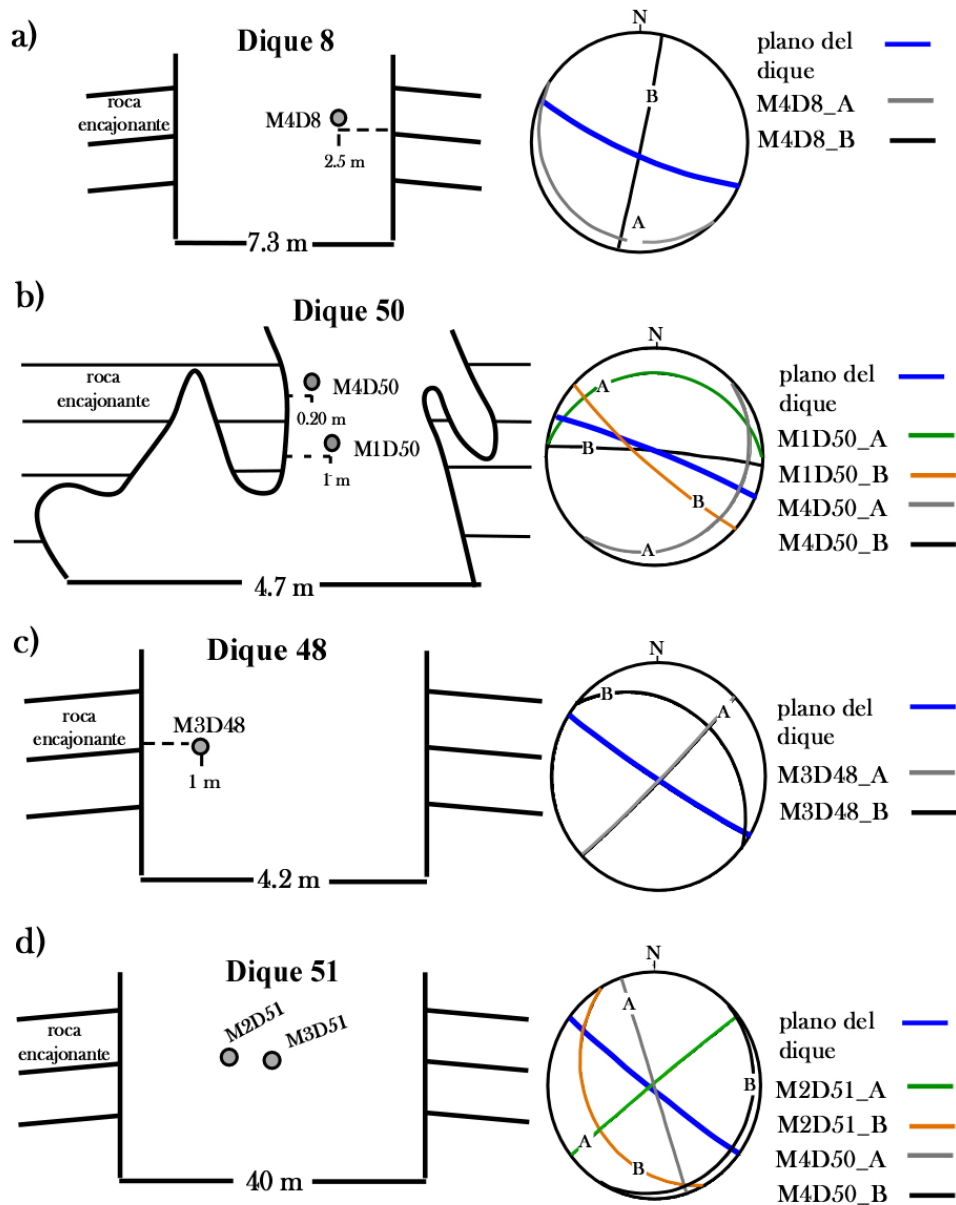


Figura 3.5: Esquemas de los diques en el afloramiento, los círculos grises muestran los puntos donde fueron colectadas las muestras de roca. En proyección estereográfica de igual área se proyectan en el hemisferio inferior el plano del dique (en azul) y los dos planos de roca (A y B) considerados en el análisis para cada dique. Las muestras fueron colectadas en los puntos de coordenadas UTM (NAD27, zona 14): 332078 N, 2092524 E para el dique 8; 324326 N, 2084916 E para el dique 48; 332663 N, 2095950 E para el dique 50 y 334743 N, 2094330 E para el dique 51.

y la muestra M4D50 (con ambos planos A y B) presentan diferencias en  $\phi$ . También se observa que los valores de  $\phi$  pueden ser ligeramente diferentes entre un plano y otro de una misma muestra de roca (por ejemplo en la Figura 3.6 c y d). Esto también ocurre entre a y b, e y f, g y h, i y j, k y l en las Figuras 3.6 y 3.7. A fin de comparar las formas de los fenocristales se usaron las formas de los polígonos de frecuencia y sus propiedades estadísticas. Los polígonos de frecuencia de áreas de contornos de fenocristales en cada plano de roca analizado se presentan graficados con línea discontinua a la derecha de cada imagen en las Figuras 3.6 y Figura 3.7. Los valores de las áreas en estas gráficas están normalizados al valor de mayor área ( $A_{max}$ ) que corresponde al contorno más grande de la población de fenocristales en el plano de roca en cuestión. En la misma gráfica se indica con letra azul el número de fenocristales  $n$  considerados en el análisis. Se observa que en todos los casos las áreas medidas siguen una distribución de frecuencias con un pico definido alrededor del valor de 0.1 del área de contorno más grande en cada plano de roca. Esto parece ser independiente de las diferencias notables de tamaño (de 17 a 382 mm<sup>2</sup>), del número de contornos considerados y de las diferencias de  $\phi$  entre los diques o entre los planos de roca. Únicamente las muestras del dique 51 (M2D51 y M3D51) tienen pequeñas diferencias con respecto al comportamiento general en el resto de los diques. En este dique los polígonos de frecuencias presentaron ligeros picos secundarios que indican más variación en las áreas de contorno, las cuales se pudieron haber introducido por el tamaño de la muestra y el gran tamaño de los fenocristales (Figura 3.7 i, j, k y l). Otro parámetro importante es la relación de aspecto de los contornos de fenocristales en 2D. Este parámetro nos indica la relación entre el eje largo y el eje corto de los contornos. Los polígonos de frecuencias de los valores normalizados (al valor mayor) del cociente de aspecto de los cuatro diques representativos del enjambre se muestran en la Figura 3.6 y Figura 3.7 en líneas sólidas. Se definen tres clases: alargados, semi alargados y no alargados (de acuerdo a los rangos mencionados en la Sección 3.1). Esta clasificación no tiene sentido físico y es claro que no indica la forma tridimensional de los cristales de plagioclasa. A excepción de la muestra M2D51\_B, en todos los casos, el polígono de frecuencia del cociente de aspecto tiene un pico mayor alrededor de 0.4 y otros de menor frecuencia en 0.65 y 0.8. Esto indica que la mayoría de los contornos en los planos de roca son semi alargados. Sin embargo el resto de la población de contornos de fenocristales que no caen alrededor de 0.4 son de ligeramente alargados a muy alargados. En contraste la población de formas de contornos no alargado es considerablemente menor a las otras dos formas.

---

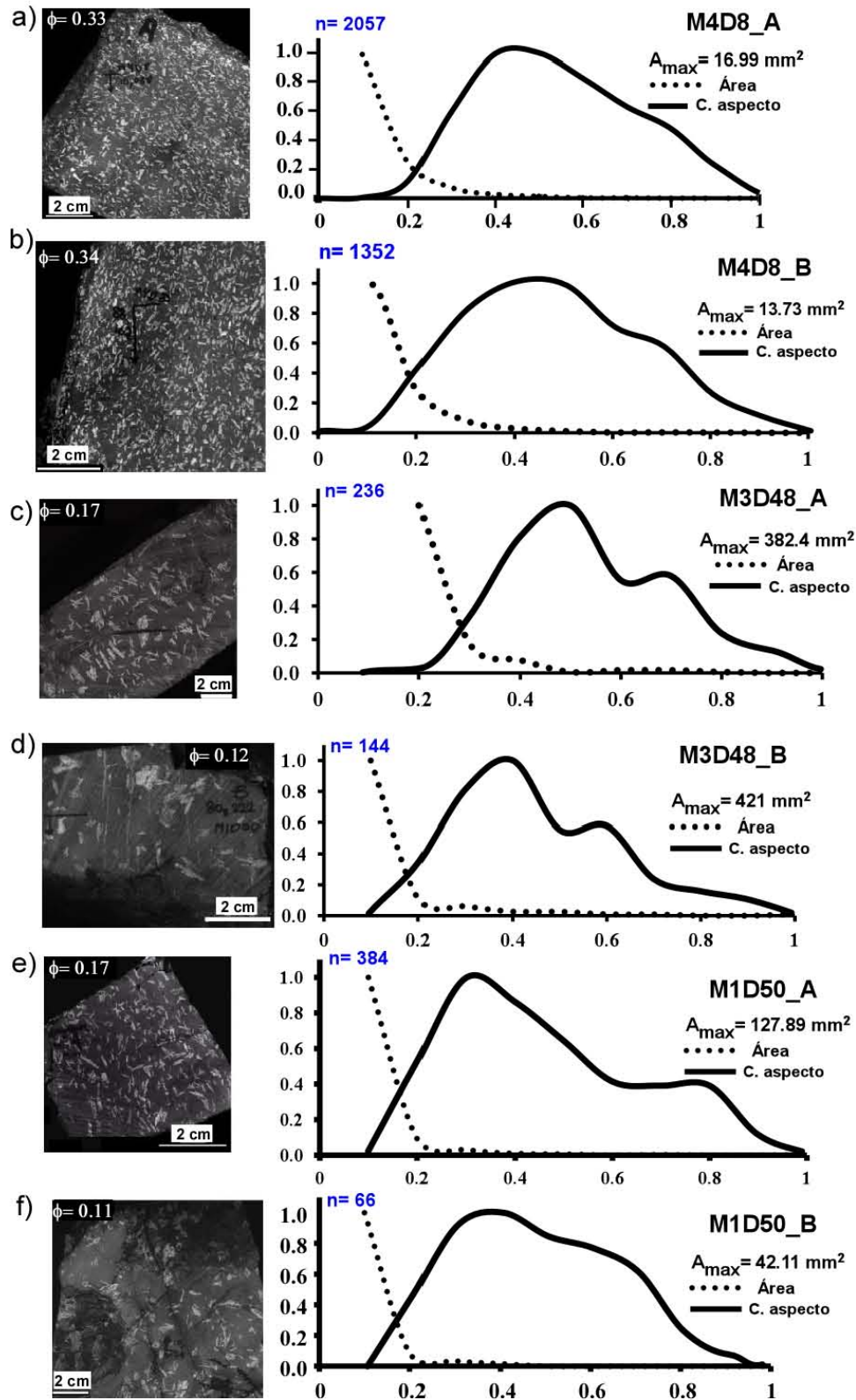


Figura 3.6: Resultados de la medición de área (A), cociente de aspecto ( $C_{aspecto}$ ) y porcentaje volumétrico ( $\phi$ ) de contornos de fenocristales en planos de roca para tres diques (dique 48, dique 8 y muestra 1 del dique 50);  $n$  es el número de contornos considerados en el análisis.

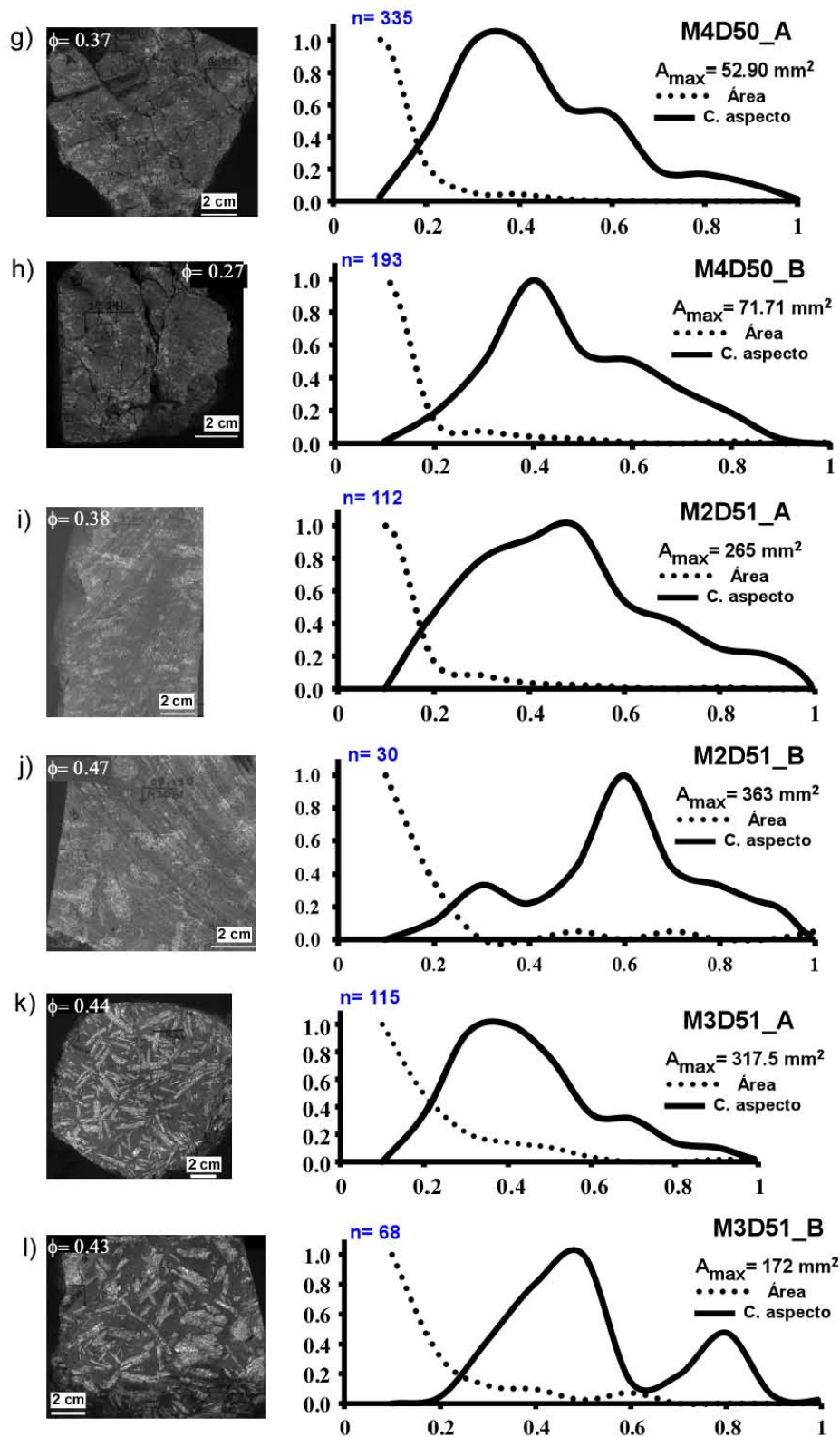


Figura 3.7: Resultados de la medición de Área ( $A$ ), cociente de aspecto de los contornos y porcentaje volumétrico de fenocristales ( $\phi$ ) para planos de roca de dos diques (muestra 4 del dique 50 y dique 51),  $n$  es el número de contornos considerados en cada gráfica.

### 3.2.2. Orientación de ejes largos de fenocristales en planos de roca de diques de Nanchititla

La lineación del eje largo de los contornos de fenocristales se presenta en estereogramas de igual área proyectados en el hemisferio inferior (Figura 3.8). Los contornos de fenocristales con la misma relación de aspecto y área se pueden asociar a poblaciones de fenocristales que fueron cortados en la misma dirección (Higgins, 2000), si asumimos que las formas tridimensionales son las mismas. Si los contornos de fenocristales tienen formas alargadas, esto significa que los fenocristales fueron cortados de manera muy cercana a su longitud mayor considerando que sus formas tridimensionales se aproximan a tabletas (Higgins, 2000). Por lo que la lineación de contornos alargados puede indicar de manera aproximada la dirección del eje largo de la forma tridimensional del fenocrystal. Entre más alargado es el contorno (es decir, con cocientes de aspecto cercanos a uno) su lineación se aproxima más a la dirección del eje largo del fenocrystal tridimensional. Como se observó en la sección anterior, los contornos de fenocristales en las muestras analizadas tienen diferentes formas. En los estereogramas las lineaciones se proyectan utilizando símbolos que dan información de su forma. Las lineaciones de contornos de fenocristales alargados se representan con cuadros, las de semi alargados se representan con triángulos y las de contornos no alargados se representan con círculos. Además de esto se hace otra distinción en estas gráficas, el valor porcentual de cada grupo dentro de la población (es decir, el porcentaje de contornos alargados, semi alargados y no alargados) se resalta por el tamaño de los símbolos. El valor de porcentaje de cada grupo en la población de contornos en el plano se indica en la izquierda de cada estereograma con sus respectivos símbolos. El plano del dique dónde las muestras fueron colectadas se dibuja con una línea azul, la línea negra representa los planos de muestra etiquetados como B, y la línea gris corresponde al plano de muestra oblicuo a B y que es etiquetado como plano A. Se observan cuatro patrones de lineación de los contornos de fenocristales. En el primero, las poblaciones de contornos alargados y semi alargados (cuadros y triángulos en la Figura 3.8) tienden a alinearse en dos direcciones principales dentro del plano de roca. Por ejemplo, los planos M1D50\_B, M2D51\_A y M2D51\_B. El segundo patrón menos común es en el que contornos alargados y semi alargados tienden a alinearse en una sola dirección (que no precisamente es la misma) por ejemplo en M3D51\_A y M1D50\_A. El tercer patrón es que uno de los dos grupos tiene una lineación principal y el otro grupo puede tener dos o más orientaciones preferenciales como en las muestras M3D51\_B, M4D50\_A, M4D50\_B, M3D48\_A y M4D8\_B. En el cuarto patrón los contornos alargados y semi alargados (o alguno de los dos) no tienen una orientación preferencial como en el caso de M4D8\_A y M3D48\_A.

La lineación de cristales ha sido importante para determinar direcciones de flujo en un dique y estados de deformación en el magma (Blanchard et al., 1979; Shelley, 1985; Ven-

---

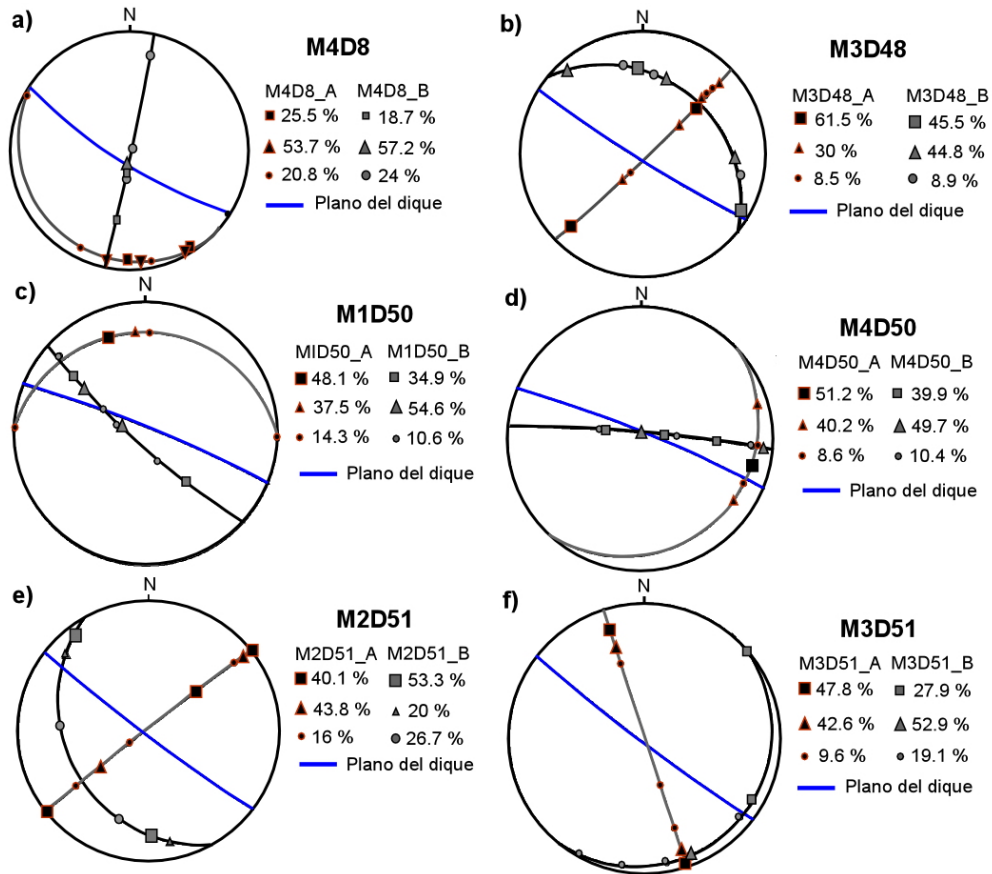


Figura 3.8: Proyecciones de la lineación aparente de los ejes largos de los contornos de fenocristales en el hemisferio inferior de estereogramas de igual área. Estos fueron clasificados y graficados de manera separada dependiendo del valor de su cociente de aspecto; alargados, semi-alargados y no alargados.



tura et al., 1996; Fernandez y Laporte, 1991). Estas aproximaciones asumen una fábrica alineada con el flujo y las imbricaciones de los fenocristales o cristales magnéticos indican el sentido del flujo o cizallamiento. Si existiera una alineación única de fenocristales en los diques de Nanchititla, la lineación preferencial de contornos debería ser consistente independientemente de donde se colecten las muestras dentro del dique y del plano de observación elegido. Las lineaciones de contornos de fenocristales de diques con dos muestras analizadas en cada caso se muestran en la Figura 3.8 c, d para el dique 50 y para el dique 51 en e y f. Las muestras del dique 51, M2D51 y M3D51 (con sus dos planos A y B) tienen una orientación preferencial que no depende del plano de observación (Figura 3.8 e y f). Este es un buen ejemplo de diques con fenocristales que tienen al menos dos direcciones preferenciales en cada plano. Por otro lado, en el dique 50 la alineación de los contornos alargados y semi alargados entre muestra y muestra indican más de tres direcciones preferenciales (M1D50\_A y M1D50\_B en la Figura 3.8 c y d). Esto se observa también si comparamos por ejemplo muestras de diques distintos. En los dos planos analizados del dique 8 (M4D8\_A y M4D8\_B en Figura 3.8 a y b) se tienen orientaciones preferenciales en solo uno de ellos (M4D8\_B). En el otro plano (M4D8\_A) de la misma muestra se observa una orientación aparentemente sin orden de los contornos alargados y semi alargados. Un caso similar se encuentra en los planos de la muestra del dique 48 (Figura 3.8 a y b) donde solo en uno de ellos se observan al menos dos orientaciones preferenciales de los contornos. Se resumen estos resultados en dos características generales de las lineaciones de los fenocristales en los diques del enjambre de Nanchititla. Los fenocristales en la suspensión magmática se alinean en al menos dos direcciones preferenciales. En estos casos parece existir una diferencia sustancial entre los contornos de fenocristales alargados y los semi alargados puesto que solo en algunos casos sus orientaciones coinciden. El segundo resultado general es que la suspensión magmática en algunas muestras de dique no presenta alguna alineación preferencial clara en al menos uno de los planos observados. Este resultado parece ser independiente de la forma de los contornos, pues se sabe de los polígonos de frecuencia del cociente de aspecto que la población de contornos semi alargados y alargados es mayoritaria.

### 3.3. Fábrica de flujo de las suspensiones magmáticas del enjambre de diques de Nanchititla

La lineación de cristales ha sido importante para determinar direcciones de flujo y estados de deformación en el magma (Blanchard et al., 1979; Shelley, 1985; Ventura et al., 1996; Fernandez y Laporte, 1991). Estas aproximaciones asumen una fábrica alineada con el flujo y las imbricaciones de los fenocristales o cristales magnéticos indican el sentido del flujo o cizallamiento. Sin embargo, la interacción hidrodinámica entre cristales (no

---

considerada en los modelos clásicos de orientación preferencial de cristales) y la propia interacción de flujo con cristales en suspensión pueden inducir en el sistema magmático estados de alineación y de no alineación. Tal y como se observa en los sistemas de suspensiones magmáticas analizadas en la sección anterior. Se sabe que el arreglo espacial de las partículas en suspensión (en este caso fenocristales) es el resultado de una competencia entre las fuerzas de Van der Waals, Brownianas y las fuerzas hidrodinámicas una vez que la tasa de deformación aumenta, (Bender y Wagner, 1996). Unas se superponen a las otras dependiendo si la suspensión está sujeta a flujo o no. Tomando en cuenta la teoría de suspensiones (Batchelor y Geen, 1972) en los sistemas de suspensiones magmáticas, el flujo de magma haría a los fenocristales moverse en patrones rotacionales y traslacionales. Cuando los fenocristales se encuentran cercanos entre ellos durante el flujo, ocurre una lubricación hidrodinámica. Fenómeno que los mantiene unidos por una fuerza que es inversamente proporcional a la distancia que los separa. Esto significa que el movimiento relativo de fenocristales cercanos está relacionado y que pueden orbitar uno alrededor del otro indefinidamente si la tasa de deformación no se modifica (Boersma et al., 1990). De tal manera que se puede generar una sincronización local de fenocristales que permite que estos se alineen. Esto puede explicar las alineaciones de fenocristales que se observaron en algunos planos de roca de muestras de diques de Nanchititla (Figura 3.8). Incluso, en modelos simples bidimensionales de la dinámica de flujo de suspensiones magmáticas se reporta que a altas concentraciones de partículas las interacciones entre cristales adyacentes producen movimientos cíclicos que acomodan su imbricación (Ildefonse et al., 1992). Sin embargo, también se mostró que estas lineaciones de los contornos de fenocristales puede tener dos o tres direcciones preferenciales. En (Batchelor y Geen, 1972) se propone que dependiendo del tipo específico de sistema (formas de partículas en suspensión, tamaños, tipo de fluido, rangos de tasa de deformación a la que la suspensión es sometida) el sistema de flujo es más susceptible a presentar arreglos alineados, no alineados o la combinación de ambos. Esta aseveración nos habla de la complejidad de la dinámica de flujo de diques con concentraciones importantes de fenocristales y cristales en suspensión. Además de que su interacción depende directamente de como se deforma el flujo. En conclusión el porcentaje de fenocristales o la ausencia de estos tiene un efecto importante en la dinámica de flujo del magma. La combinación de sistemas alineados de fenocristales y de sistemas magmáticos sin cristales en suspensión tienen un efecto directo en otro tipo de parámetros físicos del magma como lo es la viscosidad. En la siguiente sección la relación entre la concentración de cristales en magmas y su reología es tratado con más detalle. También en la siguiente sección se propone un modelo simplificado del comportamiento reológico de los diques de Nanchititla con base en las observaciones discutidas en las secciones anteriores.

---

### 3.4. Suspensiones magmáticas concentradas y su implicación en la reología del magma

La viscosidad del magma depende de su temperatura y composición (principalmente contenidos de  $\text{SiO}_2$  y volátiles). Sin cristales, las viscosidades de los magmas máficos a temperaturas del *liquidus* son siempre más pequeñas ( $\approx 102 \text{ Pa s}$ ) que las de magmas félsicos ( $104 - 106 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ; (McBirney y Murase, 1984; Ryan y Blevins, 1987)). La temperatura del magma define el inicio de la cristalización y formación de cristales que tiene un efecto dramático en la reología de la suspensión. Conforme la concentración de cristales en un magma máfico incrementa de 0 a 50 %, la viscosidad cambia de 102 a 106 Pa s. El efecto de la presencia de cristales en suspensión no sólo aumenta la viscosidad, sino que la hace dependiente de la tasa de deformación. Por ejemplo, (Shaw, 1969) determinó la viscosidad de magmas toleíticos a temperaturas de 1300 a 1120°C a 1 atm. La viscosidad aparente (103 *Poisses*) incrementó más de 2 órdenes de magnitud entre 1200 y 1120°C (con contenido de cristales no mayor a 2 %) para tasas de deformación de alrededor de  $10 \text{ s}^{-1}$ . A temperaturas mayores a 1130°C, la viscosidad se mantuvo constante con valores altos indicando así un comportamiento de tipo Newtoniano. Sin embargo, por debajo de 1130°C justo cuando los primeros cristales se forman, la relación entre esfuerzo de cizalla y tasa de deformación no es lineal. Y entonces el magma inicia una etapa de comportamiento reológico no-Newtoniano (Figura 3.9 a). Esto es un resultado importante puesto que la mayoría de los magmas naturales existen a temperaturas por debajo de su *liquidus* donde es característico el contenido de cristales y burbujas por la exsolución de volátiles (cuando las presiones son suficientemente bajas). Otro ejemplo claro se encuentra en (Ryerson et al., 1988) quienes midieron la viscosidad de magmas basálticos entre 1270°C y 1180°C donde se observó un comportamiento no-Newtoniano en el magma de tipo pseudo plástico (o *shear thinning*, Apéndice A.1) cuando el volumen de cristales alcanza el 25 % y la tasa de deformación aumenta. Esto se observa en la Figura 3.9 b, donde los círculos muestran el magma con mayor contenido en cristales, los cuadros con menos porcentaje que los círculos y con menos contenido de cristales la curva de triángulos. La pendiente (viscosidad) de las curvas aumenta con la disminución de la temperatura y tienen un comportamiento no lineal. Han sido muchos los trabajos en los que se ha determinado las reología de magmas. Estos se han enfocado en magmas con composiciones muy variadas (a partir de magmas sintéticos o naturales) y con contenido de cristales en suspensión de diferentes concentraciones. Lo que se ha observado es que en un rango de 20 % - 60 % de contenido de cristales en suspensión la curva de flujo de los magmas indica un comportamiento no lineal, como en el caso de (Shaw, 1969) y (Ryerson et al., 1988), Figura 3.10.

Dicho comportamiento es de tipo *shear thinning* (Sección A.2) y puede ser aproximado por una función de potencias (Sección A.6) como se refiere en diferentes trabajos que

---

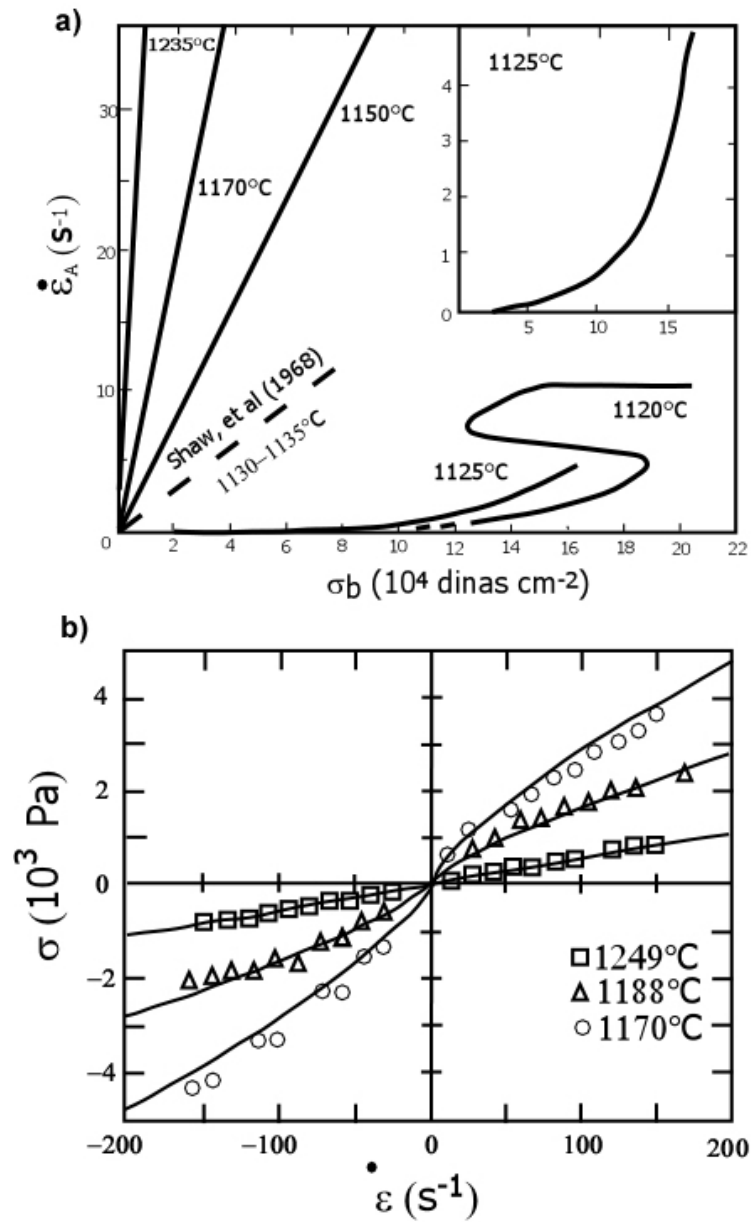


Figura 3.9: Curvas de flujo de magma. a) Relación entre tasa de deformación ( $\dot{\epsilon}$ ) y esfuerzo de cizalla ( $\sigma$ ) de acuerdo a las medidas de (Shaw, 1969) y en b) de acuerdo con (Ryerson et al., 1988) para magmas basálticos en ambos casos.

