



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE GEOCIENCIAS

---

## Origen y evolución de la falla de El Bajío en su sector noroeste

### T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A  
PAOLA ANDREA BOTERO SANTA

#### JURADO EXAMINADOR

1. Dra. Susana A. Alaniz Álvarez (TUTORA)
2. Dr. Juventino Martínez Reyes (PRESIDENTE)
3. Dr. Ángel F. Nieto Samaniego (VOCAL)
4. Dra. Margarita López Martínez (SUPLENTE)
5. Dr. Gilles Levresse (SUPLENTE)

2011

---





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.

*Al melocotón,  
el papá y el hermano.*

*A las chispas de chocolate que nos da la vida*

## AGRADECIMIENTOS

A la Doctora Susana A. Alaniz Álvarez, por depositar su confianza en mí para llevar a cabo este proyecto, al igual que al Doctor Ángel F. Nieto Samaniego por su asesoría y continuo acompañamiento en este proceso académico.

A mi familia por su apoyo incondicional en cada una de mis decisiones y por estar a mi lado a pesar de la distancia.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el financiamiento de esta investigación con el proyecto 049049 y por los fondos que me otorgaron como becaria de nivel maestría. A la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas por su apoyo económico. A la Coordinación de Estudios del Posgrado por el apoyo otorgado para la emisión de la tesis.

A mis sinodales, los doctores Margarita López Martínez, Gilles Levresse y Juventino Martínez Reyes, sus sugerencias y correcciones permitieron mejorar esta investigación y ampliar mi panorama acerca de interpretaciones y manejo de herramientas relacionadas con las ciencias de la tierra.

A mis profesores, por sus enseñanzas y cuestionamientos, en especial a los doctores Vlad y Marina Mannea, Roberto Molina, Teresa Orozco, Arturo Gómez Tuena, Shunshan Xu, Mariano Cerca, Luigi Solari y Alexander Iriondo

Al personal del Posgrado de Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, especialmente a la licenciada Marta Pereda, quien con su apoyo en todos los procesos y trámites relacionados con mi ingreso, estadía y titulación me evitó muchos dolores de cabeza. También agradezco al área administrativa del centro, al personal de la biblioteca y al conjunto de abogados del campus que hicieron más sencillos todos los trámites migratorios para mi ingreso y permanencia en México.

Agradezco al personal del Laboratorio de Estudios isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, en especial al Dr. Carlos Ortega Obregón por su valiosa colaboración en el análisis de las muestras. A Juan Tomás Vázquez por su ayuda en la tediosa tarea de elaborar láminas delgadas. A las personas que estuvieron encargadas del laboratorio de separación entre el 2009 y el 2010 y al personal del Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), en especial a Selene Lino, por su ayuda en el procesamiento de datos y asesoría en el manejo del láser. Al Ing. Jesús Silva Corona del Centro de Geociencias por su ayuda con todo lo relacionado a programas de computo.

A mis amigos, compañeros de campo y de discusión geológica, Javier Báez, Jose Fernando Duque, Isidro Loza Aguirre y Rodrigo León. A quienes me dieron ánimo para no desfallecer María Isabel Sierra, Gabriela Hernández, Paulina Patiño, Kurt Wogao, Eduardo Mascuñano, Héctor Lamadrid y Nelly Rincón. A mis compañeros del Centro de Geociencias.

A fisher, por abrirme el panorama ante la geología estructural.

# TABLA DE CONTENIDO

<b>LISTA DE FIGURAS</b>	8
<b>LISTA DE ANEXOS</b>	12
<b>RESUMEN</b>	13
<b>ABSTRACT</b>	14
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	13
<b>1.1 LOCALIZACIÓN</b>	15
<b>1.2 CARACTERÍSTICAS Y DIFERENCIAS ENTRE LA MESA CENTRAL,     LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL Y LA FAJA VOLCÁNICA     TRANSMEXICANA</b>	18
<b>1.3 PROBLEMÁTICA</b>	20
<b>1.4 OBJETIVO</b>	21
<b>1.5 METAS</b>	21
<b>1.6 METODOLOGÍA</b>	21
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	22
<b>2.1 COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO</b>	22
2.1.1 <i>Antecedentes</i>	22
2.1.2 <i>Litología</i>	24
2.1.3 <i>Contactos con otras unidades</i>	28
2.1.4 <i>Edad</i>	28
2.1.5 <i>Ambiente de depósito</i>	29

<b>2.2</b>	<b>CONGLOMERADO BERNALEJO</b>	29
2.2.1	<i>Antecedentes</i>	29
2.2.2	<i>Litología</i>	29
2.2.3	<i>Contacto con otras unidades</i>	29
2.2.4	<i>Edad</i>	29
2.2.5	<i>Ambiente de depósito</i>	29
<b>2.3</b>	<b>CALIZA LA PERLITA</b>	30
2.3.1	<i>Antecedentes</i>	30
2.3.2	<i>Localización y espesor</i>	30
2.3.3	<i>Litología</i>	30
2.3.4	<i>Contactos con otras unidades</i>	30
2.3.5	<i>Edad</i>	32
2.3.6	<i>Ambiente de depósito</i>	32
<b>2.4</b>	<b>CONGLOMERADO RANCHO SECO</b>	32
2.4.1	<i>Antecedentes</i>	32
2.4.2	<i>Litología</i>	32
2.4.3	<i>Contacto con otras unidades</i>	32
2.4.4	<i>Edad</i>	33
2.4.5	<i>Ambiente de depósito</i>	33
<b>2.5</b>	<b>GRANITO COMANJA</b>	33
2.5.1	<i>Antecedentes</i>	33
2.5.2	<i>Localidad</i>	33
2.5.3	<i>Litología</i>	33
2.5.4	<i>Contacto con otras unidades</i>	35
2.5.5	<i>Edad</i>	36
<b>2.6</b>	<b>CONGLOMERADO DUARTE</b>	36
2.6.1	<i>Antecedentes</i>	36
2.6.2	<i>Litología</i>	36
2.6.3	<i>Espesor</i>	37
2.6.4	<i>Contactos con otras unidades</i>	37
2.6.5	<i>Edad</i>	37
2.6.6	<i>Correlación con otras unidades</i>	37
2.6.7	<i>Ambiente de depósito</i>	38
<b>2.7</b>	<b>IGNIMBRITA CUATRALBA</b>	38
2.7.1	<i>Antecedentes</i>	38
2.7.2	<i>Litología</i>	38
2.7.3	<i>Contactos con otras unidades</i>	39
2.7.4	<i>Edad</i>	39
2.7.5	<i>Correlación con otras unidades</i>	40
<b>2.8</b>	<b>ANDESITA BERNALEJO</b>	40
2.8.1	<i>Antecedentes</i>	40
2.8.2	<i>Litología</i>	40
2.8.3	<i>Contacto con otras unidades</i>	40
2.8.4	<i>Edad y correlación con otras unidades</i>	41

<b>2.9</b>	<b>IGNIMBRITA LA MEDIA LUNA</b>	41
2.9.1	<i>Antecedentes</i>	41
2.9.2	<i>Litología</i>	41
2.9.3	<i>Contactos con otras unidades</i>	41
2.9.4	<i>Edad y correlación con otras unidades</i>	41
<b>2.10</b>	<b>BASALTO DOS AGUAS</b>	42
2.10.1	<i>Antecedentes</i>	42
2.10.2	<i>Litología</i>	42
<b>2.11</b>	<b>ANDESITA MESA DE SANTIAGO</b>	42
<b>2.12</b>	<b>CONGLOMERADO LOS RANCHOS</b>	42
<b>2.13</b>	<b>DEPÓSITOS RECIENTES</b>	43
<b>3.</b>	<b>GEOCRONOLOGÍA</b>	44
<b>3.1</b>	<b>FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA</b>	44
3.1.1	<i>Método U/Pb en circón</i>	44
3.1.2	<i>Método <math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></i>	
<b>3.2</b>	<b>METODOLOGIA</b>	46
3.2.1	<i>Procedimiento para la obtención de edades mediante U/Pb LA-ICP-MS en circones</i>	47
3.2.2	<i>Procedimientos para la obtención de edades mediante <math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math> en feldespato potásico y biotita.</i>	49
<b>3.3</b>	<b>RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS</b>	51
3.3.1	<i>U/Pb en circón</i>	51
3.3.2	<i><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></i>	56
<b>3.4</b>	<b>ANÁLISIS DE RESULTADOS</b>	59
<b>4.</b>	<b>ANÁLISIS ESTRUCTURAL</b>	61
<b>4.1</b>	<b>ESTRATIFICACIONES</b>	61
<b>4.2</b>	<b>FOLIACIONES</b>	62
<b>4.3</b>	<b>PLIEGUES</b>	65

<b>4.4</b>	<b>FALLAS</b>	69
4.4.1	<i>Diagramas de Roseta</i>	69
4.4.2	<i>Inversión de estrías</i>	72
<b>4.5</b>	<b>EVENTOS DE DEFORMACIÓN</b>	74
<b>4.6</b>	<b>EDAD DE LOS EVENTOS DE DEFORMACIÓN</b>	78
<b>5.</b>	<b>DISCUSIÓN</b>	80
5.1	<b>GRANITO COMANJA</b>	80
5.2	<b>FALLA DE EL BAJÍO</b>	81
5.3	<b>EVENTOS DEFORMATIVOS</b>	81
5.4	<b>ZONAS DE CIZALLA DE LARGA VIDA</b>	82
<b>CONCLUSIONES</b>		84
<b>REFERENCIAS</b>		87
<b>ANEXOS</b>		95



## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Esquema de estructuras corticales mayores para México y límites de provincias geológicas y fisiográficas.	16
<b>Figura 2.</b> Localización del área de estudio. Abajo: límites de la Mesa Central y estructuras geológicas principales, el recuadro morado muestra la ubicación del área de estudio. Arriba: Mapa de vías de acceso y mapa de sombras del área de estudio	17
<b>Figura 3.</b> Mapa geológico estructural sector noroeste de la Sierra de Guanajuato	23
<b>Figura 4.</b> Apariencia del complejo vulcanosedimentario en cercanía al Cerro El Gato. <b>a.</b> Intercalación de lutita, arenisca con coloraciones rojizas. <b>b.</b> Intercalación de lutita y cuarzo-arenita color crema con plegamiento	24
<b>Figura 5.</b> Complejo vulcanosedimentario. <b>a.</b> <i>Shale</i> , pizarra y filita, plegadas y fracturadas, en la intersección vía San Felipe-Comanja de Corona. <b>b.</b> Intercalación de cuarzo-arenita crema y lutita gris con plegamiento isoclinal en el sector de Rancho Seco	25
<b>Figura 6.</b> Complejo vulcanosedimentario. <b>a.</b> Lutita carbonosa con metamorfismo. <b>b.</b> Intercalación de cuarzo-arenita crema y lutita gris con plegamiento isoclinal en el sector de Rancho Seco	25
<b>Figura 7. a.</b> Estratos de pedernal intercalado con capas de toba <b>b.</b> Tope del complejo vulcanosedimentario sobre el arroyo El Capulín, a la base del afloramiento cuarzo-arenita, suprayacidas por lutita y filita	26
<b>Figura 8.</b> Lava almohadillada del complejo vulcanosedimentario. Obsérvese los halos de vidrio devitrificado con tonalidades verdosas dadas por el reemplazamiento con clorita y el fracturamiento radial	26
<b>Figura 9.</b> Contactos dentro del complejo vulcanosedimentario. <b>a.</b> Contacto transicional entre coladas de lavas basálticas y lutita negra. <b>b.</b> Contacto por falla. En el bloque del bajo hay lavas almohadilladas y en el bloque del alto lutita negra y esquisto grises	27
<b>Figura 11.</b> Bancos de caliza arrecifal en la Caliza La Perlita <b>a.</b> Apariencia de afloramiento. <b>b.</b> Acercamiento del afloramiento donde se observa biostroma. <b>c.</b> Detalle de fósiles, moluscos, Clase Braquiópoda	31
<b>Figura 12.</b> Conglomerado clasto-soportado masivo, caótico con clastos de caliza y otros conglomerados asociado al conglomerado Bernalejo.	32
<b>Figura 13.</b> Diferenciación textural del Granito Comanja. A la derecha acercamiento del contacto entre una matriz microcristalina de cuarzo, ortoclasa oligoclasa que soporta fenocristales centimétricos de ortoclasa y la misma matriz sin fenocristales	34
<b>Figura 14.a.</b> Brecha magmático hidrotermal de turmalina cortando el Granito Comanja <b>b.</b> Relación de las brechas magmático hidrotermales con los diques aplíticos y el Granito Comanja	34
<b>Figura 15.</b> Fase de fenocristales de ortoclasa del Granito Comanja y presencia de enclaves de rocas básicas	35

<b>Figura 16.</b> Cuerpo hipoabisal de tendencia tabular que aflora en la parte central del granito. El acercamiento muestra la presencia de fenocristales centimétricos de ortoclasa y pedazos del granito embebidos en la matriz de vidrio	35
<b>Figura 17.</b> Contacto entre el Granito Comanja y el complejo vulcanosedimentario	36
<b>Figura 18.</b> Conglomerado matriz-soportado levemente imbricado con coloraciones rojizas y fallamiento	37
<b>Figura 19. a.</b> Secuencia de ignimbritas afectadas por fallamiento y meteorización. <b>b.</b> Depósito clasto-soportado masivo y oligomícticos propio de un depósito tipo <i>surge</i> . <b>c.</b> Ignimbrita Cuatralba con pseudoestratos métricos y estructuras tipo <i>fiamme</i> centimétricos	39
<b>Figura 20.</b> Distribución del complejo vulcanosedimentario, el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba en el área de estudio	40
<b>Figura 21.</b> Diagrama de concordia de Wetherill. Tomado y modificado de Parrish y Noble (2003)	45
<b>Figura 22.</b> LA-ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM. Obsérvese detalle de la celda de ablación	48
<b>Figura 23.</b> Vista general del Laboratorio de Geocronología CICESE. A) Láser de Iones de Argón Coherent Innova 300. B) Portamuestras con charola contenedora. C) Válvulas y línea de conducción de Argón. D) Espectrómetro de masas VG5400	50
<b>Figura 25.</b> Circones de la muestra Pab 08-01. Arriba: fotografía tomada con luz natural. Abajo: imagen de catodoluminiscencia	53
<b>Figura 26.</b> Diagramas de edad media ponderada (derecha), y Tera-Wasserburg (izquierda) para la muestra Pab 08-01 de el Granito de Comanja	53
<b>Figura 27.</b> Apariencia de los cristales de circón de la muestra Pab 027-01. Arriba: microfotografía tomada con luz natural. Abajo: imagen de catodoluminiscencia	53
<b>Figura 28.</b> Diagramas Tera-Wasserburg (izquierda) y de edad media ponderada (derecha), para la muestra Pab 027-01 obtenida de un dique aplítico que corta al Granito Comanja	54
<b>Figura 29.</b> Diagramas de edad media ponderada (izquierda) y Tera-Wasserburg (derecha), corresponden a la Ignimbrita Cuatralba, la muestra Pab176-01. obtenida de un dique aplítico que corta al Granito Comanja	54
<b>Figura 30.</b> Apariencia de los cristales de circón de la muestra Pab 017-01 de la Andesita Bernalejo. Arriba: fotografía tomada con luz natural. Abajo: imagen de catodoluminiscencia	55
<b>Figura 31.</b> Diagramas de edad media ponderada (izquierda) y Tera-Wasserburg (derecha), para la muestra Pab 017-01 de la Andesita Bernalejo	55
<b>Figura 32.</b> Diagramas de edad media ponderada (izquierda) y Tera-Wasserburg (derecha), para la ignimbrita La Media Luna, representada por la muestra Pab 180-01	56
<b>Tabla 3.</b> Relaciones de edades Ar/Ar obtenidas para la muestra Pab 08-01. $t_i$ representa la edad integrada, $t_p$ edad Plateau y $t_c$ edad isócrona. En azul las edades aceptadas para la muestra	57
<b>Figura 33.</b> Resultados $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ para el experimento V2 en biotita de la muestra Pab 08-01. Zona superior izquierda: espectro de edad, la flecha identifica las fracciones utilizadas para calcular la edad <i>plateau</i> $t_p$ . Zona inferior izquierda: diagramas $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ . En La zona derecha diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	57

- Figura 34.** Resultados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para el feldespato de la muestra Pab 08-01. **a)** Resultados empleando 4 y 12 fracciones para determinar  $t_p$  y  $t_c$ . Izquierda: espectro de edad, la flecha señala las fracciones seleccionadas para calcular  $t_p = 52.95 \pm 0.25$  Ma. Derecha: diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , la  $t_c = 52.79 \pm 0.78$  Ma se calculó de la línea definida utilizando las fracciones 2 a 10. **c)** Diagramas  $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  y  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  5 8
- Figura 35.** Resultados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para el feldespato potásico y biotita de la muestra Pab 08-01. En morado isócrona para feldespato potásico, en azul para biotita y en gris el ajuste entre ambas 59
- Figura 36.** Gráfica de enfriamiento para la muestra Pab 180-01. En azul rango de edad U/Pb en circón, en verde Ar/Ar en biotita y en morado Ar/Ar para el feldespato potásico. Las temperaturas de cierre empleadas son las recopiladas por Reiners et al, 2005 59
- Figura 37.** Mapa geológico con estereogramas que muestran los planos de estratificación sobre el complejo vulcanosedimentario. En verde los planos cercanos al borde del Granito Comanja que circunscriben la geometría elíptica del mismo. En azul los planos de estratificación alejados de la influencia del intrusivo, que exhiben rumbos N-S y NW-SE. El estereograma relleno de color verde representa los datos de estratificación para la Caliza La Perlita 63
- Figura 38.** Mapa geológico con estereogramas que muestran los planos de foliación cartografiados sobre el complejo vulcanosedimentario. Obsérvese la tendencia radial de la foliación en los sectores más cercanos al borde del Granito Comanja. Lejos de la influencia del intrusivo las foliaciones actualmente muestran tendencias N-S a NNW-SSE 64
- Figura 39** A. Milonita con estructuras s/c desarrolladas sobre el complejo vulcanosedimentario en cercanía a Sierra Alta. Obsérvese las estructuras S-C y porfiroblastos. B. Estructuras s/c desarrolladas en la transición frágil-dúctil sobre el complejo vulcanosedimentario en cercanía de la Mesa de Santiago que reflejan transporte hacia el Este-Noreste 65
- Figura 40.** Plegamientos sobre el complejo vulcanosedimentario. **A.** Plegamiento intrafoliar y disarmónico en lutitas carbonosas. **B.** Pliegues de envoltura. **C.** Plegamiento paralelo tipo "S". **D.** Plegamiento similar 66
- Figura 41.** Esquema del mapa geológico del área de estudio, mostrando los estereogramas de foliaciones en azul y de planos axiales de pliegues similares en verde. Obsérvese que los ejes N-S con echado al Este se encuentran más próximos al Granito Comanja, los ejes NW-SE son más claros a medida que es menor la influencia del intrusivo. Son escasos los planos axiales con rumbos E-W 67
- Figura 42.** Diagramas de contornos para ejes de pliegues similares sobre el complejo vulcanosedimentario. **A.** Conjunto total de ejes axiales. **B.** Ejes axiales cercanos al contacto con el Granito Comanja. **C.** Ejes axiales lejanos al contacto con el Granito Comanja 68
- Figura 43.** Análisis estadístico de planos de falla para las unidades cartografiadas. **A.** Columna estratigráfica. **B.** Diagramas de Roseta. **C.** Diagramas tipo Angelier y tipo Hoeppener con información de estrías. **D.** Diagramas Angelier y Hoeppener con planos de fallas y estrías eliminando los planos cuyas estrías son paralelas a la intersección entre ellos 71
- Figura 44.** Análisis de direcciones de máxima extensión y compresión para la zona de estudio. **A.** Columna estratigráfica. **B.** Diagramas tipo Angelier. A la izquierda con correcciones por rotación para la Ignimbrita Cuatralba y el Granito Comanja. **C.** Disposición de ejes de máxima extensión y compresión empleando el método de los diedros rectos. **D.** Diagramas de *beach ball* para el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba. **E.** Representación gráfica de las fases de deformación para la zona, flechas en negro indican compresión y en blanco extensión 76

- Figura 45.** Diagrama de Roseta que relaciona los datos de  $\sigma_3$  obtenidos por el método “*stress*” para la Ignimbrita Cuatralba y muestran una extensión cercana al N-S, tal como lo sugiere el cálculo de los ejes mayores de extensión por el método de los diedros rectos 77
- Figura 46.** Diagrama de compatibilidad cinemática para la Ignimbrita Cuatralba. Obsérvese la compatibilidad de los datos teniendo una extensión N-S a NNW-SSE 77
- Figura 47.** A. Diagrama de compatibilidad cinemática para el granito Comanja. Obsérvese el buen ajuste de los datos teniendo una extensión NNW-SSE. B. Diagrama ReActiva de potencial de reactivación para el Granito Comanja. En negro rango en el que se reactivan las estructuras pre-existentes para las condiciones marcadas 78

## LISTA DE ANEXOS

<b>Anexo 1. Datos analíticos fechamientos U/Pb</b>	88
Muestra Pab 08-01	89
Muestra Pab 027-01	90
Muestra Pab 017-01	91
Muestra Pab 176-01	92
Muestra Pab 180-01	93
<b>Anexo 2. Datos analíticos fechamientos <math>^{40}\text{Ar}/_{39}\text{Ar}</math></b>	94
<b>Anexo 3. Datos estructurales.</b>	96
Estratificación	97
Foliación	98
Planos y ejes axiales	99
Planos de falla para gráficos de Roseta	100
Planos de falla estriados	101
Planos de falla estriados y filtrados	102
Planos de falla estriados y con rotación	103
Relacion s3- coeficiente de fricción ( <i>stress</i> ) para la Ignimbrita Cuatralba	104
Relacion s3- coeficiente de fricción ( <i>stress</i> ) para el Granito Comanja	106

## RESUMEN

La falla de El Bajío exhibe rumbos E-W y NW-SE, separa las provincias de la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana, es el límite meridional de los afloramientos de rocas sedimentarias marinas mesozoicas y de las rocas volcánicas silíceas oligocénicas de la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental y tuvo actividad normal durante el Cenozoico.

El objetivo de este trabajo es conocer la evolución de la falla de El Bajío en el sector noroeste de la Sierra de Guanajuato, por lo que se hizo la cartografía, estratigrafía y geología estructural. El basamento está marcado por el complejo vulcanosedimentario formado en una cuenca oceánica entre el Titoniano y el Hauteriviano; es suprayacido por el conglomerado Bernalejo, que evidencia una orogenia previa al Neocomiano y por la Caliza La Perlita de edad Aptiano-Cenomaniano formada en una plataforma nerítica. En el límite Mesozoico-Cenozoico se depositó el conglomerado Rancho Seco y posteriormente, en el Eoceno, se emplazó el Granito Comanja con edades U/Pb y Ar/Ar entre los 50 y 52 Ma. Sobreyace al granito el Conglomerado Duarte formado en un abanico aluvial presumiblemente en un escarpe de falla. La fase más potente de actividad volcánica explosiva inició en el Oligoceno con el depósito de la Ignimbrita Cuatralba y la Andesita Bernalejo ambas de 31 Ma, seguida por la ignimbrita La Media Luna de 23.4 Ma y el Basalto Dos aguas. En el Plioceno se emplazó una andesita fisural y en el Pleistoceno se depositó el Conglomerado Los Ranchos.