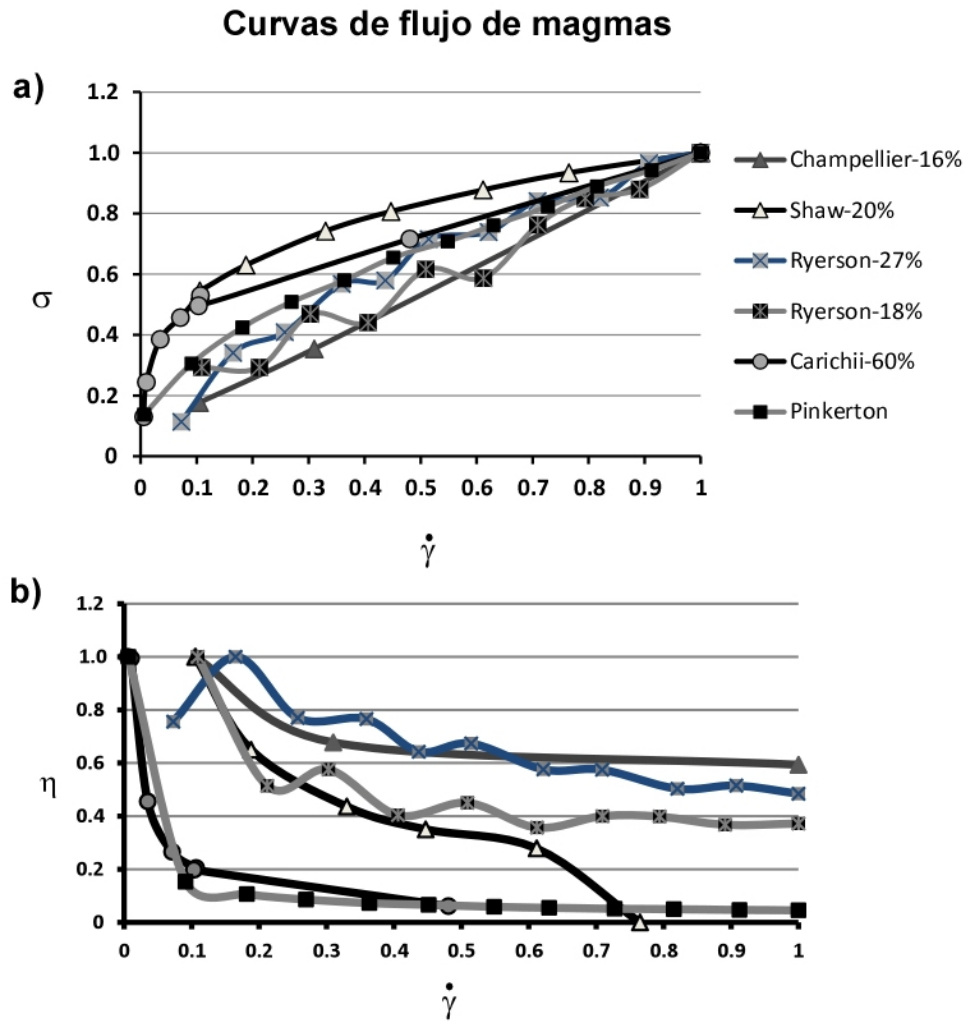


Figura 3.10: a) Curvas de flujo para diferentes tipos de magmas reportados por varios autores. Debido a que estos datos fueron reportados en diferentes unidades, que los métodos de medición, así como las tasas de deformación utilizadas fueron distintas, los datos se presentan normalizados a su valor máximo de tasa de deformación, viscosidad y esfuerzo, de manera que los valores se encuentran entre 0 y 1. b) Relación de viscosidad con tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) de los datos reportados en a). Se observa que en estos trabajos la viscosidad de los magmas disminuye con  $\dot{\gamma}$  lo que indica su comportamiento no-Newtoniano de tipo *shear thinning*.

determinaron curvas de flujo para magmas basálticos (Caricchi et al., 2007; Champellier et al., 2008; Pinkerton y Sparks, 1978). Esto significa que la viscosidad disminuye conforme la tasa de deformación aumenta y que la función de potencias tiene  $n < 1$ . En la Figura 3.10 b, se grafica la viscosidad contra la tasa de deformación de las mediciones de reología hechas en magmas basálticos por diferentes autores. En la Tabla 3.1 se muestran los valores de  $n$  obtenidos de las funciones de potencias aproximadas a las curvas de magmas en la Figura 3.10, se aprecia que en estos casos  $n < 1$ .

Tabla 3.1: Valores de  $n$  obtenidos de la función de potencias ajustada a las curvas de flujo de los datos reportados por diferentes autores.

Autor	$n$
(Champellier et al., 2008)	0.7701
(Shaw, 1969)	0.2734
(Ryerson et al., 1988)	0.7706; 0.5964
(Caricchi et al., 2007)	0.4175
(Pinkerton y Sparks, 1978)	0.3970

Se ha observado en suspensiones magmáticas que las interacciones entre la fase sólida en suspensión mantiene alineadas a las partículas a bajas tasas de deformación (Caricchi et al., 2007; Lejeune y Richet, 1995). En tasas de deformación altas el mismo sistema puede pasar por fases de no alineación y esto tiene un efecto en la reología neta de la suspensión. En sistemas magmáticos las caídas drásticas en la viscosidad se asocian con el alineamiento de cristales de plagioclasas, sin embargo no se descarta la posibilidad de otros tipos de comportamientos reológicos para los magmas en general. Para el caso de los diques de Nanchititla no es claro que existe la alineación de los fenocristales de plagioclasa en todos los diques, se tiene que el porcentaje de fenocristales se encuentra dentro del rango de los magmas medidos en laboratorio que presentan un comportamiento de tipo *shear thinning*. Esto de entrada nos puede marcar la pauta para suponer que este tipo de reología pudo haberse presentado en los diques de Nanchititla. Sin embargo, el hecho de que no todos los cristales se encuentran alineados puede ser indicativo de la interacción entre ellos. El caso que se considerará en los modelos analógicos presentados en las siguientes secciones, es el caso de un magma con reología de tipo *shear thinning*. Y este caso será considerado junto con el emplazamiento de diques con magmas con comportamiento Newtoniano.

## Capítulo 4

# Principios de similitud y escalamiento de los modelos analógicos

En este capítulo se presentan los principios de similitud y escalamiento que fueron utilizados en los modelos analógicos. Las relaciones de similitud y escalamiento involucran parámetros físicos medibles o estimados tanto en el modelo como en el proceso natural. La manera de construir estas relaciones es balanceando los parámetros físicos por medio de un análisis dimensional. Este método asume que hay una dimensión física fundamental detrás de cada unidad de medición de un parámetro físico. En el caso específico del modelado analógico del emplazamiento de magma a través de diques, el escalamiento y la similitud se realizan con base en cuatro variables fundamentales: Longitud ( $L$ ), Masa ( $M$ ), Tiempo ( $T$ ) y Temperatura ( $\Theta$ ). Las variables fundamentales controlan otros parámetros físicos como la viscosidad, densidad, presión, área, esfuerzo, velocidad, entre otras. Las dimensiones de estas variables físicas son normalizadas y parametrizadas hasta obtener cantidades adimensionales que son utilizadas como relaciones de escalamiento. En este capítulo se introduce al concepto de similitud y escalamiento para el modelado de emplazamiento de magma a través de diques. Se presentan los parámetros involucrados en el proceso de emplazamiento de diques (Sección 4.1) relacionados con la roca encajonante y el magma. Posteriormente en las secciones 4.2, 4.3 y 4.4 se introducen los mecanismos de escalamiento y similitud geométrico, cinemático y dinámico aplicados a los modelos realizados en esta tesis.

---

## 4.1. Parámetros físicos involucrados en el emplazamiento de diques

El emplazamiento de magma a través de diques es un proceso que se asemeja a la propagación de una fractura llena de fluido ([Lister y Kerr, 1991](#)). En la propagación de una fractura llena de fluido intervienen dos grupos de parámetros físicos de diferente naturaleza. El primero tiene que ver con el fluido que se emplaza y el segundo grupo con las propiedades del material encajonante que cede al fracturamiento. El fluido dentro del dique ejerce una presión en la punta dónde se resuelven los esfuerzos y se balancean para permitir la propagación del dique. La fuerza de sobrepresión  $P$  dentro del dique es contrarrestada por la viscosidad del fluido  $\eta$ , esta ejerce oposición al flujo e interviene de manera negativa; cuanto más viscoso es el fluido más presión se necesita para iniciar y propagar el dique.

La viscosidad puede o no variar con la tasa de deformación  $\dot{\epsilon}$  para lo cual se habla de una viscosidad dinámica ó aparente respectivamente. Otros parámetros como la densidad del fluido y los efectos gravitatorios (intrínsecos en la densidad) juegan también un papel importante en la propagación del dique. Es decir, la densidad del magma es un parámetro que puede promover la propagación del dique si ésta es menor que la densidad del medio. Cuando esto ocurre la fuerza de flotabilidad contribuye a la sobrepresión del magma en la punta del dique. En caso contrario, cuando el magma es más denso que el medio éste no tiende a elevarse por flotabilidad y por consiguiente contrarresta a la sobrepresión del magma. El balance de estos tres parámetros físicos relacionados con el fluido contribuye a la propagación y determina en parte las velocidades de ascenso. Desde la perspectiva del medio encajonante, son otros los parámetros involucrados en la propagación. Se reconoce que la resistencia uniaxial del medio debe ser superada por la sobrepresión del fluido para romper dicho material y formar una fractura de tipo extensional ([Inglis, 1913](#); [Griffith, 1921](#)). Dicha resistencia uniaxial queda en términos de un factor de intensidad crítico  $K_c$  ([Irwin, 1958](#)) de acuerdo a un criterio de propagación de la fractura: Si  $K > K_c$  la fractura sólo puede extenderse muy lentamente por corrosión química en su punta; si  $K$  mantiene un valor significativamente más grande que  $K_c$ , la extensión de la fractura ocurre a una velocidad aproximada del 40 % de la velocidad del sonido en el sólido ([Atkinson, 1984](#)).

Puesto que la fractura no se puede propagar más rápido que el flujo de magma dentro de la punta de la fractura, la distribución de la presión del magma debe ajustarse, de manera que el valor de  $K$  excede al valor de  $K_c$  sólo por una cantidad infinitesimal ([Rubin y Pollard, 1987](#); [Lister, 1990](#)). Para una fractura en forma de cuchilla uniformemente presurizada de tamaño  $2l$  se tiene que la presión interna requerida para la propagación de la fractura llena de magma es aproximada por:

$$\Delta P \approx \frac{K_c}{l^{\frac{1}{2}}} \quad (4.1)$$



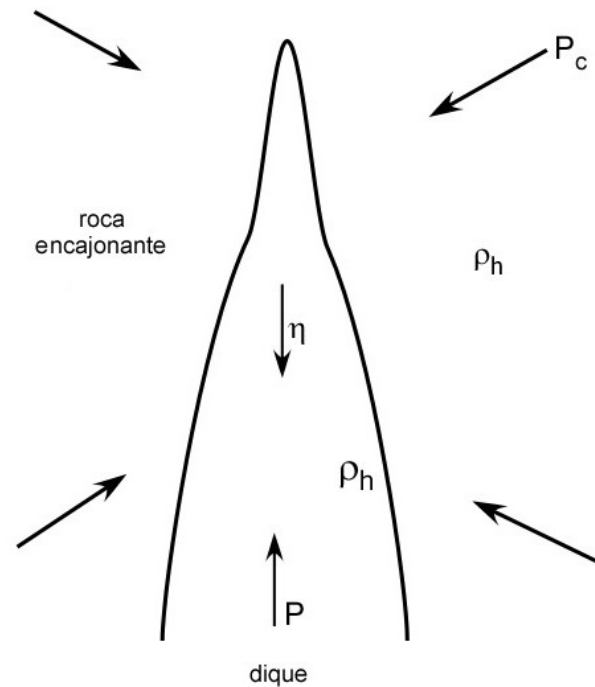


Figura 4.1: Esquema de una fractura llena de fluido, donde se indica el balance de fuerzas que toma lugar durante la propagación. La presión interna debe superar la resistencia a la fractura del medio encajonante y la presión para que este se propague. debido al fluido con densidad  $\rho_f$  es  $P$  y esta es contrarrestada por la viscosidad del fluido  $\eta$ . La densidad del fluido puede actuar a favor (flotabilidad positiva) la sobrepresión si su valor es menor que la densidad del medio encajonante  $\rho_h$ . En caso contrario  $\rho_f$  produce una fuerza en sentido opuesto a la propagación del dique (flotabilidad negativa).

Los valores de intensidad críticos son valores obtenidos en pruebas de laboratorio, por ejemplo en (Atkinson, 1984) se proporciona un panorama amplio de medidas de los valores típicos de  $K_c$  a presión atmosférica. Para areniscas de  $0.15\text{-}0.8\text{ MPa m}^{1/2}$ ,  $0.5\text{-}1.6\text{ MPa m}^{1/2}$  para granitos; y  $1.4\text{-}1.9\text{ MPa m}^{1/2}$  para basaltos. El esfuerzo compresivo uniaxial en la punta del dique inicial se opone a la presión ejercida dentro del dique que resulta del balance de fuerzas debidas al magma ( $\Delta P$ ). En la Figura 4.1 se representa de manera esquemática el balance de las fuerzas y los parámetros físicos mencionados. Las relaciones de similitud y escalamiento están en función de estos parámetros provenientes del proceso natural y el modelo. De estos parámetros, se conocen algunos valores característicos para la densidades de magmas y roca encajonante, estos van de  $2.65 \times 10^3\text{ kg/m}^3$  a  $2.80 \times 10^3\text{ kg/m}^3$  para magmas basálticos, magmas andesíticos de  $2.45 \times 10^3\text{ kg/m}^3$  a  $2.50 \times 10^3\text{ kg/m}^3$ , Riolíticos de  $2.18 \times 10^3\text{ kg/m}^3$  a  $2.25 \times 10^3\text{ kg/m}^3$  y la densidad media de la corteza superior es de  $2.7 \times 10^3\text{ kg/m}^3$ . Se sabe que las velocidades de ascenso de los magmas están en los intervalos de  $0.1$  a  $1\text{ m/s}$  (Klein et al., 1987; Brandsdottir y Einarsson, 1987). Para el caso de la viscosidad, suponiendo que es constante con las variaciones de la tasa de deformación se puede contar también con valores característicos por medio

de mediciones directas o cálculos empíricos (capítulo anterior).

Es importante hacer notar que algunos de estos parámetros no son constantes y se tratan de funciones complejas, que es necesario representar adecuadamente en los modelos para un escalamiento apropiado. Como ya se explicó, la viscosidad de magmas basálticos puede tener un comportamiento complejo no constante (reología no-Newtoniana) durante el ascenso. Dicho comportamiento es comúnmente asociado a la presencia de cristales en suspensión y disminución de la temperatura. No solo la reología del magma tiene un comportamiento complejo, se sabe que las rocas de la corteza pueden tener un comportamiento reológico que depende de la tasa de deformación a la que la roca es sometida. Sin embargo, el emplazamiento de diques se da a una velocidad suficientemente alta de manera que la corteza se comporta como un material elástico. En este trabajo se presentan los principios de similitud y escalamiento que deben ser cumplidos en la construcción de los modelos analógicos.

## 4.2. Similitud y escalamiento geométrico

La construcción del modelo analógico se realiza de manera que las longitudes iniciales del diseño experimental y las longitudes de las estructuras obtenidas después de la simulación, se encuentren reducidas con respecto a las longitudes de las estructuras generadas en el proceso geológico natural. Esta es una de las ventajas del modelado analógico, puesto que debido a esta reducción en las longitudes los procesos son fácilmente visualizados. El modelo cumple una *similitud geométrica* cuando al llevarse a cabo esta reducción en longitudes, los ángulos guardados en las estructuras geológicas se mantienen en el modelo. Entonces el modelo es geoméricamente similar al proceso natural y es posible calcular el valor de escalamiento geométrico. Un experimento que reproduce un proceso natural como el emplazamiento de los diques, debe ser construido con ciertas longitudes y ángulos que puedan ser comparables con las del proceso natural, es decir se debe cumplir con una *similitud geométrica*. La *similitud geométrica* debe ser impuesta en la construcción del experimento que asegure que por lo menos en las condiciones iniciales ambos procesos pueden ser comparables. Los parámetros geométricos en términos de dimensiones de longitud, que se utilizan para obtener los valores de escala están limitados por el diseño mismo del aparato experimental. La profundidad desde donde los diques inician su emplazamiento puede variar dependiendo del escenario tectónico que causó el magmatismo. Para encontrar la relación de escalamiento geométrico con respecto a la profundidad, en esta tesis se eligió un valor típico de profundidad (Nicolas y Jackson, 1982b) a partir del cual se han reportado la formación y ascenso de diques. Típicamente es en la corteza superior donde las condiciones quebradizas del medio encajonante permiten el fracturamiento, la formación y ascenso rápido del magma a través de diques. La sismicidad volcánica muestra que la litósfera experimenta fracturamiento a profundidades de hasta 30 km (Klein

---

et al., 1987; Brandsdottir y Einarsson, 1987). Esta observación nos da una idea del alcance vertical del emplazamiento de magma a través de diques y dicho valor puede ser utilizado para definir el factor de escala en nuestro modelo. Si se considera que la profundidad a la que se inició el fracturamiento en nuestro modelo es  $L_m$  y la profundidad a la que los diques se forman es  $L_n$  (que ya se asumió como de 30 km), el factor de escalamiento es el cociente entre estos dos valores y es representado por  $L^*$ :

$$L^* = \frac{L_m}{L_n} \quad (4.2)$$

Así 1 cm en nuestros modelos representa 3000 m si suponemos que la profundidad total de la roca encajonante análoga es de 0.3 m. El escalamiento geométrico es arbitrario y depende directamente de la geometría elegida en las condiciones iniciales de nuestro modelo. Dichas condiciones son controladas en la mayoría de los casos por las limitaciones de espacio, la cantidad de material análogo utilizado y velocidad de inyección. Diferentes autores que han realizado modelos analógicos del emplazamiento de diques, han utilizado distintas condiciones geométricas iniciales (Cañon Tapia y Merle, 2006; Takada, 1990; McLeod y S., 1999). Observando que estos modelos pueden reproducir fracturas llenas de fluido similares a los diques. Aunque no se ha hecho ningún análisis cuantitativo relativo a la *similitud geométrica* entre estos diques análogos y diques encontrados en la naturaleza. Sin embargo, la *similitud geométrica* de estos modelos con los diques en campo han resultado útiles para explicar el efecto de parámetros como: cantidad de volumen inyectado, geometría de la cámara magmática inicial, velocidad de ascenso, viscosidad de los medios encajonantes y del fluido inyectado (McLeod y S., 1999; Mathieu et al., 2008).

### 4.3. Similitud y escalamiento cinemático

Imaginemos que dos cuerpos geoméricamente similares (en este caso diques de magma) experimentan cambios de forma, posición y velocidad. Si el tiempo requerido para cualquier cambio en el modelo es proporcional al tiempo requerido para el cambio correspondiente al dique natural se dice que son cinemáticamente similares (Weijermars y Schmeling, 1986). El cociente entre estos dos tiempos nos da una constante de proporcionalidad  $T$ , llamada también constante de escalamiento temporal:

$$\frac{t_n}{t_m} = T^* \quad (4.3)$$

Dado que los parámetros físicos relativos a la cinemática del modelo dependen de  $T^*$  como unidad fundamental, la relación de similitud entre las velocidades y aceleraciones medidas en el modelo y el proceso natural quedan también escaladas y pueden cumplir una *similitud cinemática*. Es decir, si dos cuerpos son cinemáticamente similares, las velocidades y aceleraciones de sus puntos correspondientes deben ser también proporcionales

(Hubbert, 1937):

$$\frac{v_n}{v_m} = V = \frac{L_n/t_n}{L_m/t_m} \quad (4.4)$$

Donde  $v_m$  es la velocidad del modelo y  $v_n$  es la velocidad el proceso natural. Si nuestro modelo cumple con este criterio de similitud, se puede por ejemplo comparar las velocidades de emplazamiento de un volumen de magma análogo con su respectivo proceso natural. Es decir, la comparación del tiempo que le lleva al sistema análogo transportar cierta cantidad de material con las velocidades típicas de ascenso de magmas, 1 m/s (Spera et al., 1988).

#### 4.4. Similitud y escalamiento dinámico

Otro tipo de similitud significativa en el modelado analógico de procesos geológicos es la *Similitud Dinámica*, la cual requiere que las fuerzas que actúan en cada elemento de masa  $dm_2$  del modelo que ocupa un volumen  $dV_2$ , deben ser tales que el movimiento producido por estas fuerzas conserve la *similitud geométrica* y *similitud cinemática* con el correspondiente movimiento del elemento de masa  $dm_1$  (que ocupa un volumen  $dV_1$ ) del cuerpo original. Es decir, que la proporción o balance de las fuerzas involucradas en el modelo sea el mismo que el balance de fuerzas involucradas en el proceso geológico.

Las fuerzas y parámetros físicos involucrados en el proceso geológico son descritas por modelos teóricos o conceptuales del proceso. En el ascenso de magma a través de diques están involucradas fuerzas viscosas, fuerzas inerciales y una fuerza de resistencia del material encajonante. También se puede hablar de fuerzas remotas de superficie (esfuerzos) que actúan durante el emplazamiento, en cada elemento de volumen del fluido y en cada elemento de volumen de la roca encajonante. Estas fuerzas remotas son resultado de la dinámica de cada zona de estudio, definida de manera particular por los esfuerzos tectónicos locales. En la construcción de modelos analógicos se han considerado solo algunos de los parámetros físicos correspondientes a la roca encajonante o al magma. Por ejemplo se utiliza el cociente de Presión y rigidez de magma y medio encajonante respectivamente (Takada, 1989; Walter y Troll, 2003; Cañon Tapia y Merle, 2006) como una constante de escalamiento adimensional. Esto con base a un modelo de fracturamiento en el que se considera la sobrepresión del magma y propiedades elásticas del medio encajonante (Rubin, 1993). Sin embargo, en este tipo de escalamiento se hacen simplificaciones con respecto a la reología del magma que limitan su aplicabilidad cuando se requiere modelar emplazamiento de diques con reologías no-Newtonianas.

Existen procedimientos algebraicos para encontrar nuevas formas de escalamiento de magma y medio encajonante que ofrecen la posibilidad de incorporar variables no lineales y más realistas para ambos medios (Weijermars y Schmeling, 1986). La metodología para

encontrar las relaciones de similitud entre modelo y proceso real inicia con la definición del modelo dinámico del proceso natural. A partir de este modelo y con ayuda del análisis dimensional, parametrización y normalización se obtiene un modelo en términos de variables adimensionales que son utilizadas para llevar a cabo el escalamiento. El desarrollo para definir el modelo dinámico en términos de variables adimensionales del magma y roca encajonante fue propuesto por (Weijermars y Schmeling, 1986) para fluidos geológicos y (Giuseppe et al., 2009) para la corteza superior. En las siguientes dos secciones se resume dicho procedimiento algebraico y se explica de manera sencilla las implicaciones del cumplimiento de una *similitud dinámica* de nuestros materiales. Así como las características específicas que se buscan en los análogos del magma y medio encajonante para así cumplir con la similitud.

#### 4.4.1. Parametrización, normalización y curvas de similitud

Como ya se mencionó, un aspecto imprescindible para reproducir en laboratorio un proceso natural es la definición de las relaciones de similitud entre el modelo y dicho proceso natural. En (Weijermars y Schmeling, 1986) elaboraron una serie de relaciones adimensionales basadas en la dinámica de flujo para establecer una *similitud dinámica* entre fluidos análogos y fluidos geológicos. Basados en este mismo principio de escalamiento dinámico (Giuseppe et al., 2009) caracterizaron a detalle las propiedades reológicas de la gelatina a diferentes rangos de deformación. Estos autores encontraron tasas de deformación a las cuales debe ser sometida la gelatina para mantenerla en su rango elástico. Las ecuaciones que describen la dinámica de un fluido pueden quedar en términos de cantidades adimensionales mediante un tratamiento sencillo de normalización (como el número de Reynolds, número de Ramberg y número de Schmolurowski). La ecuación de movimiento de un fluido puede ser expresada como:

$$\rho_0 \left( \frac{\partial v}{\partial t} + (\nu \nabla) \nu \right) = -\nabla p + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \rho g n_z \quad (4.5)$$

El lado izquierdo de la expresión representa las fuerzas inerciales (por volumen), y los términos del lado derecho las fuerzas de gradientes de presión, las fuerzas viscosas y las fuerzas gravitacionales (por volumen), respectivamente,  $\nu$  es el vector de velocidad del flujo,  $\partial \tau_{ij}$  el tensor de esfuerzos viscosos,  $n_z$  el vector unitario vertical. Para escalar o normalizar las cantidades que describen el flujo y las condiciones de frontera (longitudes, tiempo, velocidad, presión y esfuerzo) se construyen factores de escalamiento combinando los parámetros de longitud ( $l$ ), aceleración de la gravedad ( $g$ ), densidad ( $\rho_0$ ), viscosidad ( $\eta_0$ ) y el vector  $r = (x, y, z)$  que es la posición en cualquier parte del fluido. De tal manera que dichos factores de escalamiento tienen las mismas unidades que las variables involucradas en la ecuación de movimiento  $\rho$ ,  $r$ ,  $t$ ,  $v$ ,  $\dot{\epsilon}_{ij}$ ,  $\tau_{ij}$ ,  $p$ ,  $\nabla$  y  $\frac{\partial}{\partial t}$ . La relación entre

las variables adimensionales, factores de escalamiento son:

$$\rho = \rho' \rho_0 \quad (4.6)$$

$$r = r'l \quad (4.7)$$

$$t = \frac{t'\eta_0}{\rho_0 gl} \quad (4.8)$$

$$v = \frac{v'\rho_0 gl^2}{\eta_0} \quad (4.9)$$

$$\dot{e}_{ij} = \frac{(\dot{e}_{ij}')\rho_0 gl}{\eta_0} \quad (4.10)$$

$$\tau_{ij} = (\tau_{ij}')\rho_0 gl \quad (4.11)$$

$$\dot{e}_{ij} = \frac{\dot{e}'_{ij}\rho_0 gl}{\eta_0} \quad (4.12)$$

$$p = p'\rho_0 gl \quad (4.13)$$

$$\nabla = \frac{\nabla'}{l} \quad (4.14)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t'} \frac{\rho_0 gl}{\eta_0} \quad (4.15)$$

Donde las cantidades primadas representan las variables adimensionales. Cuando estas cantidades son insertadas en la ecuación de movimiento, dicha relación queda en términos de las variables adimensionales:

$$\left( \frac{gl^3 \rho_0^2}{\eta_0^2} \right) \left( \frac{\partial v'}{\partial t'} + (v' \nabla') v' \right) = -\nabla' p' + \frac{\partial \tau'_{ij}}{\partial x'_j} + \rho' n_z \quad (4.16)$$

El lado izquierdo de la ecuación 4.16 se puede expresar en términos de dos de los números adimensionales introducidos por (Ramberg, 1981), el número de Reynolds y el número de Ramberg para comportamiento viscoso:

$$\frac{gl^3 \rho_0}{\eta_0^2} = Re \cdot Rm \quad (4.17)$$

Bajo la consideración de que el número de Reynolds para flujos geológicos es extremadamente pequeño ( $Re$  de 10 a 20), se observa de la ecuación 4.17 que las fuerzas

inerciales pueden discriminarse y así la ecuación de movimiento del fluido queda sólo en términos de los parámetros adimensionales normalizados:

$$-\nabla' p' = \frac{\partial \tau'_{ij}}{\partial x'_j} + \rho' n_z \quad (4.18)$$

Es decir, si se quiere cumplir con una *similitud dinámica* basta con evaluar esta ecuación y comprobar que es la misma para el flujo del magma análogo y el magma natural. La ecuación 4.18 con las relaciones de escalamiento presentadas de la ecuación 4.6 a la ecuación 4.15 pueden ser utilizadas para seleccionar materiales y construir un modelo analógico de un fluido natural como el magma. Una observación interesante en la ecuación 4.18 es que está en términos de  $P$  (presión) la cual depende a su vez de  $\rho_0$  (densidad),  $l$  (longitud) y  $g$  (aceleración de la gravedad) como se observa en la ecuación 4.13. Si observamos el resto de las ecuaciones se puede encontrar que basta con cumplir con la *similitud geométrica* y *similitud cinemática* para lograr la *similitud dinámica* entre modelo y proceso natural, bajo la premisa de que el número de Reynolds sea muy pequeño en el sistema natural. En este modelo teórico existen términos que se asumen constantes o invariables en tiempo y en espacio, tal es el caso de la densidad y la viscosidad. Sin embargo, como se mostró en el capítulo 3.2 en el caso de la viscosidad esto no se cumple en todos los casos. Es decir ésta es variable en el tiempo y depende directamente de la tasa de deformación (Caricchi et al., 2007; Champellier et al., 2008; Pinkerton y Sparks, 1978). Se ha encontrado que la viscosidad del magma es dinámica (función no lineal con la tasa de deformación) de manera que la relación entre esfuerzo ( $\tau$ ) y deformación ( $\dot{\epsilon}$ ) (curva de flujo) puede ser descrita por una función de potencias (A.6).

$$\dot{\epsilon} = A\tau^n \quad (4.19)$$

Esto afecta las soluciones adimensionales de la ecuación de movimiento presentado en las ecuaciones 4.6 a 4.15, puesto que la viscosidad no es constante. El término de la viscosidad normalizado  $\eta_0$  se tendrá que redefinir e incluir en las reglas de escalamiento adimensionales. La viscosidad característica  $\eta_c$  se define como el cociente  $\frac{\tau_c}{2\dot{\epsilon}_c}$  donde  $\tau_c$  y  $\dot{\epsilon}_c$  son el esfuerzo viscoso y tasa de deformación respectivamente. La viscosidad característica se deja en términos de la tasa de deformación  $\dot{\epsilon}_c$  tomando en cuenta en la ecuación constitutiva 4.19 y se tiene que:

$$\eta_c = \frac{1}{2A_c^{\frac{1}{n_c}}} \dot{\epsilon}_c^{\frac{1}{n_c}} - 1 = \frac{1}{2A_c^{\frac{1}{n_c}}} \frac{\dot{v}^{\frac{1}{n_c}}}{l} - 1 \quad (4.20)$$

Se reemplaza la velocidad característica por la velocidad escalada de acuerdo a la ecuación 4.9, así mismo se reemplaza  $A_c$  y  $n_c$  por las cantidades normalizadas  $A_0$  y  $n_0$ :

$$\eta_c = \frac{1}{2A_0^{\frac{1}{n_0}}} \cdot (lg\rho_0)^{1-n_0} \quad (4.21)$$

Se repite la adimensionalización de la ecuación de movimiento 4.5 y las reglas de escalamiento 4.6 a 4.15. Esto resulta en una ecuación de movimiento adimensional similar a 4.16, excepto que  $\tau_{ij}$  ahora depende de la tasa de deformación de acuerdo a la ley constitutiva 4.19 donde  $\tau_{ij}$  estaría elevado a la  $n$ . Por esta razón dos fluidos no-Newtonianos son dinámicamente similares sólo si las ecuaciones adimensionales de movimiento y su ecuación de flujo constitutiva son idénticas. Esto implica que el valor de  $n$  tiene que ser el mismo en las ecuaciones constitutivas. Otra implicación es que las curvas de flujo del material análogo y del magma descritas por la ecuación de potencias 4.19 son iguales si cumplen con la *similitud dinámica*.

Así si se requiere que los fluidos análogos sean dinámicamente similares al magma, estos deberán poseer características idénticas en sus curvas de flujo, implicando que la  $n$  del análogo sea igual a la  $n$  del magma. En el capítulo 3.2 se mostró que se puede sostener una reología de tipo Newtoniana y no Newtoniana (de tipo *shear thinning*) para los diques de Nanchititla. Por la evidencia de mediciones en laboratorio de reología de magmas con texturas similares a los diques de Nanchititla, se considera aceptable asociar las curvas de flujo. En dicho caso, se está buscando modelar diques de magmas Newtonianos (con texturas afaníticas y con curvas de flujo asociadas con  $n = 1$ ) y diques de magmas no-Newtonianos (con texturas porfíricas y  $n < 1$ ). Para esto necesitamos materiales análogos del magma que cumplan con dichas condiciones reológicas para obtener una *similitud dinámica* por parte del fluido emplazado.

Parte del trabajo de esta tesis se dedicó a la búsqueda de materiales análogos del magma y del medio encajonante. En modelos anteriores no es claro que los fluidos utilizados sean dinámicamente similares al magma para las tasas de deformación sostenidas durante la experimentación. Por esta razón en este trabajo se incluyen mediciones de reología de los materiales más utilizados en modelos pioneros del emplazamiento de diques.