En el Mesozoico ocurrieron dos eventos de deformación. El primero (**D1**) generó estructuras N-S contractivas de tipo dúctil-frágil en el Cretácico Inferior con acortamiento hacia el Este. El segundo evento (**D2**) produjo estructuras frágiles con rumbos NW-SE y direcciones de acortamiento hacia el NE, son las estructuras más antiguas con la orientación de la falla de El Bajío. Este evento corresponde a la Orogenia Laramide ocurrida en esta zona entre el Cretácico Tardío y el Eoceno. Entre los 52 Ma y los 49 Ma ocurrió un evento transicional (**D3**) con máximo alargamiento hacia el N-S, que permitió el emplazamiento del Granito Comanja, cuyo eje mayor es paralelo a la falla de El Bajío, ocurrió. La extensión cenozoica (**D4**) ocurrió durante el Cenozoico con tres fases reconocidas, en la primera **D4F1** con deformación tridimensional en el Eoceno inferior y extensión hacia el NE-SW y NW-SE, quedó registrada en el depósito y distribución del Conglomerado Guanajuato de 49 Ma y el Conglomerado Duarte en el escarpe de la falla de El Bajío. La segunda fase (**D4F2**) ocurrió en el Oligoceno afectando a la Ignimbrita Cuatralba y se caracteriza por la reactivación de las estructuras NE-SW y NW-SE bajo un régimen tectónico con dirección aproximada de máxima extensión al NW-SE, esta extensión ocasionó un desnivel importante en la falla de El Bajío la cual se movió con una componente oblicua. La fase 3 (**D4F3**) se dio en el Mioceno, después del depósito de la ignimbrita La Media Luna y el emplazamiento del Basalto El Cubilete, el desplazamiento durante este evento fue de más de 500 m. El origen de la falla del Bajío son las estructuras laramídicas formadas entre el Cretácico Tardío y fines del Paleoceno, que a su vez sirvieron para el emplazamiento del Granito Comanja en el Eoceno tardío y posterior al Oligoceno. Esta falla se ha desarrollado como una falla normal-oblicua hasta el reciente, migrando la ubicación de la falla principal hacia el centro del graben.

## ABSTRACT

El Bajío fault exhibits EW and NW-SE trends, separates the provinces of the Central Mesa and the Faja volcánica Transmexicana, it is the southern boundary outcrops of Mesozoic sedimentary marine rocks of the Oligocene silicic volcanic rocks of the Provincia Volcanic de la Sierra Madre Occidental and it had normal activity during the Cenozoic.

The objective of this study is to know the evolution of the El Bajío fault in the northwest zone of Sierra de Guanajuato. There was done cartography, stratigraphy and structural geology. The basement is marked by the complejo vulcanosedimentario, formed in an oceanic basin between the Tithonian and the Hauterivian, it is overlain by the Conglomerado Bernalejo, which evidences a pre-Neocomian orogeny and by the Caliza La Perlita of Aptian-Cenomanian age, formed in a neritic platform. In the Mesozoic-Cenozoic boundary the conglomerado Rancho Seco was deposited, and later in the Eocene, there was emplacement of the Granito Comanja with U/Pb and Ar/Ar age between 50 and 52 Ma. The granite is overlain by the Conglomerado Duarte, formed in an El Bajío fault scarp. The most powerful phase of volcanic explosive activity began in the Oligocene with the emplacement of the Andesita Bernalejo and Ignimbrite Cuatralba, both with 31 Ma, followed by the ignimbrita La media Luna of 23.4 Ma and the Basalt Dos Aguas. In the Pliocene, a fissural andesite was emplaced. In the Pleistocene the Conglomerado Los Ranchos was deposited.

In the Mesozoic two events of deformation happened. The first one (**D1**) generated contractionary structures of ductile-brittle type in the Early Cretaceous with shortening Eastward and N-S trend. The second event (**D2**) produced fragile structures with NE-SW trends and shortening direction to NE. These faults are the oldest structures with the orientation of the El Bajío fault. This event corresponds to the Laramide Orogeny occurred in this area between the Late Cretaceous and Eocene. Among the Mesozoic and Cenozoic there happened a transitional event (**D3**) with maximum extension to the NS, and Granite Comanja emplacement, whose major axis is parallel to the El Bajío fault and occurred between 52 Ma and 49 Ma. Cenozoic extension (**D4**) occurred during the Cenozoic with three recognized phases. The first one (**D4F1**) was a three-dimensional deformation in the low Eocene, NE-SW and NW-SE extension. This phase was registered with the deposit and distribution of the Conglomerado Guanajuato with 49 Ma and the Conglomerate Duarte, in the El Bajío's fault scarp. The second phase (**D4F2**) occurred in the Oligocene affecting the Ignimbrita Cuatralba and there is characterized by reactivation of NE-SW structures and NW-SE under tectonic regime by approximately direction of maximum extension whit of NW-SE, this extension caused an important gap in the El Bajío Fault, which moved with an oblique component. The phase 3 (**D4F3**) was in the Miocene, after the ignimbrita La Media Luna deposit and the Basalto Dos Aguas emplacement, the displacement during this time has been more than 500 m. The origin of the El Bajío Fault is a Laramide structure, formed between the Late Cretaceous and late Paleocene, this weakness area served to the Granite Comanja emplacement in a late Eocene and in the Oligocene; it has developed as a normal-oblique fault to the recent one, migrating the location of the principal fault towards the center of the graben.

## 1. INTRODUCCIÓN

El territorio ocupado actualmente por la República Mexicana ha sufrido múltiples eventos tectónicos a través de su historia geológica. En el registro de su evolución destacan importantes estructuras que limitan bloques corticales, con ambientes de depósito diferentes y estilos de deformación contrastantes (**Figura 1**).

Las rocas de la cuenca mesozoica del centro de México fueron afectadas por dos orogenias, la Sevier y la Laramide, denominadas así en el centro-sur de la república en función del tiempo de ocurrencia más que del estilo de deformación con las que fueron descritas originalmente en las *Canadian Rocky Mountain* y en el *Wyoming Foreland Province*. La orogenia Sevier tiene edades entre el Cenomaniano y el Maastrichtiano (De Celles, 2004), mientras que la orogenia Laramide ocurrió entre el Maastrichtiano y el Eoceno (Dickinson *et al.*, 1988). Los estilos deformativos asociados son *thick* y *thin skinned deformation* con deformaciones compresivas con vergencias al Este y Noreste, respectivamente. Sin embargo en las rocas jurásicas-cretácicas de la provincia fisiográfica de la Mesa Central esta deformación involucra las rocas con metamorfismo que constituyen el basamento.

Uno de los cambios más importantes en los regímenes de deformación está ubicado entre el Mesozoico y el Cenozoico, pasando de un régimen contractivo a uno extensional. El límite entre un régimen y otro está marcado para la provincia fisiográfica de la Mesa Central (**MC**) (parte de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental), por el emplazamiento de intrusivos graníticos, cercanos a estructuras que son límites de bloques corticales, siendo uno de ellos el sistema de fallas El Bajío (**SFB**), objeto de este estudio.

La depresión de El Bajío está definida por las planicies que se forman en la parte central-septentrional de la Faja Volcánica Transmexicana (**FVTM**), debajo de los 1 750 msnm y que están comprendidas entre los meridianos 100° y 102° W y los paralelos 20° y 21° N, con una superficie aproximada de 20 000 km<sup>2</sup>. Se trata de un conjunto de llanuras fértiles y espaciosas entrecortadas por pequeñas colinas. Los suelos son producto de depósitos aluviales del Mioceno-Pleistoceno y de gruesas capa de ceniza volcánica (Canudas Sandoval, 2009).

Geológicamente, el SFB es una estructura mayor que limita las provincias de la MC y la FVTM. Es el límite meridional de los afloramientos de rocas sedimentarias marinas mesozoicas y de las rocas volcánicas silíceas oligocénicas de la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental. La traza del SFB muestra dos tendencias de rumbo, una E-W claramente identificada entre las ciudades de Celaya e Irapuato (Gto.), y otra NW-SE, entre Irapuato y León (Gto.), siendo este último segmento el involucrado en la presente investigación.

Además del importante papel de la depresión de El Bajío en la evolución geológica del centro del país, este rasgo ha jugado un rol significativo dentro de la historia de México. En El Bajío se ubicó el granero de la Nueva España y la cuna de la independencia. Su nombre se da en el sentido de “Tierras bajas” y surge en el siglo XIX producto de una visión geográfica desarrollada en el primer siglo de México como estado-nación. El término se popularizó en el centro de México y fue adoptado incluso como una forma común para referirse a la zona que



comprende el corredor entre Celaya y León (Ruiz, 2002). Es decir la configuración geológica de la región ha jugado un papel decisivo incluso en el desarrollo histórico y social de la zona.



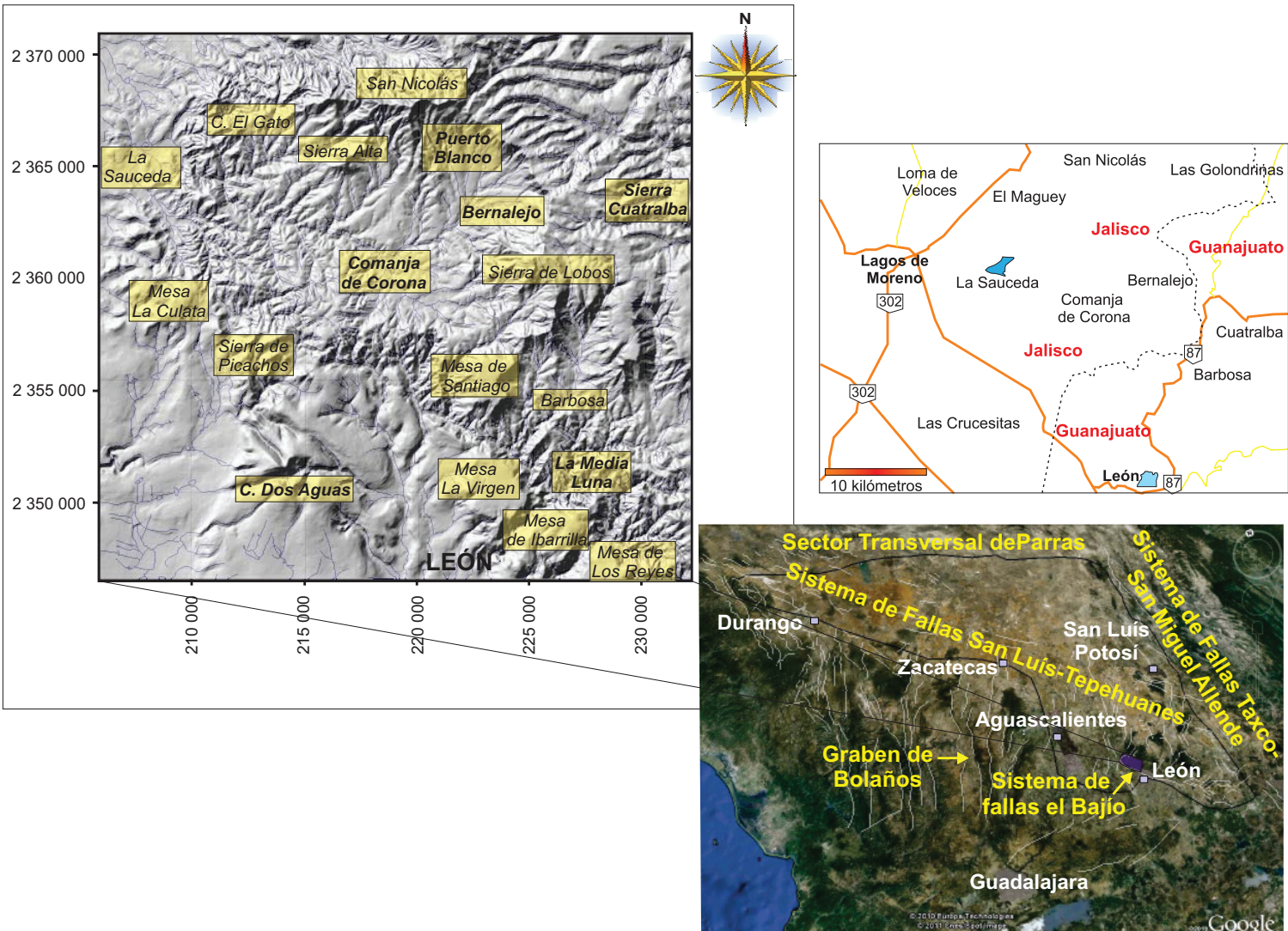
**Figura 1.** Esquema de estructuras corticales mayores para México y límites de provincias geológicas y fisiográficas.

## 1.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza en la parte meridional de la MC, en el límite de los estados de Guanajuato y Jalisco, entre las coordenadas UTM 14Q 206000-2370550 y 232000-2345000 (**Figura 2**). Como base topográfica se utilizaron las cartas del INEGI escala 1:50 000 de Lagos de Moreno (F14C32), Nuevo Valle de Moreno (F14C42), Lagos de Moreno (F14C31) y León (F14C41), con un área aproximada de 650 km<sup>2</sup>.

Las poblaciones más importantes de la zona son León (Gto.) y Lagos de Moreno (Jal.). Las vías de acceso son las autopistas León de Aldama -Lagos de Moreno y San Juan de los Lagos-Lagos de Moreno, además de numerosas brechas que cortan la región en sentido E-W y N-S.

Fisiográficamente, la zona tiene partes elevadas con cotas superiores a los 2 100 msnm asociadas a la terminación noroeste de la Sierra de Guanajuato; localmente tales cotas enmarcan las sierras Alta, de Cuatralba, de Picachos y de Lobos (**Figura 2**). Las cotas inferiores a 2 000 msnm corresponden a la parte urbana de la ciudad de León.



**Figura 2.** Localización del área de estudio. Abajo: límites de la Mesa Central y estructuras geológicas principales, el recuadro morado muestra la ubicación del área de estudio. Arriba: Mapa de vías de acceso y mapa de sombras del área de estudio.

Los patrones de drenaje son, en su mayoría, dendríticos y subparalelos. La corriente más importante es el río Bernalejo que corre en sentido SE-NW, llegando a la Presa de La Sauceda; localmente los drenajes llegan a ser radiales.

## **1.2 CARACTERÍSTICAS Y DIFERENCIAS ENTRE LA MESA CENTRAL, LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL Y LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA**

La Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental, ubicada en la región noroeste de México, está subdividida en las provincias fisiográficas de Sierra Madre Occidental (SMOcc) y Mesa Central (MC). Ambas provincias presentan rasgos contrastantes en cuanto a su evolución tectónica y magmática (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999 y 2005). La diferencia de espesores entre la MC y la SMOcc ha sido documentada mediante distintos métodos: por perfiles gravimétricos a lo largo de la latitud 23.5° N por Kerdan (1992) y Campos-Enríquez *et al.* (1992), y el análisis de perfiles topográficos E-W a lo largo de los 22° N y ENE-SSW entre los 21° N y 22° N (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; 2005), evidenciando un adelgazamiento cortical para la Mesa Central en comparación con las provincias de la SMOcc y Sierra Madre Oriental (SMO).

La MC limita al norte y oriente con la Sierra Madre Oriental. El límite oriental es el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende, con rumbo N-S a NNW-SSE. El límite norte se ubica en el sistema montañoso E-W del Sector Transversal de Parras. Al noroeste, el límite septentrional de la MC con la SMOcc está controlado por el sistema de fallas San Luis Tepehuanes, cuya traza tiene rumbo NW-SE. Al sur, la MC limita con la FVTM mediante el sistema de fallas El Bajío (SFB), que, como ya se mencionó, tiene tendencias NW-SE al noroeste y E-W al sureste.

Las estructuras límite para la MC tienen características específicas que permiten identificarlas como fronteras tectónicas. La transición entre una plataforma continental y una cuenca marina mesozoica es la propuesta que Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2007) hacen para explicar el origen del sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende. Para la Transversal de Parras se presume la existencia de una estructura cubierta que afecta las rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El sistema de fallas San Luis Tepehuanes marca de forma general la terminación septentrional de los afloramientos de las secuencias vulcanosedimentarias mesozoicas de la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y el sistema de fallas El Bajío actúa como frontera entre estilos de deformación y tiene su terminación como *splay* en el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende.

La Mesa Central es una meseta elevada con cotas superiores a los 2 000 msnm. Al comparar su columna estratigráfica con respecto a la de la SMOcc resalta que las unidades más antiguas, que pertenecen a la Cuenca Mesozoica Marina del Centro de México, afloran exclusivamente en la MC, entre los 2 000 y 2 700 msnm (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La columna estratigráfica de la SMOcc empieza a ser semejante a la de la MC partir de lo que McDowell y Keizer, (1977) denominan informalmente como “supergrupo volcánico superior” o Grupo Volcánico Eoceno para Aguirre y McDowell (1991).

La estratigrafía cenozoica refleja también diferencias entre la MC y la SMOcc; por ejemplo, esta última es

una provincia volcánica, compuesta por potentes capas de ignimbrita silíceas, emplazadas entre los 34 Ma y 11 Ma, mientras que en la MC el vulcanismo oligocénico está representado, en gran parte, por el emplazamiento de domos riolíticos (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002).

La deformación de la SMOcc y la MC es distinta, aunque en ambas provincias el vulcanismo y la deformación migran hacia el poniente durante el Oligoceno y el Mioceno. De forma regional para la SMOcc están reportados dos eventos de deformación con carácter extensional; uno entre los 21 y 18 Ma y otro de edad Mioceno medio a tardío restringido a la parte adyacente al Golfo de California, mientras que, para la MC han sido reportados tres eventos extensionales en el mismo lapso, el primero antes de 30 Ma, el segundo entre los 30 y 27 Ma y por último uno después de 24 Ma y antes de los 11 Ma. Además de lo anterior, las deformaciones cenozoicas para la SMOcc son bidimensionales, con un eje de alargamiento principal *ca.* E-W, mientras que la deformación en la MC es tridimensional con extensión horizontal aproximada hacia *ca.* E-W (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco volcánico activo desde el Mioceno, está ubicado en cuencas tectónicas limitadas por fallas mayores, atraviesa de Este a Oeste la parte central de la República Mexicana y se generó por la subducción de la placa de Cocos bajo la Norteamericana. Este arco tiene un tren estructural E-W, está compuesto por rocas volcánicas que van del Mioceno al reciente y consta de una pila volcánica que alcanza más de cuatro kilómetros en la cuenca de México (Pérez-Cruz, 1988). El basamento únicamente está expuesto en El Oro-Tlalpujahuá (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005).

Además de los datos mencionados anteriormente, que brindan importante información acerca de las diferencias entre las provincias de la SMOcc y MC, varios estudios han sido realizados con el propósito de esclarecer la estratigrafía, eventos deformativos y yacimientos minerales asociados a las mismas.

Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) documentan cuatro eventos de deformación en la intersección de la MC, la SMO y la FVTM, donde el más antiguo es sincrónico con la extensión oligocénica de la MC, seguido por dos eventos de transición entre el Mioceno medio y Mioceno tardío y el más joven es un evento Plio-Cuaternario, sincrónico con la extensión N-S del sector central de la FVTM. Además, identifican un hiatus en el vulcanismo y la deformación para el Mioceno temprano y documentan que, a partir de los 16 Ma, ambos, vulcanismo y deformación, migran hacia el SE.

Nieto-Samaniego *et al.* (2005) presentan una recopilación y evaluación de los datos existentes en la literatura acerca de la estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica de la MC. Reportan que hay fases de actividad magmática contemporáneas a la formación de depósitos minerales, que éstos se ubican preferentemente sobre las trazas de las estructuras mayores de la MC y que sus edades coinciden con fases de actividad de las mismas.

Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2007) documentan los eventos deformativos que se registran al norte de la FVTM, reportando que la deformación post-laramídica de la Mesa Central ocurrió en tres eventos extensionales, durante el Eoceno, el Oligoceno y el último desde el Mioceno al reciente.

Para la región de Zacatecas, Zac., en el límite entre la SMOcc y la MC, se han reportado dos eventos de

deformación, uno Paleoceno - Eoceno responsable del fallamiento WNW-NNE y otro entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano que reactivó las fallas preexistentes y generó algunas estructuras nuevas con igual disposición, eventos que ocasionaron la reactivación del sistema de fallas San Luis Tepehuanes y de las estructuras que definen el graben de Aguascalientes (Loza-Aguirre *et al.*, 2008 ).

Para la zona en que se realizó este estudio, trabajos estratigráficos han sido llevado a cabo desde finales de la década de los ochenta: Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes (1987) asocian la secuencia vulcanosedimentaria marina que aflora en las cercanías de León con la Formación Arperos y, por su contenido fósil, en especial de radiolaritas moderadamente conservadas, le asignan edades Jurásico- Cretácico. Chiodi *et al.* (1988) hacen una descripción completa acerca de Caliza La Perlita, catalogan su contenido fósil y son de los primeros en hablar de la discordancia entre estos bancos arrecifales y las secuencias vulcanosedimentarias aflorantes. Martínez Reyes (1992), publica el mapa geológico de la Sierra de Guanajuato, pero es Quintero-Legorreta (1992) quien amplía un poco el panorama acerca de las unidades aflorantes y las características estructurales al identificar deformaciones dúctiles-frágiles en el basamento y deformaciones frágiles en las rocas cenozoicas, así como los hiatos depositacionales entre el Mesozoico y el Cenozoico con implicaciones importantes para la diferenciación de eventos compresivos como las orogenias Sevier y Laramide. Además, es el primero en considerar la edad mínima de la deformación laramídica, documentando que los cuerpos plutónicos de  $55\pm 4$  y  $58\pm 5$  Ma (Mugica Mondragón y Jacobo Albarrán, 1983) son postorogénicos.

Trabajos posteriores de petrografía y geoquímica han sido llevado a cabo por Ortiz-Hernández *et al.* (2002; 2003), en ellos interpretan a las *pillow* lavas y diques diabásicos que se intercalan con los sedimentos flyshoides de la secuencia vulcanosedimentaria como remanentes de *seamounts* intraplaca formados como resultado de un vulcanismo de punto caliente, además consideran a la secuencia vulcanosedimentaria en posición alóctona, como el testigo más oriental del evento volcánico de Cretácico Inferior.

### 1.3 PROBLEMÁTICA

Los límites de las provincias geológicas mencionados coinciden con fallas mayores: el sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende es el límite entre la MC y la Sierra Madre Oriental, el sistema de fallas San Luis Tepehuanes, es el límite entre la SMOcc y MC y entre el sector sur y norte de la MC, la falla de Aguascalientes es un límite N-S entre la MC y la SMOcc; y el SFB es el límite entre la Faja Volcánica Transmexicana y la MC.

El desarrollo de estructuras mayores como el SFB fue el objeto primordial de investigación, se intentó establecer su origen, cómo ha evolucionado y migrado, principalmente en el cambio de régimen de deformación de contractivo (Mesozoico) a extensional (Cenozoico).

Es así como en esta investigación se decidió recolectar datos para delimitar espacial y temporalmente cambios notables en los campos de deformación entre provincias que de una u otra forma, han persistido durante la evolución tectónica de la zona.

## 1.4 OBJETIVO

Conocer el origen y la evolución tectónica del sistema de fallas de El Bajío en la zona comprendida entre la ciudad de León (Gto.) y el Municipio de Lagos de Moreno (Jal.).

## 1.5 METAS

- Actualizar la cartografía geológica existente a escala 1: 50,000.
- Identificar las estructuras geológicas mayores y caracterizarlas estructuralmente.
- Determinar la edad de la Orogenia Laramide en la zona de estudio.
- Restringir las edades de deformación de la falla de El Bajío.

## 1.6 METODOLOGÍA

Una vez realizada la revisión de bibliografía se procedió al trabajo de campo con el propósito de hacer más detallada la cartografía existente, identificar estructuras como foliaciones, tipos de fallas y pliegues que marquen un rasgo importante para la zona de estudio e identificar las unidades estratigráficas afectadas por alguna de las deformaciones presentes en el área.

Se realizaron fechamientos isotópicos por los métodos U/Pb en circón y Ar/Ar en biotitas y ortoclasas para determinar las edades de cristalización y enfriamiento respectivamente, tal información fue usada para determinar las tasas de enfriamiento y fechar eventos de deformación asociados a cambios de régimen tectónico y a la actividad de las fallas.

Para la interpretación estructural fueron usados métodos de inversiones de estrías, empleando el programa TectonicsFP®, Stress de Reches (1986) y los diagramas de compatibilidad cinemática (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La evolución geológica de la parte noroeste de la Sierra de Guanajuato y de la depresión de El Bajío está registrada en diversas unidades litoestratigráficas que van desde el Jurásico Superior al reciente, formadas en ambientes marino principalmente para las rocas mesozoicas y continental para el Cenozoico.

En la zona de estudio han sido cartografiadas 13 unidades (**Figura 3**); las cuatro formaciones mesozoicas involucran una secuencia vulcanosedimentaria marina metamorfoseada, dos conglomerados continentales tipo molasa que suprayacen la secuencia con metamorfismo y están en contacto con una secuencia marina carbonatada. Para el Cenozoico es notable el dominio de unidades ígneas, seis en total, que incluyen granito, andesita, basalto e ignimbrita. Las unidades restantes son de origen sedimentario continental incluyendo un conglomerado tipo molasa para el Eoceno (**Figura 3**).

Las unidades aflorantes en el área de estudio fueron previamente descritas y cartografiadas en su mayoría por Quintero-Legorreta, (1992) y Martínez-Reyes, (1992). En el presente trabajo se pretende estudiar el papel que esas unidades de roca han desempeñado en los distintos eventos de deformación. El trabajo de campo permitió definir contactos y variaciones faciales, y ubicar las unidades como pre, sin o post-fallamiento; la distribución y geoforma de las unidades fueron completadas mediante el uso de las fotografías aéreas escala 1:75.000 vuelos SINFA, zona F14-7, líneas de vuelo entre la 139 y la 143.

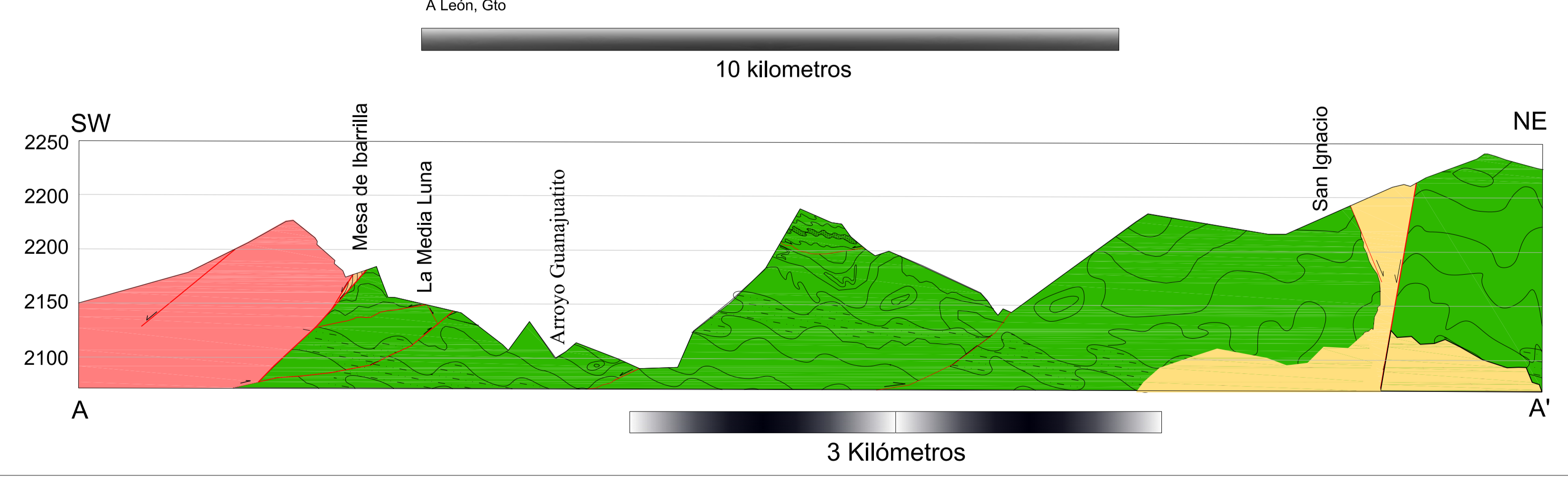
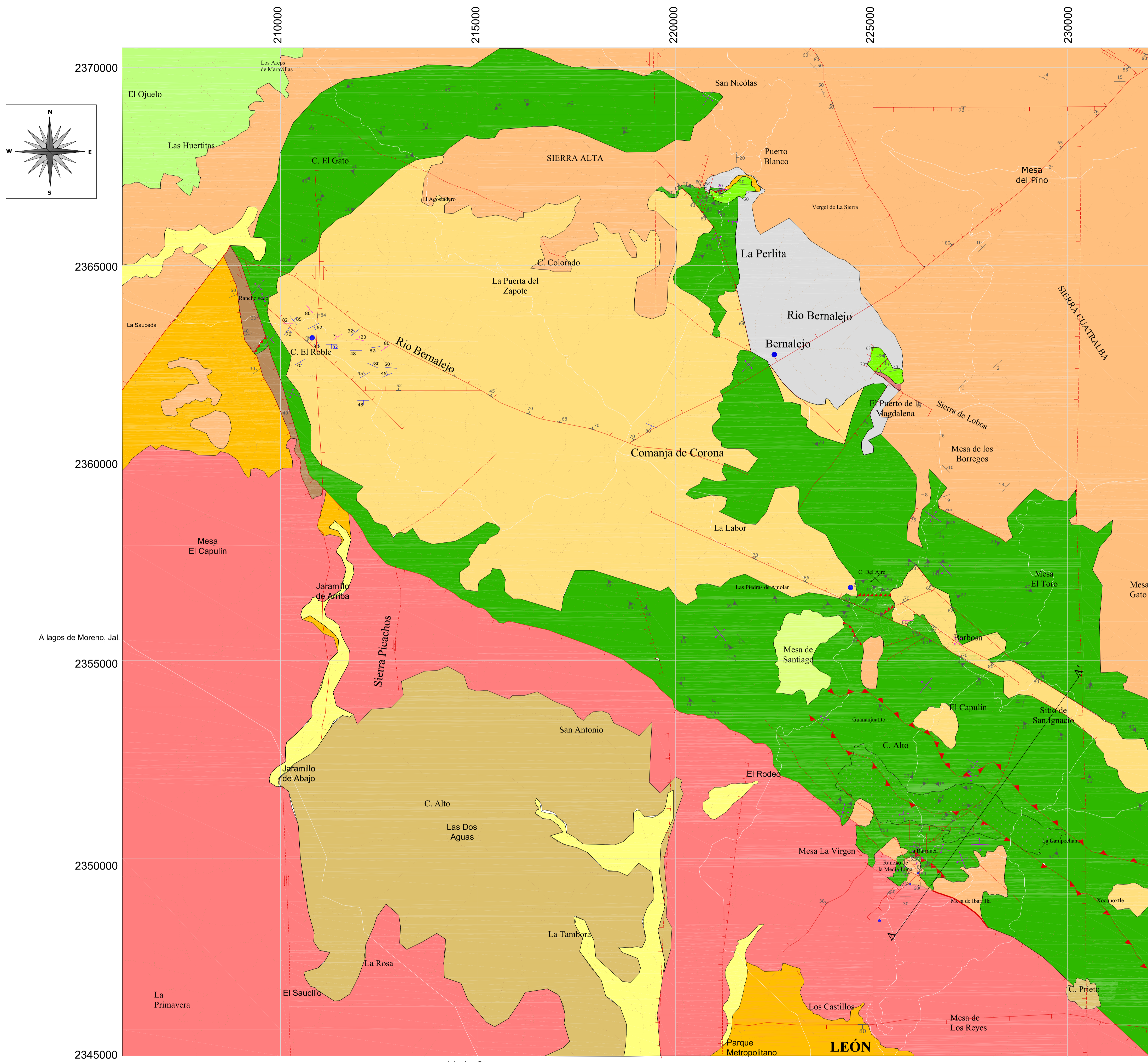
### 2.1 COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO

#### 2.1.1 Antecedentes

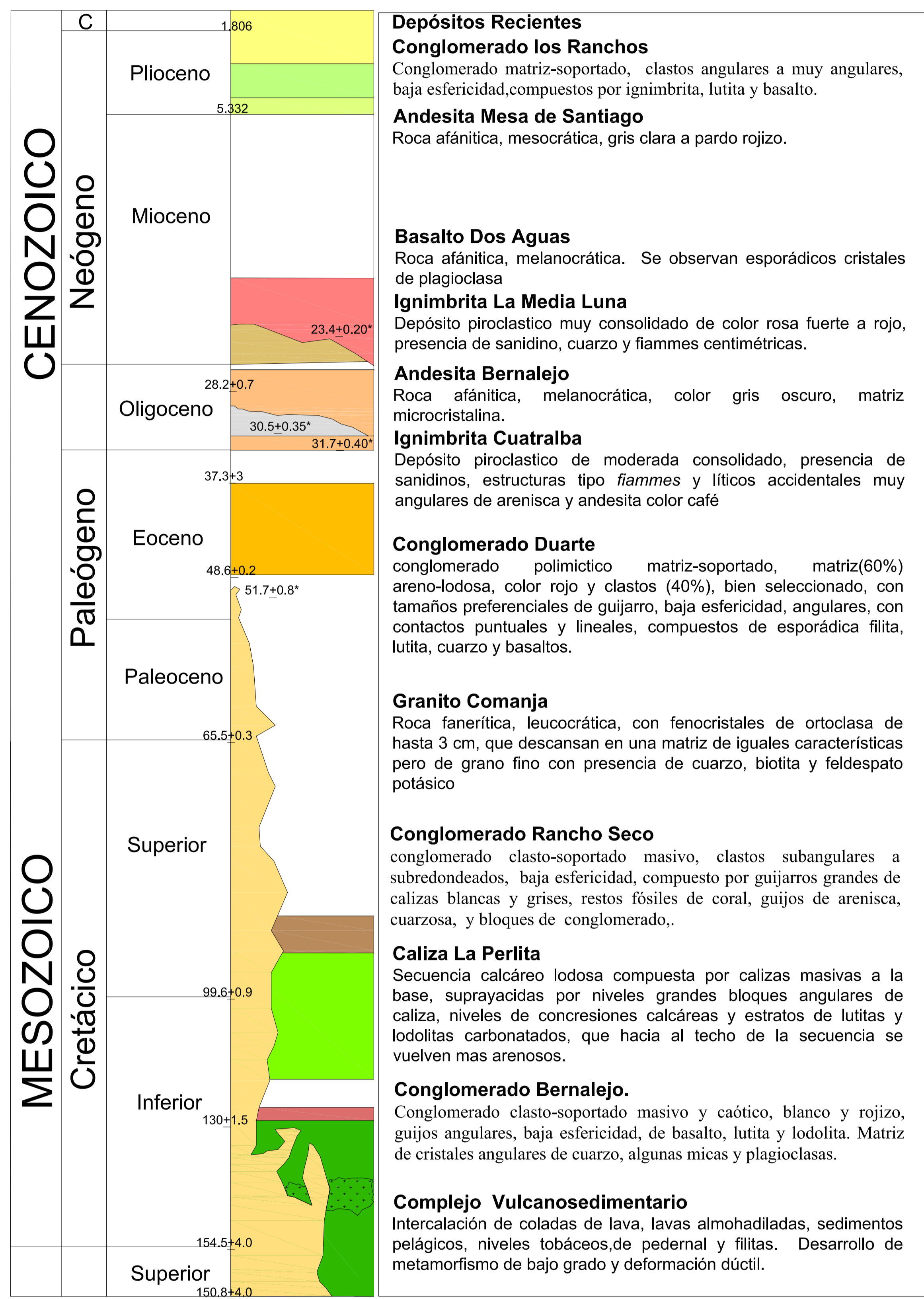
Martínez-Reyes (1992) da el nombre de complejo vulcanosedimentario de la Sierra de Guanajuato a dos secuencias de rocas identificadas por Echegoyén *et al.* (1970) como Formación Esperanza y Formación La Luz. La primera es de origen sedimentario marino y la segunda es un conjunto de lavas basálticas, masivas a almohadilladas, ambas con metamorfismo en facies esquistos verdes. Las rocas de la formación Esperanza, con bajo grado de metamorfismo y protolito pelítico, son incluidas por Chiodi *et al.* (1988) y Monod *et al.* (1990) en la Formación Arperos.

Monod *et al.* (1990) incluye dentro de la Formación Arperos a un conjunto de grauvaca, cuarcita, micrita, radiolarita, pedernal, *shale* y esporádicos conglomerados que descansan concordantemente sobre lavas almohadilladas, diques piroclásticos y rocas volcanoclásticas.

Quintero-Legorreta (1992) utiliza el término de unidad sedimentaria para determinar un conjunto de pelita, psamita y algunos horizontes calcáreos que afloran en diversos lugares de la Sierra de Guanajuato. A la secuencia de lavas almohadilladas y derrames de lava de composición basáltica, que se intercalan con la secuencia vulcanosedimentaria, la denomina Ofiolita Barbosa.



## COLUMNA ESTADÍSTICA



## SIMBOLOGIA

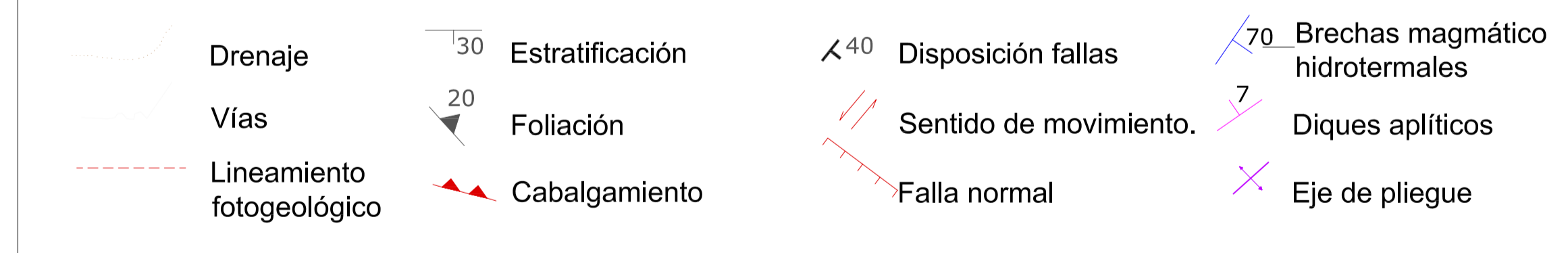


FIGURA 3  
 MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL SECTOR NOROESTE DE LA SIERRA DE GUANAJUATO  
 Escala 1:50 000  
 CENTRO DE GEOCIENCIAS  
 POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
 UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
 2011



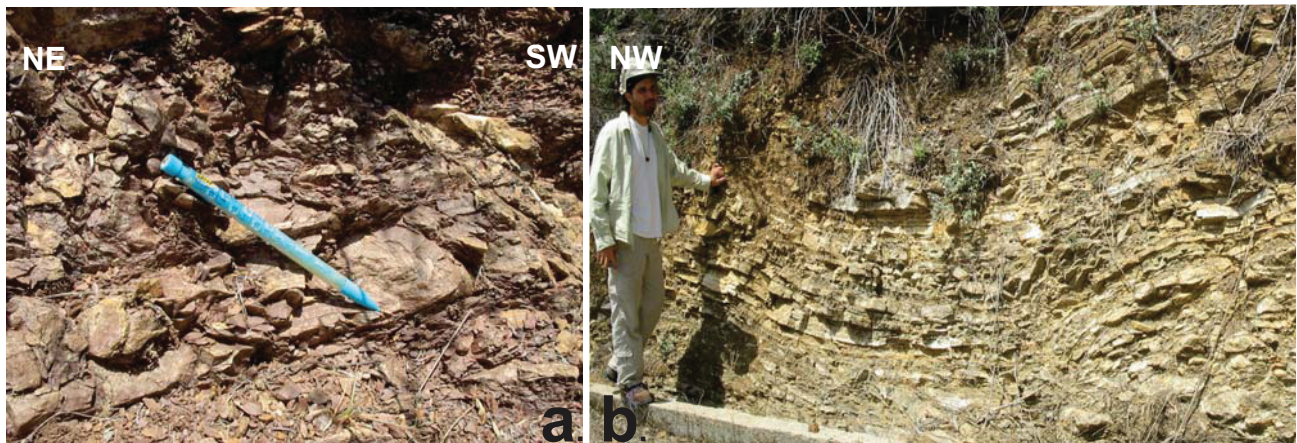


Si atendemos a lo propuesto por el artículo 37 del North American Stratigraphic Code (2005), este conjunto de rocas de origen ígneo, sedimentario y metamórfico, con estructuras complicadas, debe ser tratado en el rango de “Complejo”. Es por esto que en este trabajo a las rocas más antiguas que incluyen a todas las formaciones mencionadas anteriormente se le dará en nombre de complejo vulcanosedimentario.

### 2.1.2 Litología

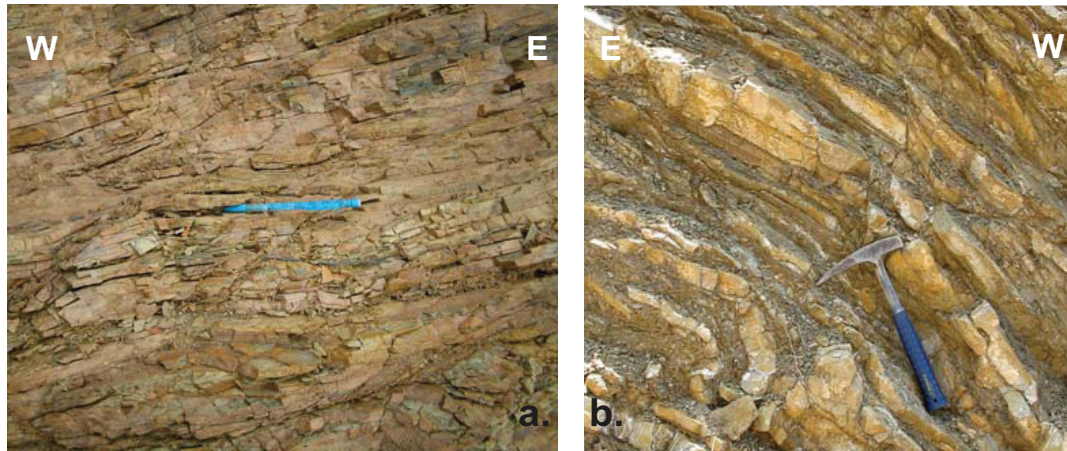
En la zona de estudio, el complejo vulcanosedimentario se presenta como una franja alargada con tendencia NW-SE y un ancho entre 2 y 9 km (**Figura 3**). Hay diferencias litológicas entre una zona y otra, asociadas a las variaciones laterales y verticales de la cuenca en la que se desarrolló esta unidad. Aunque en todo el sector hay dominio de rocas sedimentarias, en algunas porciones el dominio es de rocas metamórficas como filita y esquistos cloríticos de protolito pelítico.

En las cercanías del Cerro El Gato (**Figura 3**), que es la zona más al noroeste donde aflora el complejo vulcanosedimentario, esta unidad se caracteriza por dos conjuntos diferenciados. En la base es una sucesión de rocas color café amarillento a rojizo, con estructura esquistosa y plegamiento intenso, intercalada con capas de arenisca cuarzosa y lutita rojiza, sobre las cuales descansa concordantemente una intercalación de estratos centimétricos de arenisca de grano medio con lodolita, ambas de color crema y pliegues amplios (**Figura 4**).



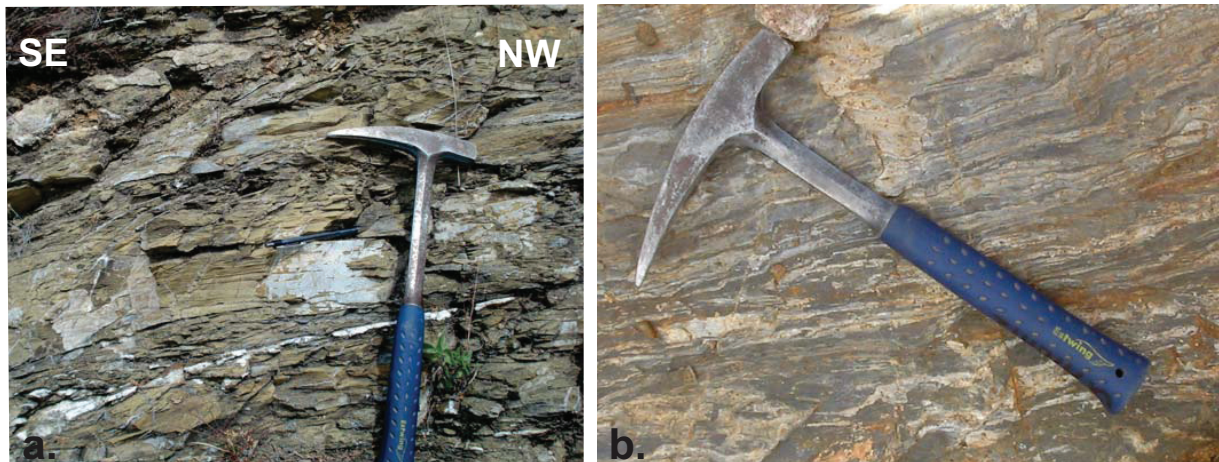
**Figura 4.** Apariencia del complejo vulcanosedimentario en cercanía al Cerro El Gato. **a.** Intercalación de lutita, arenisca con coloraciones rojizas. **b.** Intercalación de lutita y cuarzo-arenita color crema con plegamiento.

En la intersección del camino San Felipe - Comanja de Corona, en La Angostura y los alrededores de Rancho Seco (**Figura 2 y Figura 3**), en la parte norte de la zona de estudio, se observan horizontes de esquistos y filita, algo meteorizados, pero el dominio fundamental está marcado por lutita, *shale*, pizarra y arenisca color crema (**Figura 5**), con plegamiento isoclinal que varía de centímetros a metros. En ocasiones la alternancia entre lutita y arenisca se ve interrumpida por la presencia de coladas de basalto.



**Figura 5.** Complejo vulcanosedimentario. **a.** *Shale*, pizarra y filita, plegadas y fracturadas, en la intersección vía San Felipe-Comanja de Corona. **b.** Intercalación de cuarzo-arenita crema y lutita gris con plegamiento isoclinal en el sector de Rancho Seco

En el sector de Barbosa se observan intercalaciones de lutita negra con arenisca crema, generalmente con pliegues isoclinales recostados y empiezan a ser más comunes los estratos centimétricos de pedernal finamente estratificado y capas de filita, esquisto y lutita carbonosa con metamorfismo. (**Figura 6**).



**Figura 6.** Complejo vulcanosedimentario. **a.** Lutita carbonosa con metamorfismo. **b.** Intercalación de cuarzo-arenita crema y lutita gris con plegamiento isoclinal en el sector de Rancho Seco

Hacia el noreste de la Mesa de la Virgen, en los arroyos Guanajuatito, El Capulín y Los Alisos, es donde el complejo vulcanosedimentario exhibe lo que podemos considerar una zona profunda de lo que se ha interpretado como una paleocuenca, al menos para el área de estudio, además presenta potentes intercalaciones de coladas y lavas almohadilladas ambas de composición basáltica. Hacia la parte baja de los arroyos Guanajuatito y El Capulín, como techo del complejo vulcanosedimentario, se encuentra una alternancia de arenisca cuarzosa, lutita gris y pizarra fuertemente plegadas. Bajo esta sucesión empiezan a dominar estratos decimétricos de lutita gris y capas centimétricas de radiolarita en pedernal, que a su vez están intercaladas con capas de toba color crema (**Figura 7**).



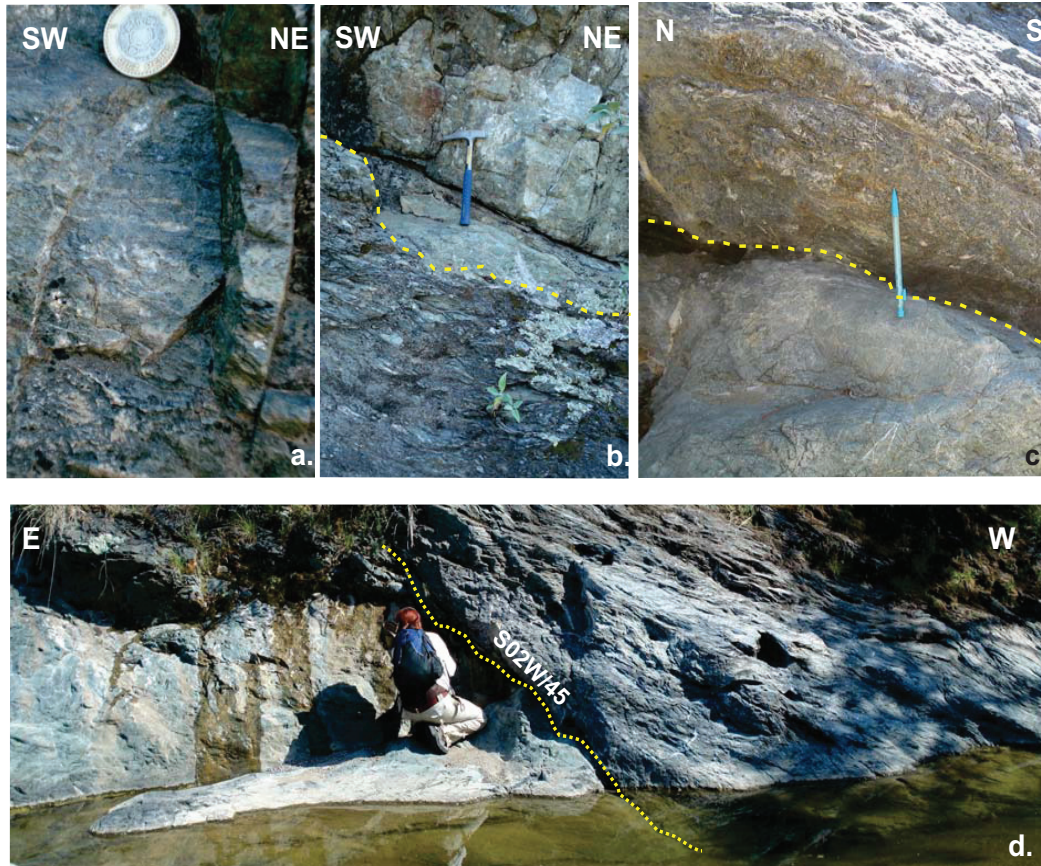
**Figura 7.** a. Estratos de pedernal intercalado con capas de toba b. Tope del complejo vulcanosedimentario sobre el arroyo El Capulín, a la base del afloramiento cuarzo-arenita, suprayacidas por lutita y filita.