## Capítulo 5

# Modelos analógicos del emplazamiento de diques de Nanchititla: metodología de laboratorio

### 5.1. Introducción

La metodología para definir el arreglo experimental se define con base en las características del proceso natural que se quiere modelar a través del escalamiento y reglas de similitud. Se presentó un conjunto de observaciones de campo [2.1](#) del enjambre de diques de Nanchititla y se propusieron dos modelos conceptuales que definen las condiciones físicas regionales y locales que prevalecieron durante el emplazamiento. El enjambre de diques de Nanchititla forma parte de un conjunto de eventos magmáticos que han sido influenciados por la tectónica regional al sur de México ([Alaniz-Álvarez et al., 2002](#); [Morán-Zenteno et al., 2004, 2007](#); [Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011](#)) y referencias incluidas. Este se alinea con estructuras de cizallamiento lateral y magmatismo silícico en una fase importante de tectónica transcurrente lateral izquierda. De acuerdo a su disposición espacial y lineación se planteó una hipótesis que requiere de una partición de la deformación (Sección [2.5](#)). Otra hipótesis propuesta es el posible efecto de las condiciones mecánicas del medio encajonante y la respuesta dinámica del fluido de magma ante dichas condiciones ([2.5.2](#)). Es decir, el enjambre de diques se emplazó en un medio mecánicamente estratificado que permitió modos de emplazamiento de diques de dos tipos. Un emplazamiento viscoso (que genera diques no planares) y emplazamiento por fracturamiento que genera diques tabulares. Por otro lado, se propuso que la presencia de fenocristales en una cantidad importante de diques sugiere dos distintos comportamientos reológicos del magma (Newtoniano y no-Newtoniano). Esto contrasta con las reologías

---

asociadas a magmas sin cristales en suspensión que presentan texturas afáníticas con reologías Newtonianas asociadas (Caricchi et al., 2007; Champellier et al., 2008; Pinkerton y Sparks, 1978). Las observaciones de campo, las formulaciones conceptuales acerca del proceso ocurrido pueden comprobarse a través del modelado analógico, que simplifica el sistema y permite explorar la influencia de parámetros seleccionados. Todos los parámetros que intervienen en el emplazamiento de los diques de Nanchititla se pueden incluir en los modelos análogos. Sin embargo, antes de introducir todas estas variables a un modelo, se requiere conocer el efecto de cada una de ellas de forma separada. Esto se logra haciendo algunas simplificaciones, como suponer constantes algunos parámetros y variando los parámetros cuyo efecto en el sistema requiere ser analizado. Por otro lado, la construcción de los modelos depende también de los alcances técnicos del laboratorio y los materiales a los que se tiene acceso. En este capítulo se presenta la metodología de laboratorio para la construcción de modelos análogos con énfasis en el estudio de la influencia de la reología del magma en los modos de emplazamiento de diques. El modelo análogo es conformado por una secuencia de procesos que reproducen mecanismos físicos del emplazamiento de diques en la corteza superior. El proceso físico general que se reproduce en los modelos de esta tesis es la inyección de magma en la corteza superior. A fin de considerar el efecto de la reología del magma en el emplazamiento, se realizaron dos series de experimentos. La primer serie corresponde a la inyección de un fluido Newtoniano con cuatro distintas velocidades en un medio encajonante con condiciones iniciales fijas. La segunda serie corresponde a la inyección de un fluido no-Newtoniano con las mismas velocidades y bajo las mismas condiciones iniciales. En ambos experimentos se utilizó un arreglo experimental similar, variando sólo la reología de los materiales análogos del magma. Así la evolución del experimento reflejará los efectos del fluido magmático análogo (variable) al emplazarse en un material encajonante (con condiciones no variables).

La metodología de laboratorio que se describe a continuación inicia con el escalamiento dinámico que se tiene que seguir para la selección de materiales que simulan el magma y el medio encajonante. La *similitud geométrica* al ser también parte substancial de la metodología, se presenta en función de las dimensiones y relaciones de escalamiento que definen el arreglo experimental. Por otra parte se establecen las condiciones físicas iniciales del modelo para cumplir con la *similitud cinemática* entre diques análogos y diques naturales. También se presentan los efectos de frontera y efectos secundarios que no fueron controlados en los modelos. Así como también los métodos del monitoreo y visualización empleados.

---

## 5.2. *Similitud dinámica*: selección de materiales análogos

### 5.2.1. Fluidos análogos del magma

El magma ha mostrado tener un comportamiento Newtoniano y no-Newtoniano de tipo *shear thinning* de acuerdo a mediciones de viscosidad y determinaciones de curvas de flujo de magmas hechas en laboratorio (Champellier et al., 2008; Shaw, 1969; Ryerson et al., 1988; Caricchi et al., 2007; Pinkerton y Sparks, 1978). Parte del trabajo de esta tesis se enfocó a la búsqueda del material análogo que mejor represente a estos dos tipos de magmas. Recordemos que las curvas de flujo de fluidos Newtonianos y no-Newtonianos pueden ser caracterizadas por una función de potencias; si  $n < 1$  el fluido es de tipo *shear thinning* y si  $n = 1$  el fluido es de tipo Newtoniano (Sección A.2). De acuerdo a las reglas de escalamiento y su inserción en la ecuación constitutiva de movimiento del flujo en 4.4.1, dos materiales son dinámicamente similares si sus curvas de flujo son iguales (si la potencia  $n$  es igual). Es decir, se necesitan dos fluidos con curvas de flujo con  $n=1$  y  $n < 1$ . Existen una gran variedad de fluidos que han sido reconocidos como análogos adecuados del magma con comportamiento Newtoniano (Takada, 1990; Menand y Tait, 2001; Mathieu et al., 2008; Taisne y Jaupart, 2001; Walter y Troll, 2003). Entre ellos destaca el uso de mieles, jarabes de maíz, agua, glicerina y aceites que han sido inyectados en medios elásticos como gelatina y quebradizos como arenas. Estos fluidos son accesibles en el mercado por ser utilizados regularmente para fines alimenticios o industriales, por lo que su reología está bien definida. Aunque todavía no se han utilizado fluidos no-Newtonianos de tipo *shear thinning* en modelos de emplazamiento de diques, se sabe por información del fabricante que algunos tipos de pintura vinílica y jabón líquido pueden poseer propiedades no-Newtonianas de tipo *shear thinning*.

Como parte de las actividades complementarias al trabajo principal de esta tesis, se hicieron pruebas reológicas en algunos de los fluidos comerciales mencionados. Esto se llevó a cabo en el laboratorio de Viscosimetría del Centro de Física Aplicada y Tecnología Avanzada de la UNAM (CFATA). Se utilizó un viscosímetro de rotación (Sección A.3) para determinar las curvas de flujo de dos fluidos de prueba, estos son el jarabe de maíz y el acetato de polivinilo. Los resultados de estas pruebas se muestran en las gráficas de la Sección A.4. Se concluyó de estas mediciones que el jarabe de maíz y el acetato de polivinilo son materiales Newtonianos al tener una  $n$  igual a 1 (Figura A.4), con viscosidades promedio de 0.96 Pa·s y 4.34 Pa·s, respectivamente. La ventaja de caracterizar los fluidos y tener datos reológicos de primera mano es que nos brindan la certeza de que su comportamiento es válido en un intervalo de tasas de deformación y temperatura que se pueden lograr en el laboratorio. Esto reduce al mínimo la posibilidad de tener comportamientos reológicos no previstos durante el modelado. El intervalo de tasa de deformación en el

---

cual se midieron las viscosidades del jarabe de maíz y acetato de polivinilo son muy bajas ( $0.01-1.5 \text{ s}^{-1}$ ) comparadas con las tasas de deformación a las que se lleva a cabo el experimento, las cuales van de  $1.28 \times 10^2 - 2.02 \times 10^3 \text{ s}^{-1}$  (Tabla 5.2). Las limitaciones técnicas del viscosímetro de rotación utilizado en este caso no permitieron tener buenas lecturas de viscosidad a tasas de deformación más altas. Por otro lado los valores de viscosidad de estos fluidos son altos (0.96 Pa·s para el jarabe de maíz y 4.34 Pa·s para el acetato de polivinilo) comparados por ejemplo con los valores de viscosidad del agua ( $8.91 \times 10^{-4}$  Pa·s). El agua es un fluido conocido por su comportamiento Newtoniano a bajas y altas tasas de deformación, lo cual es una característica muy conveniente porque aseguraría el mismo comportamiento reológico durante el modelado. Un factor adicional acerca del agua es que su pH es muy cercano al pH del material encajonante utilizado en los experimentos, al ser elaborado precisamente a base de agua (ver detalles en 5.2.2). Esto es una ventaja porque se evitan alteraciones en la propagación de fracturas por corrosión o reacción química entre fluido y material encajonante análogo. Aunque el agua es ligeramente más densa (con una densidad cercana a  $1000 \text{ kg/m}^3$ ) que el material análogo encajonante de base acuosa ( $\rho_g = 996 \text{ kg/m}^3$ , (Giuseppe et al., 2009) en 5.2.2). Estas diferencias de densidad no son significativas en la dinámica de flujo del agua puesto que esta es inyectada a velocidades que superan su flotabilidad negativa. Se consideró entonces que el uso del agua como análogo de un magma Newtoniano representa una buena posibilidad que reduce factores no controlables en los experimentos.

También se realizaron pruebas con materiales que son de tipo *shear thinning*, jabón líquido y pintura vinílica. Como en el caso de los fluidos Newtonianos, este ejercicio se lleva a cabo con el fin de asegurar que su reología es adecuada y se mantiene durante las tasas de deformación de los experimentos. Los resultados de estas pruebas se muestran en la Sección A.5. En esta gráfica se observa que la viscosidad pasa por dos etapas importantes, una etapa inicial donde la viscosidad aumenta (abajo de  $\dot{\gamma}$  de  $0.3 \text{ s}^{-1}$ ) y en una segunda etapa los valores disminuyen abruptamente. Esto se asoció al efecto de los polímeros y burbujas que pudieron haber influenciado la reología. La disminución de la viscosidad con la tasa de deformación muestra claramente su comportamiento de tipo *shear thinning*. Para asegurar la similitud dinámica es necesario hacer una comparación entre las  $n$  de los fluidos análogos de tipo *shear thinning* y las  $n$  calculadas para magmas con el mismo comportamiento. En la Figura 5.1 se presentan las curvas de flujo de los magmas determinadas a partir de los datos reportados por diferentes autores. En esa misma gráfica se presentan las dos curvas de flujo del jabón líquido y el acetato de polivinilo. Las  $n$  calculadas para magmas de tipo *shear thinning* van de 0.2 - 0.7 (Tabla 3.1). Mientras que las  $n$  calculadas para los fluidos de prueba (jabón líquido y acetato de polivinilo) son de 0.85 y 0.73 respectivamente (Figura A.5). Los valores de viscosidad y tasa de deformación fueron normalizados a sus valores máximos en cada caso, esto con el fin de poder comparar en una misma gráfica todas las curvas.

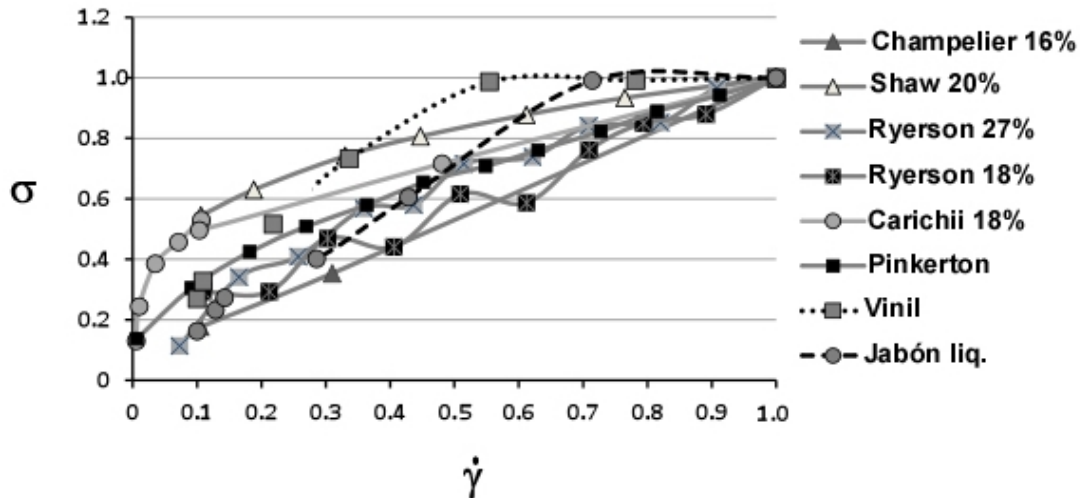


Figura 5.1: Curvas de flujo de magmas basálticos reportados por diferentes autores. Estas fueron normalizadas con su valor máximo de esfuerzo y tasa de deformación para facilitar la comparación de la forma de curva. Los valores de  $n$  para los fluidos análogos de tipo *shear thinning* se indican junto a su curva.

Puesto que los intervalos de deformación de las pruebas con magmas son mucho menores que los logrados para los fluidos análogos. Una vez más se menciona que las tasas de deformación a las cuales se va a trabajar con los modelos es un aspecto importante para elegir los materiales y asegurar que su comportamiento se conserve durante todo el experimento. Las tasas de deformación a las cuales se determinó la curva de flujo del jabón y la pintura vinílica son de  $0.1 - 1.1 \text{ s}^{-1}$ . Fuera de este intervalo no se puede asegurar su comportamiento de tipo *shear thinning*. Las tasas de deformación a las que se lleva a cabo el experimento van de  $1.28 \times 10^2 - 2.02 \times 10^3 \text{ s}^{-1}$  (Tabla 5.2). Siguen estando por arriba de las tasas de los fluidos probados con el viscosímetro de rotación. Otra alternativa de fluido se encontró en el trabajo de tesis de (Soto, 2008), que determina las condiciones de flujo y propiedades viscoelásticas de diferentes fluidos. Entre los fluidos analizados en la tesis de (Soto, 2008) se encuentra uno de tipo *shear thinning*, este es el Carbopol. A diferencia de los materiales probados en este trabajo que pueden formar alguna estructura interna de flujo con partículas en suspensión o burbujas, el Carbopol estudiado por (Soto, 2008), no es una suspensión pero su dinámica interna permite un comportamiento de tipo *shear thinning* en un intervalo amplio de tasas de deformación. En (Soto, 2008) se reporta que el Carbopol tiene un comportamiento Newtoniano a tasas de deformación bajas, sin embargo a partir de tasas de deformación cerca de  $10^2 \text{ s}^{-1}$  la curva de flujo puede ser descrita como una función de potencias. La curva de flujo del Carbopol se obtiene a partir de los parámetros  $n$  y  $m$  reportados por (Soto, 2008). Esto para una concentración al 0.1% con 0.08 de trietanolamina de la Tabla 2.6 en (Soto, 2008), Figura 5.2.

Este intervalo de tasas de deformación es muy conveniente para que se puedan alcanzar

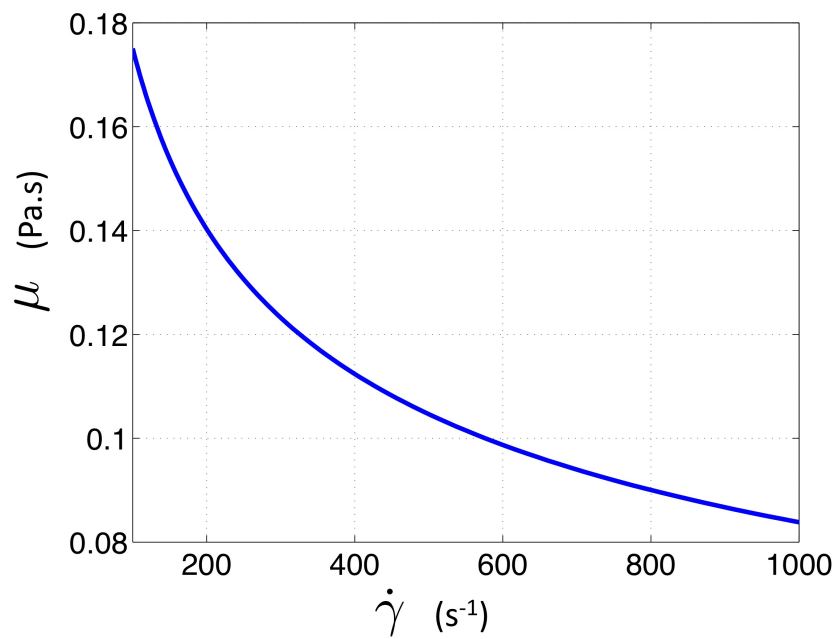


Figura 5.2: Comportamiento de la viscosidad del Carbopol al 0.1% aproximando una función de potencias  $\eta = m\dot{\gamma}^n$  y utilizando los valores reportados por (Soto, 2008) para  $n$  y  $m$ , tabla 2.6 en (Soto, 2008). La viscosidad disminuye con el aumento de la tasa de deformación, lo que indica su comportamiento de tipo *shear thinning*.

en la salida del fluido del sistema, las cuales se reportan de  $1.28 \times 10^2 - 2.02 \times 10^3 \text{ s}^{-1}$  en la Tabla 5.2. La densidad del Carbopol es también ligeramente mayor que la densidad del medio encajonante ( $1050 \text{ kg/m}^3$ ), de manera que al ser inyectado hacia la superficie es posible que exista una ligera contribución en dirección contraria a la inyección. Sin embargo dicho valor de flotabilidad negativa no es significativo puesto que su densidad es muy cercana a la del agua (Soto, 2008). Una ventaja del uso del agua y el Carbopol como análogos del magma es que ambos fluidos pueden colorearse. Esto facilita su visibilidad a través del medio encajonante análogo utilizado en estos experimentos. La adición de colorante tanto al agua como al Carbopol no cambia de manera significativa su densidad o reología. En cada caso los fluidos tuvieron un tiempo de reposo antes de su inyección que pudo variar de pocos minutos a casi una hora. De manera que los dos fluidos comienzan a ser deformados desde un estado de reposo por su paso a través de los diferentes conductos.

### 5.2.2. Materiales análogos de la corteza

El material utilizado como análogo de la corteza es una solución de gelatina preparada al 2.5 % con agua destilada, bajo el procedimiento especificado en el trabajo de (Giuseppe et al., 2009). La gelatina preparada conserva sus propiedades elásticas bajo un intervalo de tasas de deformación, las cuales deben ser mantenidas durante cada experimento para asegurar dicho comportamiento. La gelatina fue preparada y montada en estado líquido dentro de un tanque cilíndrico de acrílico. Con el propósito de minimizar variaciones en la carga litostática sobre la fractura inicial, se mantuvo el tanque de la gelatina en una superficie plana y horizontal durante su refrigeración. Así se obtuvieron relaciones adimensionales para lograr una similitud dinámica en fluidos para modelar el magma, también se pueden obtener constantes de escalamiento y relaciones de similitud dinámica para materiales sólidos. En el trabajo de (Giuseppe et al., 2009) se consideró que los principios de similitud para la dinámica de fluidos se pueden hacer extensos para las curvas de sólidos que se basan en los mismos principios físicos. En este trabajo se estudió la gelatina como material análogo de la corteza y se obtuvieron los intervalos de deformación a los cuales la gelatina se comporta como un material sólido. La gelatina está constituida por una cadena de polímeros que cuando forman una red continua en un volumen esta muestra un comportamiento elástico. La gelación es detonada principalmente por la temperatura; sin embargo otros parámetros como composición, concentración y tasa de deformación juegan un papel importante. Una descripción cualitativa de la estructura de la gelatina puede ser obtenida de un análisis textural que considera su fuerza (firmeza, dureza, estado quebradizo, elasticidad y cohesión) en el estado gelificado. Sin embargo, una clasificación así no provee una descripción de las propiedades reológicas. En general, la gelatina en su estado gelificado muestra una respuesta elástica cuando se le aplica un gran esfuerzo en un tiempo corto y una respuesta viscosa cuando se aplica un esfuerzo de

valor bajo en un periodo largo. En un esfuerzo constante impuesto sobre la gelatina, la deformación elástica inicial se convierte en deformación viscosa permanente y el esfuerzo asociado decae con el tiempo. Los materiales que exhiben este comportamiento son llamados viscoelásticos (VE). En las pruebas realizadas por (Giuseppe et al., 2009) consideran que la gelatina es un material viscoelástico. El modelo reológico aplicado a este tipo de materiales es una combinación de elementos elásticos lineales y viscosos lineales. Para describir este comportamiento se mide la energía de deformación almacenada durante y después de la deformación. En materiales viscoelásticos lineales el esfuerzo de cizalla  $\sigma$  se encuentra desfasado con respecto a la deformación aplicada (Ferry, 1980):

$$\sigma = \eta_0(G' \sin(\omega t) + G'' \cos(\omega t)) \quad (5.1)$$

Donde  $\eta_0$  es la máxima amplitud de la deformación,  $G'$  y  $G''$  son las funciones dependientes de la frecuencia.  $G'$  es el módulo de energía almacenada y  $G''$  es el módulo de pérdida. Las medidas realizadas a una frecuencia relativa proporcionan valores simultáneos de  $G'$  y  $G''$ . El módulo de energía almacenada  $G'$  es siempre más grande que  $G''$  si el material es puramente elástico como se muestra en la Figura 5.3. El comportamiento transicional de viscoso a elástico está marcado por el cuadro sombreado en gris en la Figura 5.3, donde el material presenta propiedades elásticas y viscosas.  $G'$  aumenta su valor progresivamente con respecto a  $G''$  en la zona viscosa, cuando  $G'$  iguala a  $G''$  las propiedades elásticas del material se imponen.

En (Giuseppe et al., 2009) encontraron que a una concentración del 2.5% en peso de gelatina esta se comporta como un material viscoso cuando es sometida a tasas de deformación abajo de  $0.147 \text{ s}^{-1}$  y arriba de este valor muestra un comportamiento elástico (Figura 5.4). Por ejemplo, a una tasa de deformación de  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$  la viscosidad de la gelatina es de alrededor de  $50 \text{ MPa}\cdot\text{s}$ . De acuerdo a esto, (Giuseppe et al., 2009) calcularon el factor de escala de longitud que debería ser adoptado al utilizar la gelatina con las especificaciones mencionadas a fin de modelar la corteza superior con  $h=15 \text{ km}$ ,  $\rho=2700 \text{ Kg}\cdot\text{m}^{-3}$  y viscosidad  $\eta=10^{20} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  a una tasa de deformación de  $10^{-15} - 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ . Asumiendo que el esfuerzo viscoso en el material análogo escala los esfuerzos litostáticos, el parámetro de esfuerzo adimensional  $\sigma^*$  es:

$$\sigma^* = \sigma_n / \sigma_m = (\eta_n \cdot \dot{\gamma}_n / \eta_m \cdot \dot{\gamma}_m) = (\rho_n \cdot g_n \cdot h_n) / (\rho_m \cdot g_m \cdot h_m) \quad (5.2)$$

Donde  $\sigma$  denota esfuerzo,  $\dot{\gamma}$  tasa de deformación y  $g$  la aceleración de la gravedad. Los subíndices  $n$  y  $m$  se refieren al proceso natural y modelo respectivamente. Puesto que los modelos son realizados en el campo normal de gravedad la ecuación 5.2 queda:

$$\sigma^* = \sigma_n / \sigma_m = (\eta_n \cdot \dot{\gamma}_n / \eta_m \cdot \dot{\gamma}_m) = (\rho_n \cdot h_n) / (\rho_m \cdot h_m) \quad (5.3)$$

Usando los parámetros relevantes para el material análogo ( $\eta = 50 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ,  $\dot{\gamma} = 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ )



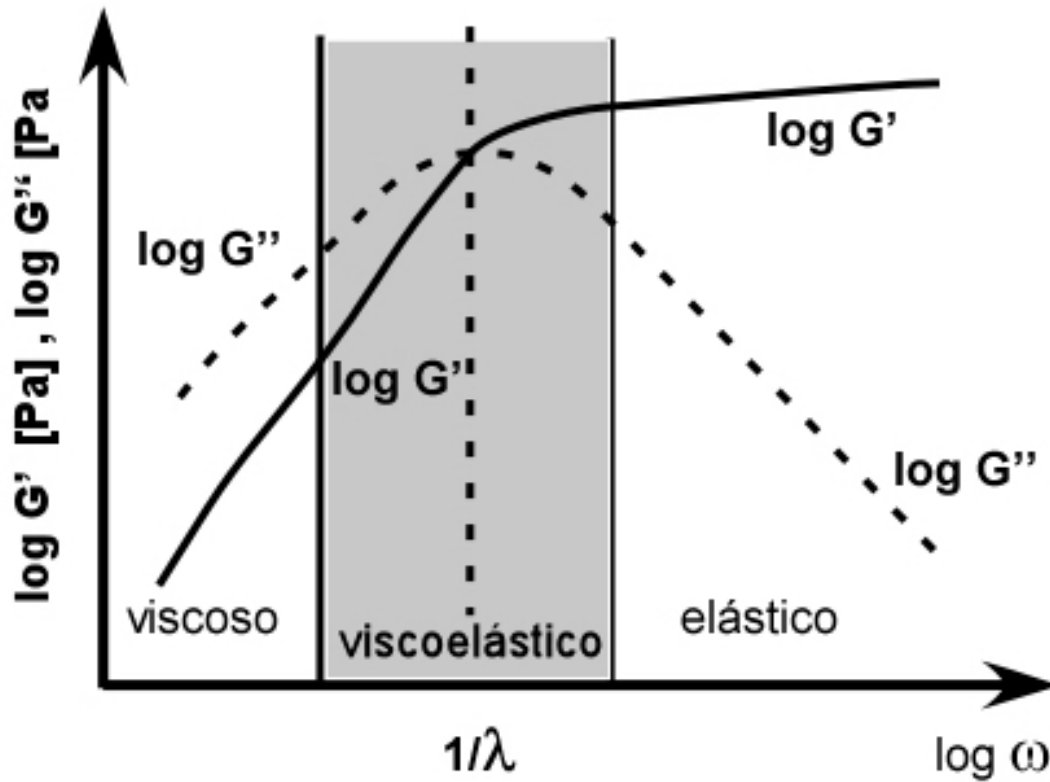


Figura 5.3: Figura simplificada de (Giuseppe et al., 2009). Propiedades reológicas de un material viscoelástico ideal lineal. El módulo de almacenamiento de energía  $G'$  es superior al de pérdida  $G''$  en la zona elástica (altas frecuencias). A frecuencias intermedias (comportamiento viscoelástico)  $G'$  y  $G''$  son del mismo orden de magnitud. En el punto  $\omega/\lambda = 1$ ,  $G''$  alcanza su valor máximo y la intersección de  $G''$  con  $G'$  determina el tiempo de relajación  $\lambda$  del sistema.

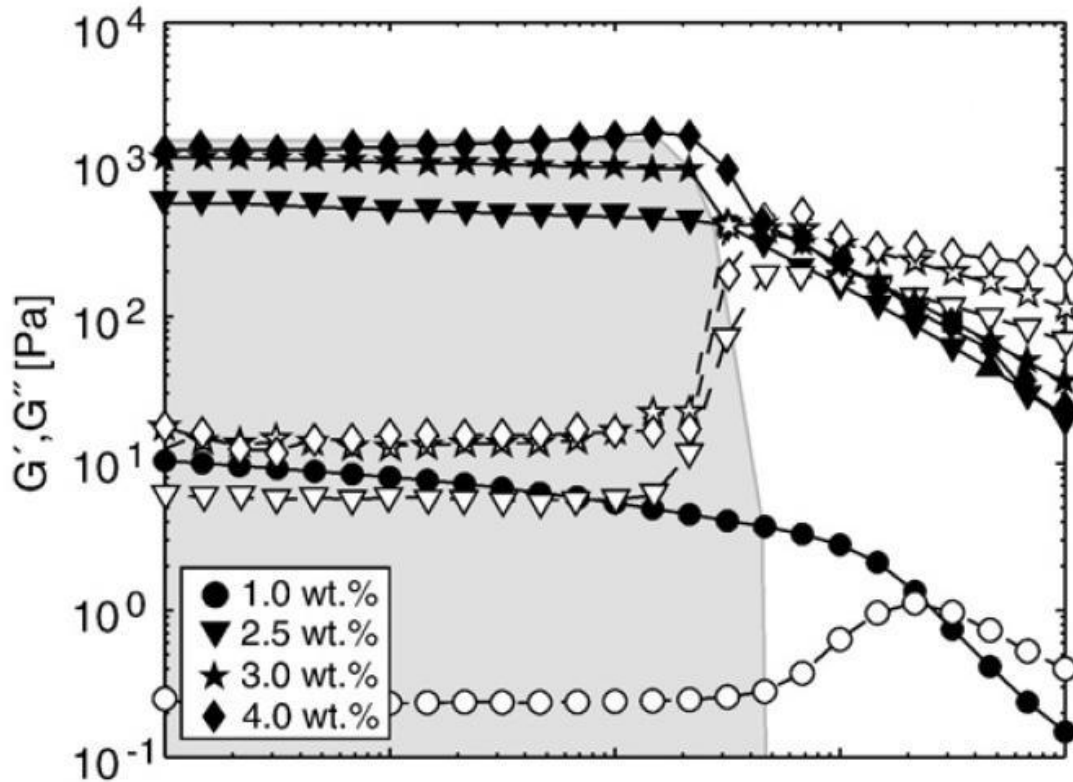


Figura 5.4: Efectos de la concentración de gelatina de origen animal calculadas a partir de pruebas de *sweep* a  $10^{\circ}\text{C}$  para una deformación entre  $10^{-1}$  y  $10^3$  %. Los símbolos en negro se refieren al módulo de almacenamiento de energía  $G'$  y símbolos en blanco al módulo de pérdida  $G''$ . El área sombreada en gris es el intervalo viscoelástico identificado. Figura tomada de (Giuseppe et al., 2009)

y  $\rho = 996 \text{ kg/m}^3$ ), el grosor de la capa experimental es  $h_m=20 \text{ cm}$  y  $h_m=2 \text{ cm}$  para tasas de deformación naturales de  $10^{-15} \text{ s}^{-1}$  y  $10^{-14} \text{ s}^{-1}$  respectivamente. Este intervalo de longitud es razonable para modelos de laboratorio. El esfuerzo escalado se define como el cociente adimensional entre los esfuerzos normales isostáticos actuando en la base de corteza superior tanto en la naturaleza como en el modelo. Con el escalamiento de longitud apropiado se tiene que  $\sigma_n=3.97 \times 10^8 \text{ Pa}$ ,  $\sigma_m=1.95 \times 10^2\text{-}10^3 \text{ Pa}$  y entonces  $\sigma^*=2.04 \times 10^5\text{-}10^6$ . Usando este valor para inferir el módulo de cizallamiento experimental, se obtiene  $\mu_m=4.9 \times 10^3\text{-}10^4 \text{ Pa}$  para un módulo de cizalla en el proceso natural y  $\mu_m=4.9 \times 10^3\text{-}10^{10} \text{ Pa}$ . El módulo de cizalla  $G^*$  para la gelatina muestra precisamente una plataforma a  $10^3 \text{ Pa}$ , lo cual sugiere que esto es apropiado para modelar la componente elástica de la corteza superior. Es entonces en estos rangos de deformación en los que se tienen que modelar el fracturamiento en la corteza superior por el emplazamiento de un fluido y la formación de diques.

### 5.3. Arreglo experimental y condiciones iniciales del modelo

El arreglo experimental para realizar los modelos en esta tesis consta de tres partes: motor, pistón y tanque que contiene la gelatina (Figura 5.5 inciso a y b). La inyección en la gelatina se lleva a cabo con un pistón hidráulico que es impulsado por un motor de pasos. El pistón tiene una capacidad de almacenamiento de 2.5 l, está conformado por una camisa de 0.82 m de diámetro y un émbolo que se desliza cuando éste es empujado por un eje sinfin. El eje sinfin está controlado por un motor de pasos que genera velocidades en un intervalo (avance lineal) de  $1 \times 10^{-4}$  m/s a  $15 \times 10^{-4}$  m/s. El pistón tiene una salida circular a la que es adaptada una manguera cilíndrica ( $5 \times 10^{-3}$  m) que es flexible y resistente a altas presiones. Esta es suficientemente larga para transportar el magma análogo desde el pistón a la mesa de experimentación donde se lleva a cabo la inyección del fluido. En el extremo final de la manguera se conecta una jeringa de metal de  $1 \times 10^{-2}$  m de diámetro, la cual llega hasta la base del tanque de gelatina. El tanque con dimensiones de 0.178 m de alto y 0.164 m de diámetro, está hecho de material acrílico transparente, el cual se encuentra montado sobre una base de cuatro pilares que deja una distancia de 0.15 m aproximadamente desde la superficie de la mesa de trabajo. La base del tanque tiene una entrada circular de  $1 \times 10^{-2}$  m de diámetro a través de la cual se hace pasar un conducto metálico (aguja) de  $15 \times 10^{-4}$  m de diámetro y que a su vez se encuentra conectada a la jeringa. La aguja que atraviesa el orificio se fija a la base que sostiene el modelo para evitar cualquier alteración en el medio encajonante (fracturamiento) por el movimiento producido antes y durante los experimentos. En todos los experimentos la aguja se introdujo alrededor de  $25 \times 10^{-3}$  m dentro del medio elástico desde la base del tanque.