Suprayaciendo esta secuencia sedimentaria marina, y en contacto concordante, afloran una serie de fragmentos de rocas basálticas dentro de una matriz sedimentaria en la que se distinguen clastos de arenisca y lutita. Este tipo de rocas se forman cuando el magma caliente entra en contacto con los sedimentos húmedos marinos y reciben el nombre de *peperita* (Skilling *et al.*, 2002). De forma transicional, esta peperita llega a ser lava almohadillada de composición basáltica; los halos, de vidrio devitrificado reemplazado por cloritas, dejan ver claramente sus formas de almohada con ejes mayores que oscilan entre los 30 y 40 cm. Es común el fracturamiento radial, las vesículas rellenas por calcita y en ocasiones exhiben ciertas lineaciones o foliaciones marcadas por pequeños cristales alineados de clorita (**Figura 8**).



**Figura 8.** Lava almohadillada del complejo vulcanosedimentario. Obsérvese los halos de vidrio devitrificado con tonalidades verdosas dadas por el reemplazamiento con clorita y el fracturamiento radial.

Las relaciones de campo entre las lavas almohadilladas y algunos derrames de basalto con las lutitas grises y negras son complicadas. En algunos casos son transicionales y en otros por cabalgamientos, el afloramiento del arroyo Los Alisos es un buen ejemplo, donde no se tiene un bloque cabalgante definido (**Figura 9**).



**Figura 9.** Contactos dentro del complejo vulcanosedimentario. **a.** Contacto transicional entre coladas de lavas basálticas y lutita negra. **b.** Contacto por falla. En el bloque del bajo hay lavas almohadilladas y en el bloque del alto lutita negra y esquisto gris. **c.** Contacto por falla. En el bloque del bajo hay lutita y arenisca grises y en el bloque de alto coladas de lava. **d.** Contacto fallado. En el bloque del alto sucesión de lutita y arenisca grises; en el bloque del alto derrames de lava con composición basáltica.

En las zonas más profundas de la paleocuenca afloran *shale* negro, lavas almohadilladas, y hay presencia de minerales singenéticos como pirita en lutita. Sobre estas rocas descansan lutita gris con niveles carbonatados intercalados con lutita oscura, dentro de las cuales se observan fósiles de moluscos, posiblemente de la clase Gastrópoda, con formas alargadas y superficies anilladas (**Figura 10**), sin embargo es difícil determinar si pertenecen al género *Cerithium* o *Turritella*. Estas rocas están a su vez cortada por diques basálticos-diabásicos.

Debido a la fuerte deformación contractiva presente en esta unidad, su espesor es difícil de determinar, sin embargo es claro que se trata de una potente secuencia tipo *flysch*, con espesores de centenares de metros. Para las lavas almohadilladas, peperita y derrames basálticos, Ortiz-Hernández *et al.* (2003) reportan un espesor cercano a los 400 m, sin embargo, el gran número de pequeños cabalgamientos puede llevar a sobre o subestimar este valor.



**Figura 10.** Lutita gris plegada, las flechas indican el contenido fósil.

### 2.1.3 Contactos con otras unidades

El complejo vulcanosedimentario se encuentra en contacto discordante con la Caliza La Perlita, al igual que con la Ignimbrita Cuatralba hacia el borde noreste de la zona de estudio. Fallamiento normal marca el contacto con la misma ignimbrita y con la ignimbrita de La Media Luna en los sectores de Ibarilla, Angostura y Santa Elena. El conglomerado Rancho Seco, descrito en este trabajo, y algunos sectores donde aflora la Andesita Bernalejo también exhiben este tipo de contacto. El complejo vulcanosedimentario es intruído por el Granito Comanja.

### 2.1.4 Edad

La edad para este complejo es planteada por Corona-Chávez (1988), quien menciona la presencia de *Nannoconus dolomiticus* en estratos inferiores de limolita, asignando edades entre el Tithoniano y el Hauteriviano. Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes (1987) reportan radiolaritas recubiertas por pedernal, aunque no muy bien conservadas, pero que sugieren una edad Valanginiano-Turoniano.

Mortensen *et al.*, 2008 asocia las rocas del complejo vulcanosedimentario con la Formación Arperos, a la que le asigna una edad Jurásico Tardío teniendo en cuenta la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=146.1 \pm 1.1$  Ma para derrames riolíticos localizados en los Depósitos Masivos Vulcanogénicos (VMS) del subterreno Guanajuato.

Martini *et al* (en prensa) restringen la depositación de las rocas clásticas de la Formación Esperanza al Tithoniano, basados en fechamientos U/Pb de diques félsicos sinsedimentarios con una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $150.7 \pm 0.8$  Ma y edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $145.4 \pm 1$  Ma para flujos de lava riodacíticos que cubren concordantemente las rocas *flyshoides* del complejo vulcanosedimentario.

Ortiz-Hernández *et al.* (2003) empleando el método K/Ar en roca total, fechan las lavas almohadilladas y diques diabásicos, obteniendo edades de  $85.1 \pm 2.1$  Ma para las primeras y de  $90.3 \pm 2.2$  a  $93.4 \pm 2.2$  Ma para los diques; sin embargo, estas últimas se refieren más a edades de mineralización, metamorfismo, hidrotermalismo o deformación que a edades de emplazamiento o depositación para el complejo vulcanosedimentario.

Una correlación de este complejo vulcanosedimentario para los sectores de Fresnillo y Zacatecas serían la Formación Chilitos o Formación La Borda, conformadas por lavas masivas y almohadilladas de composición basáltica-andesítica con intercalaciones de rocas sedimentarias, volcanoclásticas y calcáreas, metamorfizadas en facies de esquistos verdes con edades tentativas Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (De Cserna, 1976; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Yta *et al.*, 2003).

### **2.1.5 Ambiente de depósito**

Las rocas del complejo vulcanosedimentario han sido interpretadas como una secuencia de arco volcánico marino (Mortensen *et al.*, 2003), con una cuenca trasarco, presentando intercalación de niveles de pedernal y sedimentos carbonatados que reflejan variaciones en la profundidad de una paleocuenca.

## **2.2 CONGLOMERADO BERNALEJO**

### **2.2.1 Antecedentes**

Esta unidad es descrita por primera vez en este trabajo y aflora en las cercanías de la población de Bernalejo (Figura 3).

### **2.2.2 Litología**

Se trata de un conglomerado clasto-soportado con colores blancos y rojizos, masivo, con 80% de clastos angulares tamaño guijo, de baja esfericidad y disposición caótica, los clastos son principalmente de basalto gris-verdoso, lutita gris y lodolita rojiza, *shale* negro, arenisca cuarzosa y esporádicos clastos de pedernal. La matriz (20%) está compuesta por cristales angulares de cuarzo, algunas micas y esporádicamente se observan plagioclasas.

### **2.2.3 Contacto con otras unidades**

El espesor de la unidad no está bien determinado, se sabe que, en algunos sectores, subyace en contacto discordante a la Caliza La Perlita. El contacto inferior, presumiblemente con el complejo vulcanosedimentario, no fue observado.

### **2.2.4 Edad**

La edad para este depósito debe ubicarse en el Neocomiano por yacer sobre el complejo vulcanosedimentario y estar cubierto por los depósitos de la Caliza La Perlita.

### **2.2.5 Ambiente de depósito**

El hecho que se trate de gravas clasto-soportadas masivas y angulares, sin estructuras sedimentarias, indica que se depositó como un flujo de escombros pseudoplástico de baja resistencia o un flujo hiperconcentrado a partir de un comportamiento turbulento u oleadas de alta concentración (Miall, 1996), en aguas muy someras o en superficies emergidas. Este conglomerado es el producto de la erosión por el levantamiento y afloramiento del complejo vulcanosedimentario, permitiendo asociarlos con depósitos sintectónicos de moladas que indican la ocurrencia de una orogénesis Neocomiana.

## 2.3 CALIZA LA PERLITA

### 2.3.1 Antecedentes

Quintero-Legorreta (1992) propone este nombre formalmente para definir una unidad litoestratigráfica calcáreo-arenosa con horizontes limolíticos. Martínez-Reyes (1987) y Chiodi *et al.* (1988) emplean el término para describir estas mismas rocas.

### 2.3.2 Localización y espesor

La Caliza La Perlita aflora en la Sierra de Guanajuato, en las cercanías de Puerto Blanco y Bernalejo. Geomorfológicamente es difícil de identificar y los afloramientos individuales observados en el campo no superan los 20 m de altura. Chiodi *et al.* (1988) le asignan un espesor máximo de 80 m, mientras que Quintero-Legorreta (1992) le asigna 140 m, ambos datos tomados en el sector de Puerto Blanco. Para el lado de Bernalejo, no supera los 50 m (Figura 3).

### 2.3.3 Litología

Litológicamente, esta unidad es carbonatada y sin metamorfismo, está compuesta de base a techo por un conjunto de lutita negra intercalada con estratos de espesor decimétrico de caliza gris oscura, con un espesor observable no mayor que 10 m, sobre estas calizas yace un nivel de conglomerado matriz-soportado con clastos de filita y cuarzo-arenita en una matriz calcárea, que infrayace a un estrato de menos de 3 m de nódulos calcáreos.

Sobre las rocas descritas descansan potentes bancos de caliza masiva arrecifal, de color gris, que se observan a manera de grandes bloques limitados por bandas de cizalla. Al techo de esta caliza se encuentran niveles de marga y caliza fosilífera, dentro de las cuales se observaron restos de corales, moluscos, braquiópodos y equinodermos (**Figura 11**). En estos mismos sedimentos margosos, Chiodi *et al.* (1988) y Quintero-Legorreta (1992) reportan la presencia de ammonites (*Eohypoturrilites*, *Pseudouhligella*, *Salazieeras* y *Acanthohoplites*) cuyo alcance estratigráfico corresponde al Aptiano superior – Albiano inferior. Sobre estas capas fosilíferas descansan 20 m de arenisca con gradación normal y *shale* calcáreo, culminando con 30 m de lutita rojiza intercalada con niveles centimétricos de marga con escasa estratificación.

### 2.3.4 Contactos con otras unidades

La Caliza La Perlita suprayace al complejo vulcanosedimentario y su contacto está marcado por una importante discordancia angular y erosional (Quintero-Legorreta, 1992). Chiodi *et al.* (1988) describen este contacto como un importante hiatus depositacional entre el Cretácico Inferior y el Cretácico medio, pero recalcan que esta posición discordante con respecto al complejo vulcanosedimentario había sido previamente observada por Martínez-Reyes (1987), aunque sin que se le asignara mayor precisión espacio-temporal. Puntualmente este contacto varía debido a la presencia del conglomerado Bernalejo.

El contacto superior de la Caliza La Perlita está marcado por la discordancia angular que aparece entre ella y el Conglomerado Guanajuato, la Ignimbrita Cuatralba y la Andesita Bernalejo.



**Figura 11.** Bancos de caliza arrecifal en la Caliza La Perlita **a.** Apariencia de afloramiento. **b.** Acercamiento del afloramiento donde se observa biostroma. **c.** Detalle de fósiles, moluscos, Clase Braquiópoda.

### 2.3.5 Edad

La edad de la Caliza La Perlita está dada por el contenido fósil, permitiendo restringirla entre el Aptiano temprano Albiano tardío.

### 2.3.6 Ambiente de depósito

Las rocas y fauna asociadas a la Caliza La Perlita evidencian un depósito relativamente cercano a la costa, favoreciendo el depósito arrecifal, con variaciones en profundidad que llegan hasta un dominio de plataforma nerítica con faunas de origen Tethysiano (Chiodi *et al.*, 1988), donde hubo aporte de material clástico fino y arenoso propio de litoral.



## 2.4 CONGLOMERADO RANCHO SECO

### 2.4.1 Antecedentes

Esta unidad fue descrita por primera vez en este trabajo y se observó en las cercanías del sitio conocido como Rancho Seco, sobre la carretera La Saucedá - Comanja de Corona (Jal.) (**Figura 3**).

### 2.4.2 Litología

Se trata de un conglomerado clasto-soportado masivo, con clastos subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, mal seleccionado y con tamaños que varían de guija a bloque mediano. Está compuesto predominantemente por guijarros grandes de caliza blanca y gris, restos fósiles de coral, lo que sugieren se trata de cantos provenientes la Caliza La Perlita, algunas guijas de arenisca cuarzosa color crema y bloques de otros conglomerados cuyos clastos pertenecen al complejo vulcanosedimentario (**Figura 12**) y que podrían pertenecer al conglomerado Bernalejo.



**Figura 12.** Conglomerado clasto-soportado masivo, caótico con clastos de caliza y otros conglomerados asociado al conglomerado Bernalejo.

### 2.4.3 Contacto con otras unidades

El conglomerado Rancho Seco, tiene un espesor de pocos metros, se encuentra localizado justo en la terminación NW del Sistema de Fallas del Bajío, limita los afloramientos más occidentales del complejo vulcanosedimentario en la zona de estudio. Su contacto con las rocas del basamento es mediante una falla normal-izquierda de rumbo NNW-SSE y con el Conglomerado Guanajuato por una falla normal también de rumbo NNW-SSE.

#### 2.4.4 *Edad*

Teniendo en cuenta que no afloran los contactos superior e inferior, la edad solo puede inferirse considerando la ausencia de clastos del Granito Comanja y la importante concentración de bloques que consideramos que provienen de la Caliza La Perlita. Esas características indican que se depositó entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno.

#### 2.4.5 *Ambiente de depósito*

Al igual que el conglomerado Bernalejo, este conglomerado debió formarse como un flujo de escombros en el sentido de flujos gravitacionales que no involucran corrientes de agua.

### 2.5 GRANITO COMANJA

#### 2.5.1 *Antecedentes*

Echegoyén *et al.* (1975) proponen este nombre para definir un cuerpo granítico de dimensiones batolíticas y con fenocristales de ortoclasa, que se extiende desde Comanja de Corona (Jal.) hasta el Mineral de la Luz en el distrito Minero de Guanajuato. El nombre Granito Comanja es retomado por Quintero-Legorreta (1992).

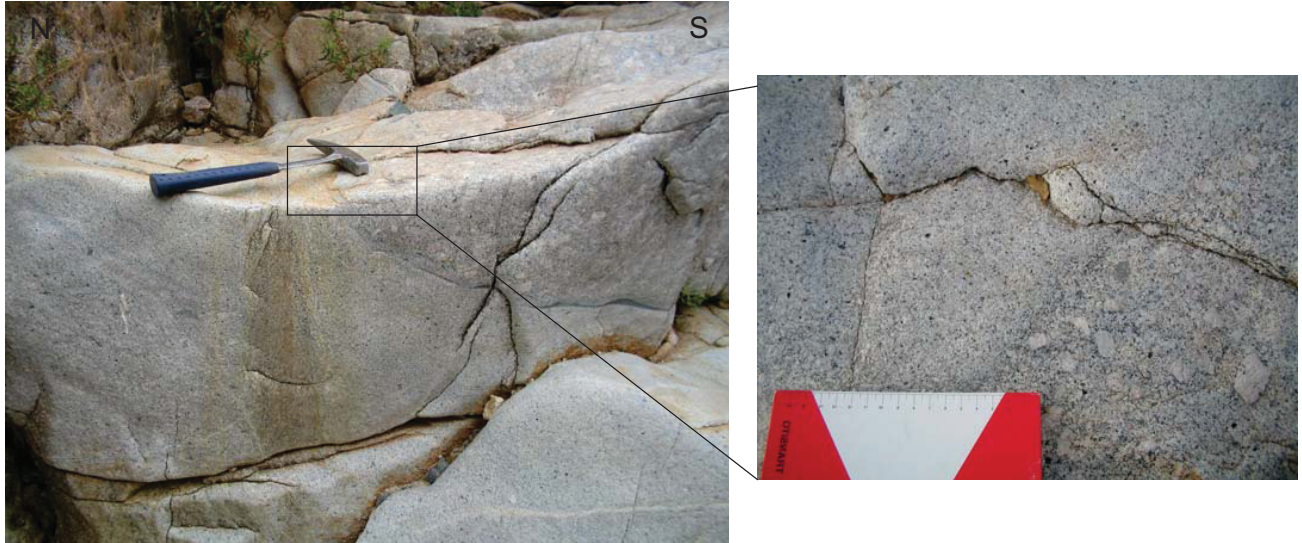
Este granito ha sido referenciado en varios estudios; Wittich (1909) lo define como un granito de carácter pegmatítico, y González-Reyna (1959) lo denomina informalmente Granito de Arperos.

#### 2.5.2 *Localidad*

Los afloramientos de este batolito, emplazado en el núcleo de la Sierra de Guanajuato, son alargados y tienen una dirección NW-SE, paralela al Sistema de Fallas de El Bajío. En la zona de estudio se extiende desde Comanja de Corona (Jal.), donde están los más imponentes afloramientos, hasta el sitio conocido como San Ignacio (León-Gto.). El cuerpo principal del Granito Comanja, tiene en esta zona una geometría elipsoidal y se localiza entre las localidades de Santiago y La Gloria, su eje mayor llega a medir 17 km y el eje menor alrededor de 10 km (**Figura 3**).

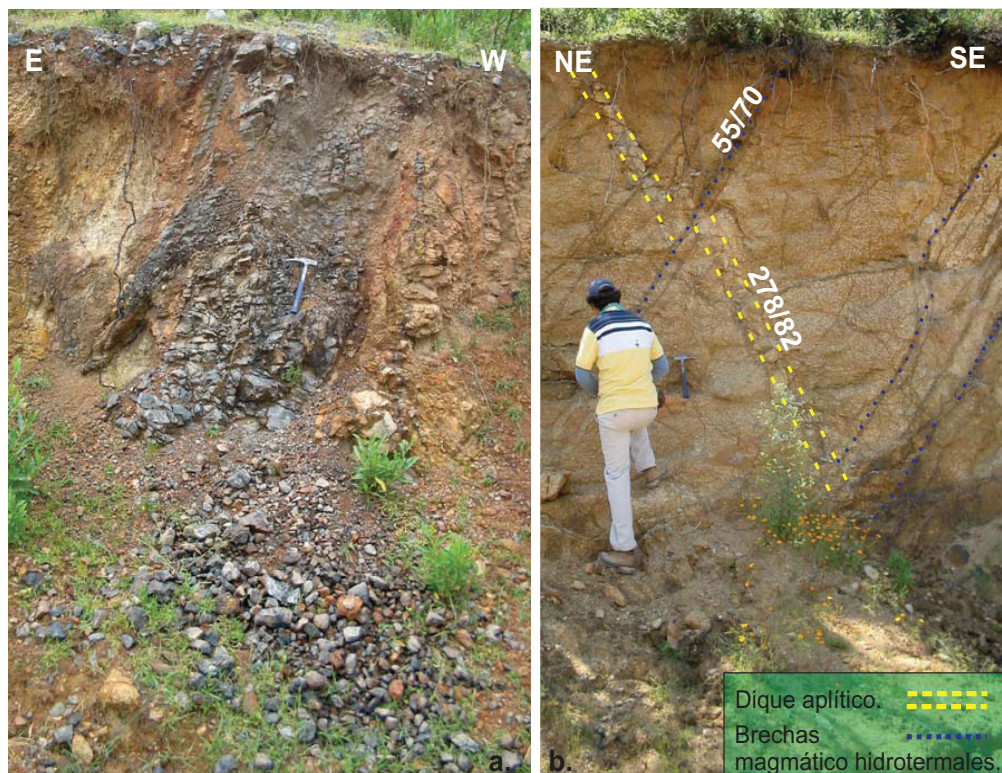
#### 2.5.3 *Litología*

A pesar de la gran extensión que cubre el Granito Comanja, su composición es bastante homogénea, se trata de una roca leucocrática, fanerítica, compuesta de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y algunas biotitas. Sin embargo, existe una diferenciación textural importante para este batolito; en la zona central de los cuerpos principales se observa una matriz microcristalina compuesta por los minerales anteriormente mencionados, sobre la cual descansan *clusters* de biotita y fenocristales bien desarrollados de ortoclasa, que alcanzan hasta 4 cm en su eje mayor. Hacia los bordes hay ausencia total de fenocristales y sólo aflora la matriz microcristalina. (**Figura 13**).



**Figura 13.** Diferenciación textural del Granito Comanja. A la derecha acercamiento del contacto entre una matriz microcristalina de cuarzo, ortoclasa oligoclasa que soporta fenocristales centimétricos de ortoclasa y la misma matriz sin fenocristales

Las fases con fenocristales están cortadas por diques aplíticos verticales a subhorizontales compuestos principalmente por cuarzo y plagioclasa, con espesores que varían de 3 a 20 cm. Estos diques, a su vez, están cortados por brechas magmático-hidrotermales de turmalina, cuya amplitud varía de 1 cm a 1 m (**Figura 14**).



**Figura 14.a.** Brecha magmático hidrotermal de turmalina cortando el Granito Comanja **b.** Relación de las brechas magmático hidrotermales con los diques aplíticos y el Granito Comanja.

Por otro lado, durante el trabajo de campo fueron observados enclaves de magmas básicos dentro del granito, sobre los cuales descansan algunos fragmentos de granito, con bordes reabsorbidos y que corresponden a las fases con fenocristales de ortoclasa. (**Figura 15**). También cabe destacar la presencia de un cuerpo de carácter hipoabisal, con tendencia tabular en la zona central del batolito (**Figura 16**).



**Figura 15.** Fase de fenocristales de ortoclasa del Granito Comanja y presencia de enclaves de rocas básicas.



**Figura 16.** Cuerpo hipoabisal de tendencia tabular que aflora en la parte central del granito. El acercamiento muestra la presencia de fenocristales centimétricos de ortoclasa y pedazos del granito embebidos en la matriz de vidrio.

El Granito Comanja intruye al complejo vulcanosedimentario (Figura 17) generando una zona de cornubianita de hasta 1 m de ancho, que se observa en la carretera que va de la presa de La Saucedá a Comanja de Corona. En algunos lugares este contacto es tectónico, como en cercanía a Barbosa y Sitio Viejo.

El contacto con la Caliza La Perlita no ha sido observado ni reportado por otros autores, lo que se ha interpretado es que el emplazamiento del Granito Comanja generó perturbaciones en la disposición de esta unidad (Quintero-Legorreta, 1992). La relación con el Conglomerado Guanajuato es claramente discordante.

#### **2.5.4 Contacto con otras unidades**

El Granito Comanja intruye al complejo vulcanosedimentario (**Figura 17**) generando una zona de cornubianita de hasta 1 m de ancho, que se observa en la carretera que va de la presa de La Saucedá a Comanja de Corona. En algunos lugares este contacto es tectónico, como en cercanía a Barbosa y Sitio Viejo.

El contacto con la Caliza La Perlita no ha sido observado ni reportado por otros autores, lo que se ha interpretado es que el emplazamiento del Granito Comanja generó perturbaciones en la disposición de esta unidad (Quintero-Legorreta, 1992). La relación con el Conglomerado Guanajuato es claramente discordante.



**Figura 17.** Contacto entre el Granito Comanja y el complejo vulcanosedimentario.

### 2.5.5 Edad

La edad para el Granito Comanja fue dada inicialmente por Mugica-Mondragón y Jacobo Albarran (1983), usando el método K/Ar en biotita, reportaron edades de  $55\pm 4$  Ma y  $58\pm 5$  Ma, y por Zimmerman et al. (1990) con edades K/Ar en biotita de  $53\pm 3$  Ma y  $51\pm 1$  Ma. En esta investigación, para la muestra Pab 08-01, se obtuvieron: una edad en circón  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $51.7^{+0.2}/_{-0.8}$  Ma (Figura 26, Anexo 1), una edad plateau para biotita  $t_p = 52.10\pm 0.15$  Ma (Figura 33, Anexo 2) y una edad isócrona para feldespato potásico  $t_c = 52.62\pm 0.73$  Ma (Figura 34a, Anexo 2).

## 2.6 CONGLOMERADO DUARTE

### 2.6.1 Antecedentes

El nombre de Conglomerado Duarte fue propuesto por Martínez Reyes (1992) para referirse a un conjunto de rocas de color rojizo con estratificación masiva, bien consolidadas, de matriz arenosa bien cementada que soporta clastos de diferente composición y que se localizan al norte de la población de Duarte (Gto) y en la parte suroccidental de la Sierra de Guanajuato. Estas mismas rocas fueron identificadas por Quintero Legorreta (1992) quien les asigna el nombre de Conglomerado Guanajuato relacionándolas con los depósitos de molasa continental que afloran en el área del distrito Minero de Guanajuato.

Miranda-Avilés et al. (2009 y comunicación personal) describen como Conglomerado Duarte a las rocas sedimentarias ubicadas al oriente de la ciudad de León, y las dividen en dos unidades, inferior y superior. La primera unidad está constituida básicamente por estratos de arenisca que se intercalan con conglomerado masivo con clastos de rocas ígneas y caliza. La unidad superior exhibe un dominio de clastos metamórficos en el conglomerado masivo cartografiado.

### 2.6.2 Litología

En la zona de estudio, el conglomerado fue observado en la localidad de Puerto Blanco, entre La Saucedá (Jal.) y La Mesa del Capulín y en el sector de Los Castillos (**Figura 3**). En la primera localidad está formado de cantos tamaño guijarro de rocas metamórficas, basalto y caliza, y se presenta masivo entre La Saucedá (Jal.) y La Mesa del Capulín, se caracteriza por la presencia de cantos de lutita rojiza y conglomerado con clastos predominantemente de basalto, andesita y granito. En el sector de Los Castillos, se trata de un conglomerado matriz-soportado, bien seleccionado, con estratificación cruzada e imbricación de cantos redondeados a subredondeados de basalto, lutita rojiza, pedernal, cuarzo y esporádicos clastos de filita. (**Figura 18**).



**Figura 18.** Conglomerado matriz-soportado levemente imbricado con coloraciones rojizas y fallamiento.

### ***2.6.3 Espesor***

Miranda-Avilés et al. (2009 y comunicación personal) proponen un espesor aproximado de 1 700 m para el Conglomerado Duarte, dividido en un espesor máximo de 1 200 m para la Unidad inferior y de 400 m para la Unidad Superior.

### ***2.6.4 Contactos con otras unidades***

Los contactos desarrollados por el Conglomerado Duarte son discordantes tanto con el tope del complejo vulcanosedimentario como con el tope de la Caliza La Perlita, donde se tiene una discordancia angular. El contacto con la base de la Andesita Bernalejo y la ignimbrita La Media Luna también está representado por una discordancia angular.

### ***2.6.5 Edad***

Teniendo en cuenta los contactos superior e inferior se considera para esta unidad litoestratigráfica una edad posterior al Paleoceno y anterior a la base del Oligoceno, su depositación fue casi sincrónica con la intrusión del Granito Comanja y previa al emplazamiento de la Ignimbrita Cuatralba.

### ***2.6.6 Correlación con otras unidades***

El Conglomerado Duarte se correlaciona con la unidad litoestratigráfica de edad Eoceno que aflora en el distrito minero de Guanajuato y que ha sido cartografiada como Conglomerado Guanajuato.

La Formación Zacatecas, en Zacatecas (Edwards, 1955), Fresnillo y Sombrerete, (Albinson, 1988), la formación Cenicera en San Luis Potosí (Labarthe-Hernández et al., 1982), el Conglomerado Ahuichila (Roger et al., 1961) en el río Nazas y los conglomerados de Peñón Blanco, Dgo. (Roldán-Quintana, 1968), son, al igual que el Conglomerado Duarte, una intercalación de arenisca y conglomerado masivo de color rojizo con edades más jóvenes o muy cercanas al Paleoceno pero previas al Oligoceno y posfechan la deformación contráctil laramídica (Nieto-Samaniego et al., 2005).

### 2.6.7 Ambiente de depósito

Las estructuras sedimentarias encontradas dentro del conglomerado permiten asociar su depósito a un ambiente de sedimentación continental, con corrientes trenzadas y anastomosadas propias de la parte media-distal de un sistema de abanicos aluviales que debieron localizarse en zonas de bajos topográficos y que son influenciados por un fuerte fallamiento normal

## 2.7 IGNIMBRITA CUATRALBA

### 2.7.1 Antecedentes

Nombre adoptado por Quintero-Legorreta (1992) para referirse al “material volcánico, principalmente ignimbrítico, que fue depositado sobre las rocas antiguas de la Sierra de Guanajuato y que aflora en la Sierra Cuatralba, en las mesas que están en las cercanías de León y Lagos de Moreno, y en el borde sudoccidental de la Sierra de Guanajuato”. En este trabajo el nombre Ignimbrita Cuatralba se refiere a un conjunto de depósitos y rocas de origen volcánico, que varían entre ignimbritas y riolitas, con fuerte grado de consolidación y estructuras centimétricas tipo *fiammes*, que afloran en la porción noreste del área de estudio, especialmente en los sectores de La Saucedá, San Nicolás, la Sierra de Lobos y la Sierra Cuatralba (**Figura 3**).

### 2.7.2 Litología

Se trata de una serie de depósitos piroclásticos, con diferentes grados de consolidación, y derrames riolíticos que afloran hacia los bordes de la Sierra de Guanajuato. Las secuencias más potentes están en la Sierra Cuatralba, donde se observa un conjunto de rocas ignimbríticas dispuestas en capas horizontales. Localmente son comunes las capas subverticales, especialmente en los sectores de la Mesa de Ibarrilla y el Rancho La Media Luna. Estratigráficamente la base de la Ignimbrita Cuatralba está compuesta por paquetes métricos de ignimbritas color rosa, fracturadas y meteorizadas, sin *fiammes* visibles e intercaladas con depósitos matriz-soportados caóticos y oligomícticos, con líticos muy angulares, alargados, con tamaños que varían entre los 1 y 30 cm de diámetro, y que pueden asociarse a depósitos de *surge* (**Figura 19a**).

Sobre esta ignimbrita rosa meteorizada se observan paquetes de espesores métricos y horizontales, de una ignimbrita color crema con desarrollo de estructuras tipo *fiammes* de hasta 10 cm de longitud (**Figura 19b**), pómez de colores crema y café, líticos angulares color ocre y algunos de color negro. Hacia el techo de estos paquetes se observan esferulitas y precipitados de sílice. Entre uno y otro paquete se observan depósitos centimétricos estratificados con gradación normal.

La parte superior de la Ignimbrita Cuatralba está marcada por la presencia de depósitos rosa fuerte a rojizos, bien soldados con esporádicas *fiammes* y presencia de líticos angulares de hasta 2 cm de largo en colores negro y café.

En el sector de La Media Luna, esta ignimbrita aflora en algunas salientes de la topografía (**Figura 3**),



**Figura 19.** **a.** Secuencia de ignimbritas afectadas por fallamiento y meteorización. **b.** Depósito clasto-soportado masivo y oligomícticos propio de un depósito tipo *surge*. **c.** Ignimbrita Cuatralba con pseudoestratos métricos y estructuras tipo *fiamme* centimétricas.

como en la Mesa de Ibarilla y algunas mesetas con disposición NE-SW cercanas a la Mesa de La Virgen y el Rancho La Media Luna, donde presenta pseudoestratos muy verticales localizados muy cerca del contacto con el complejo vulcanosedimentario y la ignimbrita La Media Luna.

### 2.7.3 Contactos con otras unidades

Los contactos de la Ignimbrita Cuatralba con el complejo vulcanosedimentario, el Conglomerado Guanajuato y el Granito Comanja son claramente discordantes (**Figura 20**), mientras que con la Andesita Bernalejo es concordante y con la ignimbrita La Media Luna se trata de contacto por fallas normales.

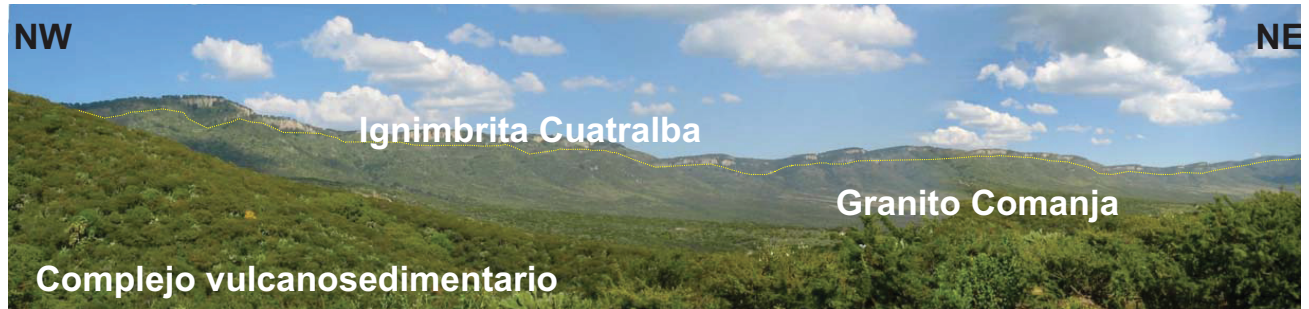
### 2.7.4 Edad

La edad reportada para esta secuencia piroclástica para una muestra recolectada en la carretera León-San Felipe es de  $28.2 \pm 0.7$  Ma (Nieto-Samaniego *et al.* 1996, K/Ar en sanidino). En esta investigación la edad asignada para este conjunto de rocas ignimbríticas de composición riolítica fue dada mediante análisis de la muestra Pab 176-01 recolectada en el sector de La Media Luna, de la que se obtuvo en circón una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $31.7^{+0.6}_{-0.2}$  Ma, restringiendo esta unidad litoestratigráfica al Oligoceno medio.

### 2.7.5 Correlación con otras unidades

La Ignimbrita Cuatralba, en conjunto con las formaciones Chichíndaro y El Ocote, es considerada dentro de





**Figura 20.** Distribución del complejo vulcanosedimentario, el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba en el área de estudio.

la fase de máxima actividad de la SMOcc en la región de estudio (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). Por composición y edad puede ser correlacionada con formaciones que afloran en o cercanas al Distrito Minero de Guanajuato como lo son: 1) la Ignimbrita de la Cañada de La Virgen, con una edad K/Ar en roca total de  $28.6 \pm 0.7$  Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), y U/Pb de  $29.6 \pm 0.2$  Ma (Báez-López, comunicación personal) y 2) la Formación La Bufa, con edades U/Pb y Ar-Ar de  $33.4 \pm 0.4$  Ma (Báez-López, comunicación personal). En la Sierra de San Miguelito (S.L.P) la Ignimbrita Cuatralba puede ser correlacionada con la Ignimbrita Cantera cuya edad K/Ar en roca total de  $29.9 \pm 0.6$  (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992) y una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $32.85^{+0.65}/_{-0.65}$  Ma (Manzano-López, comunicación personal).

## 2.8 ANDESITA BERNALEJO

### 2.8.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) agrupa en esta unidad las andesitas que aflora en el arroyo el Gigante, al norte de la localidad de la Luz en el estado de Guanajuato y las andesitas que afloran en la localidad de Bernalejo, estado de Jalisco. Quintero-Legorreta (1992) asigna este nombre a un cuerpo de lavas gris oscuro que se emplazaron en lo que hoy corresponde a los caseríos de Bernalejo y La Perlita (Jal.) (Figura 3).

### 2.8.2 Litología

Es una roca afanítica a porfirítica, melanocrática de color gris oscuro a gris verdoso, con esporádicos cristales de plagioclasa y augita. En algunas secciones se observan cuellos volcánicos o ductos de alimentación de derrames o coladas de lava y en otros el dominio es de depósitos piroclásticos con composición igualmente andesítica.

### 2.8.3 Contacto con otras unidades

Esta andesita exhibe contactos por falla con el complejo vulcanosedimentario, el Granito Comanja y la Caliza La Perlita. El Conglomerado Duarte está cubierto en discordancia angular por este conjunto de lavas. Por lo general el contacto con la Ignimbrita Cuatralba es concordante, sin embargo hacia el sector de Vergel de

la Sierra, esta ignimbrita se encuentra al techo y la base de la Andesita Bernalejo.

#### **2.8.4 Edad y correlación con otras unidades**

En esta investigación, mediante fechamiento U/Pb en circón para la muestra Pab 017-01, se obtuvo una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $31.35 \pm 0.35/-0.35$  Ma, lo que la ubica en el Oligoceno temprano.

Debido a la composición y edad de esta andesita, es posible su correlación con las andesita Carbonera y la andesita Cedro, las cuales afloran en el distrito minero de Guanajuato, esta última unidad con edades U/Pb en circones de  $30.3 \pm 0.3$  Ma (Báez-López, comunicación personal) y K/Ar en plagioclasa de  $30.0 \pm 0.7$  Ma (Cerca et al., 2000).

### **2.9 IGNIMBRITA LA MEDIA LUNA**

#### **2.9.1 Antecedentes**

Originalmente, esta unidad ha sido descrita por Martínez Reyes (1992) y Quintero-Legorreta (1992) como parte de la Ignimbrita Cuatralba. En esta investigación se propone diferenciar los depósitos piroclásticos fuertemente consolidados con ausencia de clastos que afloran en los sectores de la Mesa del Capulín, la Sierra Picachos, la Mesa de la Virgen, el Rancho La Media Luna y la Mesa de Reyes (**Figura 3**), que se encuentran en contacto con los derrames de lava del Basalto y tienen edades del Mioceno.

#### **2.9.2 Litología**

Se trata de una serie de depósitos piroclásticos con fuerte grado de consolidación que están restringidos al flanco suroccidental de la Sierra de Guanajuato. Sus mejores afloramientos se localizan en el sector de La Media Luna y se caracterizan por su coloración rosa a rojiza, el bajo grado de meteorización, la presencia de pequeñas estructuras tipo *fiamme* de hasta 0.5 cm de longitud, pómez de color *beige*, cuarzo y abundante sanidino. Estas rocas están dispuestas en pseudoestratos horizontales con espesores métricos. A diferencia de las rocas de la Ignimbrita Cuatralba, hay ausencia de líticos y de pómez de dos colores y es mayor su contenido de sanidino.

#### **2.9.3 Contactos con otras unidades**

La ignimbrita La Media Luna se encuentra en contacto por falla con el complejo vulcanosedimentario y la Ignimbrita Cuatralba y en contacto discordante sobre el Conglomerado Duarte. El contacto con el Basalto Dos Aguas es concordante.

#### **2.9.4 Edad y correlación con otras unidades**

En esta investigación la edad asignada para esta unidad fue determinada mediante análisis U/Pb de la muestra Pab 180-01 obteniendo una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $23.4^{+0.2}/_{0.0}$  Ma, restringiendo así la ignimbrita La Media Luna a finales del Oligoceno y principios del Mioceno.

Por composición y edad, la ignimbrita La Media Luna puede ser correlacionada con la Ignimbrita San Nicolás que aflora en cercanía del poblado de la Saucedá (Gto) y cuya edad K/Ar en sanidino es de  $24.8 \pm 0.6$  Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996).

## 2.10 BASALTO DOS AGUAS

### 2.10.1 Antecedentes

Quintero-Legorreta (1992) y Martínez-Reyes (1992) asignan este nombre a una unidad basáltica que aflora en el cerro del mismo nombre, al noreste de la ciudad de León, el cual constituye el cuerpo de un volcán erosionado, observable en fotografías aéreas y distinguible en la topografía (**Figura 3**).

### 2.10.2 Litología

Se trata de una serie de derrames basálticos, que localmente se intercalan con un depósito de color rojizo, mal seleccionado, con fragmentos vesiculados de basalto que varían de 2 a 50 cm de diámetro, que ocasionalmente se ve estratificado y es interpretado como un depósito de escoria asociada a la ocurrencia de conos cineríticos. El Cerro Dos Aguas parece ser el aparato volcánico por donde salieron estos derrames de basalto.

A nivel microscópico, el Basalto dos Aguas, con una edad estimada para el Mioceno medio, exhibe cristales de olivino y augita que descansan sobre una matriz de plagioclasa.

Esta Unidad exhibe contactos concordantes hacia el techo con la ignimbrita La Media Luna y a la base con la Ignimbrita Cuatralba.

## 2.11 ANDESITA MESA DE SANTIAGO

Nombre empleado por Quintero-Legorreta (1992) para definir una roca afanítica a porfirítica, melanocrática con colores grises claros a pardos rojizos y esporádicas plagioclasas. Esta roca aflora exclusivamente en la Mesa de Santiago donde descansa de forma discordante sobre las rocas del complejo vulcanosedimentario. Esta mesa de andesita, parece ser de carácter fisural y su edad posiblemente es Plioceno.

## 2.12 CONGLOMERADO LOS RANCHOS

Nombre propuesto por Quintero-Legorreta (1992) para describir una serie de depósitos no consolidados y que Martínez-Reyes (1992) denomina como Grava El Capulín. En esta investigación se adopta Conglomerado los Ranchos porque la unidad fue observada en cercanía al rancho con el mismo nombre, mientras que cerca al Capulín aflora la Ignimbrita Cuatralba (**Figura 3**).

Se trata de un conglomerado matriz-soportado, con clastos angulares a muy angulares de ignimbrita, lutita y basalto, con baja esfericidad, esporádicas gradaciones y leve imbricación, que están depositados principalmente en la depresión de El Cuarenta (**Figura 3**). Se encuentra en contacto discordante - erosivo con el tope de

la Ignimbrita Cuatralba.

En esta investigación el Conglomerado Los Ranchos parece ser la unidad más joven de la zona de estudio con una edad estimada Plioceno-Pleistoceno. Para Martínez-Reyes (1992) estas gravas son edad de edad Pleistoceno y Quintero-Legorreta (1992) las ubica posteriores al emplazamiento de la Ignimbrita Cuatralba y previas al emplazamiento de la Andesita Mesa de Santiago.

## **2.13 DEPÓSITOS RECIENTES**

Localizados en las orillas o a lo largo de algunos arroyos, se caracterizan por la presencia de gravas subredondeadas a subangulares, con buena selección. Por su morfología y baja pendiente parece tratarse de pequeños abanicos aluviales (**Figura 3**).

### 3. GEOCRONOLOGÍA

La edad de los fenómenos geológicos en el tiempo está acotada inicialmente por las relaciones observadas en campo. El valor absoluto es obtenido mediante la utilización de métodos de fechamientos isotópicos, se puede conocer la edad de un evento específico, tal como la cristalización de un cuerpo magmático o el enfriamiento del mismo, la ocurrencia de un evento de deformación, un evento metamórfico o un evento hidrotermal, entre otros; todo íntimamente relacionado a la complejidad o no de la historia geológica de los materiales a datar.

En esta investigación se han empleado dos métodos de fechamiento isotópico. El primero es el método **U/Pb** en circón mediante *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS), con el propósito de determinar edades de cristalización. El segundo es el método con  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  con calentamiento por pasos en concentrados de biotita y feldespato potásico para determinar edades de enfriamiento o intrusión. Dichos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias CGEO-UNAM y en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), respectivamente.

#### 3.1 FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA

##### 3.1.1 Método U/Pb en circón

Esta técnica se basa en el decaimiento radioactivo de los isótopos radiogénicos del U ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$ ) considerados como isótopos padre, a isótopos hijo que, en este caso, serán los radiogénicos del Pb ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$ ). Estos decaimientos provienen de una compleja serie de reacciones que involucran U y Th, permitiendo tener varios geocronómetros dentro de un mismo sistema los cuales pueden describirse de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} {}^{206}\text{Pb}_p/{}^{204}\text{Pb} &= {}^{206}\text{Pb}_i/{}^{204}\text{Pb} + {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1)/{}^{204}\text{Pb}, & \lambda_{238} &= 1.5512 * 10^{-10} \text{a}^{-1} \\ {}^{207}\text{Pb}_p/{}^{204}\text{Pb} &= {}^{207}\text{Pb}_i/{}^{204}\text{Pb} + {}^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1)/{}^{204}\text{Pb}, & \lambda_{235} &= 9.8485 * 10^{-10} \text{a}^{-1} \\ {}^{208}\text{Pb}_p/{}^{204}\text{Pb} &= {}^{208}\text{Pb}_i/{}^{204}\text{Pb} + {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} t} - 1)/{}^{204}\text{Pb} & \lambda_{232} &= 0.4947 * 10^{-10} \text{a}^{-1} \end{aligned}$$

Donde  $p$  representa la abundancia del isótopo en la muestra,  $i$  la abundancia isotópica inicial,  $^{204}\text{Pb}$  hace referencia al plomo común y  $\lambda$  la constante de decaimiento para cada uno de los isótopos de uranio.

La elección del circón como mineral a fechar con la técnica U/Pb se basa en:

1. Es un mineral que al momento de su cristalización almacena y retiene en su estructura una importante concentración de uranio y por el contrario muy poco o nada de plomo.
2. El circón es relativamente común en rocas ígneas félsicas e intermedias, que son exactamente de las que se desea conocer la edad de cristalización en esta investigación.

3. Es un mineral química y mecánicamente resistente, por lo que es más difícil que ocurra pérdida de plomo radiogénico o un exceso de plomo común (Dickin, 2005; Faure y Mensing, 2005).

Las ecuaciones que caracterizan los geocronómetros pueden ser simplificadas a la siguiente forma:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = \left( e^{\lambda_{238} t} - 1 \right) \quad \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = \left( e^{\lambda_{235} t} - 1 \right)$$

Una de las premisas que asume el método es que la sistemática U/Pb en el circonio ha permanecido como un sistema cerrado. La edad será definida con base en una relación isotópica proporcional, como una evolución simultánea entre U y Pb, dando lugar a la llamada línea de concordia (Wetherill, 1956), donde se ajustan las muestras sin pérdida de Pb o ganancia de U. Se define la edad de concordia como aquella edad relacionada directa y exclusivamente con el decaimiento radioactivo. Aquellas muestras que pueden exhibir excesos y/o defectos de U y Pb generan una línea recta que determina la edad de discordia e intersecta a la línea de concordia en dos puntos. El intercepto superior se interpreta como un evento de cristalización o una edad de herencia y para el intercepto inferior se interpreta como la edad de pérdida de Pb, generada por un evento metamórfico, termal o hidrotermal que, para estar bien definido, debe estar soportado en otras evidencias geológicas y geocronológicas. (Figura 21).

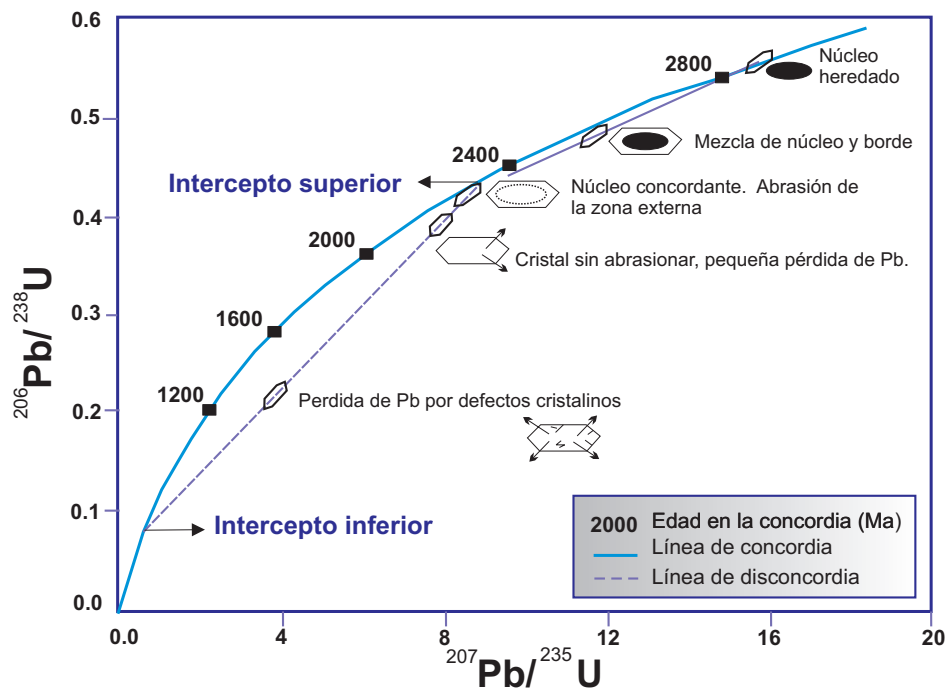


Figura 21. Diagrama de concordia de Wetherill. Tomado y modificado de Parrish y Noble (2003).