Para los experimentos presentados en esta tesis fueron cinco las velocidades de inyección las utilizadas (6, 23, 56, 81 y  $101 \times 10^{-5}$  m/s). Para la estimación del caudal de flujo en la salida de la aguja y la presión alcanzada para las velocidades utilizadas, es necesario hacer algunas consideraciones. La primera es que el flujo de los materiales utilizados en la experimentación es un flujo incompresible con densidad constante. Además, la fricción interna del fluido es cero, esto es que la línea de corriente se encuentra en una zona no viscosa del fluido. El caudal del fluido en toda la zona de emplazamiento a través de los conductos es constante y se define como:

$$Q = A \cdot v \quad (5.4)$$

donde  $A$  es el área del conducto donde se está midiendo el caudal y  $v$  es la velocidad del fluido en la sección considerada. Así el caudal en cada parte del sistema de conductos es el mismo y es posible determinar la velocidad en cada uno de ellos. De acuerdo al arreglo y a las características geométricas de los conductos la velocidad mínima se logra

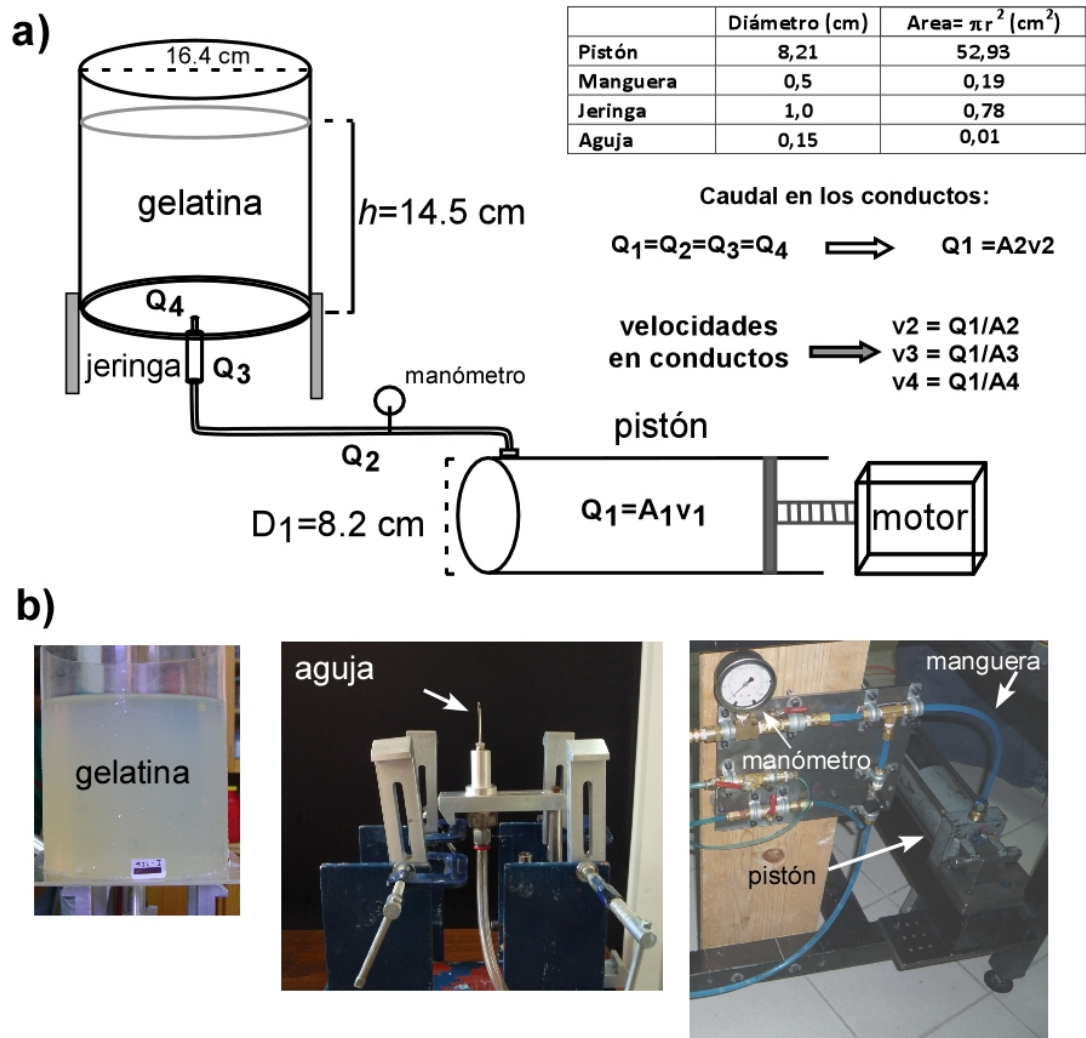


Figura 5.5: a) Diagrama del arreglo experimental empleado que consta de un motor, pistón y tanque que contiene la gelatina. b) Secuencia de fotografías de las partes que conforman el arreglo experimental en laboratorio.

dentro del pistón y ésta incrementa conforme el área del conducto disminuye (Tabla 5.1). Así el valor máximo de velocidad logrado será en la salida de la aguja al igual que la tasa de deformación.

Tabla 5.1: Valores de velocidades calculadas en los conductos para las cinco velocidades generadas en el pistón.

Pistón (m <sup>-2</sup> /s)	Manguera(m <sup>-2</sup> /s)	Jeringa(m <sup>-2</sup> /s)	Aguja(m <sup>-2</sup> /s)
0.006	1.72	0.43	19.15
0.023	6.27	1.56	69.66
0.056	15.14	3.78	168.29
0.081	22.09	5.52	245.55
0.101	27.23	6.80	302.59

Por otro lado, asumiendo que la energía se conserva en todo el sistema y de acuerdo al principio de Bernoulli existe una disminución de la presión en las zonas angostas de los conductos. La energía del fluido es debida a tres componentes: energía cinética por la velocidad que posee el fluido; la energía gravitacional por la altura del fluido y la energía de flujo por la presión que posee:

$$\frac{v^2\rho}{2} + P + \rho gz \quad (5.5)$$

Esta ecuación también se puede expresar en función de las presiones como:

$$\frac{v^2\rho}{2} + Pgz + \rho \quad (5.6)$$

La primer parte de la ecuación es la presión dinámica y las otras dos partes definen la presión estática. La presión estática no cambia para el diseño experimental, al contrario de la presión dinámica que depende de la velocidad. De acuerdo con esto, en cada conducto del aparato experimental la presión dinámica y estática varían de acuerdo a la altura del conducto y la velocidad del fluido. La contribución de estas dos presiones en la punta de la aguja es el valor de sobrepresión mínimo necesario para romper el material y generar el dique análogo. Como se observa en la ecuación 5.6, la presión estática no cambia para un mismo fluido que es emplazado a diferentes velocidades, como es el caso para los experimentos realizados en esta tesis. Sin embargo, la presión dinámica es directamente proporcional a la velocidad del fluido. Con base en la expresión de la presión dinámica en la ecuación 5.6, se calcularon los valores de presiones en la punta de la aguja (Tabla 5.2) para las cinco velocidades utilizadas en los experimentos de agua y Carbopol. Además se calcularon los valores de las tasas de deformación logradas en la aguja para las cinco velocidades de inyección ( $\dot{\gamma} = v/h$  donde  $h$  es la altura máxima del conducto, es decir el diámetro).

Tabla 5.2: Valores de velocidad ( $v$ ), tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) y presión dinámica determinadas en la punta de la aguja para el Carbopol ( $P_c$ ) y el agua ( $P_a$ ), ambos en pascales. Por conservación de la energía el valor del caudal se asume que es el mismo cuando pasa a través de los diferentes conductos.

$v$ (cm/s)	$\dot{\gamma}$ ( $s^{-1}$ )	$P_a$ (Pa)	$P_c$ (Pa)
19.15	$1.28 \times 10^2$	0.18	0.19
69.66	$4.64 \times 10^2$	2.42	2.5
168.2	$1.12 \times 10^3$	14.16	14.8
245.5	$1.64 \times 10^3$	30.14	31.6
302.5	$2.02 \times 10^3$	45.78	48

Antes de iniciar la intrusión, la columna de fluido se lleva a la punta de la aguja justo en la frontera entre la salida de la aguja y el medio encajonante. Para dar inicio a la experimentación el pistón es accionado para iniciar la inyección por medio del avance del émbolo. La columna de fluido es empujada a través del sistema de conductos y en la punta de la aguja genera una presión que debe igualar y/o superar la resistencia del material encajonante para generar la fractura inicial. La resistencia del material encajonante es densidad ( $\rho$ )  $\times$  aceleración de la gravedad ( $g$ )  $\times$  espesor + la resistencia elástica de la gelatina. De acuerdo a (Inglis, 1913) y (Griffith, 1921), para generar una fractura de tipo I es necesario superar un valor de resistencia uniaxial en la punta de una fractura pre existente. En nuestros modelos, en la mayoría de los casos el proceso de llevar la columna del fluido a la punta de la aguja se realizó de manera satisfactoria, es decir sin la formación de fracturas no asociadas a la inyección controlada. Sin embargo, como se verá más adelante en algunos de los experimentos la manipulación del fluido previo a la inyección controlada genera pequeñas fracturas. En cualquiera de los dos casos con el fin de propagar una fractura el valor de resistencia del material encajonante debe ser superado, dicho valor está en función de las características geométricas de la fractura inicial y de un factor de intensidad de esfuerzos  $K$  el cual depende a su vez de los esfuerzos aplicados en la punta de la fractura. Los esfuerzos en la punta de la aguja (o fractura) son debidos principalmente a las condiciones de carga en la punta. El tanque cilindrico fué llenado con la gelatina a 0.02 m debajo de su altura, esto nos da un volumen  $V$  de  $30.63 \times 10^{-5} \text{ m}^3$ . La carga litostática ( $\rho g z$ ) en la punta de la aguja localizada a 0.25 m de la base del tanque es:

$$P_{lit} = \rho g z = (996 \text{ kg/m}^3)(9.80 \text{ m/s}^2)(0.12 \text{ m}) = 1171.29 \text{ kg/ms}^2 \quad (5.7)$$

Lo cual es equivalente a 1171.29 Pa considerando una densidad de la gelatina de 996  $\text{kg/m}^3$  (al 2.5 % en Tabla 6 de (Giuseppe et al., 2009)) y una columna de material sobre la aguja de 0.14 m - 0.25 m = 0.12 m (Figura 5.6).

Conforme la fractura inicial (o aguja) se localice más hacia la superficie, el valor

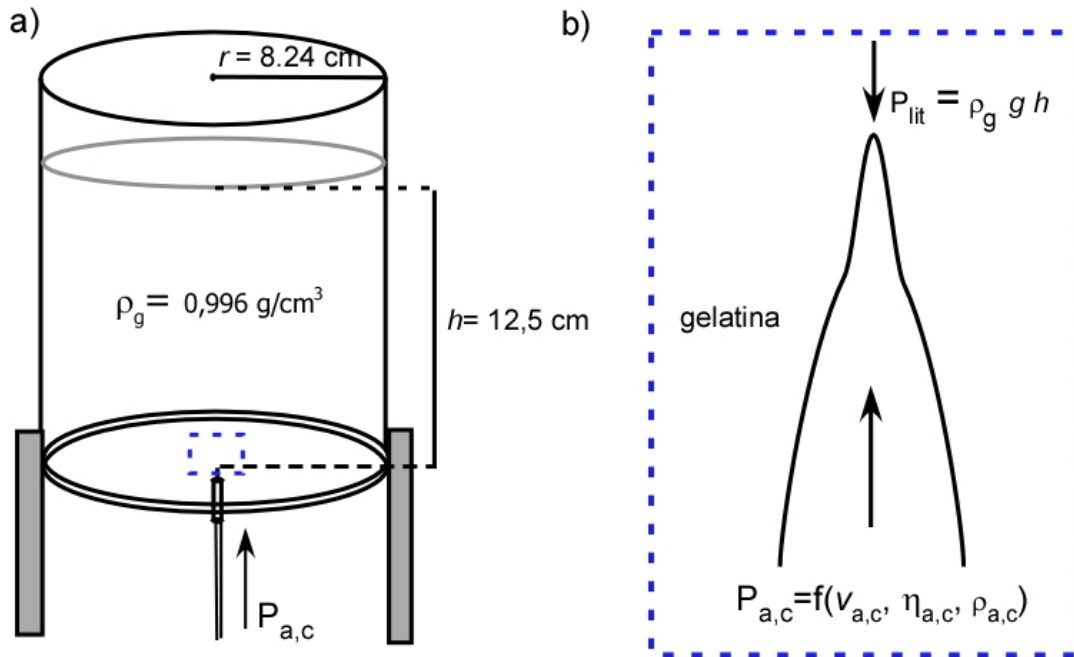


Figura 5.6: Condiciones iniciales en el arreglo experimental. En el inciso a) se presenta un esquema de la disposición del tanque de gelatina con la aguja insertada. En el inciso b) se muestra un acercamiento a la punta de la aguja y se indican el balance de presión, así como algunos parámetros físicos de la gelatina y del flujo.

de intensidad  $K$  es menor y se necesitará menos presión para formar y propagar el dique análogo. Bajo este arreglo experimental y condiciones iniciales se inicia la experimentación y una vez creada la fractura inicial, la presión se libera por el avance del fluido a través del medio encajonante y entonces se inicia la propagación del dique análogo. Cabe mencionar que estas condiciones físicas iniciales reportadas son válidas en un intervalo de temperatura restringido (sobre todo para la gelatina), por lo mismo tanto la experimentación se llevó a cabo en un tiempo máximo de 2 minutos por experimento a una temperatura ambiente de  $22^{\circ}\text{C}$  en promedio.

## 5.4. Efectos de frontera y condiciones iniciales no ideales

### 5.4.1. Efecto de las paredes del tanque, efecto de la aguja y su forma

La condición inicial física de la experimentación más relevante para el inicio y propagación de los diques análogos es el estado de esfuerzos. Se hicieron algunas pruebas para tener una idea de los esfuerzos antes de la inyección. Se observó que cambian significativamente si por ejemplo la carga litostática se ve modificada o si cambia la forma de la aguja.

Para observar estos cambios se utilizó una hoja fotosensible que muestra cambios en la intensidad de la luz transmitida si el medio que se observa a través de ella es deformado. El estado del modelo sin ninguna deformación muestra una distribución de color uniforme como se observa en la Figura 5.7 a. Sin embargo muy cerca de la aguja, se presentan cambios en la intensidad de la luz los cuales coinciden con los bordes de la aguja donde los esfuerzos se acumulan. Estos tonos más claros contrastan por ejemplo con los tonos opacos en el resto del tanque, excepto muy cerca de la base y en las paredes.

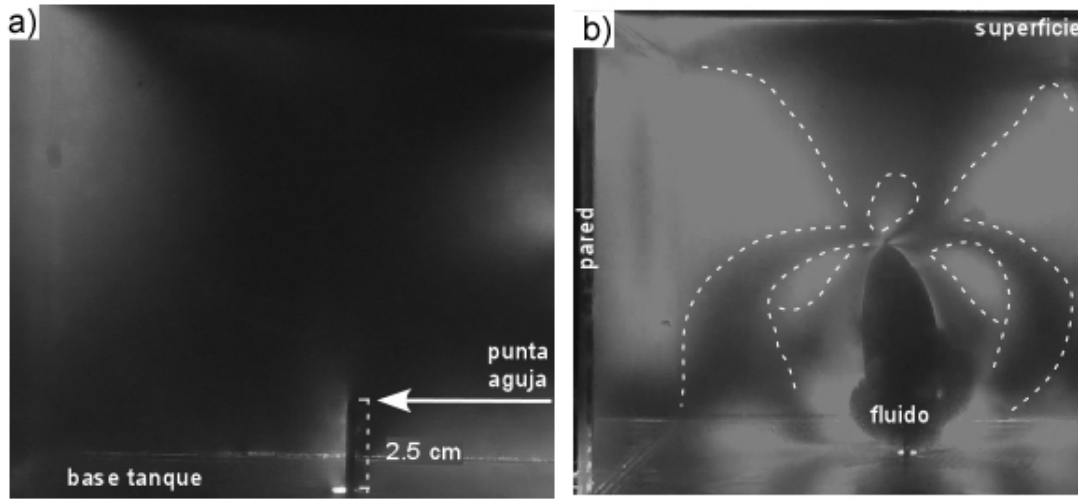


Figura 5.7: Imágenes del tanque a través de una placa fotosensible a la deformación de la gelatina. a) Estado inicial del tanque con la aguja insertada; se marcan algunas zonas deformadas ligeramente alrededor de la punta de la aguja y cerca de las paredes que son casi imperceptibles. En b) se observa que una vez iniciada la intrusión el sistema se encuentra totalmente alterado y las deformación se distribuye alrededor del dique. Esto muestra que antes de iniciar los experimentos el medio encajonante puede ser considerado casi homogéneo. Excepto en la vecindad inmediata de la aguja

En contraste se tiene el mismo tipo de prueba pero ahora con una fractura llena de fluido. Se observa claramente que se forman zonas claras y opacas lo cual es indicativo de un cambio en el estado de esfuerzos. Estas pruebas nos muestran que podemos considerar que los esfuerzos se encuentran distribuidos uniformemente alrededor de la punta de la aguja de manera inicial, y que éstos no juegan un papel importante al inicio de la propagación de los diques análogos. No se excluye el hecho de que conforme el dique ya desarrollado se acerca a las paredes o a la superficie estos esfuerzos cambien y esto influya en la propagación del dique. El estado de esfuerzos cerca de la punta de la aguja parece simétrico y puede ser significativo para la propagación inicial del dique. Por ejemplo, se observó que una aguja plana forma fracturas llenas de fluido que se propagan mayormente en un dirección horizontal (Figura 5.8 a). En contraste, una aguja de punta diagonal genera una fractura con una componente vertical importante (Figura 5.8 b). Para los experimentos de esta tesis se utilizó la aguja diagonal, lo cual es más conveniente para



fin del seguimiento del modelo. Las dimensiones de los tanques utilizados son mayores en la dirección vertical que en la horizontal, por lo tanto es conveniente que los diques formados tenga un crecimiento en la vertical importante (tal y como se forman con la aguja diagonal).

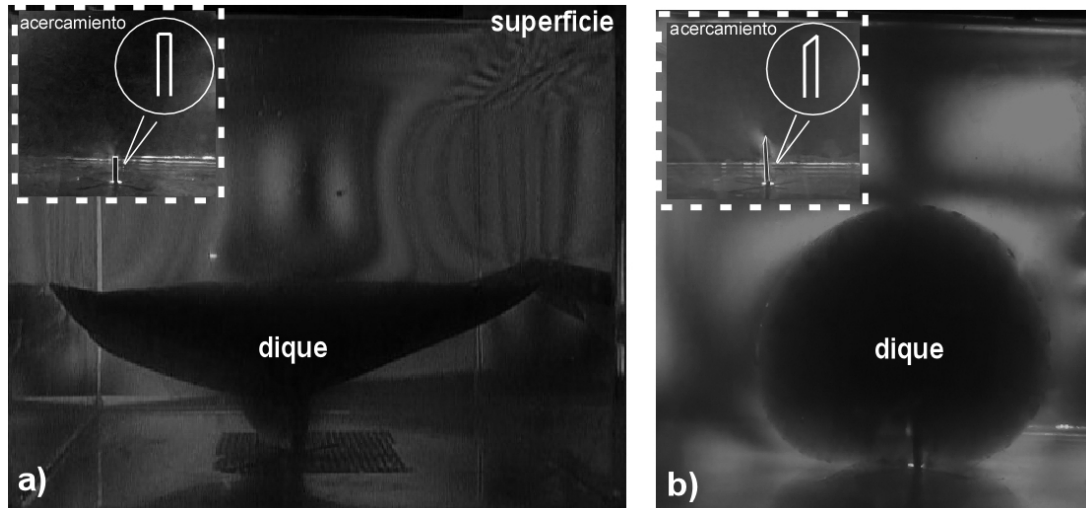


Figura 5.8: Imágenes de diques análogos de prueba a través de la placa fotosensible. a) utilizando una aguja planar y b) una aguja con punta diagonal. Se observan las diferencias de la trayectoria que siguen y que esta depende de la forma de la aguja. Los recuadros blancos en línea discontinua (esquina superior izquierda) de cada figura muestran un acercamiento de la zona de la punta de la aguja que indica su forma.

### 5.4.2. Efecto de fracturas pre existentes

Además del efecto de la forma de la aguja por la que se inyecta el fluido existe otro efecto importante en la propagación inicial del dique generado. Este es la presencia de fracturas pre-existentes que se forman antes de la intrusión originada por la sobrepresión controlada del fluido. En la mayoría de experimentos realizados en esta tesis, se observó que las fracturas se formaron a partir de la punta de la aguja. El origen de su formación es de dos tipos. Uno de ellos es debido al aire atrapado en la aguja o en el fluido y que sale de manera imprevista formando una pequeña burbuja o fractura en la gelatina. Para evitar esta situación se hace avanzar la columna del fluido hasta la salida de la aguja por varios segundos, hasta que rellene completamente el conducto de la aguja. Aunque en todos los casos el procedimiento para montar el aparato experimental incluyó el drenado de burbujas de aire atrapadas en los conductos, se observó que este procedimiento se complica cuando es más viscoso el fluido. En estos casos algunas de las burbujas atrapadas pueden avanzar. Por otro lado, si bien la preparación del material encajonante se llevo a cabo de manera que ninguna irregularidad en el medio o fracturamiento se haya formado,

la colocación del tanque en su base y la introducción de la aguja dentro del material puede ocasionar pequeñas fisuras. Estas fisuras, al momento de colocación del tanque en su base pueden propagarse hasta 1 o 2 cm y formar una fractura inicial. También se observó que cualquier exceso de fluido en la punta de la aguja (es decir, la presencia de una gota de fluido en la punta) al momento de la inserción causa el inicio de una fractura en la punta. Cualquiera que sea el origen de las fracturas pre existentes en el material encajonante, se observó que influyen la trayectoria inicial del dique análogo. En los experimentos presentados en esta tesis se evitó la influencia de una fractura pre existente.

## 5.5. Registro de imágenes de los experimentos y su procesamiento

El experimento fue registrado por medio de cámaras de video (Panasonic Lumix 10mP y Sony Cyber-shot 10mP) y fotografías al inicio y al final de la experimentación. Se colocaron dos cámaras de video en dos puntos situados a  $90^\circ$  ortogonales entre ellos. Las cámaras fotográficas registran el video a 30 cuadros por segundo y se colocaron a una distancia promedio de 40 cm de las paredes exteriores del tanque. En cada caso las cámaras fueron enfocadas con respecto a la aguja insertada en medio del tanque. Los experimentos se llevaron a cabo en un cuarto con iluminación natural. Los videos fueron controlados manualmente, y se finalizaron una vez que el dique logra llegar a la superficie o se acerca a ella. Una vez obtenido el video del desarrollo de los diques, éste se analiza y observa varias veces para tener una idea general de como se dió el desarrollo. Posteriormente, se seleccionaron cuadros para formar una secuencia completa de imágenes que representen su evolución. Esto se lleva a cabo con el software de video ImagePro<sup>®</sup> Plus v5.0, que permite ver cuadro por cuadro el video y guardar cada uno en un formato de imagen. Las imágenes seleccionadas se nombran de acuerdo al tiempo que fueron registradas de acuerdo al contador de tiempo de la cámara utilizada. La secuencia de imágenes seleccionadas para cada modelo se importan al software ImagePro para su manipulación. En el ambiente ImagePro<sup>®</sup> las imágenes pueden ser calibradas espacialmente en distancia, ángulos y otras mediciones que se realizaron para la determinación de velocidades y formas en los diques formados. Esto será presentado en la sección de resultados.

## Capítulo 6

# Resultados experimentales

Una vez iniciada la inyección, se forma una fractura rellena de fluido con la reología correspondiente. El dique análogo crece hacia la superficie y dependiendo del caso puede llegar a tocar las paredes del tanque. En esta sección se presentan los resultados de los experimentos de la inyección de un fluido Newtoniano y no-Newtoniano en un medio encajonante para modelar el emplazamiento de diques en la corteza superior. Los dos aspectos más importantes son la forma y velocidad de ascenso. Los resultados presentados son obtenidos de las imágenes y video tomados durante los experimentos. Las medidas reportadas de longitud y velocidad fueron hechas sobre las imágenes del experimento.

### 6.1. Evolución de la forma de los diques análogos con reología Newtoniana

La forma de los diques análogos presenta cambios que son descritos en función de cantidades geométricas como el cociente de aspecto de la forma final ( $R$ ), grosor ( $G$ ), ancho ( $E_{cn}$ ) y ángulo con respecto a la vertical ( $\alpha$ ) todos ellos definidos en a y b de la Figura 6.1. En este caso el cociente de aspecto es medido considerando que el dique análogo se aproxima a una forma ovalada y aplanada (forma de moneda). Y éste se define como el cociente entre el eje más corto y más largo de un elipsoide visto desde la parte frontal de una de sus paredes. Esto se muestra en el diagrama de la Figura 6.1 a.

El ancho ( $E_{cn}$ ) del dique es la extensión lateral de sus paredes, y su grosor ( $G$ ) es la separación de las mismas medidas por una línea perpendicular a ellas. En los cuatro experimentos con distintas velocidades de inyección ( $I - V$ ) se obtuvo un dique por cada experimento. La forma final de los diques análogos muestran una forma ovalada y aplanada que se extiende desde la punta de la aguja hasta la superficie del tanque. Es decir, presentan una mayor extensión lateral o ancho cerca de la base del tanque, la cual disminuye cuando el dique se aproxima a la superficie ( $E_{c1} > E_{c2} > E_{c3}$ ). Se tuvo sólo un caso en el que se dió el desarrollo simultáneo de dos diques debido al desarrollo de una

---

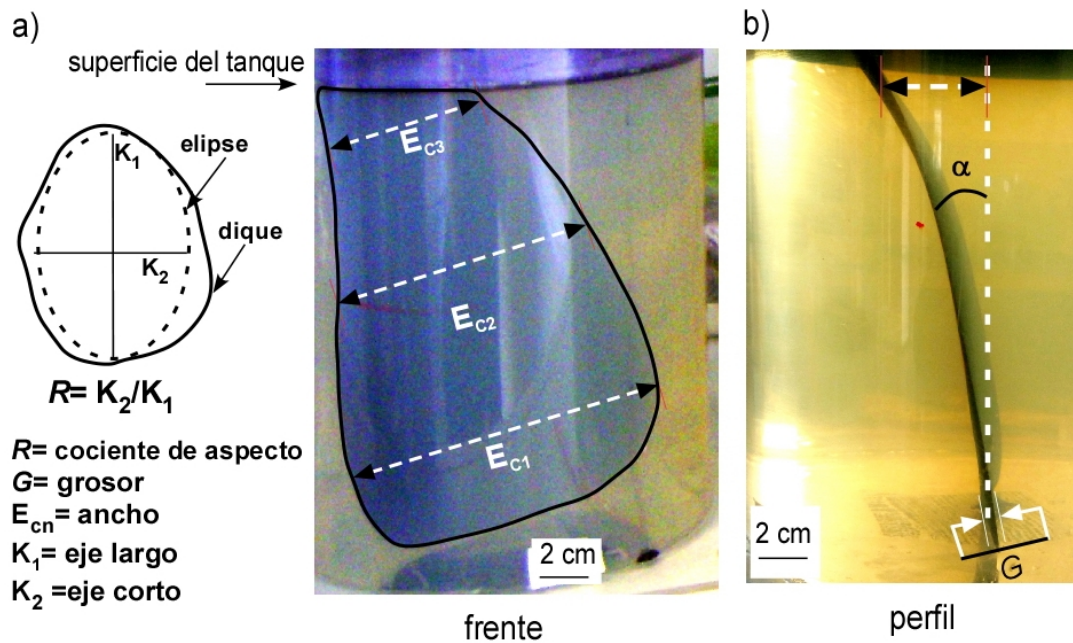


Figura 6.1: Ejemplo de como se midieron el ancho y grosor en los diques análogos. a) Imagen de frente de análogo formado por inyección de agua, su ancho se ve reducido conforme el dique se acerca a la superficie. En la misma figura se explica a manera de diagrama cómo fue medido el cociente de aspecto  $R$ . En b) se muestra un dique de perfil que muestra una inclinación. El ángulo de inclinación  $\alpha$  es máximo cerca de la superficie.

fractura pre existente. En este caso, uno de los diques mantuvo su crecimiento hasta la superficie mientras que el otro interrumpió su desarrollo mucho antes de que el segundo dique completara su tamaño final (Figura 6.2).

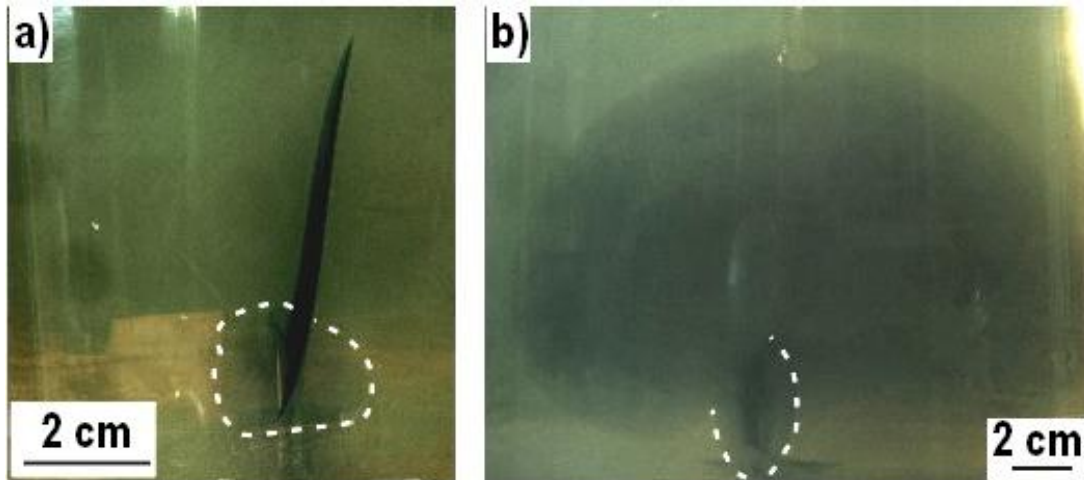


Figura 6.2: Vista de perfil y frente del dique en el experimento I donde se emplazó más de una intrusión. El dique secundario se aprecia en la vista de frente en b) y a), se delimita con la línea blanca discontinua.

Además de obtener la forma final de los diques, también se observó su evolución durante todo el experimento. Se identificaron tres etapas que son diferenciadas por las variaciones en dos de sus características geométricas: ancho ( $G$ ) y grosor ( $E_{cn}$ ). La primer etapa comprende la formación del dique, donde la forma y dirección de las fracturas pre existentes influye significativamente en la geometría general del dique. Si se hace una comparación de las primeras etapas de los 4 experimentos, se observan las mayores diferencias en geometría. En la Figura 6.3 se presenta una vista de frente de las envolventes del frente del dique (para las velocidades I-V) a diferentes instantes de su desarrollo. En el lado izquierdo de la vista de frente del dique, se presenta el perfil del estado final de cada dique. La línea punteada azul en las figuras de la derecha marca las envolventes correspondientes a la primer etapa de desarrollo del dique. Después de esto, una vez que el flujo inyectado se establece, la forma del dique se asemeja más a una estructura planar ovalada sin mucha variación en su valor de  $R$ .

La segunda etapa está representada por las líneas envolventes entre las líneas rojas y azul punteadas en la Figura 6.3. Se observa que el  $R$  en esta segunda etapa para los cuatro casos es casi 1, esto indica que su forma es muy cercana a la de un círculo. Dicha forma se mantiene hasta que el crecimiento lateral del dique no es sostenible puesto que está restringido por el diámetro del tanque. Cuando el dique toca las paredes o se encuentra cerca de las paredes, el flujo se concentra en el centro de la fractura y el dique crece en dirección vertical. Así mismo disminuye considerablemente su ancho  $E_{cn}$  y se aleja cada vez más de una forma oval. Por otro lado, una vez establecido el flujo del magma

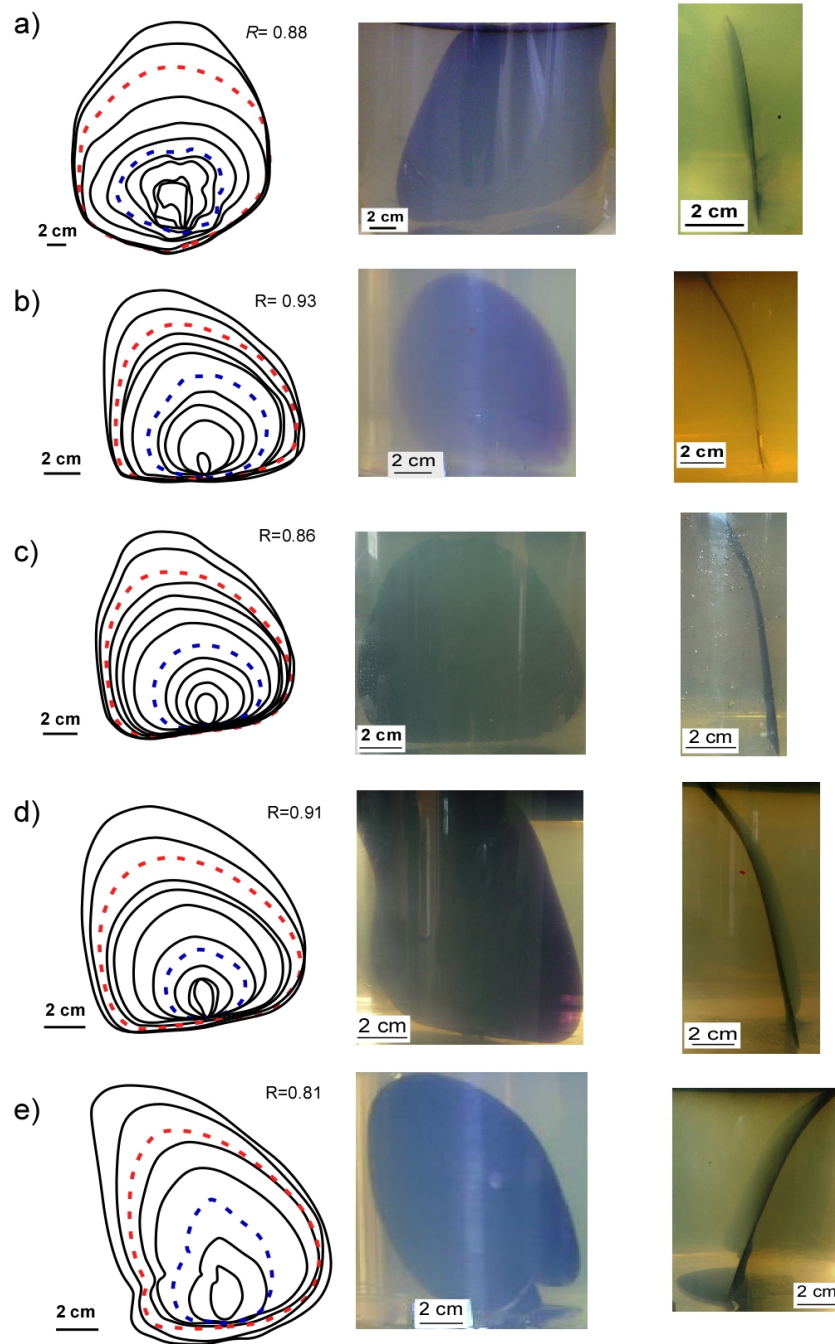


Figura 6.3: De a) a e) se muestran los diques formados a las cinco diferentes velocidades de inyección I-V. En cada inciso se muestra de izquierda a derecha un esquema de la evolución de los diques marcada por las envolventes en líneas negras, rojas discontinua y azul discontinua. En azul se marcan las primeras etapas, en rojo la etapa intermedia, negro la finalización del emplazamiento cuando la inyección cesó;  $R$  indica el valor del cociente de aspecto calculado con base en la forma final del dique. Se muestra una vista de frente y perfil del dique correspondiente.

análogo el grosor de los diques se mantiene constante hasta su arribo en la superficie del tanque (Figura 6.3, perfiles). El grosor de los diques formados en los cuatro experimentos se encuentran alrededor de  $1 \times 10^{-3}$  m variando de  $13 \times 10^{-4}$  m a  $18 \times 10^{-4}$  m. El grosor de los diques secundarios originados después o a partir de los diques principales, es menor que el de los diques principales.