El método U/Pb en circón permite datar tanto eventos relacionados con metamorfismo como de cristalización de magmas. El comportamiento del circón como un geocronómetro está condicionado a su alta temperatura de cierre que es de 800-900 °C (Harrison and McDougall, 1980; Villa, 1998).

### 3.1.2 Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El fechamiento por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  es una variación del método  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ , ya que teniendo en cuenta que la abundancia relativa de los isótopos de potasio es bien conocida, podemos usar el valor  $^{39}\text{Ar}_K$  para calcular el valor de K en la muestra. En una sola alícuota se realiza una medición “indirecta” y certera de K en la muestra, simultánea a la medición del  $^{40}\text{Ar}$  producto del decaimiento radiactivo del  $^{40}\text{K}$ . Al medir simultáneamente por espectrometría de masas el  $^{39}\text{Ar}$  y el  $^{40}\text{Ar}$ , se obtiene una mayor precisión analítica en comparación al método K/Ar, para el cual se requiere realizar el análisis cuantitativo del K y el Ar en alícuotas de la muestra con métodos experimentales diferentes.

La metodología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  permite la liberación del argón contenido en la muestra en pasos sucesivos. El argón va saliendo paulatinamente en función del sitio en que se aloja dentro de la red cristalina, lo que permite una fácil identificación de ganancia o pérdida de argón después de que los minerales elegidos alcanzan su temperatura de bloqueo (Faure y Mensing, 2005). Cuando una muestra responde homogéneamente al calentamiento gradual, es porque el  $^{40}\text{Ar}^*$  liberado ha estado confinado dentro del sistema y no ha sufrido reseteo alguno. Por otro lado, si la liberación de argón es heterogénea se puede sospechar una perturbación del mineral una vez alcanzada la temperatura de cierre. Estas premisas son fundamentales en el entendimiento del método como un termocronómetro.

La relación  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  se mide en un espectrómetro de masas y es útil para calcular la edad de cada paso de calentamiento gradual empleando para ello la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ J \left( \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right) + 1 \right]$$

Donde  $\lambda$  es la constante de decaimiento de  $^{40}\text{K}$  a  $^{40}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{Ca}$  y  $J$  representa el parámetro de irradiación, que se relaciona directamente con el flujo de neutrones dentro del reactor nuclear, el tiempo de irradiación y la cantidad de K en la muestra. El valor  $J$  proviene de la irradiación de un *estándar* de edad conocida con las muestras que se desean fechar.

Deben realizarse correcciones al método, ya que no todos los isótopos de Ar son producto de decaimiento radioactivo, hay que tener en cuenta la corrección por Ar atmosférico, en la que el valor de 295.5 asociado a la relación  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  refleja las condiciones de atmósfera terrestre actual y que se resume en la siguiente ecuación:

Además de la corrección por argón atmosférico, deben realizarse correcciones asociadas a reacciones de










interferencia que se generan durante el proceso de irradiación e involucran iones de Cl, K, Ar y Ca. Estos generan isótopos de argón que podrían influir notablemente en la cantidad de  $^{39}\text{Ar}_K$  de la que depende la medición de  $^{39}\text{K}$  que se transforma en  $^{39}\text{Ar}$  una vez bombardeada la muestra con neutrones rápidos dentro del reactor nuclear (Faure y Mensing, 2005).

## 3.2 METODOLOGÍA

Para obtener un buen fechamiento es necesario realizar varios procedimientos antes de enfrentar el mineral (circón, feldespato potásico y biotita, para este caso) a su paso por el láser. De forma breve se explicará qué pasos fueron empleados en el proceso de laboratorio para cada uno de los métodos elegidos, incluyendo la obtención del separado mineral y el análisis. Cabe anotar que la mayor parte del éxito de un buen fechamiento está condicionado a la recolección de muestras frescas en campo.

### 3.2.1 Procedimiento para la obtención de edades mediante U/Pb LA-ICP-MS en circones

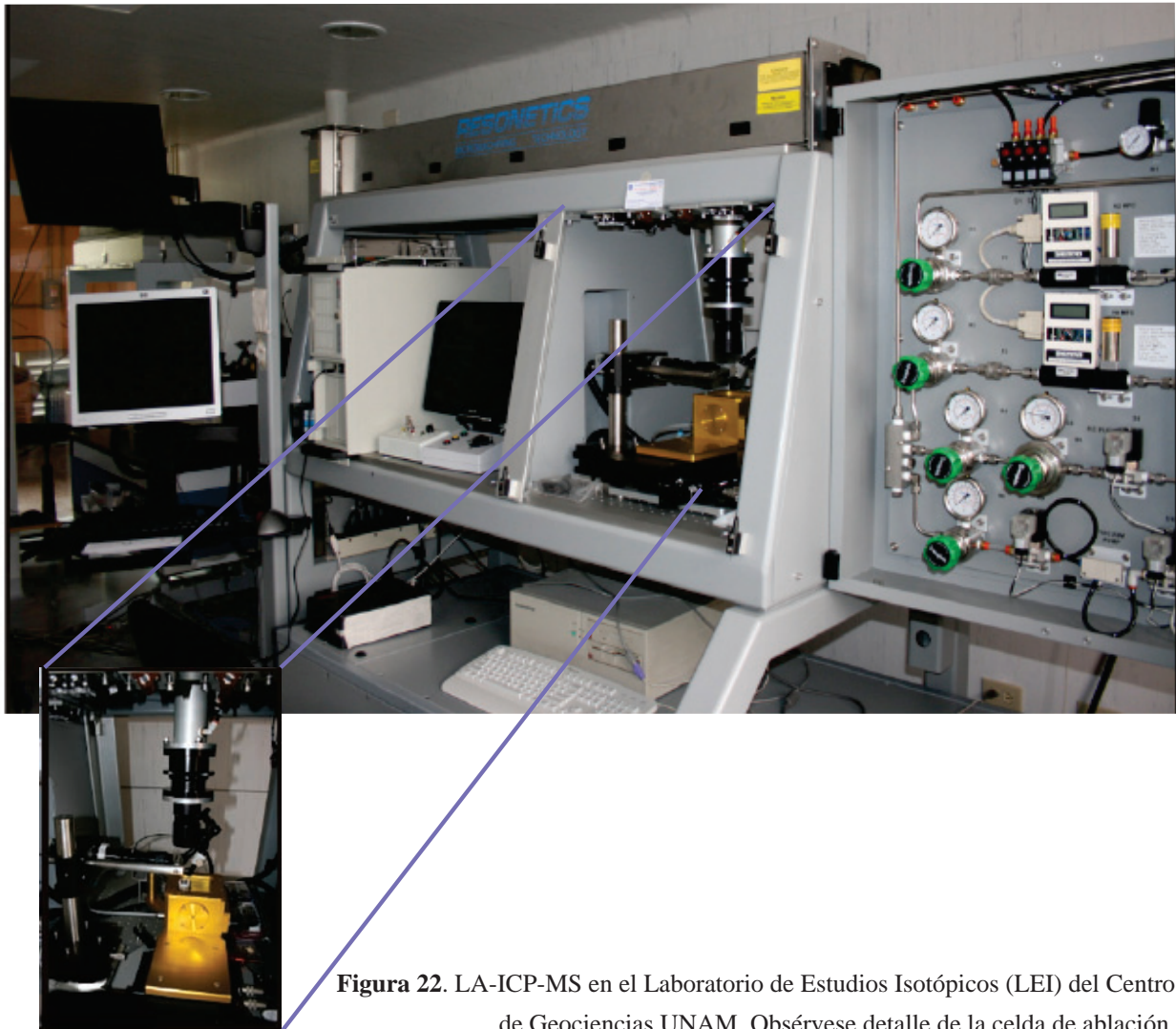
Una vez elegidas las muestras a fechar es necesario realizar la separación de circones, para ello se emplean las siguientes técnicas:

-  **Fragmentación.** Entre 4 y 5 kg de muestra son triturados o molidos empleando la quebradora de quijadas del laboratorio de separado mineral o la prensa hidráulica del taller de molienda y pulverizado.
-  **Tamizado.** Una vez molida, la muestra es pasada por las mallas 40, 60 y 80, obteniendo cuatro fracciones de material.
-  **Lavado:** La fracción que pasa la malla 80 (<0.18 mm) es sometida a un lavado manual con agua, donde se busca quitar al separado la arcilla y polvo presentes, una vez que este concentrado se vea limpio se le da una última lavada con agua destilada y acetona.
-  **Secado.** Con la muestra limpia se procede a secar en los hornos a temperaturas no superiores a los 80 °C.
-  **Separación de minerales de alta y baja susceptibilidad magnética.** Se emplea un separador magnético tipo Frantz y lo primero que se realiza es una separación *hand-magnetic*, donde con una intensidad de 2 A son separados los minerales magnéticos. Posteriormente el separado paramagnético es corrido en el carrete del Frantz con una intensidad igual a la anterior obteniendo un concentrado no magnético donde se encuentran los circones.
-  **Decantación de circones:** En la fracción no magnética, además de circones, habrá otros minerales, como cuarzos, plagioclasas, etc. Para separar eficazmente el mineral deseado se emplea el parámetro densidad: en un embudo de separación, la alícuota es pasada por yoduro de metileno (MEI), un líquido pesado con densidad 3.3 g/cm<sup>3</sup>. Si se tiene en cuenta que la densidad del circón es de 4.3 a 4.8 g/cm<sup>3</sup>, los circones presentes se decantarán al momento de abrir el embudo.
-  **Lavado y secado:** Una vez decantados los circones, que han quedado en el papel filtro, son lavados con abundante acetona y secados dentro de la campana extractora.
-  **Selección manual:** Bajo una lupa binocular son elegidos los especímenes que representen la población de circones en la muestra tomando en cuenta la ausencia de fracturas y de impurezas en su interior.
-  **Elaboración y pulido de la probeta.** Una vez separados los circones, estos son montados en una resina epóxica, que al endurecer es pulida y posteriormente llevada al microscopio binocular (en este caso Olympus SZX-12) con una platina de catodoluminiscencia marca Reliotrón en el



laboratorio de Geofluidos del Centro de Geociencias (CGEO) UNAM. Se toman fotografías con luz transmitida y luz reflejada que permitan observar la estructura del circón y seleccionar los sitios más apropiados para realizar los disparos del láser.

Con los sitios de *spot* seleccionados, la probeta con los circones pasa al LEI, donde son ablacionados con un láser de excímeros de 193 nm (ArF) de la marca *Resonetics* acoplado al ICP-MS “Thermo X-Series” cuadrupolo (Solari *et al.*, 2009). Se desarrolla el proceso de ablación en una celda con una atmósfera de He, en la que incide el láser provocando la nebulización del *spot* con unas dimensiones aproximadas de 34  $\mu\text{m}$  de diámetro y 25  $\mu\text{m}$  de profundidad (**Figura 22**). El material nebulizado en He es dirigido al ICP-MS para medir las relaciones isotópicas en cada uno de los *spot* realizados. Dentro del proceso se incluyen mediciones a muestras estándar, con el propósito de tener mayor control de las relaciones isotópicas de la muestra de interés. En el caso de las muestras de este trabajo, el circón empleado fue “Plesovice” (PL) del que se sabe que la edad U-Pb concordante es de  $337.13 \pm 0.37$  Ma según Sláma *et al.* (2008).



**Figura 22.** LA-ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM. Observese detalle de la celda de ablación.

La metodología y el equipo empleado para fechar por LA-ICP-MS no permite realizar corrección por plomo común, por lo tanto se usan los métodos matemáticos propuestos por Andersen (2002) para realizar dicha

corrección. Todo lo anterior, en conjunto con reducción de datos, el tratamiento de relaciones isotópicas y el graficado de resultados fueron realizados por los expertos del LEI.

### ***3.2.2 Procedimientos para la obtención de edades mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespato potásico y biotita.***

La elección de muestras estuvo basada en que las mismas contaran con fechamientos U/Pb en circón, que los minerales a datar no exhibieran alteraciones o reemplazamientos y tampoco tuviesen muestra de meteorización.

el primer paso, como en la técnica U/Pb, es moler 5 kg de roca, empleando para ello una prensa hidráulica; una vez triturada, la muestra es pasada por los tamices de mallas 25, 45 y 60, para posteriormente lavar con agua desionizada y acetona la fracción comprendida entre las dos primeras. Una vez limpia la muestra de polvo y arcilla es llevada a secado en horno por un día.

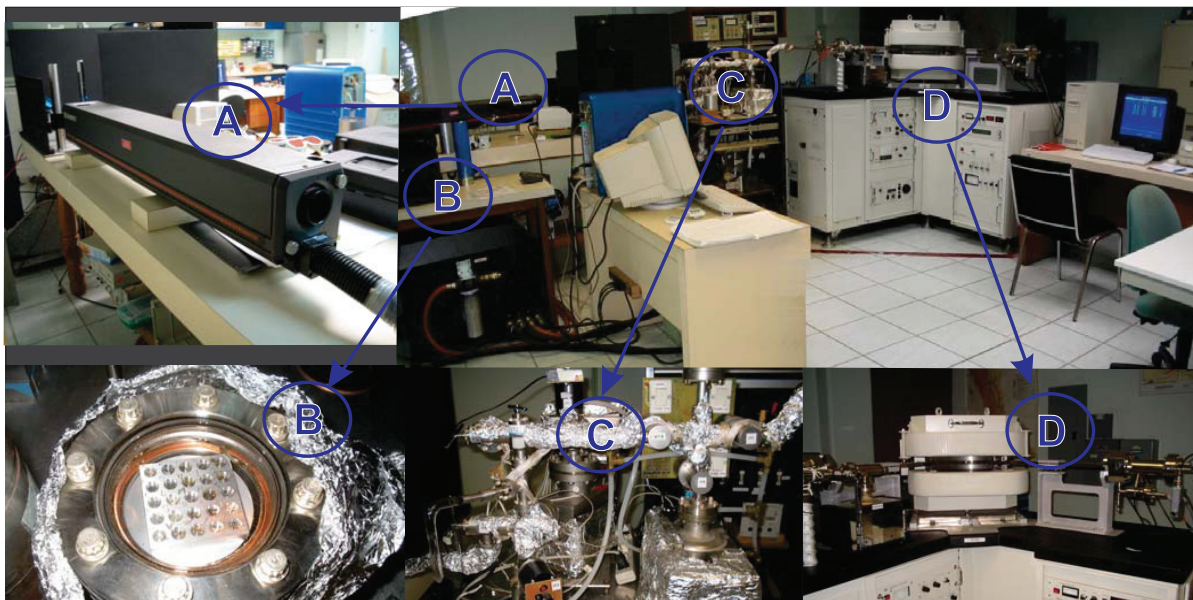
Con la muestra seca y tamizada nuevamente para evitar agregados de material, la alícuota es pasada por el separador magnético Frantz y, manipulando las condiciones de intensidad, se obtienen fracciones de alta y baja susceptibilidad magnética. La fracción no susceptible trabajada a 2 A permite obtener un buen concentrado para feldespato potásico, mientras que la biotita se encuentra en la fracción susceptible con una intensidad de 0.6 A. Como los concentrados no son exclusivos de feldespato potásico y biotita, se necesita de una selección manual minuciosa. Para el caso de la biotita, que coexiste en este punto con minerales como horblenda, se usa el “*paper shaking*”, posteriormente el concentrado que queda es seleccionado con ayuda de una lupa binocular y “*hand-picking*”, este último procedimiento también es empleado para seleccionar los mejores especímenes de cristales de feldespato potásico.

El proceso de molienda, separación y lavado se llevó a cabo en el laboratorio de Separación de minerales del Departamento de Geología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, BC (CICESE).

Los concentrados minerales preparados son llevados a irradiación en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá, el cual trabaja con una potencia aproximada de 3 MW. Las muestras y los estándares empleados son puestos en una cápsula de irradiación cubierta con una lámina de cadmio inhabilitando la reacción  $^{40}\text{Ar}$  a partir de la reacción del  $^{40}\text{K}$  con neutrones térmicos. De este proceso se obtuvo un valor de  $J = 0.003408 \pm 0.000018$ , calculado a partir del Sanidino FCT 2C con una edad de  $27.84 \pm 0.4\text{Ma}$ .

Irradiadas las muestras, éstas fueron llevadas al Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), donde se sometieron a calentamiento en etapas, con el propósito de medir las fracciones de Ar que se liberan. Para este fin, el laboratorio cuenta con un espectrómetro de masas VG5400 para el análisis de gases nobles y una celda de extracción de argón con un láser de iones de argón Coherent Innova 300 (**Figura 23**).

El acondicionamiento del laboratorio en el CICESE permite que la extracción del Ar sea realizada por



**Figura 23.** Vista general del Laboratorio de Geocronología CICESE. A) Láser de Iones de Argón Coherent Innova 300. B) Portamuestras con charola contenedora. C) Válvulas y línea de conducción de Argón. D) Espectrómetro de masas VG5400.

pasos, controlando la potencia del láser en cada paso de desgasificación, que, para los experimentos realizados en esta investigación, varió de 0.2 a 12 W.

La rutina empleada en el laboratorio de CICESE establece que, antes de iniciar un paso de desgasificación, debe medirse un blanco, ya que es necesario conocer el valor de Ar contenido dentro de los ductos de extracción y el espectrómetro de masas para corregir el valor del gas obtenido durante el calentamiento de las muestras

Para ello las válvulas se abren y se cierran a medida y en función del tipo de gas presente en la línea de extracción, hasta llegar al espectrómetro, donde se miden las masas de  $^{36}\text{Ar}$  a  $^{40}\text{Ar}$  en 15 repeticiones, garantizando una calibración adecuada del equipo. Una vez realizado este procedimiento, se pasa al calentamiento de la muestra con el láser, por espacio de 180 segundos. Posteriormente las válvulas se abren y cierran para dar paso al gas hasta llegar al espectrómetro y leer los registros de las masas  $^{36}\text{Ar}$  a  $^{40}\text{Ar}$  registradas por la muestra. Esta rutina se repite hasta que el mineral a fechar, localizado en un agujero determinado de la charola portamuestras, sea fundido (**Figura 23**).

Los datos arrojados en la lectura del espectrómetro de masas son reducidos con ayuda del programa RadAn y presentados y graficados mediante AgeCalc 3.0 [VG5400][CD LINER]. Los paquetes de *software* fueron diseñados con los parámetros propios del laboratorio de geocronología del CICESE, las condiciones de irradiación del reactor de McMaster, las correcciones por la lámina de cadmio y el tipo de espectrómetro empleado.

Los resultados de las muestras datadas son presentados como espectros de edades y diagramas de correlación inversa. La definición de edades está en función: a) el porcentaje de gas liberado (más del 50% de Ar) y la continuidad de pasos con edad estadística similar para **edad Plateau** ( $t_p$ ) y b) **edad Isócrona** ( $t_c$ ) como re-

sultado de la línea recta definida por las relaciones  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  y  $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de varios pasos consecutivos, la relación ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> igual o superior a 295.5 y la bondad del ajuste de la recta (MSWD < 3).

### 3.3 RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

Para el desarrollo de esta tesis fueron seleccionadas cinco muestras con el propósito de conocer sus edades de cristalización y/o emplazamiento (Tabla 1, **Figura 24**), obteniendo siete fechamientos, cinco de ellos empleando el método U/Pb en circón y los restantes por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

**Tabla 1.** Relación de muestras fechadas, mallas y tipo de método empleado.

MUESTRA	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	MÉTODO DE FECHAMIENTO	MINERAL SELECCIONADO	MALLA EMPLEADA
<b>Pab 08-01</b>	Granito Comanja	U/Pb	Circón	80
<b>Pab 08-01</b>	Granito Comanja	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotita	45
<b>Pab 08-01</b>	Granito Comanja	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Feldespatopotásico	45
<b>Pab 027-01</b>	Dique aplítico	U/Pb	Circón	>80
<b>Pab 017-01</b>	Andesita Bernalejo	U/Pb	Circón	>80
<b>Pab 176-01</b>	Ignimbrita Cuatralba	U/Pb	Circón	>80
<b>Pab 180-01</b>	Ignimbrita la media luna	U/Pb	Circón	>80

La temperatura de cierre isotópico es calculada para cada sistema en función de la geometría de los cristales, la tasa de enfriamiento y el radio de los granos de la roca, entre otros. Según datos experimentales se sabe que los sistemas isotópicos actúan como geo y termocronómetros. La temperatura de cierre del sistema U/Pb en circón está entre los 800 y 900 °C, lo que permite suponer con gran certeza que en este punto se habla de edades de cristalización, mientras que la historia de enfriamiento estaría en función de las temperaturas de cierre para el sistema  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , donde las biotitas se comportan como sistema cerrado entre 350 a 400 °C y el feldespato potásico entre 150 y 350 °C, según lo recopila Reiners *et al.*, 2005, o de 373 °C ± 21 °C en biotita y 230 °C ± 18 °C en feldespato potásico para Berger y York, 1981.

#### 3.3.1 U/Pb en circón

Las muestras seleccionadas para fechar por este método fueron cinco (**Figura 24**, Tablas 1 y 2). Los datos analíticos de los fechamientos U/Pb se presentan en el Anexo 1.

##### ➤ Granito Comanja

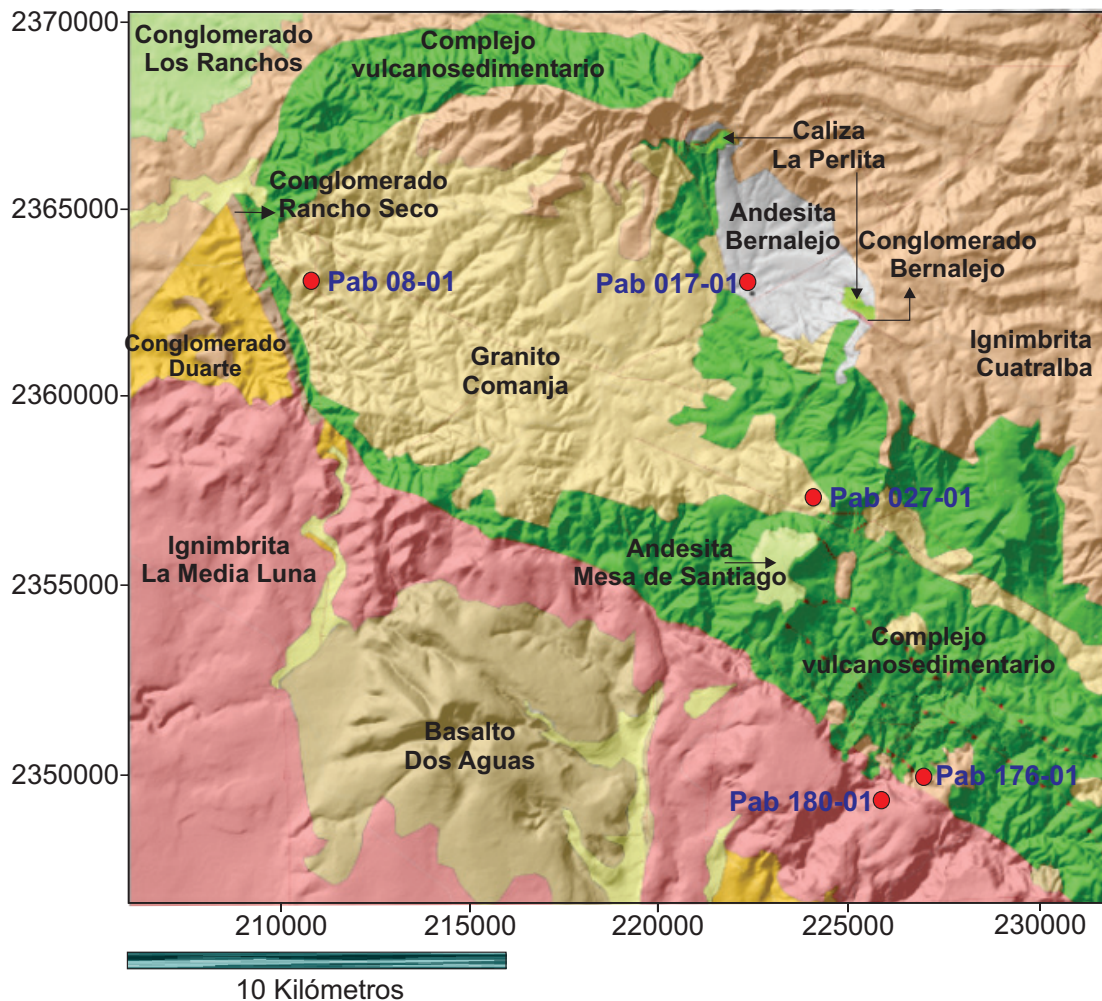
Para la muestra Pab 08-01, tomada en la zona central del cuerpo principal del Granito Comanja, los circones fueron abundantes, incoloros a rosa pálido, alargados, subhedrales a euhedrales, con zonaciones que van de moderadas a nulas y esporádicos cristales bien zoneados (**Figura 25**).

De la muestra Pab 08-01 se analizaron 38 cristales, de los cuales 30 resultaron concordantes con una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de **51.7<sup>+0.2</sup>/<sub>-0.8</sub> Ma**, reconocida como edad de cristalización y deducida con 11 análisis

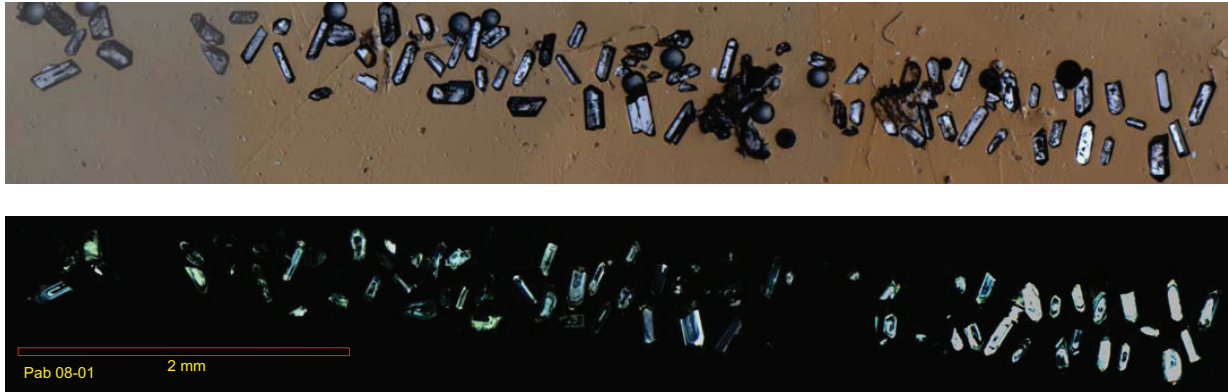
y una confiabilidad del 93.5%. El agrupamiento de los datos es aceptable, como se observa en los diagramas de edad media ponderada y Tera-Wasserburg (**Figura 26, anexo 1**).

**Tabla 2.** Relación de muestras fechadas mediante el metodo U/Pb

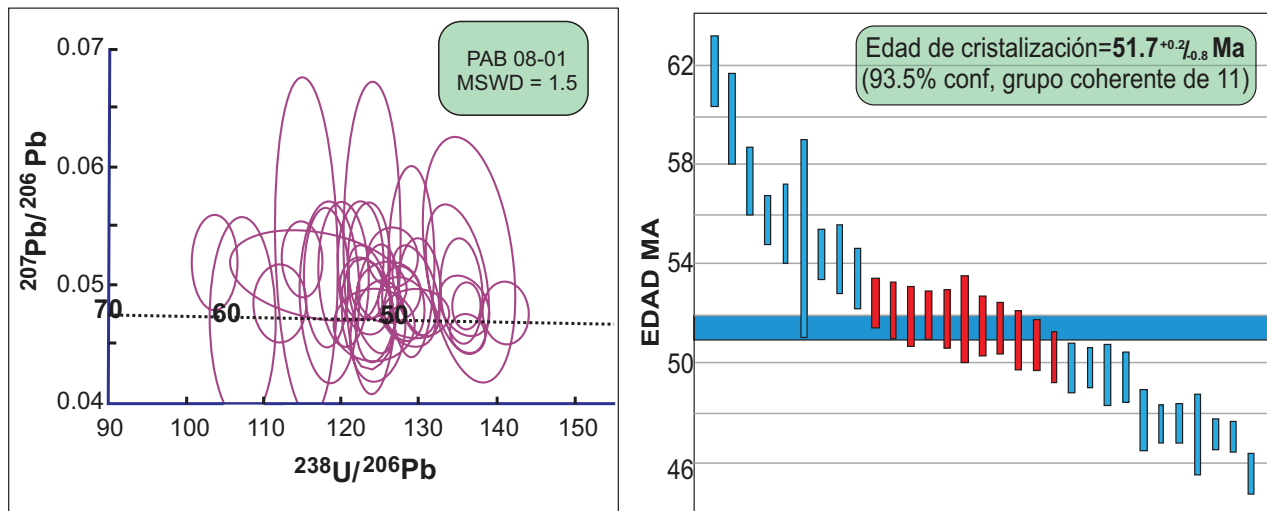
MUESTRA	ROCA	COORDENADAS (14Q)	EDAD	UNIDAD LITOSTRATIGRÁFICA
Pab 08-01	Granito	Norte = 0210994 Oeste = 2363467	51.7 <sup>+0.2</sup> / <sub>-0.8</sub> Ma	Granito Comanja
Pab 027-01	Dique aplítico	Norte = 0224500 Oeste = 2356320	46.5 <sup>+0.5</sup> / <sub>-0.5</sub> Ma	Dique aplítico
Pab 017-01	Andesita	Norte = 0222000 Oeste = 2362698	31.35 <sup>+0.35</sup> / <sub>-0.35</sub> Ma	Andesita Bernalejo
Pab 176-01	Ignimbrita	Norte = 0225100 Oeste = 2348450	31.7 <sup>+0.6</sup> / <sub>-0.2</sub> Ma	Ignimbrita Cuatralba
Pab 180-01	Ignimbrita lítica	Norte = 0210994 Oeste = 2363467	23.4 <sup>+0.2</sup> / <sub>-0.0</sub> Ma	Ignimbrita La Media Luna



**Figura 24.** Mapa de muestreo para geocronología. Los resultados del fechamiento se dan en la Tabla 1.



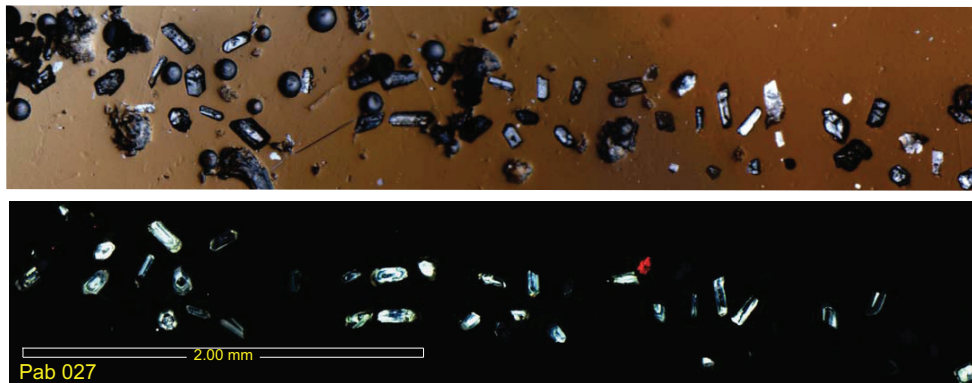
**Figura 25.** Circones de la muestra Pab 08-01. Arriba: fotografía tomada con luz natural. Abajo: imagen de catodoluminiscencia.



**Figura 26.** Diagramas de edad media ponderada (derecha), y Tera-Wasserburg (izquierda) para la muestra Pab 08-01 de el Granito de Comanja.

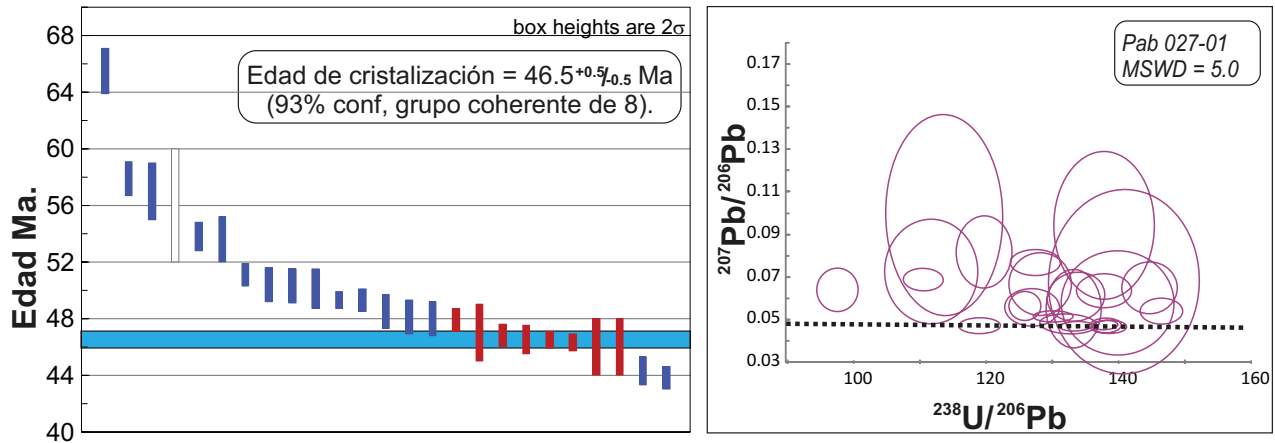
### ➤ Diques aplíticos

Este dique corta claramente el Granito Comanja, está compuesta por cuarzo y plagioclasa principalmente. Los circones empleados para el fechamiento son pequeños, escasos, cortos e incoloros, con zonación moderada y esporádicas inclusiones (**Figura 27**).



**Figura 27.** Apariencia de los cristales de circon de la muestra Pab 027-01. Arriba: microfotografía tomada con luz natural. Abajo: imagen de catodoluminiscencia.

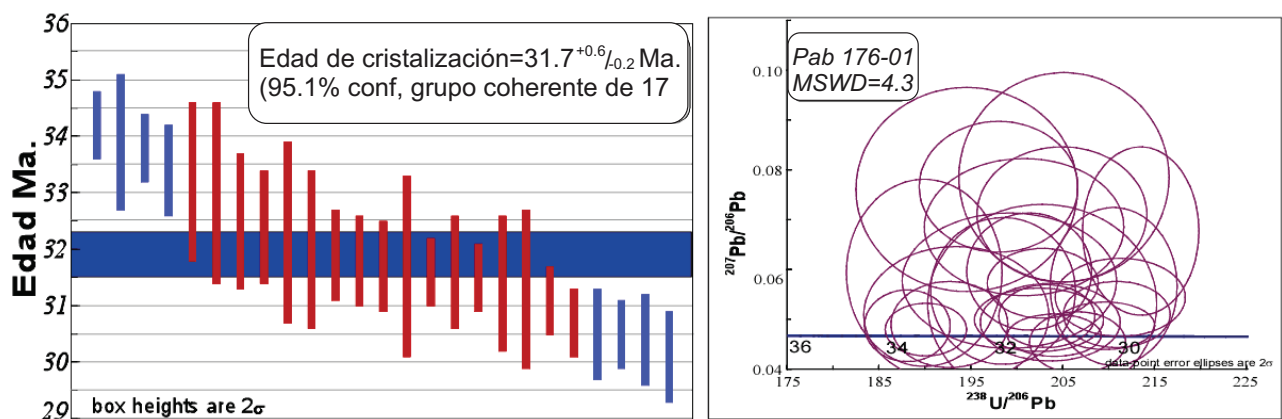
La muestra **Pab 027-01** para la que se analizaron 29 cristales, de los cuales 24 resultaron concordantes con una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $46.50^{+0.5}/_{-0.5}$  Ma y deducida de un grupo coherente de 8 cristales y una confiabilidad de 93%, es reconocida como la edad de cristalización de este dique aplítico. El diagrama Tera-Wasserburg, aunque muestra buena concentración de los datos, tiene un MSWD alto (5.0) referido a la incertidumbre de la muestra (**Figura 28, anexo 1**).



**Figura 28.** Diagramas Tera-Wasserburg (izquierda) y de edad media ponderada (derecha), para la muestra Pab 027-01 obtenida de un dique aplítico que corta al Granito Comanja.

### ➤ Ignimbrita Cuatralba

Esta unidad fue fechada en una muestra obtenida en cercanías al rancho La Media Luna y cerca del contacto con el complejo vulcanosedimentario (Tabla 2, Figura 24). La muestra **Pab 176-01** se obtuvo de un depósito piroclástico consolidado de color gris claro a rosa pálido, con presencia de líticos angulares y un basculamiento de 60° a 80° hacia el sureste. Los circones característicos en la muestra son largos incoloros y con esporádicas inclusiones. La edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada para esta secuencia obtenida del análisis de 30 cristales, de los cuales 25 fueron concordantes es de  $31.7^{+0.6}/_{-0.2}$  Ma, y fue calculada mediante el análisis de un grupo coherente de 17 cristales, con una confiabilidad del 95.1% (**Figura 29, anexo 1**). Esta edad corresponde a la base de la Ignimbrita Cuatralba, al menos en el sector de La Media Luna.

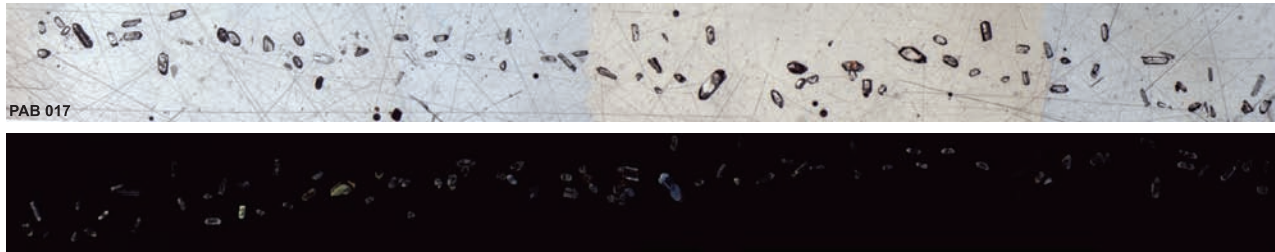


**Figura 29.** Diagramas de edad media ponderada (izquierda) y Tera-Wasserburg (derecha), correspondientes a la Ignimbrita Cuatralba, la muestra Pab176-01.obtenida de un dique aplítico que corta al Granito Comanja.

### ➤ Andesita Bernalejo

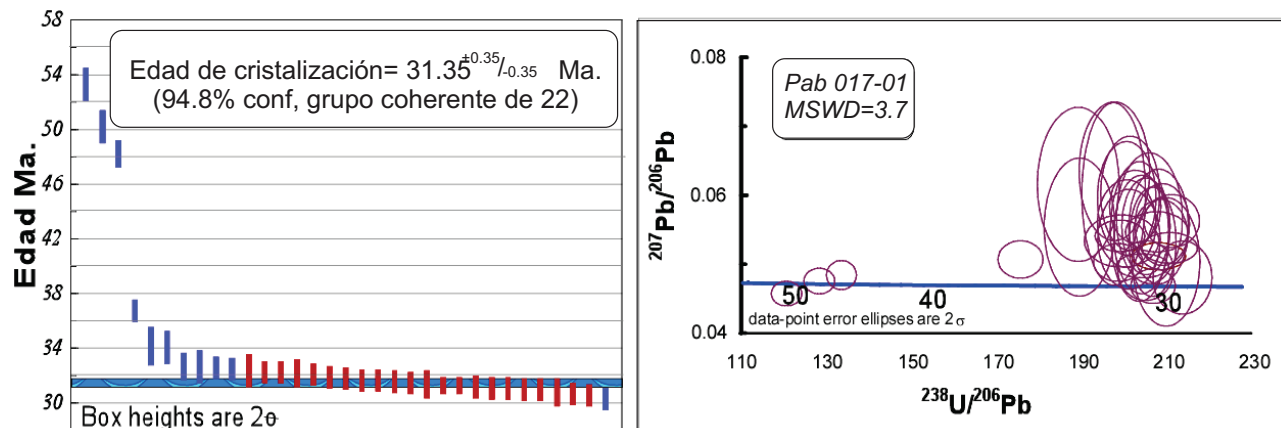
Esta unidad fue fechada mediante la muestra **Pab 017-01**. Los circones no exhiben una morfología similar en toda la muestra, las formas varían de subhedrales a anhedrales, van de largos a cortos y de anchos a delgados, su tamaño no es uniforme, son incoloros, con esporádicas inclusiones y según la catodoluminiscencia casi no exhiben zonación (**Figura 30**).

La Andesita Bernalejo fue fechada mediante el análisis de 37 cristales, 33 fueron concordantes, obteniendo una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de **31.35  $\pm 0.35/-0.35$  Ma**, calculada a partir de 22 cristales



**Figura 30.** Apariencia de los cristales de circón de la muestra Pab 017-01 de la Andesita Bernalejo. Arriba: fotografía tomada con luz natural. Abajo: imagen de catodoluminiscencia

coherentes con una confiabilidad del 94.8%. En general, en el diagrama de edad media ponderada y Tera-Wasserburg son claras dos familias de cristales, una representa la edad de cristalización y otra que parece ser heredada de una unidad entre los 48 y 54 Ma, lo cual correspondería a las fechas obtenidas para el Granito Comanja (**Figura 31, anexo 1**).



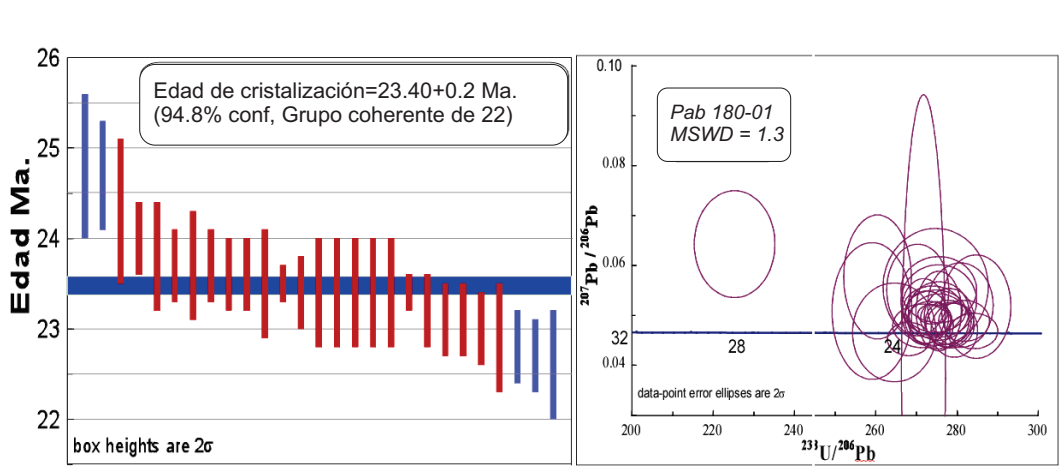
**Figura 31.** Diagramas de edad media ponderada (izquierda) y Tera-Wasserburg (derecha), para la muestra Pab 017-01 de la Andesita Bernalejo.

### ➤ Ignimbrita La Media Luna

La muestra **Pab 180-01** se obtuvo de un depósito piroclástico colectado en cercanía al rancho la Media Luna, al SW de la muestra fechada de la Ignimbrita Cuatralba Pab 176-01 (Figura 24). La ignimbrita La Media



Luna, definida informalmente en este trabajo, se caracteriza por tener color rojizo, un buen grado de soldamiento, estructuras tipo “*fiammes*” de hasta medio centímetro y pseudoestratificación horizontal o con inclinaciones que no superan los 5° hacia el NW. Los circones en esta muestra exhiben colores rosa pálido, y guardan una relación muy cercana entre ancho y largo, con formas cuadradas a rectangulares y ausencia de inclusiones. Su edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada dada a partir del análisis de 29 cristales, de los cuales 27 fueron concordantes es de  $23.4^{+0.2}/_{0.0}$  Ma, calculada a partir de un grupo coherente de 22 circones y con una confiabilidad del 94.8% (Figura 32, anexo 1).



**Figura 32.** Diagramas de edad media ponderada (izquierda) y Tera-Wasserburg (derecha), para la ignimbrita La Media Luna, representada por la muestra Pab 180-01.

Los datos de las dos ignimbritas dan evidencia de que en esta zona el sistema de fallas El Bajío se activó después del depósito de la Ignimbrita Cuatralba y cesó para cuando se depositó la ignimbrita La Media Luna, es decir, en un rango aproximado de 10 Ma.

### 3.3.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Para este tipo de análisis se seleccionó la muestra **Pab 08-01**, previamente fechada por el método U/Pb en circón. El objetivo es tener una idea acerca de cuán rápido se emplazó el Granito Comanja, fechando por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  biotita y feldespato potásico. Los datos obtenidos de edad integrada ( $t_i$ ), edad isócrona ( $t_c$ ) y edad Plateau ( $t_p$ ) para cada experimento están resumidos en la Tabla 3.

Tres experimentos fueron realizados, dos en biotita y uno en feldespato potásico (**Anexo 2**). El mejor comportamiento en las biotitas se observó durante el ensayo V2 (**Figura 33**), donde los once pasos de calentamiento fueron realizados entre 0.2 y 3 W. La edad de enfriamiento o edad *plateau* para la biotita es  $t_p = 52.10 \pm 0.15$  Ma, definida por 7 pasos consecutivos del 3 al 9, que en conjunto representan el 77.6% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado. La edad isócrona  $t_c = 51.85 \pm 0.32$  Ma, es estadísticamente indistinguible de la  $t_p$ .

Las relaciones  $\text{Ca}/\text{K} < 0.1$  y  $\text{Cl}/\text{K} \sim 0.1$ , al ser graficadas contra las fracciones de  $^{39}\text{Ar}$  liberado (**Figura 33**)

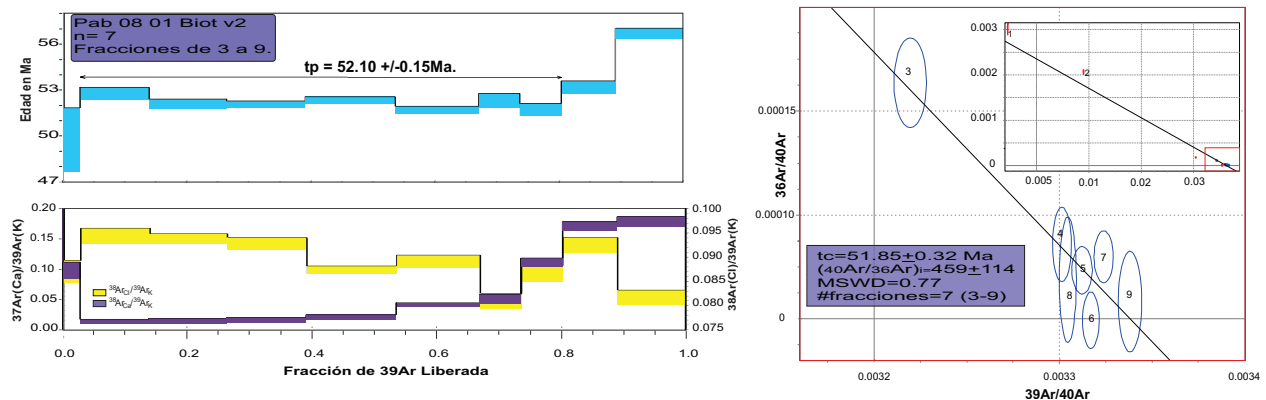
exhiben comportamiento homogéneo, especialmente en el rango de pasos empleados para el cálculo de  $t_p$ , lo que indica una composición constante del mineral. Sólo al final del espectro se observa un cambio en estas relaciones, el cual puede relacionarse con la presencia de elementos diferentes y/o un exceso de argón

**Tabla 3.** Relaciones de edades Ar/Ar obtenidas para la muestra Pab 08-01.  $t_i$  representa la edad integrada,  $t_p$  edad Plateau y  $t_c$  edad isócrona. En azul las edades aceptadas para la muestra.