## 6.2. Trayectoria de los diques análogos de reología Newtoniana

La trayectoria que siguen los diques es poco clara en la primer etapa de su desarrollo, sin embargo una vez establecido el flujo dentro del dique y su desarrollo ésta es mejor definida. Es decir, cuando la cizalla por flujo establece un perfil de velocidades que es similar al de una pared móvil que actúa sobre un fluido como en el experimento de Newton (A.1). Puesto que se utilizó una aguja con punta diagonal los diques formados se propagan hacia la superficie del tanque (diques subverticales) y estos siguen una trayectoria subvertical (Figura 6.3 perfiles de diques). El ángulo  $\alpha$  medido en diferentes puntos de la trayectoria del dique resulta en diferentes valores, y éste alcanza un valor máximo cerca de la superficie. La trayectoria de los diques cambia significativamente su inclinación en un punto a una distancia  $d$  medida desde la superficie (Figura 6.4). Se denomina como  $\alpha_1$  al ángulo de inclinación antes del punto  $d$  y  $\alpha_2$  el ángulo de inclinación después de este punto. En a) de la Figura 6.5 se muestra un esquema de los perfiles de diques para los experimentos  $I - V$ , indicando la distancia  $d$  en cada caso. Se observó que en todos los experimentos  $\alpha_1 > \alpha_2$  (Figura 6.5 a). El ángulo  $\alpha_1$  se encuentra en un rango de  $4^\circ$ - $17^\circ$  mientras que  $\alpha_2$  tiene valores de  $9^\circ$ - $32^\circ$ . De aquí que  $\alpha_2$  es al menos 50% mayor que el ángulo  $\alpha_1$  (Figura 6.5 b), es decir la trayectoria de los diques tiende hacia la horizontal conforme estos se acercan a la superficie.

Otro aspecto que se observa de la tabla en la Figura 6.5 b es que el ángulo inicial de emplazamiento  $\alpha_1$  es cada vez más grande si la velocidad de inyección aumenta. Este hecho se ve reflejado también al comparar los  $\alpha_2$  de cada experimento. También para los experimentos con velocidades de inyección mayores, el cambio de  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  se da a  $d$  cada vez menores.

## 6.3. Velocidad de ascenso de los diques con reología Newtoniana

El magma análogo sale de la punta de la aguja y se distribuye en el espacio de la fractura recién formada, mientras esto sucede la velocidad del fluido depende de donde es medida. Típicamente se considera que la velocidad de propagación de un dique es la

---

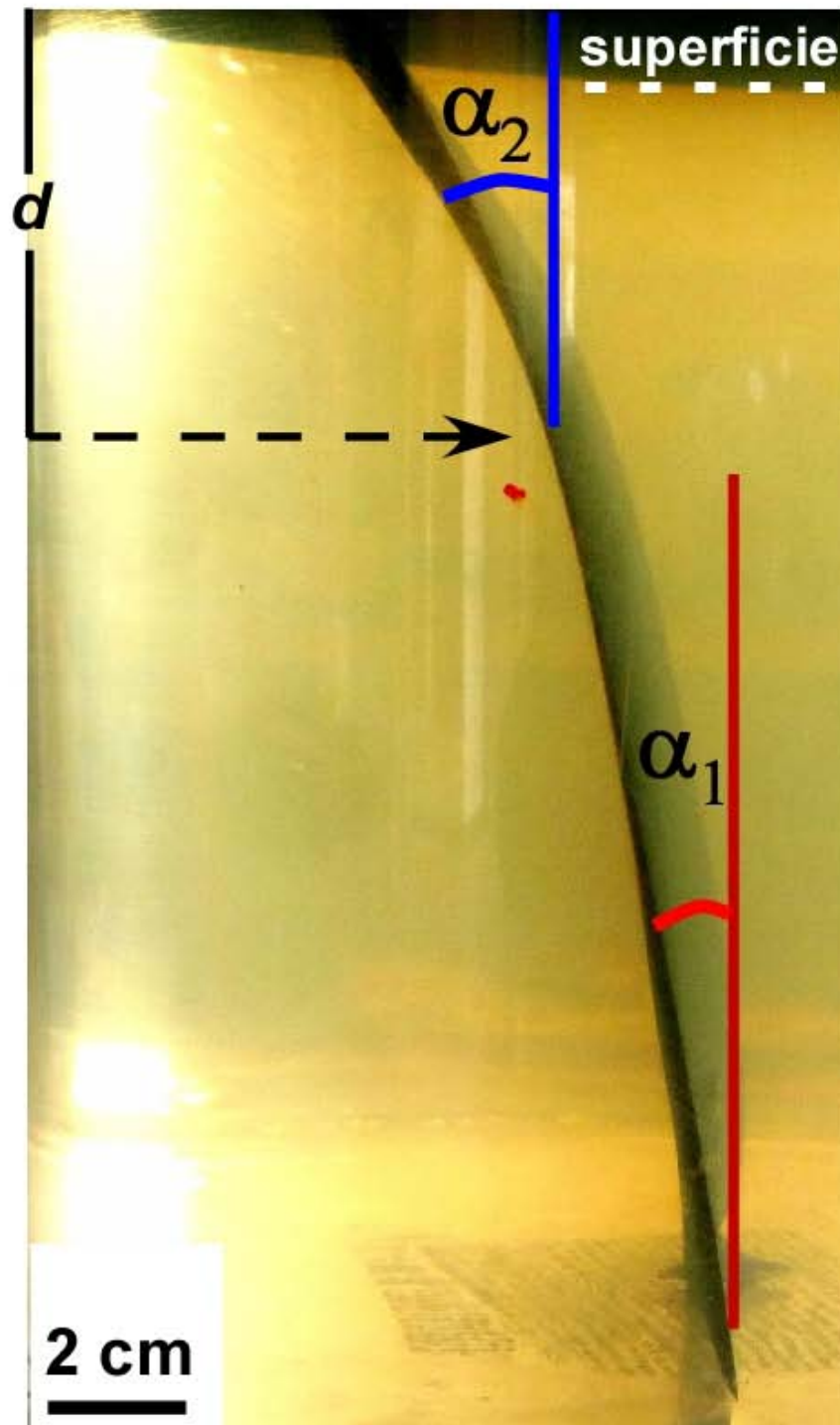


Figura 6.4: Ejemplo de un dique curvo visto de perfil, donde se indican los ángulos  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$  medidos en cada experimento.



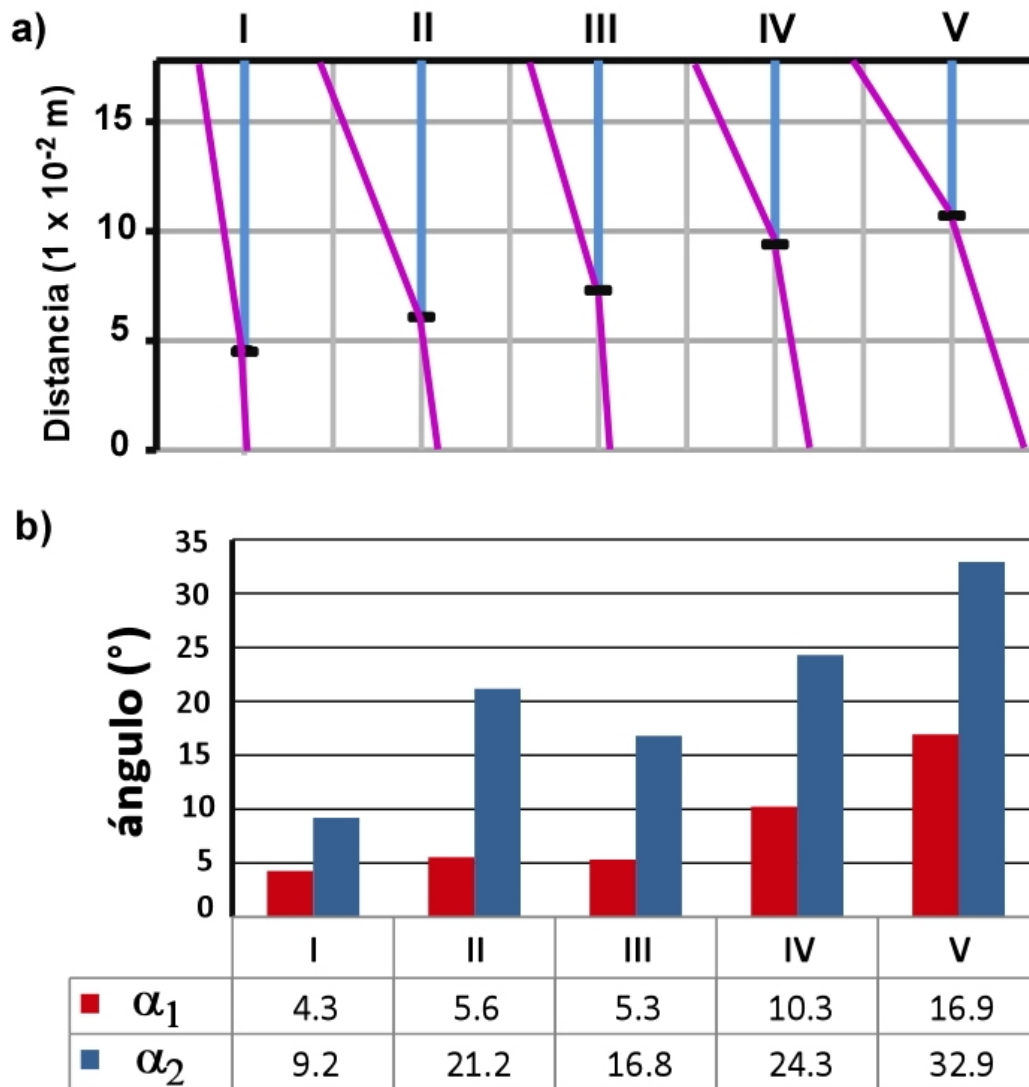


Figura 6.5: a) Esquema de los diques vistos de perfil para los 5 experimentos de velocidades I-V. b) Valores del ángulo  $a$  y  $b$  medidos sobre los perfiles de los diques mostrados en tabla y representados en barras de comparativas.

velocidad medida en su frente. Así, la velocidad de los diques análogos se calculó de la secuencia de imágenes tomadas durante los experimentos, tomando en cuenta la distancia recorrida de la punta en el tiempo de registro de las imágenes. En general, la distancia recorrida por el frente del dique es medida desde la base del tanque y el tiempo registrado por la cámara utilizada. En la Figura 6.6 se grafica la distancia recorrida contra el tiempo del frente del dique para los experimentos  $I - V$ . Las distancias y tiempos mostrados en esta gráfica fueron ajustados de manera que la distancia en la punta de la aguja  $d_0$  y el tiempo  $t_0$  son considerados 0. Así en la Figura 6.6 tenemos graficados las distancias absolutas  $d_{abs}$  contra los tiempos  $t_{abs}$  absolutos de los frentes de dique. Las pendientes de las curvas son las velocidades de ascenso de los frentes para los experimentos I, II, III, IV y V.

En el caso de los diques con más de un intrusión, como en el experimento I, se grafica únicamente la velocidad de propagación del frente que se desarrolló hasta la superficie, lo que llamamos el dique principal. El ejemplo en la Figura 6.7 a muestra el comportamiento a detalle de las velocidades del dique secundario en el experimento I. Se graficó la velocidad del frente lateral y del frente vertical y se observa que ambos frentes se desarrollan a distintas velocidades. En todo momento es mayor el desplazamiento lateral que el vertical. Comparando el desarrollo del frente del dique principal (en la vertical) con el frente del dique secundario (en la lateral) en la Figura 6.7 b se observa que el desarrollo del frente principal depende ligeramente del crecimiento del secundario. Inicialmente la velocidad de propagación lateral del dique secundario sobrepasa la propagación vertical del otro dique. Sin embargo, una vez que el frente lateral del dique secundario se detiene el principal presenta un ligero aumento en su velocidad hacia la vertical, como lo muestra su aumento de pendiente de  $m_p=0.10$  a  $m_p=0.12$  (Figura 6.7 b). Al contrario del dique secundario que disminuye su velocidad de  $m_s=0.13$  a  $m_s=0.06$  hasta llegar a cero.

Las velocidades de propagación en los 5 experimentos son variables al inicio del emplazamiento, como se muestra a detalle en la Figura 6.8 b, donde se observa una ampliación de la zona del recuadro rojo sobre las curvas de velocidad de los experimentos en a. Esta zona delimita los primeros instantes del desarrollo de los diques. Las curvas en el inciso b, muestran que la velocidad de propagación es muy pequeña y variable en algunos casos (I, III y IV). Por otro lado, esta se puede incrementar rápidamente (experimentos II y V). Las variaciones en velocidad coinciden con las observaciones hechas en la forma de los diques en su primer etapa, las cuales pueden ser diferentes entre cada experimento presentando algunas veces estructuras no tabulares y/o presentando más de una intrusión con forma irregular (Sección 6.1). En a de la Figura 6.8 se muestran las ecuaciones de los ajustes de recta de cada curva. La pendiente es la velocidad en cada caso y se muestra en forma de tabla a la derecha del mismo inciso, donde se incluye la velocidad en la punta de la aguja.

Después de esta primer etapa el crecimiento es casi constante (tabla en a de la Figura

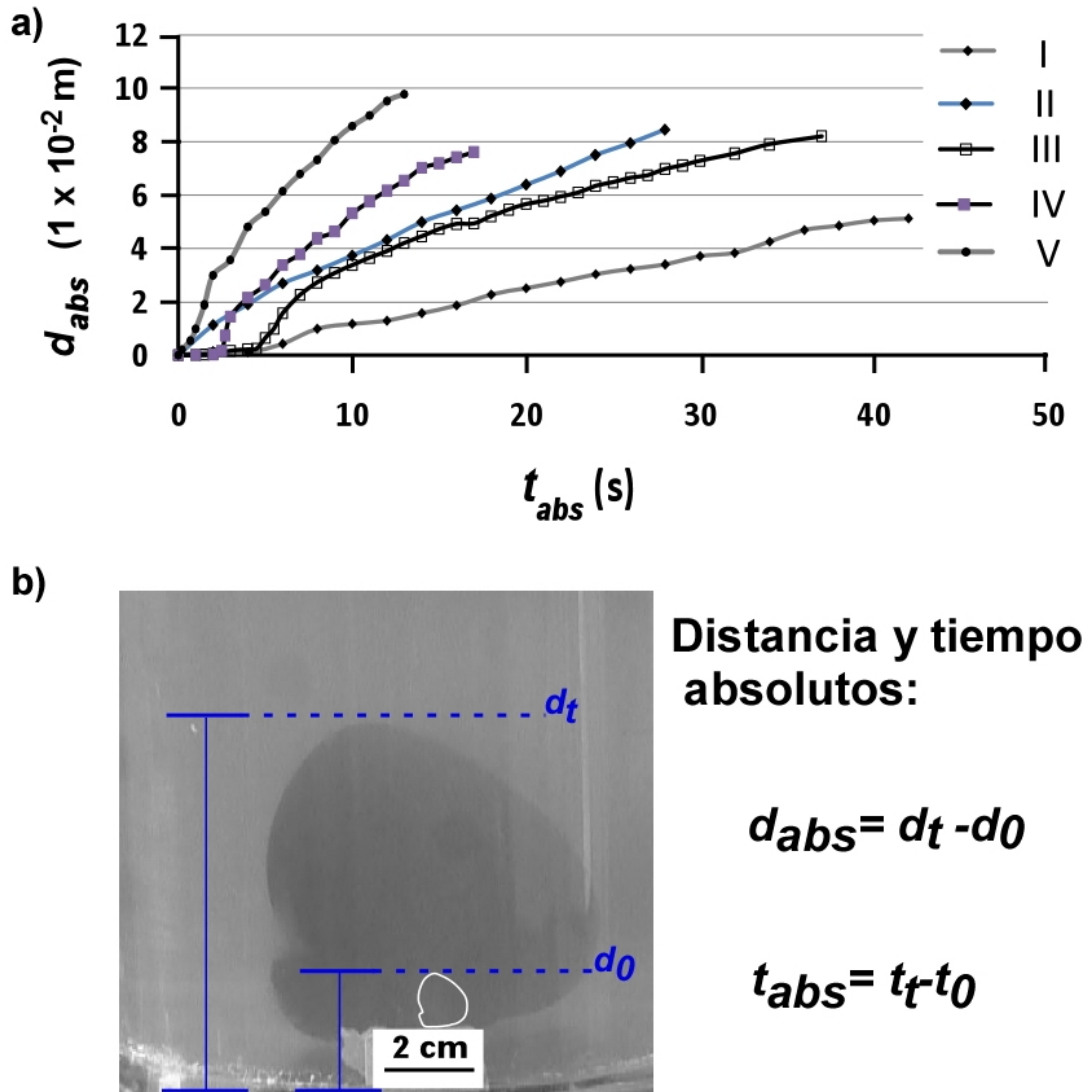


Figura 6.6: En a) Gráfica de distancia contra tiempo calculado en el frente de cada dique análogo de reología Newtoniana. El tiempo es considerado cero a partir de la primer medición hecha  $t_{abs}$ ; en el caso de la distancia, esta es medida a partir de la base del tanque y se considera cero en la punta de la aguja ( $d_{abs}$ ). En b) se muestra un ejemplo de cómo se midió la distancia absoluta en los diques, en línea blanca se indica la envolvente del dique en el tiempo cero, que se tomó como referencia para medir la distancia absoluta.

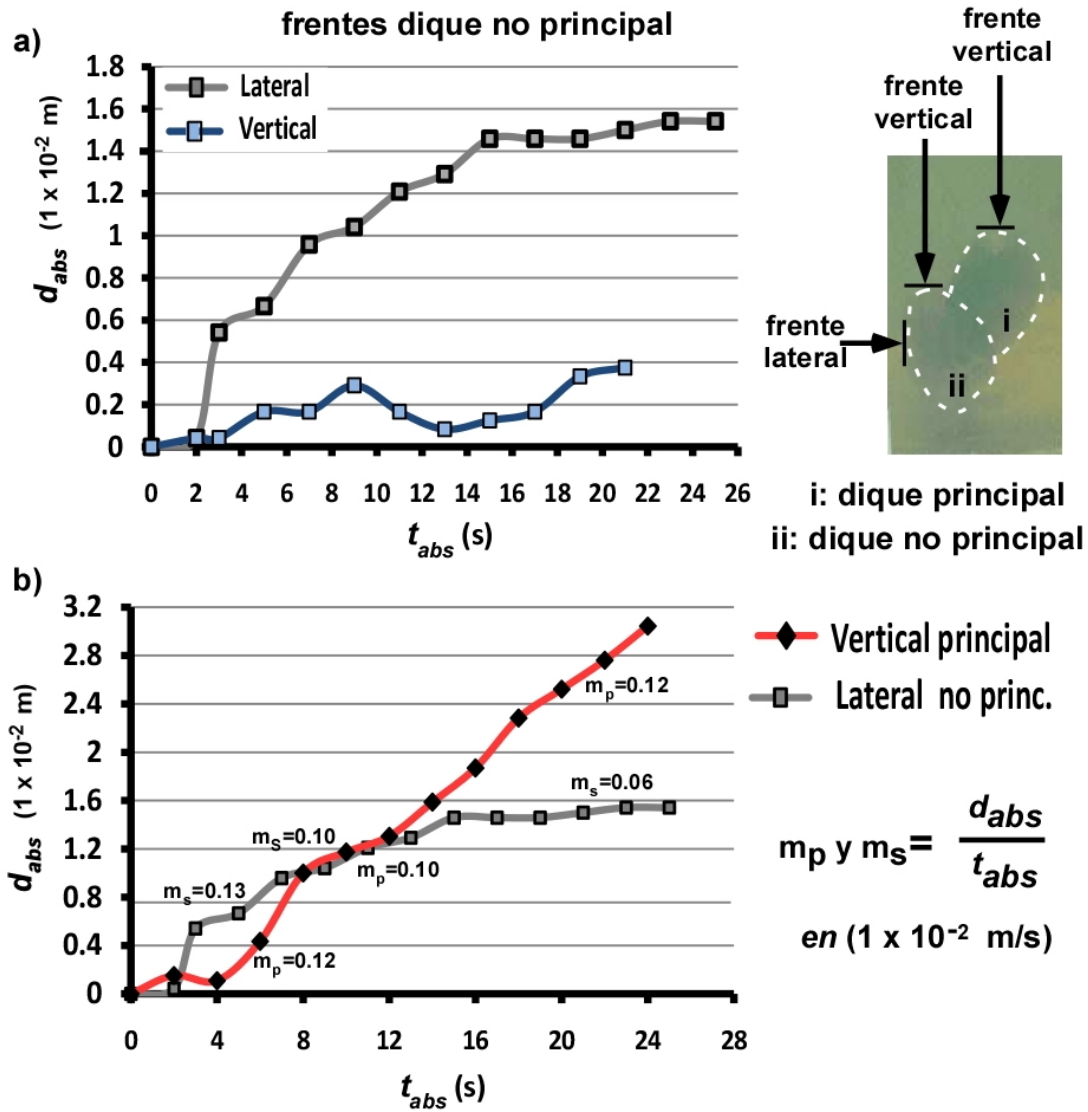


Figura 6.7: a) Gráfica de distancia absoluta contra tiempo dos frentes de un dique secundario en uno de los experimentos mostrado y delimitado por líneas blancas discontinuas al lado derecho. La línea gris representa al frente que avanza hacia la vertical y la línea azul al que avanza en la lateral. Se observa en esta gráfica que la propagación del dique secundario es más importante en la vertical que en la lateral. b) Se grafica la distancia absoluta contra el tiempo absoluto de los frentes del dique principal y secundario, la línea roja representa al frente del dique principal y la gris al secundario. Se observa que antes de los 12 segundos los dos frentes avanzan más o menos a la misma velocidad, después el frente del dique secundario se extingue y su velocidad cae a cero.

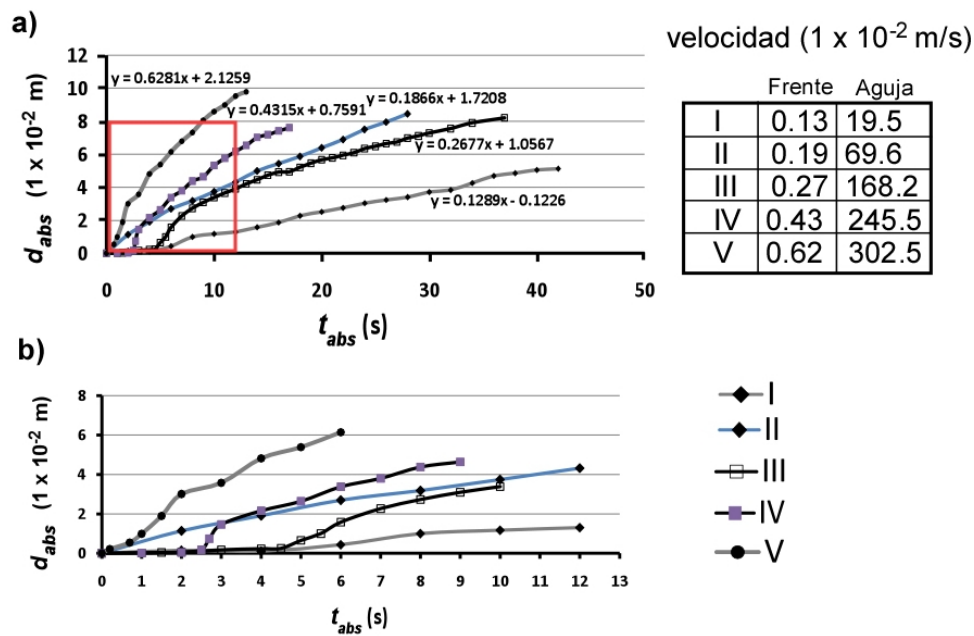


Figura 6.8: Velocidades de los frentes de diques principales en los experimentos I-V de reologías Newtonianas. a) Gráficas de distancia absoluta contra tiempo absoluto, se aproximó en cada curva una recta cuya ecuación aparece al lado de cada línea. Las pendiente de la recta aproximada se muestran en la tabla del mismo inciso donde se compara con las velocidades calculadas en la punta de la aguja para las velocidades de inyección I-V. b) Acercamiento del inicio de la gráfica en el inciso anterior delimitado por el recuadro rojo. Se observa que el avance del frente de los diques es lento al inicio y después de algunos segundos (hasta 5 en algunos casos) la velocidad de avance incrementa considerablemente.

6.8). Las velocidades más altas registradas en el frente de los diques se logran una vez establecido el flujo después de la primer etapa de su desarrollo. Otro aspecto que se observa en esta tabla es que las velocidades logradas en el frente de los diques son inferiores a las velocidades en la salida de la aguja.

## 6.4. Evolución de la forma y trayectoria de diques con reología no Newtoniana

Se llevó a cabo una segunda serie experimental donde se utilizó como análogo del magma un fluido con reología no Newtoniana de tipo *shear thinning* (Carbopol), con una densidad ligeramente más baja que la gelatina. En este grupo de experimentos, también se obtuvieron diques análogos durante los experimentos. La forma tabular y ovalada se observó en la etapa inicial del desarrollo de los diques. No se observó un crecimiento irregular de los diques en esta etapa inicial, así como tampoco la formación de diques secundarios, esto posiblemente por la ausencia de fracturas pre existentes en la gelatina. Los valores de  $R$  en la primer etapa del desarrollo son muy cercanos a 1, lo que muestra su forma oval como en el caso de los diques de agua en su segunda etapa cuando el crecimiento es regular. Sin embargo, como se observa en la Figura 6.9 la forma final de los diques muestran algunos rasgos que modificaron la forma tabular observada al inicio de su propagación. Así se identifican dos etapas en su desarrollo con base en su forma, la primera es equivalente a la segunda etapa identificadas en los diques con fluido Newtoniano (agua teñida). La forma del dique es planar y ovalada (envolventes dibujadas bajo la línea roja punteada en la Figura 6.9). La segunda etapa se da a partir del cambio de forma en el frente de los diques. En esta etapa se observa que el dique disminuye su crecimiento en la dirección horizontal y se concentra más en la dirección vertical.

La trayectoria que siguen los diques es hacia la superficie del tanque (diques subverticales) y siguen una trayectoria que se curva hacia la superficie por efectos de borde, independientemente de su segmentación. El ángulo  $\alpha$  medido en diferentes puntos de la trayectoria del dique alcanza un valor máximo cerca de la superficie. El curvamiento ocurre de manera suave hasta un punto en el que el dique alcanza una distancia  $d$  y cambia significativamente su inclinación (Figura 6.4). Después de este cambio la trayectoria se curva gradualmente. Se observó que  $\alpha_1 < \alpha_2$ , el ángulo  $\alpha_1$  se encuentra en un rango de  $2.4^\circ$ - $17.7^\circ$  mientras que  $\alpha_2$  tiene valores de  $21.19^\circ$  -  $57.34^\circ$ . En la gráfica de barras en la Figura 6.10 se observa que el cambio de  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  aumenta en diferente proporción en cada experimento, en relación directa con la velocidad de inyección (b, Figura 6.10). En el caso del experimento IV, el aumento es mayor al 50% ligeramente menor que el aumento de ángulo en el experimento a velocidad más baja en III. Por otro lado, la inclinación de la trayectoria de los diques ocurre en un intervalo de distancia  $d$  entre 6 y 9 cm desde la base

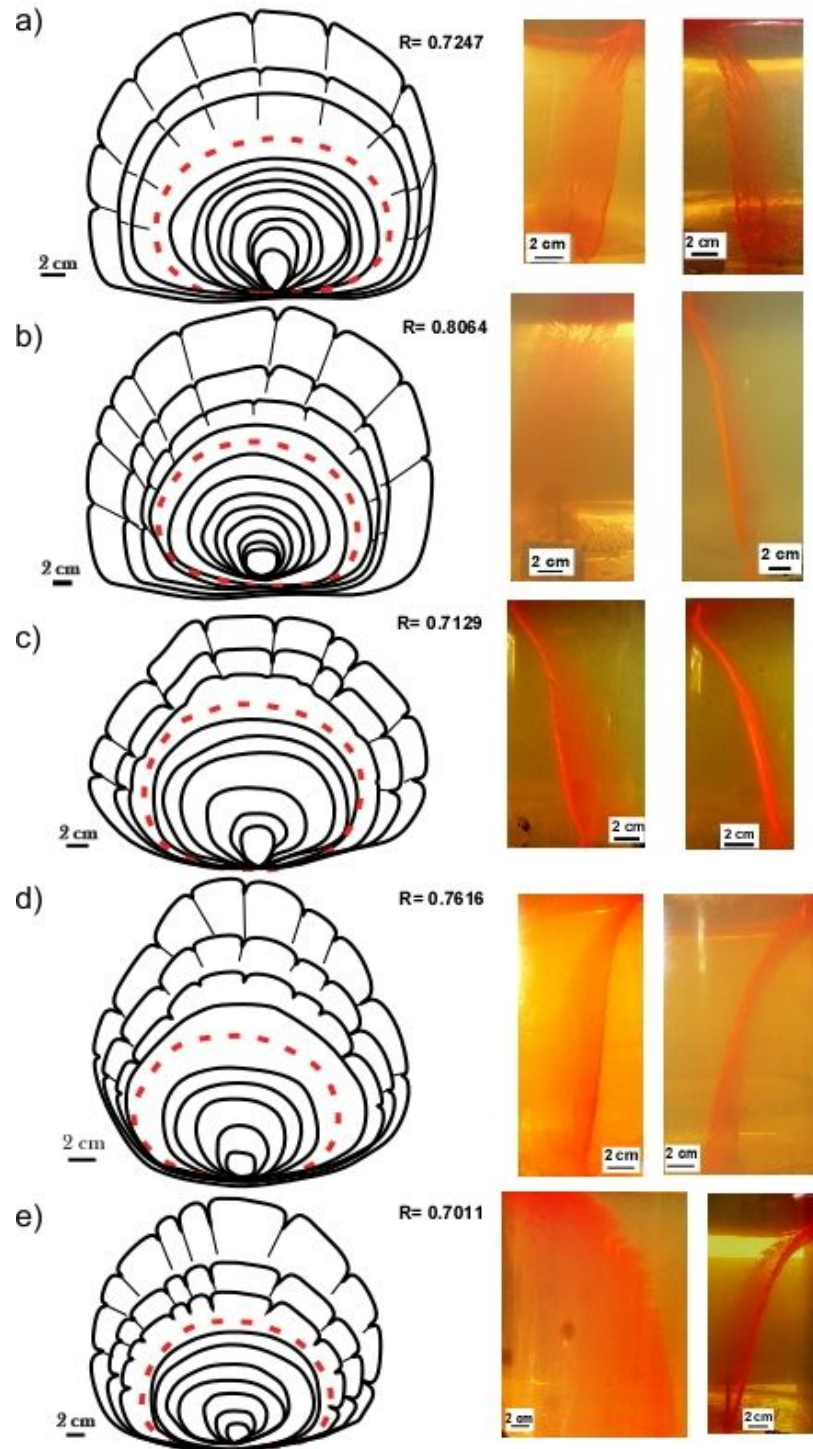


Figura 6.9: De a) a e) se muestran los diques formados a las cinco velocidades de inyección I-V. La evolución del emplazamiento de los diques es marcada con líneas envolventes, a partir de la línea roja discontinua (hacia la superficie) se considera que el emplazamiento es estable.  $R$  indica el valor del cociente de aspecto, calculado con base en la forma final del dique. También a lado de cada diagrama de envolventes se muestra una vista de frente y perfil del dique correspondiente. Los diques de Carbopol se caracterizan por segmentarse después de que el flujo se establece (es decir cuando la cizalla por flujo adquiere un perfil de velocidades que es similar al de una pared móvil que actúa sobre un fluido como en el experimento de Newton) y su velocidad es constante, justo antes de que alcance la superficie del tanque.

(Figura 6.10 a). Sin embargo, no se observa una relación entre el aumento de velocidad de inyección y la distancia de cambio de inclinación como en el caso de los diques de agua.

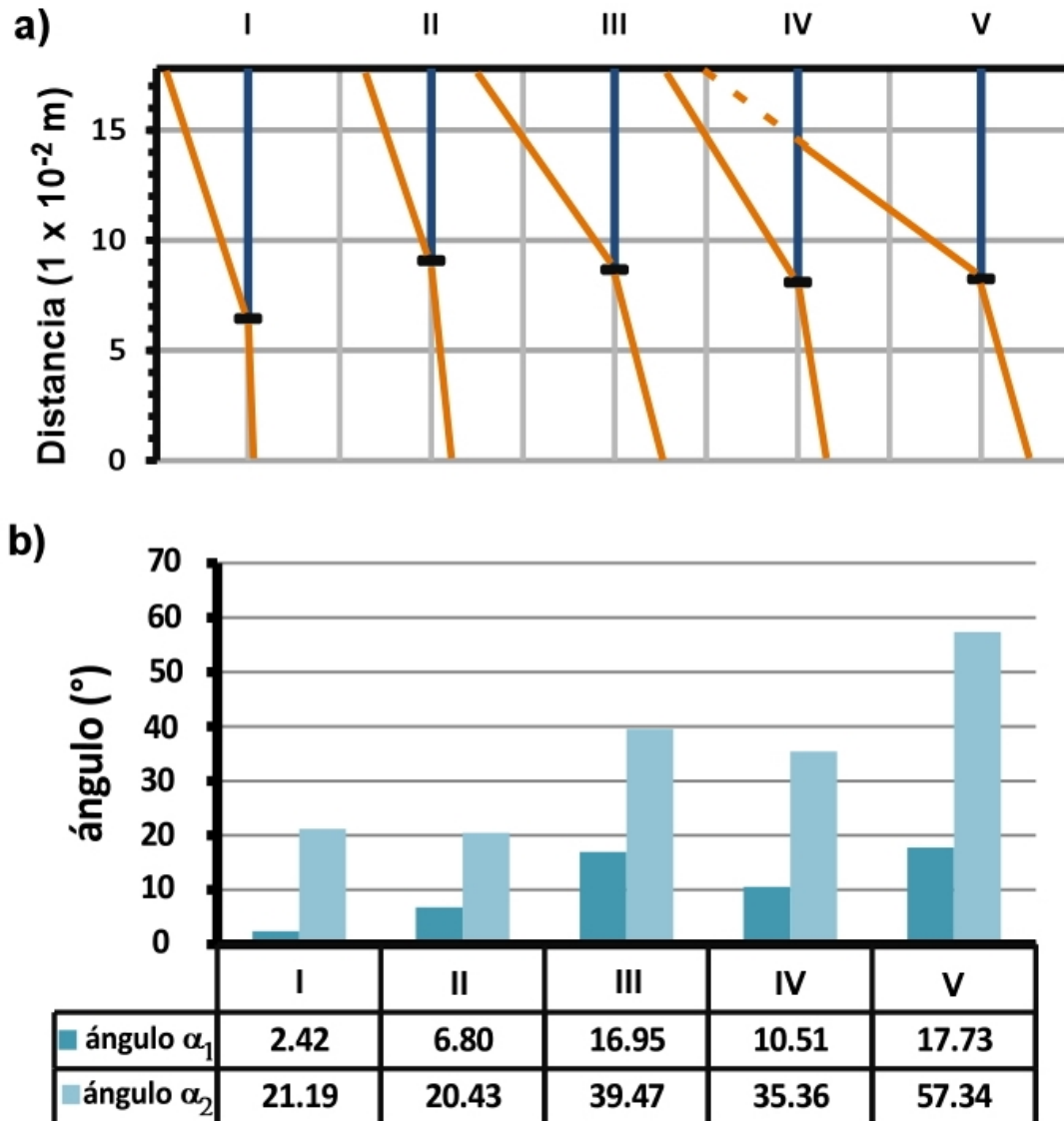


Figura 6.10: a) Esquema de los diques vistos de perfil para los cinco experimentos de velocidades I-V con Carbopol. b) Valores del ángulo  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$  medidos sobre los perfiles de los diques mostrados en tabla y representados en barras de comparativas. Se observa que los diques se inclinan más cuando se encuentran cerca de la superficie.

La segmentación ocurre en la segunda etapa como se observa en las envolventes dibujadas sobre la línea roja punteada en la Figura 6.9. Los segmentos surgen del dique principal (el cual se forma en la primer etapa de emplazamiento) y se desarrollan de manera independiente. Son intrusiones subverticales y horizontales secundarias de aproximadamente el mismo grosor (Figura 7.3 a). Se encuentran separados entre ellos por una distancia  $d_{sn}$ .



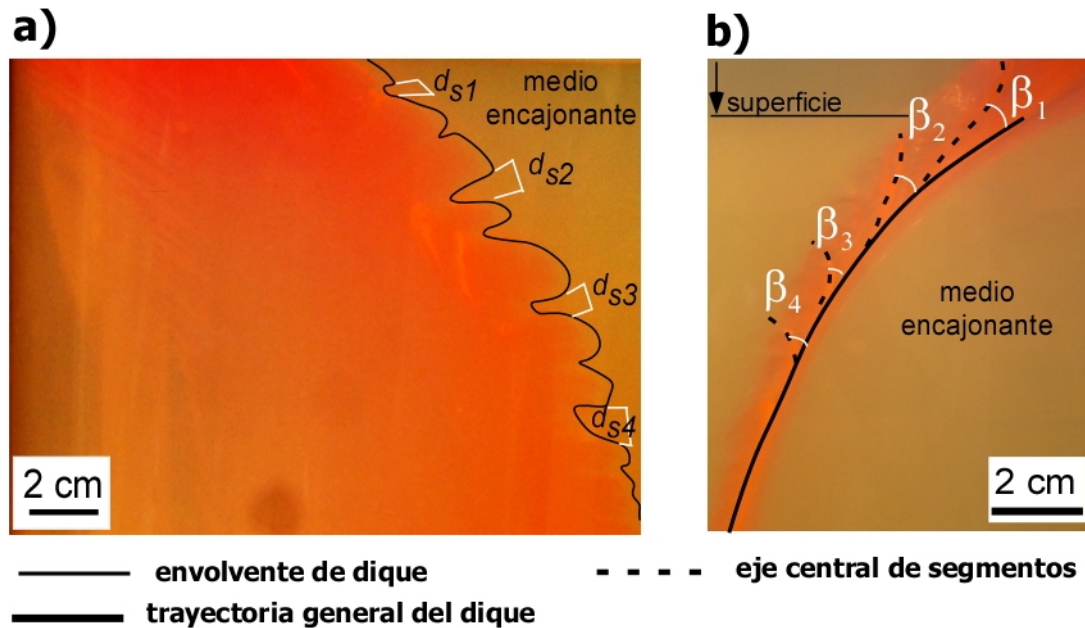


Figura 6.11: Segmentos formados en diques con reología no-Newtoniana. a) Los segmentos se encuentran separados por una distancia  $d_{sn}$  que cambia entre segmento y segmento, donde  $n$  es el número de segmento. b) Los segmentos se inclinan con un ángulo  $\beta_n$  con respecto al plano de la intrusión principal. La inclinación relativa de un segmento con respecto a su segmento vecino varía y resulta en diferentes valores en los saltos entre segmentos.

Los segmentos se inclinan con respecto al plano de la intrusión principal con un ángulo  $\beta_n$  formando una estructura general escalonada, (Figura 7.3 b). El ángulo  $\beta_n$  es oblicuo con respecto al plano del dique. La distancia que cada segmento recorre de forma lateral con respecto a otro es el escalón o *salto* de los diques. Se mide como la longitud desde una de la paredes de un segmento de referencia a la pared correspondiente del segundo segmento.

## 6.5. Velocidad de ascenso y flujo interno de los diques con magma no-Newtoniano

Se calcularon las velocidades del frente del dique. En la Figura 6.12 se grafican las distancias recorridas ( $d_{abs}$ ) por los frentes de los diques contra el tiempo ( $t_{abs}$ ) registrado para los experimentos de I-V. La distancia y tiempo graficados fueron ajustados de manera que la distancia en la punta de la aguja  $d_0$  y el tiempo  $t_0$  son iniciales. La mejor función aproximada a los datos es una recta, cuya ecuación se indica sobre cada curva en la figura 6.12. Las pendientes de las curvas son las velocidades de ascenso de los frentes para los experimentos I, II, III, IV y V. A la derecha de la Figura 6.12 se resumen las velocidades de los frentes de diques análogos y las respectivas velocidades de inyección calculadas en

la punta de la aguja (Tabla 5.1). Cuando la velocidad de inyección es máxima ( $302.5 \times 10^{-2}$  m, experimento V) se observa que el crecimiento al inicio ocurre a una velocidad constante que disminuye de manera significativa una vez desarrollados 8.6 cm (línea gris de puntos en Figura 6.12).

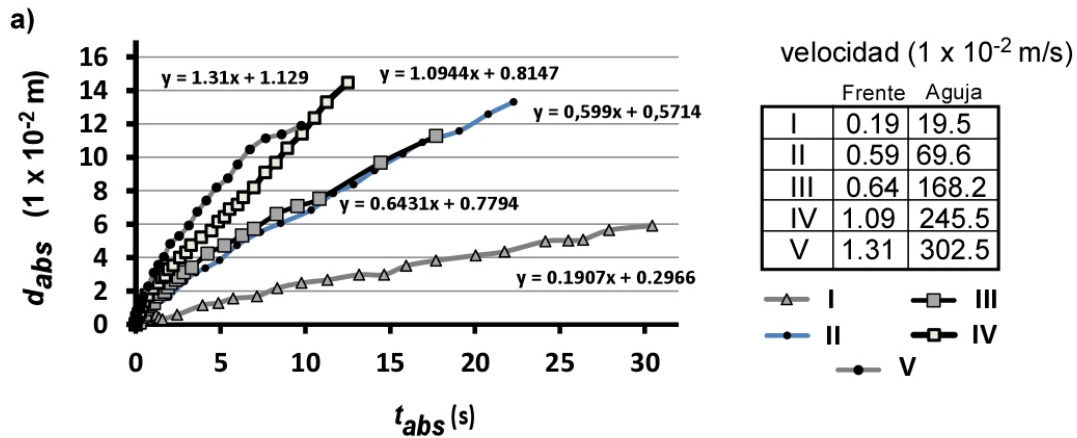


Figura 6.12: Velocidades de los frentes de diques principales en los experimentos I-V con un fluido de reología no-Newtoniana (Carbopol). Se aproximó en cada curva una recta cuya ecuación aparece al lado, las pendientes de las líneas corresponden a las velocidades medias calculadas. Las velocidades medias se muestran en la tabla de al lado y se compara con las velocidades de inyección calculadas en la punta de la aguja. El avance del frente es muy regular desde el inicio y parece mantenerse hasta antes de que el dique alcance la superficie, donde disminuye considerablemente su velocidad.

# Capítulo 7

## Discusión

### 7.1. Suspensión magmática de los diques de Nanchititla y su reología

Se reconocieron al menos tres formas diferenciables de fenocristales de plagioclasas en los cuatro diques analizados del enjambre de Nanchititla: fenocristales en forma de tabletas, fenocristales redondeados o rotos en sus bordes y maclas de plagioclasa. Por otro lado, los valores de  $\phi$  indican que los diques tienen magmas que pueden ser considerados como suspensiones diluidas y otros como suspensiones concentradas. El flujo del fluido magmático hace girar y rotar a los fenocristales en suspensión de manera que cuando estos se encuentran suficientemente cerca uno de otro puede ocurrir un fenómeno de lubricación hidrodinámica (Boersma et al., 1990). Esto podría explicar la presencia de glomeropórfidos en las texturas de los diques de Nanchititla, donde posiblemente los fenocristales de los glomeropórfidos orbitaron uno respecto al otro hasta que el flujo de magma se detuvo. Se ha observado en otro tipo de suspensiones en sistemas volcánicos que puede existir colisión entre los fenocristales en suspensión (Best y Christiansen, 1997). Aunque para estos flujos la energía de propagación del flujo es mucho mayor que en los diques de Nanchititla, los bordes fracturados de algunos fenocristales podrían indicar que en algunas etapas el emplazamiento fue a velocidades muy altas (Caricchi et al., 2007). Por otro lado, experimentos y simulaciones numéricas de la dinámica de flujo en suspensiones muestran que el estado de lineación y no lineación de partículas dentro de la suspensión tiene un efecto directo en la viscosidad media del sistema (Hoffman, 1998; Melrose y Ball, 2004; Wagner y Brady, 2004). Desde los trabajos pioneros de la reología de magmas basálticos se ha reconocido la importancia de los cristales en suspensión en la reología del magma. En estudios más recientes se ha mostrado que la reología del magma basáltico es afectada no solamente por el contenido de cristales si no por las formas, tamaños de los cristales y distribución en el magma (Pinkerton y Stevenson, 1992; Pinkerton y Norton, 1995; Ishibashi y Sato, 2007). Magmas sin cristales en suspensión o con bajo porcentaje de

---

crisales se comportan como fluidos Newtonianos, mientras que magmas con alto contenido de crisales se comportan como no-Newtonianos (Caricchi et al., 2007; Lejeune y Richet, 1995; Pinkerton y Sparks, 1978; Ishibashi, 2009; Sato, 2005; Ryerson et al., 1988). Aunque ya se ha propuesto la relación entre la dinámica de los crisales en el flujo de magma y su comportamiento reológico, son pocos los estudios de campo que relacionan la fábrica de flujo de crisales en magmas (Smith, 1997, 2000). A diferencia de las medidas de reología en laboratorio para magmas (Caricchi et al., 2007; Lejeune y Richet, 1995; Pinkerton y Sparks, 1978; Ishibashi, 2009; Sato, 2005; Ryerson et al., 1988), este autor sugiere que la lineación de fenocrisales se relaciona con una reología no-Newtoniana del magma. La lineación de fenocrisales los atribuye a una expansión de la suspensión y por ende a un comportamiento reológico de tipo *shear thickening* (aumento de la viscosidad con la tasa de deformación) que no es observado en los experimentos de laboratorio. Donde la alineación de crisales se atribuye a un comportamiento *shear thinning* (disminución de la viscosidad con la tasa de deformación). La suspensión magmática en los diques de Nanchititla se considera compleja por su alto contenido en fenocrisales y sus variaciones en forma y tamaños (Pinkerton y Stevenson, 1992; Pinkerton y Norton, 1995; Ishibashi y Sato, 2007). Se sugiere que el arreglo actual de los fenocrisales en los diques (fábrica de flujo) represente su interacción mecánica y dinámica de flujo. Con la determinación de algunos parámetros de los contornos de fenocrisales en 2D se concluyó que lineaciones de fenocrisales pueden ser asociados a un comportamiento reológico de tipo *shear thinning* de acuerdo a mediciones previas de magmas basálticos (Caricchi et al., 2007; Lejeune y Richet, 1995; Pinkerton y Sparks, 1978; Ishibashi, 2009; Sato, 2005; Ryerson et al., 1988). Las texturas afaníticas en los diques de Nanchititla se asocian a magmas con comportamiento Newtoniano. Y las texturas porfiríticas con concentración de fenocrisales se asocian a reologías posiblemente de tipo *shear thinning*, cuando los fenocrisales se encuentran alineados. Sin embargo no se descarta la posibilidad de que reologías de tipo *shear thickening* ocurran en los diques de Nanchititla en fábricas de fenocrisales no alineadas o a valores de  $\phi$  igual o mayores a 50% (Hoffman, 1998; Melrose y Ball, 2004; Wagner y Brady, 2004).

## 7.2. Efecto de la reología del magma en el emplazamiento de diques: resultados experimentales

En la sección 3.2 con base en el contenido de fenocrisales y la interacción observada entre ellos se presentó un modelo simplificado que sugiere un comportamiento no Newtoniano de tipo *shear thinning* y Newtoniano para los magmas de los diques de Nanchititla. En modelos analógicos previos del emplazamiento de diques, la naturaleza del fluido en el mecanismo de emplazamiento no ha sido considerada (Takada, 1989; Menand y Tait, 2001;

McLeod y S., 1999). Generalmente se ha explorado el caso de formación de diques análogos con reologías Newtonianas en medios encajonantes con propiedades elasto-viscosas. Los diques análogos en estos experimentos revelan morfologías planares y ninguna irregularidad en sus paredes fue observada. De acuerdo al arreglo experimental y las condiciones físicas de los modelos analógicos de esta tesis, se observa de manera separada el efecto de la reología de los magmas análogos en el emplazamiento de los diques. Manteniendo las mismas condiciones en el medio encajonante y realizando los experimentos bajo las mismas condiciones físicas (velocidad de inyección, presiones y temperatura). Aunque se identificaron algunos efectos de frontera en los diques relacionados con la geometría de los tanques utilizados y las formas de la aguja. Por ejemplo la trayectoria de los diques analógicos fue afectada por las paredes y superficie del tanque. La forma del tanque indujo una forma general del dique más larga en la dirección vertical que en la horizontal, creando geometrías ovaladas. Por otro lado, la trayectoria inclinada de los diques se intensificó cuando éstos se encontraron próximos a la superficie. La forma de la aguja parece afectar la orientación inicial del dique, lo cual es una ventaja en estos experimentos porque así es posible controlar donde se requiere colocar el dique inicial. La diferencia fundamental en los diques analógicos generados en las dos series experimentales es su morfología, lo cual indica diferencias significativas en los procesos que sucedieron durante sus emplazamientos. El agua con reología Newtoniana forma diques tabulares cuyo mecanismo se basa en la apertura o modo de fracturamiento tipo I. Esto se observó en toda la serie experimental donde el único parámetro modificado fue la velocidad de inyección. Comparando con la serie experimental donde el magma análogo fue no-Newtoniano (*Shear thinning*), se observó que la forma de los diques cambia. En la fase inicial de la formación del dique con reología Newtoniana, el dique se propaga como una fractura de tipo I. Sin embargo, cerca de la superficie del tanque, el dique principal se segmenta en “dedillos” independientes que permanecen unidos con la intrusión principal. Se sugiere que las condiciones de emplazamiento iniciales para los experimentos con reologías no-Newtonianas permiten el comportamiento elástico de la gelatina. Esto es velocidades de inyección inicialmente altas que se traduce en altas tasas de deformación. La segmentación del dique principal se observa en un nivel del tanque en el que los efectos de frontera tienen mayor influencia sobre la intrusión. Aquí posiblemente hay una caída de la sobrepresión del magma análogo, puesto que la inyección fue interrumpida en todos los casos antes de que el dique alcanzara la superficie. La segmentación requiere un modo de fracturamiento combinado de tipo I y III producido por la rotación de esfuerzos de acuerdo a (Pollard y Fletcher, 2005). Sin embargo, en los experimentos no se indujo ningún tipo de rotación y ningún esfuerzo fue aplicado. Se propone que la reología del magma análogo dentro de la fractura contribuye a la formación de los diques en echelon. Posiblemente por una disminución de la velocidad de emplazamiento que deformó la gelatina en un régimen no elástico. En un régimen no elástico o viscoso de la gelatina, el fluido interactúa fuertemente con dicho medio. La

---

interacción entre estos dos materiales depende de la dinámica de flujo del magma análogo y su reología (Hallot et al., 1996; Van Damme y Lemaire, 1990). Es decir, en este estado viscoso del medio encajonante el emplazamiento de diques es un mecanismo acoplado con el fluido. Por otro lado, se observa que para diques con magmas análogos Newtonianos y no-Newtonianos los frentes avanzan a velocidades constantes una vez que el desarrollo del dique es estable. Esto es, después de algunos segundos de iniciada la inyección del fluido. La velocidad de ascenso se calculó en el frente del dique y resultó en todos los casos ser más baja que la velocidad media de flujo calculada en la salida de la aguja (Figuras 6.8 y 6.12). La velocidad en el frente en ambos casos disminuye al menos dos órdenes de magnitud con respecto a la velocidad en la salida de la aguja. Como se indica en las tablas insertadas en las Figuras 6.8 y 6.12, la velocidad de inyección se va incrementando entre cada experimento. Mientras que la velocidad de inyección (velocidad media en la salida de la aguja) se incrementa de la misma manera para los experimentos con el Carbopol y agua, la velocidad del frente incrementa también pero no en la misma proporción para ambos grupos de diques (Figura 7.1). Se espera que la velocidad calculada en la salida de la aguja sea más grande que la velocidad en el frente del dique, puesto que el fluido y la velocidad se reparte en una área mayor.

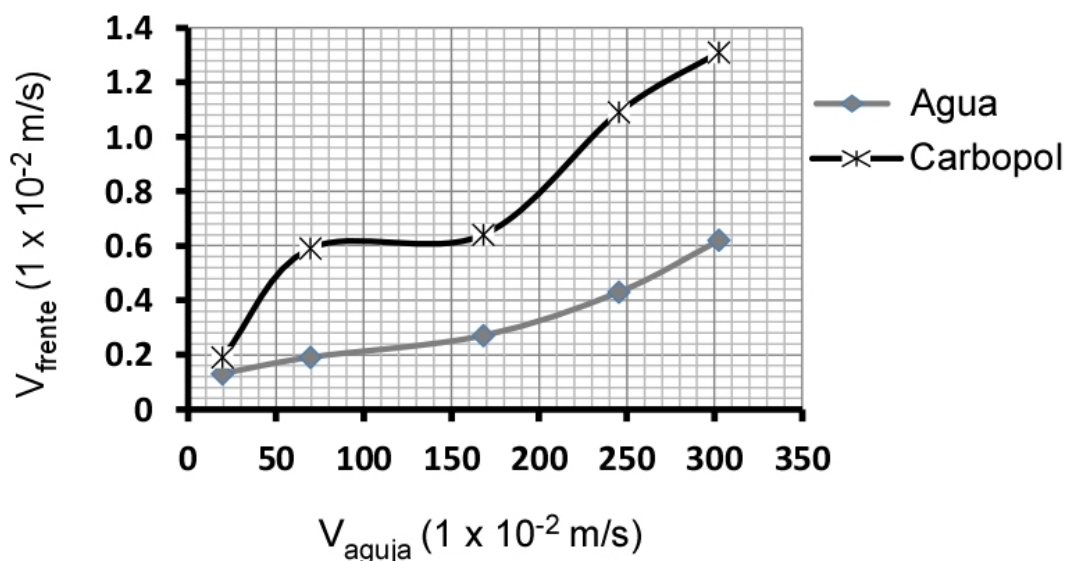


Figura 7.1: Velocidad del frente de los diques contra las velocidades medias correspondientes a la salida de la punta de la aguja para el Carbopol y el agua.

La relación de velocidad entre frente y salida de la aguja en la Figura 7.1 no es lineal para ambos fluidos de reologías contrastantes. Sin embargo es notorio que la relación entre velocidades del frente del Carbopol y velocidad en la punta de la aguja cambia de manera más drástica comparada con los cambios de velocidades para los diques de Agua. Esto significa que el flujo de Carbopol se distribuyó en otras zonas a parte del frente del dique de manera que la velocidad de salida fue distribuida. Posiblemente esto tenga que ver con

la formación de los “dedillos” y su crecimiento independiente del dique principal. El flujo de Carbopol aún a velocidades altas en la punta de la aguja, se particionó en diferentes flujos alimentadores que restaron velocidad al avance general del dique principal. En contraste los frentes de diques de Agua al ser planares tienen una distribución de flujo más homogénea independientemente de la velocidad de inyección (Figura 7.1).

### 7.3. El contexto tectónico regional y su relevancia en la formación del enjambre de diques

Existe una relación entre el campo de esfuerzos para un contexto tectónico en particular y la distribución del magmatismo y volcanismo en la superficie (Gudmundsson y Sonja, 2004; Nakamura, 1977). En ambientes extensionales tales como *rifts* o zonas de dispersión los diques se alinean paralelos a los ejes de extensión y generan conos volcánicos a lo largo de sus trazas. El enjambre de diques de Nanchititla comparte características geométricas con otros enjambres formados bajo un régimen extensional como en el caso de los diques en Nandurbar-Dhule en India y otros (Gudmundsson y Sonja, 2004; Ray et al., 2007). Esto sugiere que es necesaria una componente extensional para permitir el ascenso de magma y la formación de diques. Así el enjambre de diques se debió haber emplazado durante un episodio de extensión ortogonal a su orientación general actual. Sin embargo, un modelo de extensión pura que haya dado origen al enjambre de Nanchititla no es consistente con la deformación transtensiva del terciario que ocurrió durante el emplazamiento de los diques (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004, 2007; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). El enjambre de diques de Nanchititla es parte de un alineamiento de centros volcánicos silícicos en el sur de México (Morán-Zenteno et al., 1999, 2004, 2007; Serrano-Durán, 2005). Aunque la composición de los diques contrasta con la de los centros volcánicos por su carácter máfico, éstos tienen edades dentro del mismo periodo (37-30 Ma). De manera que el emplazamiento de los diques comenzó antes del emplazamiento del centro volcánico de Nanchititla (González-Cervantes, 2007) y es contemporáneo con el magmatismo silícico (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004, 2007; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). La orientación predominante del enjambre NW-SE sugiere que la inyección del magma modificó localmente la orientación de los esfuerzos compresivos mínimos (extensión máxima) hacia una orientación aproximada NNE-SSW produciendo fracturas de apertura. Esta observación implica una partición de la deformación transcurrente en una componente de cizallamiento acompañada de una dilatación normal a la dirección de cizallamiento máximo. Se reportó que el enjambre de diques muestra un patrón de trenzado o flexuras de pequeños diques que divergen localmente de los diques mayores. Es decir, la orientación de los segmentos de diques pequeños se dispersa alrededor de la orientación principal a la cual los diques mayores son paralelos.

Como una idea un tanto especulativa se puede visualizar este sistema de trenzado como el resultado de formación de diques en pulsos. De manera que el sistema actual consta de diferentes generaciones de diques. Esto se puede sustentar con las edades del enjambre que sugieren un emplazamiento distribuido en siete millones de años (González-Cervantes, 2007; Serrano-Durán, 2005; Martini et al., 2009). Se propone que ocurrió una deformación progresiva que permitió la formación de los primeros diques (segmentos con orientaciones aproximadas E-W, Figura 7.2 a). Seguida de un cambio en la orientación de la deformación de manera que los diques se emplazaron con una orientación preferencial NW-SE, Figura 7.2 b). En la primer etapa es necesario un proceso de extensión continental NNW-SSE que permite la formación de las primeras fracturas dilatantes y el emplazamiento de diques. Los cuales se generaron por apertura y bajo un tensor de esfuerzos transitorio posiblemente controlado después por la cizalla de fondo regional al sur de México.

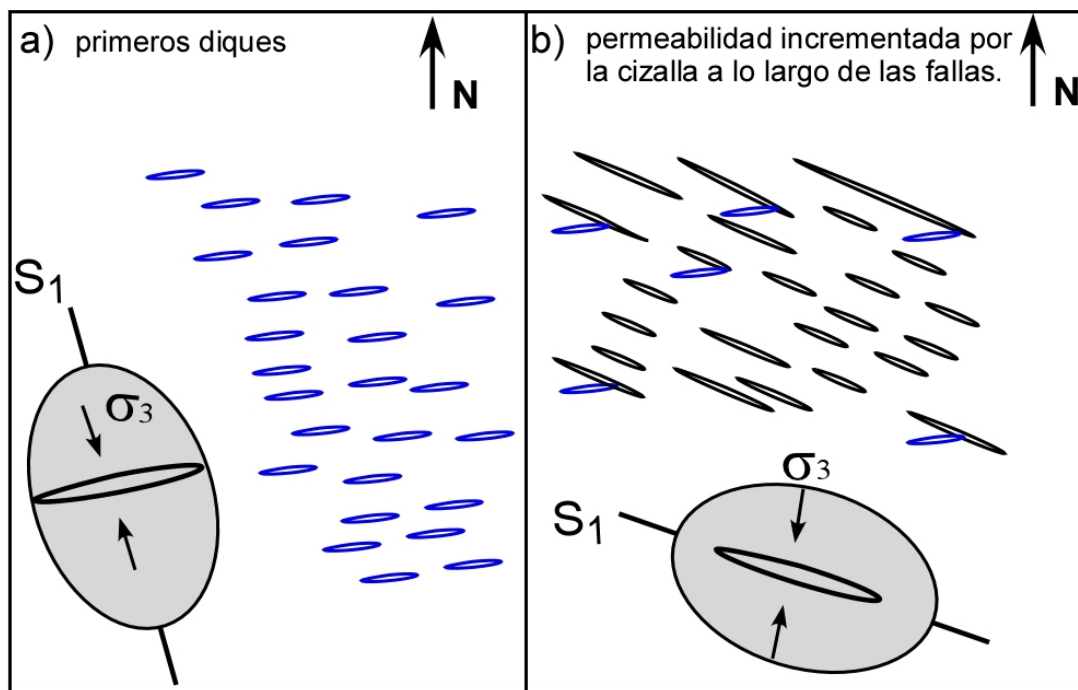


Figura 7.2: a) Modelo de deformación progresiva que permitió la formación de los primeros diques con orientaciones aproximadas E-W. b) Los pulsos de magma se dieron lugar en un periodo amplio de 7 Ma, de manera que los últimos pulsos fueron sometidos a un estado más avanzado de la deformación regional donde la dirección de máxima deformación permitió el emplazamiento de diques NW-SE.

La presencia de los primeros diques bajo el régimen de deformación transcurrente al sur de México promovió la formación de nuevos diques que pueden no ser paralelos a los formados inicialmente. Los pulsos de magma se dieron lugar en un periodo amplio de 7 Ma, de manera que los últimos pulsos fueron sometidos a un estado más avanzado de la deformación regional. Se puede decir también que para este periodo hay una rotación antihoraria del tensor de esfuerzos. Además que la presencia de los primeros diques genera



---

una zona de daño y aumenta la permeabilidad de la corteza a lo largo de esta. Lo que resulta en un favorecimiento del emplazamiento del resto del magma con una orientación oblicua con respecto a la tendencia general, Figura 7.2. Este es un proceso observado en un sistema de fracturas y flexuras producido bajo un régimen transtensivo (Zoback, 2010). Otra alternativa para explicar la distribución de los diques de Nanchititla, es que la reología de los magmas contribuyó a una dinámica de flujo compleja y los diques al acercarse a la superficie se segmentaron. De los experimentos presentados en esta tesis, se observa una aparente relación entre el comportamiento no-Newtoniano con la formación de segmentos a partir del dique principal. Los ángulos que guardan los segmentos con respecto al dique principal  $\beta_n$  en la Figura indica un sistema de flexura análogo sencillo. Lo que puede sugerir que no es necesario una rotación de esfuerzos si no que la misma dinámica de flujo (de un magma de tipo *shear thinning*) es suficiente para inducir un mecanismo de emplazamiento con diques principales y sus segmentos a modo de flexuras. En el caso de los enjambres de diques de Nanchititla se puede sugerir que su disposición actual es el resultado de un efecto combinado entre las reologías complejas no-Newtonianas para la gran mayoría de los diques y el efecto de una deformación progresiva sobre los diferentes pulsos de magma repartidos en un periodo de 7 Ma.

---



## Conclusiones

1. Las morfologías del enjambre de Nanchititla son el resultado de un emplazamiento que fue influenciado por las heterogeneidades mecánicas de la roca encajonante y las diferencias de reología del magma.
  2. En un régimen viscoso de la roca encajonante la interacción entre esta y el magma genera diques de geometrías no planares.
  3. La presencia de fenocristales indican que algunos magmas pudieron haber presentado reologías no-Newtonianas, posiblemente de tipo *shear thinning*.
  4. Los experimentos revelan que existe una diferencia substancial en el tipo de emplazamiento si la reología del fluido es Newtoniano o no- Newtoniano.
  5. La segmentación y formación de superficies irregulares es una característica atribuída a fluidos no-Newtonianos en los experimentos.
  6. La distribución del enjambre de diques de Nanchititla es el resultado de un efecto combinado entre las reologías complejas no-Newtonianas y Newtonianas y el efecto de una deformación progresiva sobre los diferentes pulsos de magma repartidos en un periodo de 7 Ma.
-



---

# Bibliografía

- S.A. Alaniz-Alvarez, A.F. Nieto-Samaniego, D.J. Morán-Zenteno, y L. Alba-Aldave. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the taxco region, southern mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118:1–14, 2002. doi: doi:10.1016/S0377-0273(02)00247-0. Referencia p. [vii](#) and [8](#)
- S.A. Alaniz-Álvarez, A.F. Nieto-Samaniego, D.J. Morán-Zenteno, y L. Alba-Aldave. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the taxco region, southern méxico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (118):114, 2002. doi: 10.1016/S0377-0273(02)00247-0. Referencia p. [13](#), [31](#), [65](#), and [103](#)
- A. Altamira-Areyán. Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estado de Guerrero y Michoacán, México , 2002. Referencia p. [8](#) and [11](#)
- L. Arbaret, M. Bystricky, y R. Champallier. Microstructures and rheology of hydrous synthetic magmatic suspensions deformed in torsion at high pressure. *Journal of Geophysical Research*, 112:1–24, 2008. Referencia p. [5](#) and [35](#)
- B.K. Atkinson. Subcritical crack growth in geologic materials. *Journal of Geophysical Research*, 89: 4077–4114, 1984. Referencia p. [56](#) and [57](#)
- R.E. Aufmuth. A systematic determination of engineering criteria fro rocks. *Bulletin Association of Engineering Geology*, (11):235–245, 1973. Referencia p. [ix](#) and [28](#)
- A. Aydin y A. Basu. The schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81: 1–14, 2005. Referencia p. [15](#)
- A. Basu y A. Aydin. A method for normalization of schmidt hammer rebound values. *International Journal of Rocks Mechanics & Mining Sciences*, 41:1211–1214, 2004. Referencia p. [14](#)
- K. Batchelor y J . T. Geen. The hydrodynamic interaction of two small freelymoving spheres in a linear flow field. *Journal of Fluid Mechanics*, 56:375, 1972. Referencia p. [50](#)
- M. Benammi, E. Centeno-Garcá, E. Martínez-Hernández, M. Morales-Gámez, G. Tolson, y J. Urrutia-Fucugauchi. Presencia de dinosaurios en la barranca los bonetes en el sur de méxico, región de tiquicheo, estado de michoacán y sus implicaciones cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3):429–435, 2005. Referencia p. [11](#)
- J. W. Bender y N. J. Wagner. Reversible shear thickening in monodisperse and bidisperse colloidal suspensions. *Journal of Rheology*, 40:899–916, 1996. Referencia p. [50](#)
-

- M.G. Best y E.H. Christiansen. Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *The geological society of America*, 109(1):63–73, 1997. Referencia p. [99](#)
- F. Birch. Compressibility: elastic constants. In: *Handbook of Physical constants (edited by S. P. Clark): Geological Society of America Memoir*, 97:97–173, 1966. Referencia p. [27](#)
- J.P. Blanchard, P. Boyer, y C. Gagny. Un nouveau critre de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le pincement des minraux aux pontes. *Tectonophysics*, 53:1–25, 1979. Referencia p. [47](#) and [49](#)
- W.H. Boersma, J. Laven, y N. H. Stein. Shear thickening (dilatancy) in concentrated dispersions. *AIChE Journal*, 36:321332, 1990. Referencia p. [50](#) and [99](#)
- B. Brandsdottir y P. Einarsson. Seismic activity associated with the september 1977 deflation of krafla volcano in north-eastern iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6:197–212, 1987. Referencia p. [57](#) and [59](#)
- E. Cañon Tapia y O. Merle. Dyke nucleation and early growth from pressurized magma chambers: Insights from analogue models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158:207–220, 2006. Referencia p. [59](#) and [60](#)
- M.F. Campa, J. Ramírez, R Flores, y P.J. Coney. Terrenos tectonoestratigráficos de la sierra madre del sur, región comprendida entre los estados de guerrero, michoacán, méxico y morelos. *V Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México D.F.*, 1980. Referencia p. [8](#)
- L. Caricchi, L. Burlini, P. Ulmer, T. Gerya, M. Vassalli, y P. Papale. Non-newtonian rheology of cristal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(3-4):402–419, 2007. Referencia p. [5](#), [54](#), [63](#), [66](#), [67](#), [99](#), and [100](#)
- K. Cashman. Crystallization of Mount St. Helens. *Bulletin of Volcanology*, 50:194–209, 1988. Referencia p. [35](#)
- K. Cashman, M. Mangan, y S. Newman. Surface modifications of vesicle size distributions in kilauea basalt: implications for interpretation of vesicle distribution in lava flows. *Eos*, 73:629, 1992. Referencia p. [38](#)
- K. Cashman, M. Mangan, y S. Newman. Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in kilauea basalt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61:4568, 1994. Referencia p. [38](#)
- M. Cerca, L. Ferrari, G. Corti, M. Bonini, y P. Manetti. Analogue model of inversion tectonics explaining the structural diversity of late cretaceous shortening in southwestern méxico. *Lithosphere*, 2(3):172–187, 2010. doi: 10.1130/L48.1. Referencia p. [8](#)
- R. Champellier, M. Bystricky, y L. Arbaret. Experimental investigation of magma rheology at 300 mpa: From pure hydrous melt to 76 vol% of crystals. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(10):571–583, 2008. Referencia p. [5](#), [35](#), [54](#), [63](#), [66](#), and [67](#)
- L.C. Correa-Gomes, C.R. Souza Filho, C.J.F.N. Martins, y E.P. Oliveira. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology*, (23):1415–1428, 2001. Referencia p. [5](#), [29](#), [35](#), and [36](#)
-

- M.M. Cross. Rheology of non-Newtonian fluids: A new flow equation for pseudo-plastic systems. *Journal of Colloidal Sciences*, 20:417–437, 1965. Referencia p. [123](#) and [124](#)
- P.T. Delaney y D.D. Pollard. Deformation of host rocks and flow magma during growth of minette dikes and breccias-bearing intrusions near ship rock, new mexico. *Bulletin of the U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 1202, 1981. Referencia p. [33](#)
- A. Delesse. Comptes Rendus Hebdomadaires des Sciences de L'Académie de Sciences. (25):544–545, 1847. Referencia p. [36](#) and [41](#)
- L.A. Delgado-Argote, M. López-Martínez, D. York, y C.M. Hall. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Science*, 29:1590–1604, 1992. Referencia p. [13](#)
- B.A. Díaz-Bravo y D.J. Morán-Zenteno. The exhumed eocen sultepec-goleta volcanic center of southern México: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes. *Bulletin of Volcanology*, 2011. doi: DOI10.1007/s00445-011-0460-5. Referencia p. [VII](#), [8](#), [11](#), [31](#), [65](#), and [103](#)
- M. Elías-Herrera, J.L. Sánchez-Zavala, y C. Macías-Romo. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern México: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Science*, 13:355–375, 2000. Referencia p. [13](#)
- R.E. Ernst, K.L. Buchan, y H.C. Palmer. *Giant dyke swarms: characteristics, distribution and geotectonic applications.*, volume 119. In: Baer, G., Heimann, A. (Eds.), *Physics and Chemistry of Dykes*, 1995. Referencia p. [3](#)
- A. Fernandez y D. Laporte. Significance of low symmetry fabrics in magmatic rocks. *Journal of Structural Geology*, 13:337–347, 1991. Referencia p. [36](#) and [49](#)
- J.D. Ferry. *Viscoelastic Properties of Polymers*. 3rd ed. Wiley Blackwell, 1980. Referencia p. [72](#)
- N.G. Gay. Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluid i. theory. *Tectonophysics*, 5:211–234, 1968. Referencia p. [36](#)
- E.D. Giuseppe, F. Funiciello, F. Corbi, G. Ranalli, y G. Mojoli. Gelatins as rock analogs: A systematic study of their rheological and physical properties. *Tectonophysics*, pages 1–13, 2009. Referencia p. [XII](#), [XII](#), [61](#), [68](#), [71](#), [72](#), [73](#), [74](#), and [78](#)
- N. González-Cervantes. Evolución del centro silíceo de Nanchititla. Estados de México y Michoacán, 2007. Referencia p. [VII](#), [VII](#), [VII](#), [7](#), [8](#), [9](#), [11](#), [12](#), [13](#), [103](#), and [104](#)
- A.A. Griffith. The phenomena of rupture and flow in solids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 221:163–98, 1921. Referencia p. [56](#) and [78](#)
- M.R. Gross. The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey formation, Santa Barbara coastline, California. *Journal of Structural Geology*, (15):737–751, 1993. Referencia p. [33](#)
- A. Gudmundsson. The geometry and growth of dykes. In: Baer G, Heimann A (eds) *Physics and chemistry of dykes: Balkema, Rotterdam*, pages 23–34, 1995a. Referencia p. [15](#)
-

- A. Gudmundsson. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64:1–22, 1995b. Referencia p. [15](#)
- A. Gudmundsson. Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116:279–298, 2002. Referencia p. [34](#)
- A. Gudmundsson y L. B. Sonja. Local stresses, dyke arrest and surface deformation in volcanic edifices and rift zones. *Annals of Geophysics*, 47(4):1433–1454, 2004. Referencia p. [29](#), [31](#), and [103](#)
- M. Guerrero-Suastegui. Depositional History and Sedimentary Petrology of the Huetamo Sequence, Southwestern México , 1997. Referencia p. [8](#)
- E. Hallot, P. Davy, J. DÁrs, B. Auvray, H. Martin, y Van Damme. Non-newtonian effects during injection in partially crystallised magmas. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 71:31–44, 1996. Referencia p. [102](#)
- M. D. Higgins. Numerical modeling of crystal shapes in thin sections: Estimation of crystal habit and true size. *Am. Mineral*, 79:113–119, 1994. Referencia p. [38](#)
- M. D. Higgins. Measurements of crystal size distributions. *American Mineralogist*, (85):1105–1116, 2000. Referencia p. [47](#)
- R.L. Hoffman. Explanation for the cause of shear thickening in concentrated colloidal suspensions. *Journal of Rheology*, 42(1):111–123, 1998. Referencia p. [99](#) and [100](#)
- M. K. Hubbert. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, 48,:1459–1520, 1937. Referencia p. [60](#)
- J.W. Hutchinson. Plastic stress and strain fields at crack tip. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, (16):337–347, 1968. Referencia p. [29](#)
- B. Ildefonse, P. Launeau, J. L. Bouchez, y A. Fernandez. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology*, 14:73–83, 1992. Referencia p. [36](#) and [50](#)
- C.E. Inglis. Stresses in a plate due to the presence of cracks and sharp corners. *Royal Institute of naval Architects Transactions*, 55:219–30, 1913. Referencia p. [56](#) and [78](#)
- G.R. Irwin. *Fracture in Handbuch der Physics VI*. Number 551-590. S. Flugge, Springer, New York, 1958. Referencia p. [56](#)
- H. Ishibashi. Non-newtonian behavior of plagioclase-bearing basaltic magma: Subliquidus viscosity measurement of the 1707 basalt of fuji volcano, japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181:7888, 2009. Referencia p. [100](#)
- H. Ishibashi y H. Sato. Viscosity measurements of subliquidus magmas: alkali olivine basalt from the higashi-matsuura district, southwest japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160: 223–238, 2007. Referencia p. [5](#), [99](#), and [100](#)
- J. C. Jaeger y N. G. W. Cook. Fault-slip analysis in the basal units of the mexican volcanic belt on the eastern flank of the tzitzio anticline, michoacan, méxico. *Fundamentals of Rock Mechanics London, Chapman and Hal*, 1:237–246, 1979. Referencia p. [14](#)
-



- G.N. Keating, G.A. Valentine, D.J. Krier, y F.V. Perry. Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 70(5):563582, 2008. Referencia p. [29](#)
- F.W. Klein, R.Y. Koyanagi, J.S. Nakata, y W.R. Tanigawa. The seismicity of kilauea's magma system. *U.S. Geological Survey Prof. Pap.*, 1350:1019–1185, 1987. Referencia p. [57](#) and [58](#)
- M.D. Knight y G.P. L. Walker. Magma flow directions in dikes of the koolau complex, oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research*, 93:4301–4319, 1988. Referencia p. [5](#)
- A.M. Lejeune y Y. Bottinga. Rheology of bubble-bearing magmas. *Earth Planetary Science Letters*, 166:71–84, 1998. Referencia p. [123](#)
- A.M. Lejeune y P. Richet. Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research*, 100:4215–4229, 1995. Referencia p. [54](#) and [100](#)
- J. R. Lister. Buoyancy driven fluid fracture: The effects of material toughness and of low viscosity precursors. *Journal of fluid Mechanics*, 210:263–280, 1990. Referencia p. [56](#)
- J.R. Lister y R.C. Kerr. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research*, 96:10049–10077, 1991. Referencia p. [5](#), [25](#), and [56](#)
- E.W. Llewellyn y A. Manga. Bubble suspension rheology and implications for conduit flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1-3):205–217, 2005. Referencia p. [123](#)
- S. Maloof. Shape of ascending dikes, and ascent modes of magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81:207–214, 1988. Referencia p. [5](#)
- B. D. Marsh. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39(4):553599, 1998. Referencia p. [38](#)
- M. Martini, L. Ferrari, M. Lopez-Martínez, M. Cerca, V. Valencia, y L. Serrano-Duran. Cretaceous-eocene magmatism and laramide deformation in south-western México: no role for terrane accretion. In Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir*, (204):151–182, 2009. doi: 10.1130/2009.1204(07). Referencia p. [vii](#), [vii](#), [8](#), [9](#), [11](#), [12](#), [13](#), and [104](#)
- Martiny, B. and Martínez-Serrano, R. and Morán-Zenteno, D.J. and Macías-Romo, C. and Ayuso, R. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern México. *Tectonophysics*, 318:71–98, 2000. Referencia p. [13](#)
- L. Mathieu, B. Van Wyk de Vries, P. E. Holban, y V.R. Troll. Dykes, cups, saucers and sills: Analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 271:1–13, 2008. Referencia p. [5](#), [59](#), and [67](#)
- A.R. McBirney y T. Murase. Rheological properties of magmas. *Annual Review of Earth Planet and Science Letters*, 12:337357, 1984. Referencia p. [51](#)
- P. McLeod y Tait S. The growth of dykes from magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92:231–245, 1999. Referencia p. [5](#), [59](#), and [101](#)
-

- J.R. Melrose y R.C. Ball. Contact networks in continuously shear thickening colloids. *Journal of Rheology*, 48(5):961–978, 2004. Referencia p. [99](#) and [100](#)
- T. Menand y S.R. Tait. A phenomenological model for precursor volcanic eruptions. *Letters of Nature*, 411:678–680, 2001. Referencia p. [5](#), [67](#), and [100](#)
- Mennella, L. and Garduño, V. H. and Bonassi, O. Fault-slip analysis in the basal units of the mexican volcanic belt on the eastern flank of the tzitzio anticline, michoacan, méxico. *Geological Society of America Special Paper*, 334:237–246, 2000. doi: 10.1130/0-8137-2334-5.237. Referencia p. [13](#)
- J.E. Montiel-Escobar, J. Librado-Flores, J. Salazar-Reyes, J. Bustamante-García, y E. Sánchez-Garrido. Carta geológico-minera morelia e141: Pachuca, hidalgo, méxico, escala 1:250,000. Technical report, Consejo de Recursos Minerales, México, 1998. Referencia p. [VII](#), [VII](#), [9](#), and [12](#)
- J.E. Montiel-Escobar, M.A. Segura de la Teja, G. Estrada-Rodarte, D.E. Cruz-López, y E. Rosales-Franco. Carta geológica minera ciudad altamirano e14-4: Pachuca, hidalgo, méxico, escala 1:25, 000. Technical report, Consejo de Recursos Minerales, México, 2000. Referencia p. [VII](#), [VII](#), [9](#), [12](#), and [13](#)
- M. Morales Gámez. Geologa estructural del sistema de fallas transcurrentes postcretácico de la región de Tiquicheo, Michoacán, sur de México , 2005. Referencia p. [13](#)
- D. J. Morán-Zenteno, G. Tolson, B. Martiny, P. Schaaf, G. Silva-Romo, C. Macas-Romo, L. Alva-Aldave, M. S. Hernández-Bernal, y G. N. Sols-Pichardo. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12:513–535, 1999. Referencia p. [7](#) and [103](#)
- D. J. Morán-Zenteno, L. A. Alba-Aldave, J. Solé, y A. Iriondo. A major resurgent caldera in southern Mexico: The source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2):97–119, 2004. Referencia p. [VII](#), [7](#), [8](#), [13](#), [31](#), [65](#), and [103](#)
- D.J. Morán-Zenteno, M. Cerca, y J.D. Keppie. The cenozoic tectonic and magmatic evolution of south-western mexico: Advances and problems of interpretation. In: *Alaniz-Alvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F., eds., Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 422:7191, 2007. doi: 10.1130/2007.2422(03). Referencia p. [VII](#), [7](#), [8](#), [31](#), [65](#), and [103](#)
- K. Nakamura. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (2):1–16, 1977. Referencia p. [29](#), [31](#), and [103](#)
- A. Nicolas y M. Jackson. High temperature dikes in peridotites: Origin by hydraulic fracturing. *Journal of Petrology*, 23:568–582, 1982a. Referencia p. [3](#)
- A. Nicolas y M. Jackson. High temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing. *Journal of petrology*, 23:568–582, 1982b. Referencia p. [58](#)
- F. Paquet, O. Dauteuill, E. Hallot, y F. Moreau. Tectonics and magma dynamics coupling in a dyke swarm of iceland. *Journal of Structural Geology*, 29(9):1477–1493, 2007. Referencia p. [32](#)
- T. Parsons y G.A. Thompson. The role of magma overpressure in suppressing earthquakes and topography: World wide examples. *Science*, 253:1399–1402, 1991. Referencia p. [5](#)
-

- T. Parsons, H. Sleep, y Thompson A. Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions: implications for underplating of extending crust. *Tectonics*, 11(6):1348–1356, 1992. Referencia p. [5](#)
- N. Petford. Dykes and diapirs? *Transactions of the Royal Society Edinburgh, Earth Sciences*, 87:105–114, 1996. Referencia p. [3](#)
- H. Pinkerton y G. Norton. Rheological properties of basaltic lavas at sub-liquidus temperatures: laboratory and field measurements on lavas from mount etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68:307323, 1995. Referencia p. [99](#) and [100](#)
- H. Pinkerton y R.S.J. Sparks. Field measurements of the rheology of lava. *Nature*, (276):383–385, 1978. Referencia p. [5](#), [54](#), [63](#), [66](#), [67](#), and [100](#)
- H. Pinkerton y R.J. Stevenson. Methods of determining the rheological properties of lavas from their physicochemical properties. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53:47–66, 1992. Referencia p. [99](#) and [100](#)
- D.D. Pollard. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. In: *Halls H.C., Fahrig W.F. (eds) Mafic dyke swarms: Geological Association of Canada Special Paper*, (34): 5–24, 1987. Referencia p. [31](#)
- D.D. Pollard y R.C. Fletcher. Fundamentals of structural geology. *Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press*, 2005. Referencia p. [27](#) and [101](#)
- D.D. Pollard y O.H. Muller. The effect of gradients in regional stress and magma pressure on the form of sheet intrusions in cross section. *Journal of Geophysical Research*, 81(B5), 1976. Referencia p. [14](#) and [27](#)
- D.D. Pollard, P. Segall, y P.T. Delaney. Formation and interpretation of dilatant en echelon cracks. *Geological Society of America Bulletin*, 93:1291–1303, 1982. Referencia p. [19](#)
- A. Proussevitch, D. Sahagian, y V. Kutolin. Stability of foams in silicate melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59:161178, 1993. Referencia p. [38](#)
- A.A. Proussevitch, D. Sahagian, y E. P. Tsentalovich. Statistical analysis of bubble and crystal size distributions: Formulations and procedures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164: 95111, 2007. Referencia p. [38](#)
- D. Quemada. Rheological modelling of complex fluids. the concept of effective volume fraction revisited. *The european Physical Journal Applied Physics*, 1:119–127, 1998. Referencia p. [123](#)
- H. Ramberg. Gravity, deformation, and the earths crust in theory, experiments and geological applications. *Academic Press, Londres*, page 214, 1981. Referencia p. [62](#)
- R. Ray, C. Sheth, y J. Mallik. Structure and emplacement of the NandurbarDhule mafic dyke swarm, Deccan Traps, and the tectonomagmatic evolution of flood basalts. *Bulletin of volcanology*, 69:537551, 2007. Referencia p. [103](#)
- A.M. Rubin. A comparison of rift-zone tectonics in iceland and hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 52: 302–319, 1990. Referencia p. [3](#) and [5](#)
-

- A.M. Rubin. Dikes vs. diapirs in viscoelastic rock. *Earth and Planetary Science Letters*, 119:641–659, 1993. Referencia p. [3](#), [5](#), and [60](#)
- A.M. Rubin. Propagation of magma filled cracks. *Annual Review of the Earth Planetary and Science Letters*, 23:287–336, 1995. Referencia p. [5](#)
- A.M. Rubin y D.D. Pollard. Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1350:1449–1470, 1987. Referencia p. [56](#)
- A.C. Rust y M. Manga. Effects of bubble deformation on the viscosity of dilute suspensions. *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, 104:53–63, 2002. Referencia p. [123](#)
- M.P. Ryan. Neutral buoyancy and the structure of mid-ocean ridge magma reservoirs. *Journal of Geophysical Research*, 98:22321–22338, 1993. Referencia p. [3](#)
- M.P. Ryan y J.Y.K. Blevins. The viscosity of synthetic and natural silicate melts and glasses at high temperatures and 1 bar ( $10^5$  Pascals) and at higher pressures. *U.S. Geological Survey Bulletin*, page 653, 1987. Referencia p. [51](#)
- F.J. Ryerson, H.C. Weed, y A.J. Piwinski. Rheology of subliquidus magmas 1. picritic compositions. *Journal of Geophysical Research*, 93:34213436, 1988. Referencia p. [xi](#), [5](#), [51](#), [52](#), [54](#), [67](#), and [100](#)
- D. L. Sahagian y A. A. Proussevitch. 3d particle size distributions from 2d observations: stereology for natural applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84:173196, 1998. Referencia p. [38](#)
- H. Sato. Viscosity measurements of subliquidus magmas: 1707 basalt of fuji volcano. *Journal of Mineral Petrology Science*, 100:133–142, 2005. Referencia p. [5](#) and [100](#)
- L.M. Serrano-Durán. Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero, 2005. Referencia p. [vii](#), [vii](#), [7](#), [8](#), [9](#), [11](#), [12](#), [13](#), [17](#), [25](#), [103](#), and [104](#)
- H.R. Shaw. Viscosity of basalt in the melting range. *Journal of Petrology*, 10:510–535, 1969. Referencia p. [xi](#), [5](#), [51](#), [52](#), [54](#), and [67](#)
- D. Shelley. Determining paleo-flow directions from groundmass fabrics in the lyttelton radial dykes, new zeland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2):69–79, 1985. Referencia p. [35](#), [47](#), and [49](#)
- A.W. Sisko. The flow of lubricating greases. *Ind. Eng. Chem.*, 50:1789–1792, 1965. Referencia p. [124](#)
- N.H. Sleep. Tapping of melt by veins and dykes. *Journal of Geophysical Research*, 93:10255–10272, 1988a. Referencia p. [3](#)
- N.H. Sleep. Tapping of melt by veins and dykes. *Journal of Geophysical Research*, 93:10255–10272, 1988b. Referencia p. [29](#)
- J.V. Smith. Shear thickening dilatancy in crystal-rich flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79:1–8, 1997. Referencia p. [100](#)
- J.V. Smith. Textural evidence for dilatant (shear thickening) rheology of magma at high crystal concentrations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99:1–7, 2000. Referencia p. [100](#)
-

- R.P. Smith. Dyke emplacement at spanish peaks. In: *Colorado. P, 47-54 in Halls, H.C. and Fahrig, W.F. (eds) Mafic dyke swarms: Geological Association of Canada Special Paper*, 34:503, 1987. Referencia p. [19](#)
- E. Sommer. Formation of fracture lances in glass. *Engineering Fracture Mechanics*, (1):539546, 1969. doi: 10.1016/0013-7944(69)90010-1. Referencia p. [33](#)
- E. Soto. Flow of single air bubble in complex fluids, 2008. Referencia p. [xii](#), [xii](#), [69](#), [70](#), and [71](#)
- F.J. Spera, A. Borgia, y J. Strimple. Rheology of melts and magmatic suspensions 1. design and calibration of concentric cylinder viscometer with application to rhyolite magma. *Journal of Geophysical Research*, 93(10):1027310294, 1988. Referencia p. [60](#)
- B. Taisne y C. Jaupart. Dike propagation through layered rocks. *Journal of Geophysical Research*, 114 (B09203), 2001. doi: 10.1029/2008JB006228. Referencia p. [5](#) and [67](#)
- A. Takada. Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks. *Bulletin of Volcanology*, 52:118–126, 1989. Referencia p. [60](#) and [100](#)
- A. Takada. Experimental study on propagation of liquid-filled crack in gelatin: shape and velocity in hydrostatic stress condition. *Journal of Geophysical Research*, 95:8471–8481, 1990. Referencia p. [5](#), [59](#), and [67](#)
- H. Van Damme y E. Lemaire. *Viscous fingering and viscoelastic fracture in clays*, In: *H.J. Herman and S. Roux editors*), *Statistical Models for the Fracture of Random Media*. 1990. Referencia p. [102](#)
- G. Ventura, R. deRosa, E. Colletta, y R. Mazzuoli. Deformation patterns in a high viscosity lava flow inferred from the crystals preferred orientation and imbrication structures: An example from salina (aeolian islands, southern tyrrhenian sea, italy). *Bulletin of Volcanology*, 57:555–62, 1996. Referencia p. [47](#) and [49](#)
- S. Vergnolle. Bubble size distribution in magma chambers and dynamics of basaltic eruptions. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 140:269279, 1996. Referencia p. [38](#)
- N. Wagner y J. Brady. Shear thickening in colloidal dispersions. *Physics today*, 62(10):27–32, 2004. Referencia p. [99](#) and [100](#)
- R.T. Walter y V.R. Troll. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127:107–120, 2003. Referencia p. [60](#) and [67](#)
- K. Walters y H.A. Barnes. Anomalous extensional-flow effects in the use of commercial viscometersin: Rheology. *G. Astarita et al., Plenum Press*, 1:45–62. Referencia p. [124](#)
- S. L. Webb y D. B. Dingwell. Non-newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: experimental results for rhyolite, andesite, basalt, and nephelinite. *Journal of Geophysical Research*, 95 B10:15695–15701, 1990. Referencia p. [5](#) and [123](#)
- R. Weijermars y H. Schmeling. Scaling og newtonian and non.newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modeling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43:316–330, 1986. Referencia p. [59](#), [60](#), and [61](#)
- M.D. Zoback. *Reservoir Geomechanics*. Cambridge, University Press, 2010. Referencia p. [105](#)
-

- K. Zorlu, C. Gokceoglu, F. Ocakoglu, H. A. Nefeslioglu, y S. Acikalin. Prediction of uniaxial compressive strength of sandstones using petrography-based models. *Engineering Geology*, 96(3-4):141–158, 2008. doi: [10.1016/j.enggeo.2007.10.009](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.10.009). Referencia p. [27](#)
-

# Apéndice A

## Reología de fluidos

### A.1. Ley de Newton de la viscosidad

Por definición, la diferencia principal entre un sólido y un fluido es que el sólido resiste un esfuerzo aplicado por medio de una deformación finita, mientras que el fluido se deforma de manera continua. Issac Newton dio especial atención a los líquidos en su trabajo titulado *Principia* publicado en 1678 donde aparece la hipótesis asociada con el flujo estable de cizallamiento simple. Esta hipótesis dice: la resistencia que surge por la falta de deslizamiento de las partes de un líquido es proporcional a la velocidad con la que estas partes del líquido son separadas una de otra. Esta dificultad al deslizamiento es lo que ahora llamamos *viscosidad*, la cual puede considerarse un equivalente de fricción interna en flujos granulares y es una medida de la resistencia al flujo. Consideremos un fluido contenido en dos láminas planas y paralelas, de área  $A$ , separadas entre sí por una distancia muy pequeña  $Y$  (Figura A.1 a). Supongamos que el sistema está inicialmente en reposo, pero que al cabo del tiempo  $t = 0$ , la lámina inferior se pone en movimiento en la dirección del eje  $x$  con una velocidad constante  $V$ . A medida que transcurre el tiempo el fluido se pone en movimiento y finalmente se establece el perfil de velocidad en régimen estacionario (Figura A.1 c y d). Una vez alcanzado dicho estado estacionario de movimiento es necesario aplicar una fuerza constante  $F$  para conservar el movimiento de la lámina inferior. Esta fuerza viene dada por:

$$\frac{F}{A} = \eta \frac{V}{Y} \quad (\text{A.1})$$

Es decir, que la fuerza por unidad de área es proporcional a la disminución de la velocidad con la distancia  $Y$ . La constante de proporcionalidad  $\eta$  se denomina viscosidad del fluido y sus unidades son  $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  o en *poise* que es equivalente a 100 Pa·s.

El esfuerzo cortante que se ejerce en la dirección  $x$  sobre la superficie de un fluido (situada a una distancia constante  $Y$ , por el fluido existente en la región donde es menor) se designa por  $\sigma_{yx}$  (Pa), y el componente  $x$  del vector de velocidad del fluido, por  $v_x$  cm

$\cdot \text{s}^{-1}$ ). De acuerdo a esto la ecuación A.1 puede expresarse de la siguiente forma:

$$\sigma_{yx} = -\eta \frac{dv_x}{dy} \quad (\text{A.2})$$

Es decir que la fuerza de cizalla por unidad de área es proporcional al gradiente negativo de la velocidad local. Esta es la ley de Newton de la viscosidad y los fluidos que la cumplen se denominan fluidos Newtonianos. El gradiente de velocidad  $\frac{dv_x}{dy}$  es medido como el cambio en la velocidad a la cual las capas intermedias se mueven unas respecto a las otras. Este gradiente describe la deformación por cizalla que experimenta el fluido y es llamado tasa de deformación ó shear rate ( $\text{s}^{-1}$ ). De la ecuación A.2 se tiene que podemos expresar la viscosidad como:

$$\eta = \frac{\sigma_{yx}}{\frac{dv_x}{dy}} \quad (\text{A.3})$$

La glicerina y el agua son líquidos comunes que obedecen la ley de Newton de la viscosidad; para la glicerina la viscosidad en el SI es del orden de 1 Pa·s, mientras que la viscosidad para el agua es de alrededor de 1 mPa·s, es decir mil veces menos viscosa que la glicerina. Para fluidos Newtonianos  $\eta$  es algunas veces llamada como el coeficiente de la viscosidad, lo cual es útil en un contexto reológico puesto que para la mayoría de los líquidos  $\eta$  no es un coeficiente sino una función de la tasa de deformación  $\frac{dv_x}{dy}$ . Es necesario entonces definir la función  $\eta(\frac{dv_x}{dy})$  como la viscosidad dinámica o simplemente viscosidad, aunque en la literatura se hace referencia a menudo como la viscosidad aparente si esta es independiente de la tasa de deformación, es decir cuando es una constante. El SI actual para la viscosidad es el Pascal segundo que se abrevia como Pa·s, sin embargo en fluidos no viscosos es más ampliamente usada la unidad de viscosidad en el sistema cgs es decir el *poise* que es más pequeño que el Pa·s por un factor de 10. Así por ejemplo la viscosidad del agua a 20.2°C es 1 mPa·s ó un cP (*centipoise*).

## A.2. Fluidos no-Newtonianos y curvas de flujo

En la mayoría de los fluidos la viscosidad puede cambiar con el esfuerzo aplicado, este cambio puede ocurrir instantáneamente o en un periodo muy largo y puede ser que la viscosidad disminuya o aumente. Cualquier desviación de las características mencionadas anteriormente para fluidos Newtonianos se trata de un fluido no-Newtoniano. De acuerdo con la ley de viscosidad de Newton (ecuación A.2) al representar gráficamente  $\sigma_{yx}$  (en este trabajo por simplicidad evitamos el uso de los subíndices, por lo que  $\sigma = \sigma_{yx}$ ) frente a  $\frac{dv_x}{dy}$  para un fluido determinado, debe obtenerse una línea recta que pasa por el origen de coordenadas, y cuya pendiente es la viscosidad del fluido a una cierta temperatura y presión (Figura A.2 a). Esta gráfica es conocida como curva de flujo para fluidos



Newtonianos. El comportamiento reológico en estado estacionario de la mayor parte de los fluidos puede establecerse mediante la forma generalizada de la ecuación A.2.

Tan pronto como los viscosímetros (aparatos para medir la viscosidad A.3) estuvieron disponibles para estudiar la influencia de la tasa de deformación en la viscosidad de los fluidos, se han encontrado otro tipo de comportamientos que parten del lineal Newtoniano. Este tipo de curvas describen un comportamiento en el cual no es necesario superar ningún valor de esfuerzo para hacer fluir al material, es decir en cuanto el material es sometido a un esfuerzo este empieza deformarse. Este valor de esfuerzo que algunos materiales necesitan superar para iniciar un flujo es llamado el valor de esfuerzo de cedencia (*yield stress*) y los materiales que lo presentan son llamados de tipo Bingham o plásticos (línea gris claro a la derecha de la Figura A.2 a). Este tiene efectos característicos en la viscosidad, la cual es infinita a una tasa de deformación cero. En la vasta mayoría de los fluidos estudiados se encontró que la viscosidad disminuye cuando la tasa de deformación aumenta lo que es llamado un fluido de tipo adelgazante, pseudoplástico ó *shear thinning*. Para materiales adelgazantes la forma general de la curva de su viscosidad en función de la tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) se muestra a la izquierda en la Figura A.2 b) y su curva de flujo a la derecha de este mismo inciso. Por otro lado, también se han encontrado casos en los que la viscosidad aumenta con la tasa de deformación. Estos fluidos son nombrados de tipo engrosante ó dilatante (*shear thickening*). Su comportamiento puede ser debido a un re-arreglo de la estructura del fluido de manera que su resistencia al flujo incrementa con la tasa de deformación. La forma general de su curva de flujo es mostrada en la Figura A.2 c).

### A.3. Medición de viscosidad y determinación de curvas de flujo

La reología de un fluido se determina con dispositivos que deforman una muestra y permiten la determinación del esfuerzo para llevar a cabo esta deformación. Estos aparatos son llamados viscosímetros o reómetros. Las pruebas que se realizaron en esta tesis fueron hechas con un viscosímetro de rotación Brookfield digital de registro continuo y de bajas tasas de deformación (menor a  $100 \text{ s}^{-1}$ ). Este mide el torque requerido para hacer rotar un elemento (aguja) inmerso en un fluido (Figura A.3). El movimiento de la aguja se da por un motor a través de un resorte calibrado cuya deflexión está directamente relacionada con la resistencia del fluido al movimiento, es decir la viscosidad del fluido. El resorte del viscosímetro en un extremo está asociado a un pivote y en el otro está directamente conectado a un marcador. La posición angular relativa del pivote es detectada por un traductor de desplazamiento y leída en una pantalla digital. Para una tasa de deformación dada, la resistencia viscosa del fluido (indicado por el grado al cual el resorte cede) es

---

proporcional a la velocidad de rotación de la aguja que a su vez está relacionado al tamaño de la aguja y su geometría. La resistencia incrementará conforme el tamaño de la aguja y la velocidad rotacional incrementen. La geometría seleccionada para las pruebas de materiales, fue la de un cilindro concéntrico que genera una capa de fluido entre el cilindro (aguja) y el contenedor (Figura A.3).

Si el espacio entre los dos cilindros concéntricos es suficientemente pequeño y los cilindros están en relativa rotación, el líquido entre estos dos cilindros experimenta una tasa de deformación casi constante. Específicamente si el radio del cilindro exterior e interior son  $r_0$  y  $r_1$  respectivamente, y la velocidad angular del cilindro interior es  $\Omega_1$  (mientras que el otro cilindro es estacionario) la tasa de deformación está dada por:

$$\dot{\gamma} = \frac{r_0 \Omega_1}{r_0 - r_1} \quad (\text{A.4})$$

Para el espacio entre estos dos cilindros la ecuación es válida cuando el cociente de  $r_0$  y  $r_1$  es más grande que 0.97. Si el momento puro de los cilindros es  $C$ , el esfuerzo de cizalla en el líquido está dado por:

$$\sigma = \frac{C}{2\pi r_0^2 L} \quad (\text{A.5})$$

De la ecuación A.5 y A.4 se ve que la viscosidad está dada por:

$$\eta = \frac{C(r_0 - r_1)}{2\pi r_0^3 \Omega_1 L} \quad (\text{A.6})$$

donde  $L$  es la longitud de la columna de líquido cizallado. La exactitud de una lectura particular depende del porcentaje de torque leído. En general, la exactitud de la medida aumenta cuando nos aproximamos al 100. El arrastre incrementará conforme el tamaño y la velocidad de la aguja incrementen. Las medidas hechas usando la misma geometría de la aguja a diferentes velocidades son usadas para detectar y evaluar propiedades reológicas del fluido. Las curvas de flujo presentadas en este trabajo de investigación se llevaron a cabo con la aguja número cero, que es una aguja con forma cilíndrica, lo cual reduce la medición de la viscosidad al caso de dos cilindros concéntricos.

## A.4. Mediciones en fluidos Newtonianos

Se determinó la curva de flujo para el el jarabe de maíz y acetato de polivinilo. Se calcularon la tasa de deformación, esfuerzo de cizalla y viscosidad en un rango de velocidades de 0.01-2.5 rpm, 0.01 -1.4 rpm, respectivamente. En la Figura A.4 a) se presentan los datos graficados de tasa de deformación en  $\text{s}^{-1}$  y esfuerzo en Pa. En b) se muestra una gráfica de la viscosidad calculada contra la tasa de deformación.

En general la curva de flujo para ambos materiales es una recta que se define mejor a partir de la tasas de deformación de  $0.4 \text{ s}^{-1}$  para el caso de jarabe de maíz y desde 0.1

$\text{s}^{-1}$  para el acetato de polivinilo. La viscosidad inicial es grande con respecto a los valores logrados a partir del rango mencionado. A partir del cual la viscosidad es constante lo que define su comportamiento Newtoniano. El aumento de la viscosidad en las medidas iniciales puede ser debido a que al fluido le cuesta moverse desde su estado de reposo y se resiste al flujo. Comparando las dos curvas de flujo, se observa que el acetato de polivinilo tiene una reología más estable que el jarabe de maíz. Una vez que se aumenta la velocidad, el jarabe de maíz cede al esfuerzo y fluye con mayor facilidad hasta estabilizarse en un valor casi constante de la viscosidad que ya no depende de la tasa de deformación aplicada.

## A.5. Mediciones en fluidos no Newtonianos: *Shear thinning*

Se hicieron también pruebas con jabón líquido y pintura vinílica. En la Figura A.5 a) se muestran los datos de esfuerzo y deformación de ambos fluidos. En cada caso se ajusta una función de potencias cuyos valores de  $n$  son mostrados al lado de cada curva. En b) de la misma figura se muestra la gráfica de viscosidad contra tasa de deformación.

En esta gráfica se observa que la viscosidad pasa por dos etapas importantes. En la primera etapa la viscosidad aumenta (abajo de  $\dot{\gamma}$  de  $0.3 \text{ s}^{-1}$ ) y en una segunda etapa los valores disminuyen abruptamente. El aumento inicial de la viscosidad en la curva de la pintura vinílica se puede relacionar con la resistencia inicial al flujo de las estructuras coloidales formadas durante el reposo. Una vez que la muestra de pintura vinílica es sometida al cizallamiento las estructuras se deshacen y se orientan con el flujo, resultando en una disminución de la viscosidad. Como este comportamiento también es observado para el Jabón líquido, se considera que el contenido de burbujas puede crear el mismo efecto de resistencia al flujo inicial. La resistencia disminuye conforme las burbujas se orientan. Este es un comportamiento muy conocido en magmas (Webb y Dingwell (1990); Llewellyn y Manga (2005); Lejeune y Bottinga (1998)) y en otro tipo de materiales no geológicos (Quemada (1998); Rust y Manga (2002)) donde las partículas en suspensión y su orientación juegan un papel importante en la expresión reológica de la suspensión.

## A.6. Funciones de potencias como aproximación a las curvas de flujo

Las ecuaciones que predicen la forma general de la curva de flujo necesitan al menos cuatro parámetros, una de estas ecuaciones fue presentada por (Cross, 1965):

$$\frac{\eta - \eta_{\infty}}{\eta_0 - \mu_{\infty}} = \frac{1}{1 + (K\dot{\gamma})^m} \quad (\text{A.7})$$

Donde  $\eta_\infty$  y  $\eta_0$  se refieren a los valores asintóticos de la viscosidad a muy alta y baja tasa de deformación, respectivamente,  $K$  es una constante con la dimensión de tiempo y  $m$  es una constante adimensional. Para  $\eta \ll \eta_0$  y  $\eta \gg \eta_\infty$  el modelo de (Cross, 1965) se reduce a:

$$\eta = \frac{\eta_0}{(K\dot{\gamma})^m} \quad (\text{A.8})$$

Que con una simple redefinición de parámetros puede ser escrita como:

$$\eta = K_2\dot{\gamma}^{n-1} \quad (\text{A.9})$$

La ecuación A.9 es conocida como el modelo de potencias (*power-law*), donde  $n$  es el índice del modelo de potencias,  $K_2$  es llamada la consistencia (con las unidades de  $\text{Pa}\cdot\text{s}^n$ ). Esta ecuación es presentada algunas veces en términos del esfuerzo y tasa de deformación:

$$\sigma = K_2\dot{\gamma}^{n-1} \quad (\text{A.10})$$

Puesto que  $\eta = \frac{\sigma}{\dot{\gamma}}$  y  $K_2$  tiene ahora unidades de  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ . El modelo de potencias se ajusta a los resultados experimentales de muchos materiales, haciendo a este modelo más versátil que otros modelos existentes (Sisko (1965); Walters y Barnes). Es además usado ampliamente para describir las propiedades del comportamiento no-Newtoniano de líquidos tanto en análisis teóricos como en aplicaciones prácticas en ingeniería. Sin embargo se debe ser cuidadoso en el uso de estos modelos cuando se emplean fuera de los intervalos de datos experimentales en los cuales son determinados. En general se puede decir que el modelo de potencias describe materiales de tipo adelgazante (*shear thinning*) cuando  $n$  es mayor que la unidad; en caso contrario cuando  $n$  es menor que la unidad el modelo describe un fluido de tipo engrosante (*shear thickening*) y cuando  $n$  es igual a 1 describe el caso de un fluido Newtoniano.

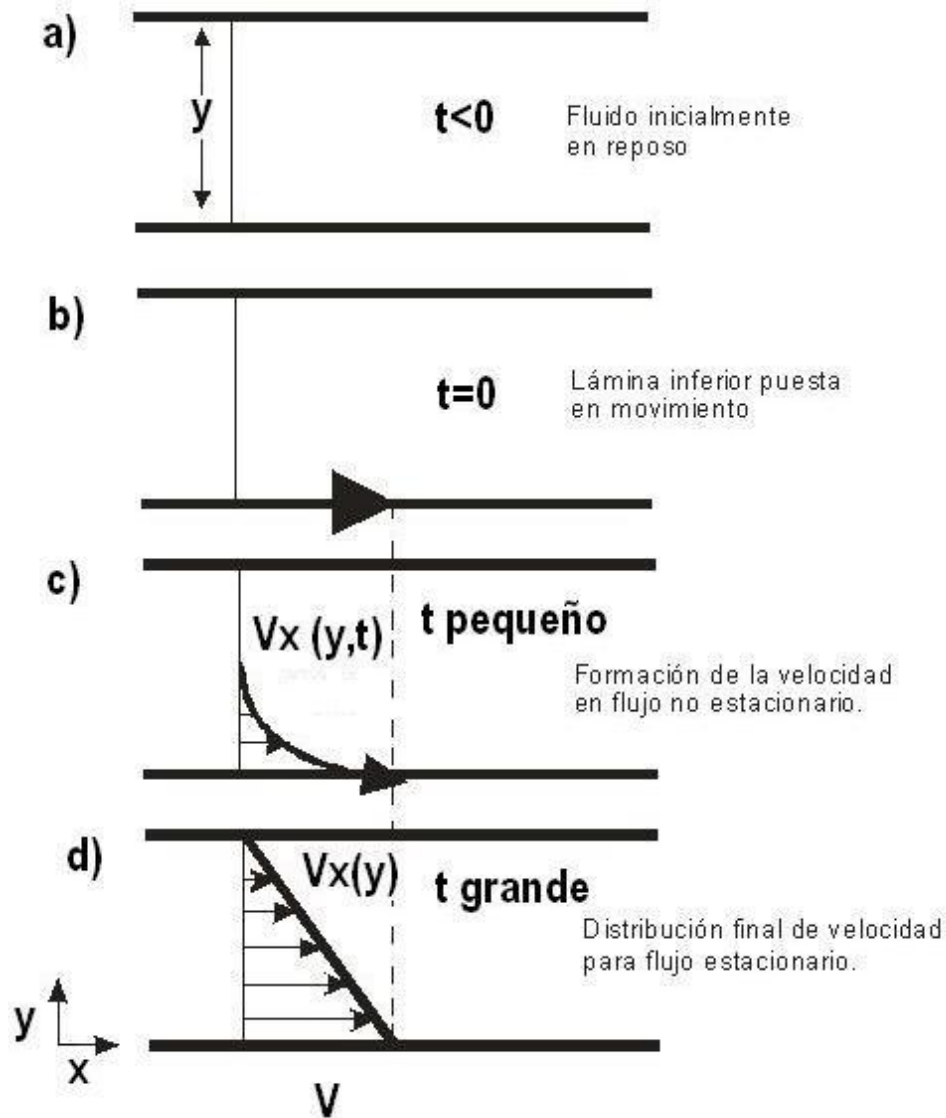


Figura A.1: Experimento de Newton, donde el fluido está contenido entre dos láminas planas y paralelas, de área  $A$ , separadas entre sí por una distancia muy pequeña  $Y$ . Al cabo del tiempo  $t = 0$ , la lámina inferior se pone en movimiento en la dirección del eje  $x$  con una velocidad constante  $V$ .

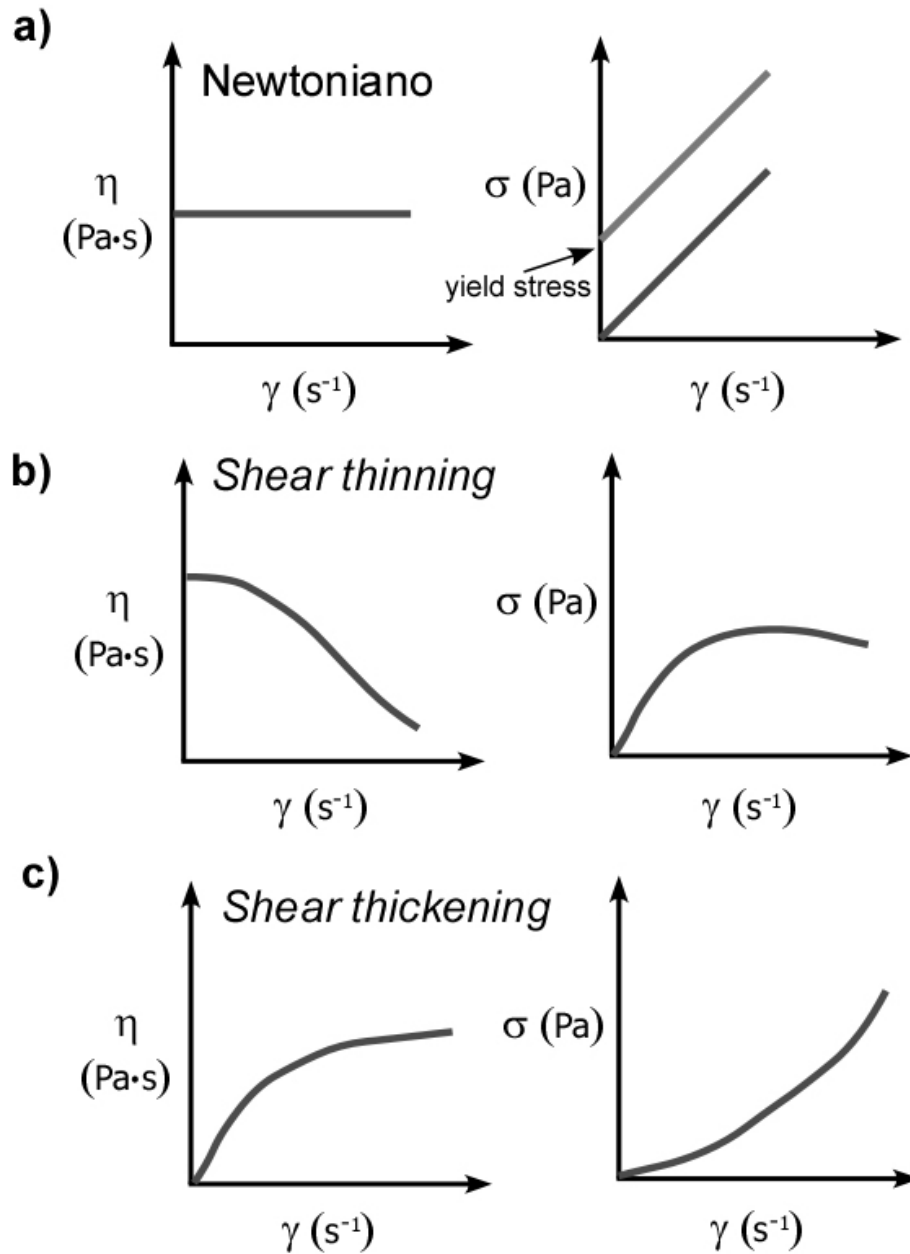


Figura A.2: Se grafica la viscosidad ( $\eta$ ) contra tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) correspondientes a la curva de flujo de la izquierda. Las curvas de flujo son típicas para tres tipos de fluidos: a) Newtonianos, b) de tipo *shear thinning* y c) de tipo *shear thickening*.

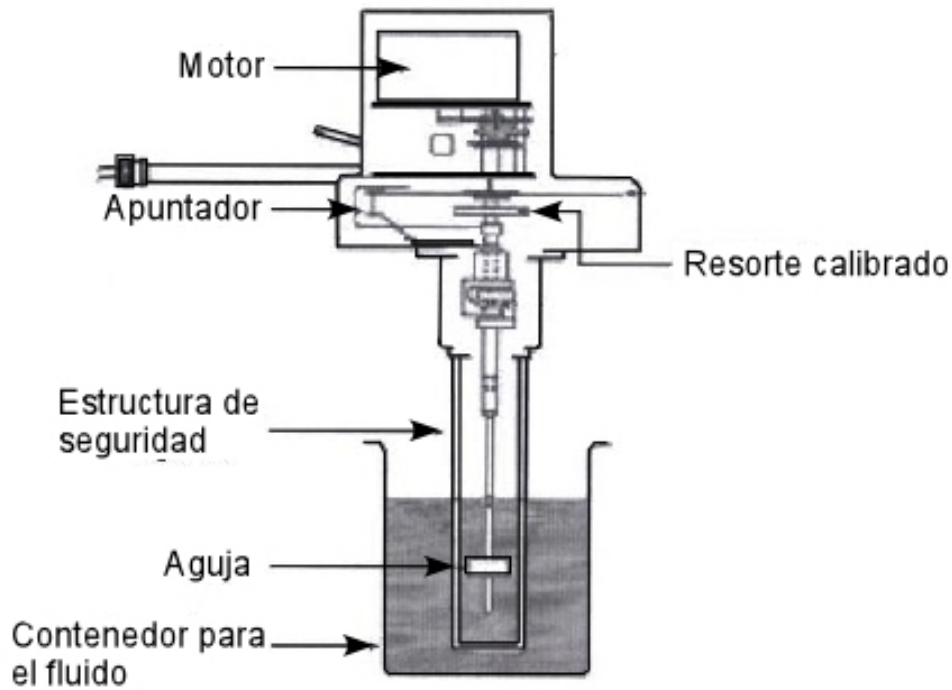


Figura A.3: Viscosimetro

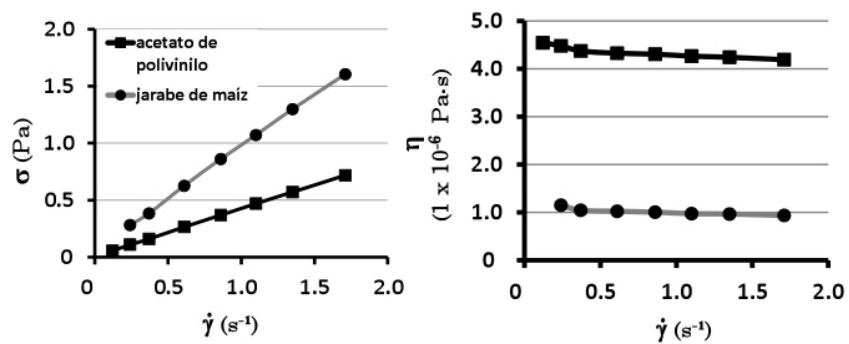


Figura A.4: a) Curvas de flujo de los materiales análogos bajo prueba. b) Relación de viscosidad y tasa de deformación para los mismos materiales donde se observa su comportamiento de tipo Newtoniano.

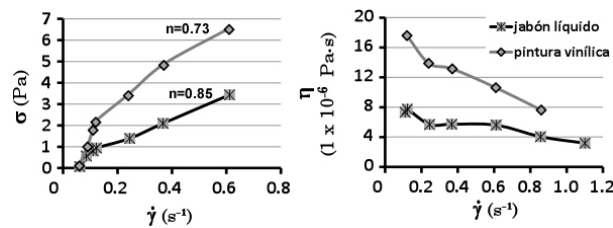


Figura A.5: En a) se muestran las curvas de flujo para la pintura vinílica y jabón líquido. En b) se muestra la relación de viscosidad y tasa de deformación para los mismos materiales donde se observa su comportamiento de tipo *shear thinning* o adelgazante.





## Apéndice B

### Tablas: datos de campo

#### B.1. Datos cartográficos, mediciones del martillo de schmidt, densidades de roca y densidades de diques

Tabla B.1: Localización, espesor y orientación de los diques

Nombre	D	DD	Rumbo	Latitud	Longitud	Altitud	Espesor (m)
1	65	173	83	338165	2127811	661	30.5
2	74	18	288	328243	209931	649	16.6
3	3	10	280	330920	2096548	640	2.0
4	68	27	297	331433	2096472	585	20.5
5	80	43	313	331953	2096124	513	5.2
6	78	47	317	333071	2096523	532	9.4
SN	71	201	111	331276	2094591	524	2.9
7	90	192	102	331287	2094464	494	11.3
8	60	28	298	332078	2092524	447	7.3
9	87	28	298	334329	2091883	445	10.5
10	85	347	257	334706	2091717	548	0.33
11	78	209	119	338776	2098450	540	1.2
12	84	198	108	338776	2098450	540	9.2
13	70	198	108	338853	2098480	528	7.2
14	68	32	302	338783	2098738	550	44.9
15	66	221	131	338766	2098948	555	14.1

Tabla B.2: Localización, espesor y orientación de los diques

Nombre	D	DD	Rumbo	Latitud	Longitud	Altitud	Espesor (m)
23	85	232	142	316590	2104410	580	5.6
23b	89	120	30	316590	2104410	580	5.4
23d	85	335	345	316590	2104410	580	1.3
24	76	28	298	316793	2091433	398	21.5
25	88	190	100	316411	2092625	409	5.0
26	83	4	274	316411	2092625	409	5.5
26b	72	175	85	316075	2094073	423	4.3
27	88	190	100	316067	2094159	421	7.9
28	89	41	311	316067	2094159	421	2.0
28b	85	212	122	316067	2094159	421	5.7
29	74	214	124	315951	2096099	434	1.0
30	70	184	94	315951	2096099	434	8.5
31	55	194	104	315942	2096487	446	10.1
32	78	195	105	315954	2096534	446	11.2
33	85	2	272	315976	2096575	447	2.5
34	90	52	322	316146	2096886	447	3.8
38	82	18	288	316622	2102322	552	7.0
39	75	22	292	316766	2090337	389	4.2
40	26	94	4	323572	2086643	564	2.4
41	78	24	294	323572	2086643	564	2.0
42	85	232	210	326662	2086402	542	30
43	85	232	142	326662	2086402	542	20
44	79	22	292	323657	2086311	538	1.4
45	87	118	28	323774	2085617	482	2.1
46	70	59	149	326793	2085507	475	21.8
48	69	230	140	324326	2084916	413	4.2
50	84	222	132	332663	2095950	552	4.7
51	80	252	126	334743	2094330	480	40
51b	87	254	164	331916	2102561	622	3.3
52	85	5	275	333465	2102485	777	39.5
53	88	217	127	333375	2102665	792	4.7

Tabla B.3: Localización, espesor y orientación de los diques

Nombre	D	DD	Rumbo	Latitud	Longitud	Altitud	Espesor (m)
54	80	24	294	324398	2105824	480	5.1
54B	83	3	273	315900	2100960	506	2.4
54c	85	33	303	315875	2100879	499	1.7
54d	90	392	302	315875	2100879	499	5.0
55	78	214	120	325303	2083926	402	6.4
56	89	46	316	325735	2084216	407	3.5
56b	90	34	304	325735	2084216	407	2.0
56c	90	24	294	325735	2084216	407	1.8
56d	75	36	306	325957	2084570	382	5.5
58	82	80	350	324448	2068290	356	3.6
59	78	69	339	324327	2068331	356	16.5
59b	85	70	340	324327	2068331	356	1.1
59c	27	83	353	324327	2068331	356	0.8
60	85	18	288	329615	2064351	364	1.9
60b	81	42	312	329620	2064348	364	0.6
61	89	37	307	329620	2064348	363	0.4
63	84	237	147	329395	2063972	368	2.6
64	87	70	340	329395	2063972	368	2.6
64b	88	50	320	329067	2062404	346	4.5
65	87	281	191	327938	2063414	365	3.4
66	90	224	134	327938	2063414	365	3.7
68	40	260	170	332841	2065231	407	5.1
68b	80	220	130	333701	2068007	430	2.6
69	65	240	150	334292	2069131	414	16.2
69b	160	4	274	298369.5	2155956.5	1045	1.5
69c	68	340	250	298283	2155794.7	1051	2.0
69e	45	220	130	311061.2	2130968	649	5.0
71b	56	200	110	302515	2125657	657	0.65
75b	85	60	330	340678	2101371	730	0.5
76	87	240	150	340452	2101023	665	7.1
76b	86	216	126	340452	2101023	665	8.0

Tabla B.4: Localización, espesor y orientación de los diques

Nombre	D	DD	Rumbo	Latitud	Longitud	Altitud	Espesor (m)
77	70	40	310	340337	2100936	664	14.5
78	84	25	295	340340	2100938	661	33
78g	81	62	332	339966	2100383	620	1.5
78h	60	24	294	339966	2100383	620	3
78i	70	191	101	339966	2100383	620	1
78j	84	201	111	339655	2100363	600	0.3
78l	88	160	70	338763	2097776	600	3.2
78m	78	148	58	338763	2097776	600	3
80	85	50	320	336226	2070810	406	3
80b	87	64	334	336226	2070810	406	2
80c	81	43	313	336226	2070810	406	5
80d	82	40	310	336226	2070810	406	1
80	85	50	320	336226	2070810	406	3
80b	87	64	334	336226	2070810	406	2
80c	81	43	313	336226	2070810	406	5
80d	82	40	310	336226	2070810	406	1
80g	80	8	278	336854	2074090	482	4
80h	80	14	284	336795	2074423	523	4.9
80i	84	179	89	336795	2074423	523	1.1
82	75	300	210	328736	2070116	461	3.8
83	85	350	260	328689	2070198	470	2.8
85	88	42	312	327753	2070306	473	3.3
88	82	224	134	327060	2071217	420	2
89	75	70	340	327060	2071217	420	16
91	75	320	230	327613	2094949	684	2.5
91a	80	195	105	328536	2096358	637	0.87
93	75	43	313	326262	2084744	380	1.9
94	75	223	133	326262	2084744	380	2.5
95	65	228	138	326262	2084744	380	17.8

Tabla B.5: Localización, espesor y orientación de los diques

Nombre	D	DD	Rumbo	Latitud	Longitud	Altitud	Espesor (m)
97	85	46	316	326171	2084720	380	3
98	56	233	143	326171	2084720	380	9
99	80	50	320	326171	2084720	380	4.8
101	72	213	123	326100	2084698	380	13.2
102	88	219	129	326100	2084698	380	1.2
103	77	226	136	325952	2084563	380	6

Tabla B.6: Localización de diques con espesores y orientaciones pobremente definidas o no definidas

Nombre	D	DD	Rumbo	Latitud	Longitud	Altitud	Espesor (m)
16	-	-	-	338766	2098948	555	-
17	-	-	-	339059	2098971	-	-
18	-	-	-	339059	2099119	-	-
19	-	-	-	339023	2099316	-	-
20	-	-	-	339023	2099316	-	-
21	-	-	-	339144	2099458	-	-
22	-	-	-	339919	2100083	-	-
35	-	-	-	316200	2096979	453	2.4
36	-	-	-	316200	2096979	453	1.7
36b	-	-	-	316200	2096979	453	5.6
36c	-	-	-	316200	2096979	453	2
37	-	-	-	316200	2096979	453	6.9
37b	-	-	-	316200	2096979	453	7.1
47	-	-	-	325245	2083814	403	12.7
49	-	-	-	327826	2106110	497	14
56e	87	195	105	320768	2089570	425	-
59d	75	4	274	329596	2066114	398	-
67	80	57	327	329411	2064263	364	-
69d	40	230	140	311061	2130968	649	-
69f	82	3	273	313329	2114167	604	-
69g	88	20	290	313329	2114167	604	-
70	-	-	-	313005	2106899	788	-
70c	70	196	106	300922	2127571	1070	-
75	65	240	150	338621	2097284	530	-

Tabla B.7: Localización de diques con espesores y orientaciones pobremente definidas o no definidas

Nombre	D	DD	Rumbo	Latitud	Longitud	Altitud	Espesor (m)
78b	68	60	330	340197	2100539	633	-
78c	90	39	309	340197	2100539	633	-
78d	90	3	273	340103	2100478	624	-
78e	75	190	100	340081	2100487	618	-
78f	63	55	305	340033	2100419	620	-
78k	86	191	101	339655	2100363	600	-
79	78	218	128	333068	2064136	392	-
62	-	-	-	329620	2064348	363	3
80e	-	-	-	336827	2072641	431	3
80f	-	-	-	336827	2072641	431	3
81	70	219	129	329109	2070267	446	-
84	60	310	220	328587	2070220	474	-
86	75	24	294	327692	2070211	448	-
87	-	-	-	327567	2070423	440	-
90	80	270	180	3229422	2096081	677	-
91b	85	40	310	331951	2096125	-	-
92	70	285	195	329779	2101792	-	-
92b	80	198	108	330467	2102757	589	-
96	89	23	293	326262	2084744	380	-
100	78	72	342	326100	2084698	380	-

Tabla B.8: Mediciones de Rebote, Esfuerzo Compresivo Uniaxial y Módulo de Young de los diferentes tipos de roca encajonante

Tipo de roca	Desidad ( $1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ )	Rebote	ECU(MPa)	Módulo de Young (Gpa)
Limolita	2.57	14	20.47	9.70
Limolita	2.5	10	16.44	4.01
Arenisca	2.52	32.29	50.75	31.09
Arenisca	2.45	22	29.30	17.22
Limolita	2.59	14.43	21.05	10.52
Brecha	2.51	17.14	23.57	12.65
Arenisca	2.41	12.57	18.27	6.00
Arenisca	2.48	19.28	25.94	14.66
Arenisca	2.55	17.57	24.43	13.84
Arenisca	2.28	26	32.63	17.81
Arenisca	2.42	23	30.35	17.72
Arenisca	2.73	23.43	35.83	25.31
Arenisca	2.45	34.43	53.87	31.40
Arenisca	2.4	31.86	46.01	27.00
Arenisca	2.49	15.14	21.19	9.97
Arenisca	2.5	11.14	17.52	5.68
Brecha	2.58	42	87.08	45.25
Brecha	2.51	44	90.77	44.80
Arenisca	2.57	26.29	38.51	25.12
Arenisca	2.45	30.14	43.66	26.50
Brecha	2.52	31.14	47.90	29.70
Brecha	2.45	30.14	43.66	26.50
Arenisca	2.4	29.29	40.67	24.18
Arenisca	2.38	22.14	28.60	15.96
Brecha	2.46	26	36.39	22.76
Brecha	2.4	33.43	49.61	28.72
Brecha	2.38	25.86	34.14	19.96

Tabla B.9: Mediciones de desidades de roca encajonante en distintos puntos con coordenadas UTM (NAD27, región 14)

$\rho$ ( $1 \times 10^3$ kg/m <sup>3</sup> )	N	E
2.24	328243	209931
1.97	330920	2096548
2.66	331433	2096472
2.43	333071	2096523
2.51	323572	2086643
2.62	323657	2086311
2.42	327826	2106110
2.30	332663	2095950
2.36	323572	2086643
2.36	333375	2102665
2.53	324398	2105824
2.38	336226	2070810
2.35	329109	2070267
2.54	31620	2093979
2.53	316793	2091433
2.46	316075	2094073
2.55	316146	2096886
2.56	315976	2096575
2.51	316200	2096979
2.52	316200	2096979
2.38	316200	2096979
2.50	316200	2096979
2.56	316200	2096979
2.43	316793	2091433
2.37	316075	2094073
2.57	315942	2096487
2.54	316146	2096886
2.53	316200	2096979
2.57	316622	2102322
2.32	333465	2102485



Tabla B.10: Mediciones de desidades de roca encajonante en distintos puntos con coordenadas UTM (NAD27, región 14)

$\rho$ ( $1 \times 10^3$ kg/m <sup>3</sup> )	N	E
2.47	324398	2105894
2.51	325735	2084216
2.51	320768	2089570
2.37	329616	2064350
2.40	329390	2063976
2.38	327938	2063414
2.46	324327	2068331
2.40	329616	2064350
2.49	329390	2063976
2.53	32448	2068290
2.57	323607	2068364
2.44	324448	2068290
2.50	315954	2096534
2.58	327613	2094949
2.61	326262	2084744
2.61	326262	2084744
2.49	326262	2084744
2.66	326262	2084744
2.66	326171	2084720
2.71	326171	2084720
2.62	326171	2084720
2.60	325952	2084563
2.56	333071	2096523
2.46	333071	2096523
2.65	333071	2096523
2.63	333071	2096523
2.34	333071	2096523
2.73	333071	2096523
2.23	338165	2127811
2.76	332663	2095950
2.76	334743	2094330