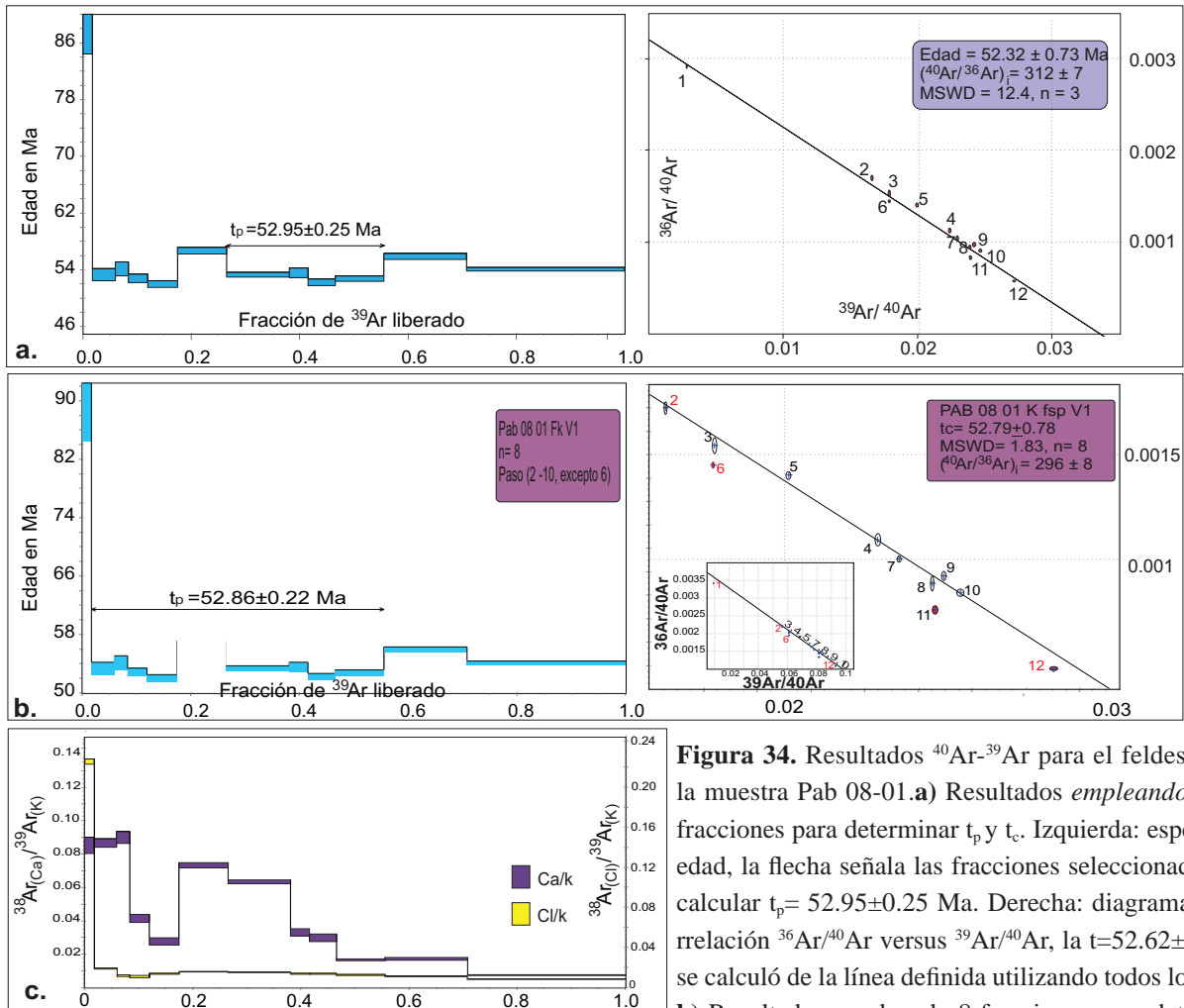
Mineral	No. Experimento	Pasos del experimento	$t_i$ (Ma)	$t_p$ (Ma)	$t_c$ (Ma)	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$
Biotita	V1	10	<b>53.09±0.28</b>	<b>54.07±0.22</b> MSWD=0.09 n=2 (4,5) falso plateau	<b>52.12±0.98</b> MSWD=0.09 n=5 (4-8)	2967 ± 453
Biotita	V2	11	<b>52.66±0.28</b>	<b>52.19±0.16</b> MSWD=1.35 n=8 (3-10)	<b>51.82±0.37</b> MSWD=1.23 n=8 (3-10)	534 ± 159
Feldespatopotásico	V1	12	<b>54.68±0.34</b>	<b>52.86±0.22</b> MSWD=1.14 n=8 (2-10), excepto 6	<b>52.79±0.78</b> MSWD=1.83 n=8 (2-10), excepto 6	296 ± 8

Durante el calentamiento del feldespatopotásico (**Figura 34a**), se obtuvieron 12 fracciones, con potencias del láser que variaron entre 0.4 y 12 W. El promedio ponderado de 4 fracciones (7 a la 10) indica una edad de falso *plateau*  $t_p = 52.95 \pm 0.25$  Ma, con un MSWD = 1.18 para 29.1% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado. Las 12 fracciones obtenidas se distribuyen a lo largo de una línea recta en el diagrama de correlación que sugiere una edad  $t_c = 52.62 \pm 0.73$  Ma. A pesar de que el MSWD es de 12.4 para  $n=12$ , la distribución de los datos indica que la edad puede considerarse significativa.

Por otro lado, si se grafican los datos obtenidos para el mismo feldespatopotásico seleccionando fracciones diferentes, el promedio ponderado de 8 fracciones (2 a la 10, exceptuando la número 6) indica una edad  $t_p = 52.86 \pm 0.22$  Ma y  $t_c = 52.79 \pm 0.78$  Ma. Los MSWD para ambas edades son menores que 2 (**Figura 34b**). De lo anterior podemos decir que claramente la edad de enfriamiento para este mineral en la muestra Pab 08-01 es de  $\sim 52$  Ma.



**Figura 33.** Resultados  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para el experimento V2 en biotita de la muestra Pab 08-01. Zona superior izquierda: espectro de edad, la flecha identifica las fracciones utilizadas para calcular la edad *plateau*  $t_p$ . Zona inferior izquierda: diagramas  $^{38}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  y  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ . En La zona derecha diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ .



**Figura 34.** Resultados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para el feldespato de la muestra Pab 08-01. **a)** Resultados empleando 4 y 12 fracciones para determinar  $t_p$  y  $t_c$ . Izquierda: espectro de edad, la flecha señala las fracciones seleccionadas para calcular  $t_p = 52.95 \pm 0.25$  Ma. Derecha: diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , la  $t_c = 52.62 \pm 0.73$  Ma se calculó de la línea definida utilizando todos los datos. **b)** Resultados empleando 8 fracciones para determinar  $t_p$  y  $t_c$ . Izquierda: espectro de edad, la flecha señala las

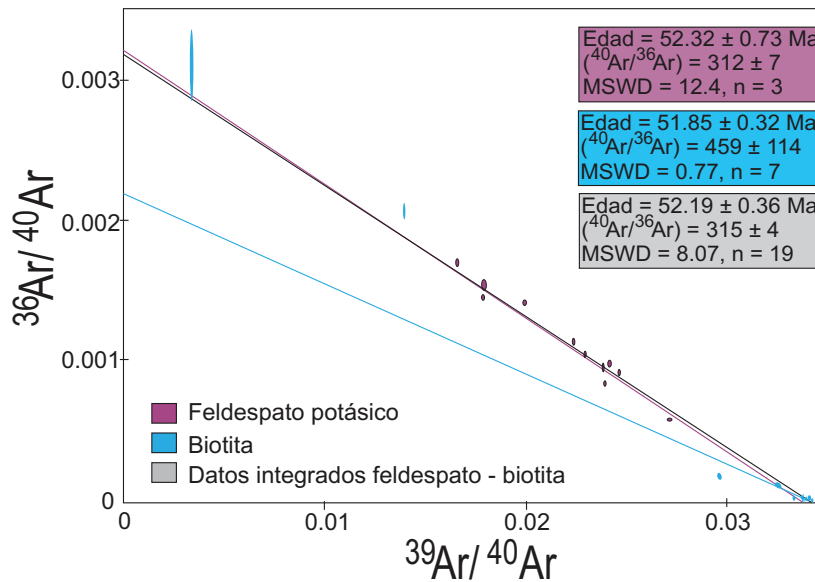
fracciones seleccionadas para calcular  $t_p = 52.86 \pm 0.22$  Ma. Zona inferior izquierda: diagramas  $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  y  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ . Derecha: diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , la  $t_c = 52.79 \pm 0.78$  Ma se calculó de la línea definida utilizando las fracciones 2 a 10. **c)** Diagramas  $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  y  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ .

Las relaciones  $\text{Ca}/\text{K} > 0.01$  y  $\leq 0.08$  y  $\text{Cl}/\text{K}$ , cercanas a 0, al graficarse contra las fracciones de  $^{39}\text{Ar}$  liberado (**Figura 34c**) muestran un comportamiento heterogéneo para la primera, posiblemente relacionado a las variaciones K-Na de un feldespato con estructura intermedia. La relación  $\text{Cl}/\text{K}$  es homogénea para toda la muestra.

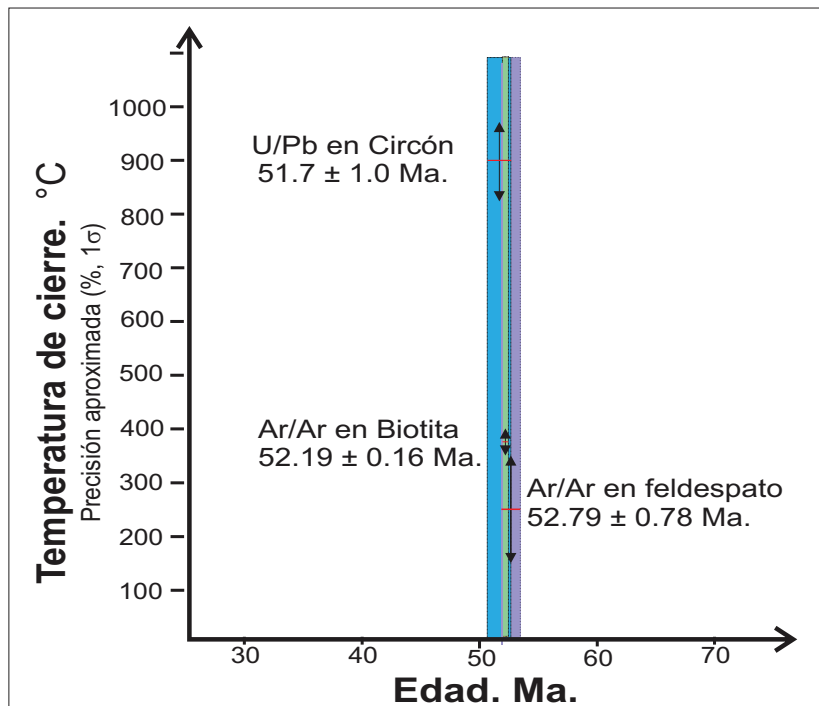
Los espectros de edad de los dos minerales fechados, además de mostrar edades de  $\sim 52$  Ma, sugieren la presencia de exceso de argón, observable en las dos últimas fracciones de la biotita y en las primeras fracciones del feldespato potásico. Para este último mineral es más notable el exceso mencionado teniendo en cuenta los valores de argón radiogénico reportados en la Tabla 3.

Los fechamientos  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para biotita y feldespato potásico muestran que las edades  $t_c$  son estadísticamente iguales dentro de 1 sigma ( $t_c = 51.85 \pm 0.32$  en biotita y  $t_c = 52.79 \pm 0.78$  Ma en feldespato potásico), siendo probable que ambos geocronómetros hayan cerrado de forma casi simultánea, lo cual se infiere del diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , donde al graficar las fracciones empleadas para los cálculos de  $t_c$  en ambas muestras, las líneas de pendiente convergen hacia un punto en el eje de las abscisas (**Figura 35**).

### 3.4 ANÁLISIS DE RESULTADOS



**Figura 35.** Resultados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para el feldespato potásico y biotita de la muestra Pab 08-01. En morado isócrona para feldespato potásico, en azul para biotita y en gris el ajuste entre ambas.



**Figura 36.** Gráfica de enfriamiento para la muestra Pab 180-01. En azul rango de edad U/Pb en circón, en verde Ar/Ar en biotita y en morado Ar/Ar para el feldespato potásico. Las temperaturas de cierre empleadas son las recopiladas por Reiners *et al.*, 2005.

El objetivo inicial de realizar las dos técnicas de fechamiento para la zona central del cuerpo principal del Granito Comanja fue determinar cuán rápido se emplazó este cuerpo batolítico. Para ello es necesario diferenciar las edades de cristalización y de enfriamiento o emplazamiento en función de las temperaturas de cierre. El fechamiento U/Pb en circón representa la edad de cristalización del granito, mientras que las edades obtenidas por la técnica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  corresponden a edades de enfriamiento.

La tasa de enfriamiento para el Granito Comanja es presentada mediante una curva de enfriamiento (**Figura 36**), donde se grafican las fechas obtenidas contra las temperaturas de cierre, usando en este trabajo las recopiladas por Reiners *et al.* (2005).

De la gráfica podemos inferir que:

Las edades obtenidas para el Granito Comanja son estadísticamente iguales incluyendo los rangos de error. Esto se hace evidente entre los rectángulos de colores azul, morado y verde, que dejan ver la simultaneidad entre los sistemas isotópicos al momento de alcanzar las temperaturas de cierre. En términos generales este comportamiento refleja un enfriamiento rápido. Lo anterior, en conjunto con la convergencia de las isócronas de biotita y feldespato potásico hacia un punto común en

el eje de la relación  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (**Figura 35**), que apunta a un cierre simultáneo de ambos geocronómetros, y la edad U/Pb de  $46.50^{+0.5}/_{-0.5}$  **Ma** reportada para el dique aplítico que corta al Granito Comanja, sugieren que su cristalización y el emplazamiento debieron ocurrir en 6 Ma, posterior a los 53.5 y anterior a los 47 Ma.

Este enfriamiento tan rápido del Granito Comanja debe estar condicionado a un emplazamiento relativamente somero del batolito, una corteza fría y no muy gruesa y/o a que existían conductos que facilitaron el ascenso rápido del material. Este último enunciado es viable, teniendo en cuenta que las estructuras laramílicas pudieron haber facilitado el ascenso del material granítico, dando así una explicación a como emplazar, enfriar y exhumar en 5 o 6 Ma un cuerpo de las dimensiones del Granito Comanja.

Por otro lado, el fechamiento U/Pb de la unidad Andesita Bernalejo ( $31.35^{+0.35}/_{-0.35}$  **Ma**), constriñe y aclara la estratigrafía del área estudiada, se puede decir que esta andesita basáltica puede estar relacionada con los pulsos andesíticos del suroriente de la Sierra de Guanajuato, donde edades de cristalización de **33.3 Ma** han sido reportadas para la Andesita Los Cedros en cercanía a la ciudad de Guanajuato (Báez-López, comunicación personal) y edades K/Ar de 30 Ma reportadas por Cerca (1998).

Los fechamientos U/Pb realizados para la Ignimbrita Cuatralba y la ignimbrita La Media Luna ( $31.7^{+0.6}/_{-0.2}$  y  $23.4^{+0.2}/_{-0.0}$ , respectivamente) muestran que hubo un vulcanismo bimodal, por su relación con la Andesita Bernalejo y el Basalto Dos Aguas.

## 4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Las variadas estructuras y rasgos geológicos que afectan a las unidades estratigráficas cartografiadas reflejan cómo la región ha sido sometida a un número considerable de eventos tectónicos, que incluyen eventos regionales contractivos para el Jurásico-Cretácico y una tectónica de extensión para el Cenozoico.

Los eventos contractivos ligados a las orogénias Sevier y Laramide afectaron al complejo vulcanosedimentario y a la Caliza La Perlita (Quintero-Legorreta, 1992, Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) con generación de foliaciones, cabalgamientos y plegamientos. La deformación extensional, que viene actuando desde antes de los 52 Ma, generó fallas normales sobre esas unidades cortando las fases conglomeráticas y la secuencia volcánica del Cenozoico. El Granito Comanja no exhibe deformación penetrativa a escala de afloramiento, pero se observan basculamientos importantes en las brechas magmático-hidrotermales que lo cortan y hay una orientación preferencial a nivel regional de los cuerpos batolíticos principales.

### 4.1 ESTRATIFICACIONES

Cuatro tendencias de estratificación en función de la cercanía o no al contacto con el Granito Comanja fueron observadas en la zona de estudio sobre el complejo vulcanosedimentario y la Caliza La Perlita (**Figura 37, Anexo 3.1.**).

A escasos metros del contacto con el Granito Comanja las estratificaciones dentro el complejo vulcanosedimentario exhiben un rumbo E-W con echados preferenciales de 50° hacia el Norte, comunes en cercanías a los afloramientos de la Caliza La Perlita, unidad que también comparte este mismo rumbo de estratificación pero sus echados no superan los 40° de inclinación hacia el Norte (**Figura 37**).

Hacia el poniente de la zona de estudio, los estratos cercanos al borde del Granito Comanja tienen tendencias NNE-SSW con heterogeneidad en el grado y dirección de los echados, pero su disposición circunscribe la forma elíptica del cuerpo batolítico principal (**Figura 37**).

Alejados de la influencia y perturbación que genera la intrusión del Granito Comanja a las estructuras primarias, y enfocados en la zona sureste del área de estudio, se observan dos conjuntos de estratificación. El primero exhibe rumbos N-S y echados entre los 10° y 40° hacia el Oeste. El segundo conjunto domina en cercanías al contacto con la ignimbrita la Media Luna y tiene un rumbo NW-SE con echados preferenciales de 30° al poniente. Localmente la estratificación se dispone E-W con echados de 40° al Sur.

Con lo anterior se puede decir que la intrusión del Granito Comanja generó perturbaciones en las estratificación del complejo vulcanosedimentario y la Caliza la Perlita en un rango no superior a 1.5 km desde el límite de la intrusión.

## 4.2 FOLIACIONES

El complejo vulcanosedimentario, una potente secuencia *flysh* intercalada con coladas y lavas almohadilladas, exhibe un metamorfismo de bajo grado marcado por la presencia de prehnita, pumpellita, albita y titanita (Ortiz- Hernández, *et al.*, 2003) y el desarrollo de foliación penetrativa en filita, pizarra y esquisto.

Dos tendencias de foliaciones fueron observadas a escala de afloramiento dentro del complejo. La primera de rumbo E-W con echados entre 10° y 70° y la segunda con rumbo N-S y echados concentrados entre los 20° y 60° (**Figura 38, Anexo 3.2**).

Las foliaciones E-W se localizan en un rango de 500 m a 750 m a partir del contacto entre el complejo vulcanosedimentario y el Granito Comanja, y rodean de forma sistemática el cuerpo principal del intrusivo, lo que se ve claramente en cercanía a los sectores de La Perlita, Sierra Alta y al Norte de la Mesa de Santiago. En estos sectores, y exclusivo para el complejo vulcanosedimentario, las foliaciones parecen estar cortadas por brechas cataclásticas, dentro de las cuales se tienen zonas de rocas menos deformadas que se denominan “*Low Strain Island*” (LSI) (Altenberger, 1997).

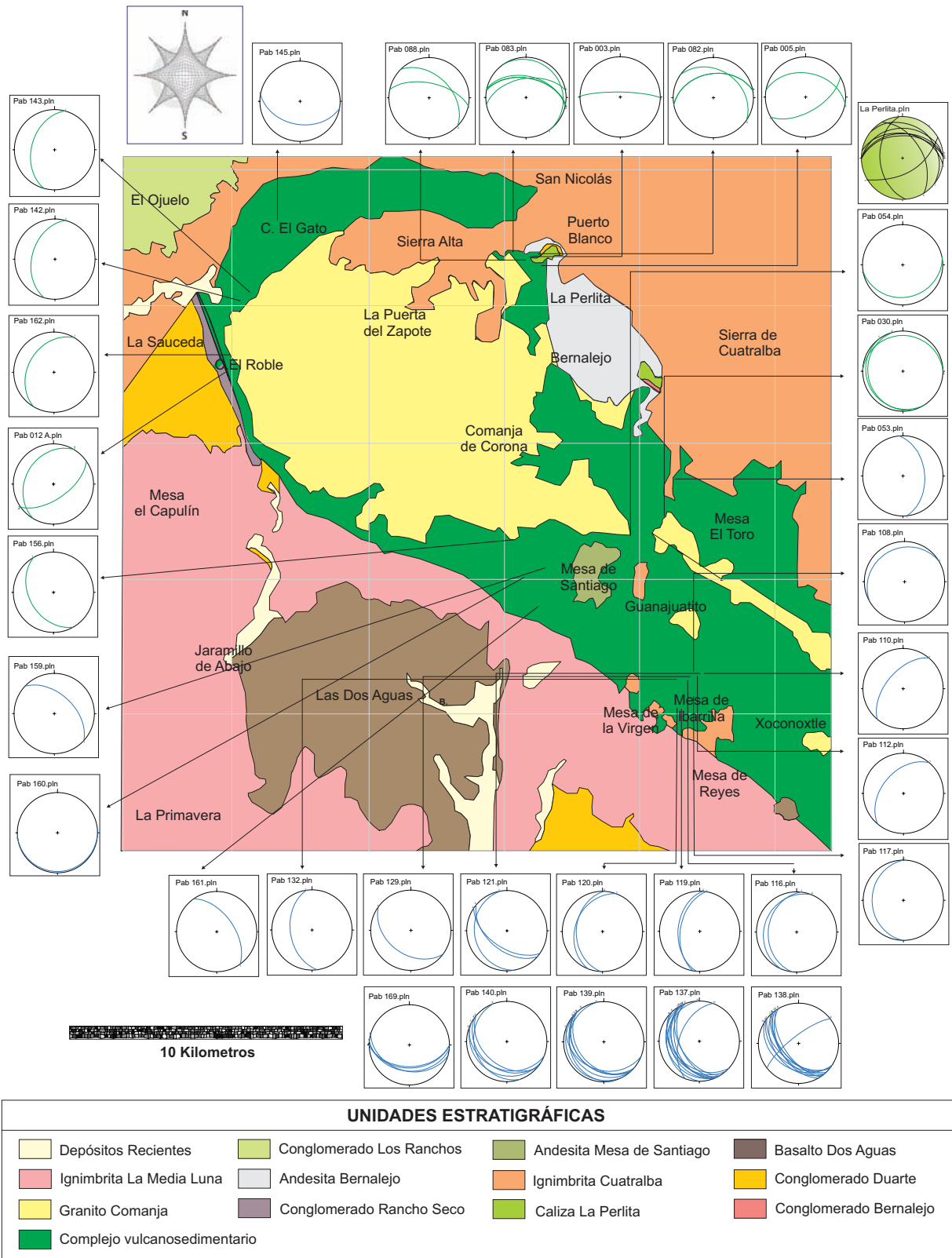
Hacia el SE de la zona de estudio, el complejo vulcanosedimentario también exhibe foliaciones E-W, pero la zona de perturbación generada por la intrusión del batolito no supera los 300 metros desde el contacto entre las rocas mesozoicas y el Granito Comanja. Tales estratificaciones se observan en la Mesa del Toro y el Xoconoxtle (**Figuras 3 y 38**).

Las foliaciones E-W coinciden con las estratificaciones reportadas para la Caliza La Perlita, lo que indica que esta unidad sufrió un leve basculamiento hacia el Norte a causa del emplazamiento del Granito Comanja.

Las foliaciones N-S se encuentran hacia la zona media y distal del complejo vulcanosedimentario, en cercanía a los contactos con la secuencia volcánica cenozoica, desarrollan fábricas S-C y *boudinage*. Fueron observadas milonitas con vergencia al E y NE en el camino León – San Felipe, en las cercanías a la Mesa de Santiago, sobre el Arroyo los Alisos y en el sector de Sierra Alta (**Figura 39**).

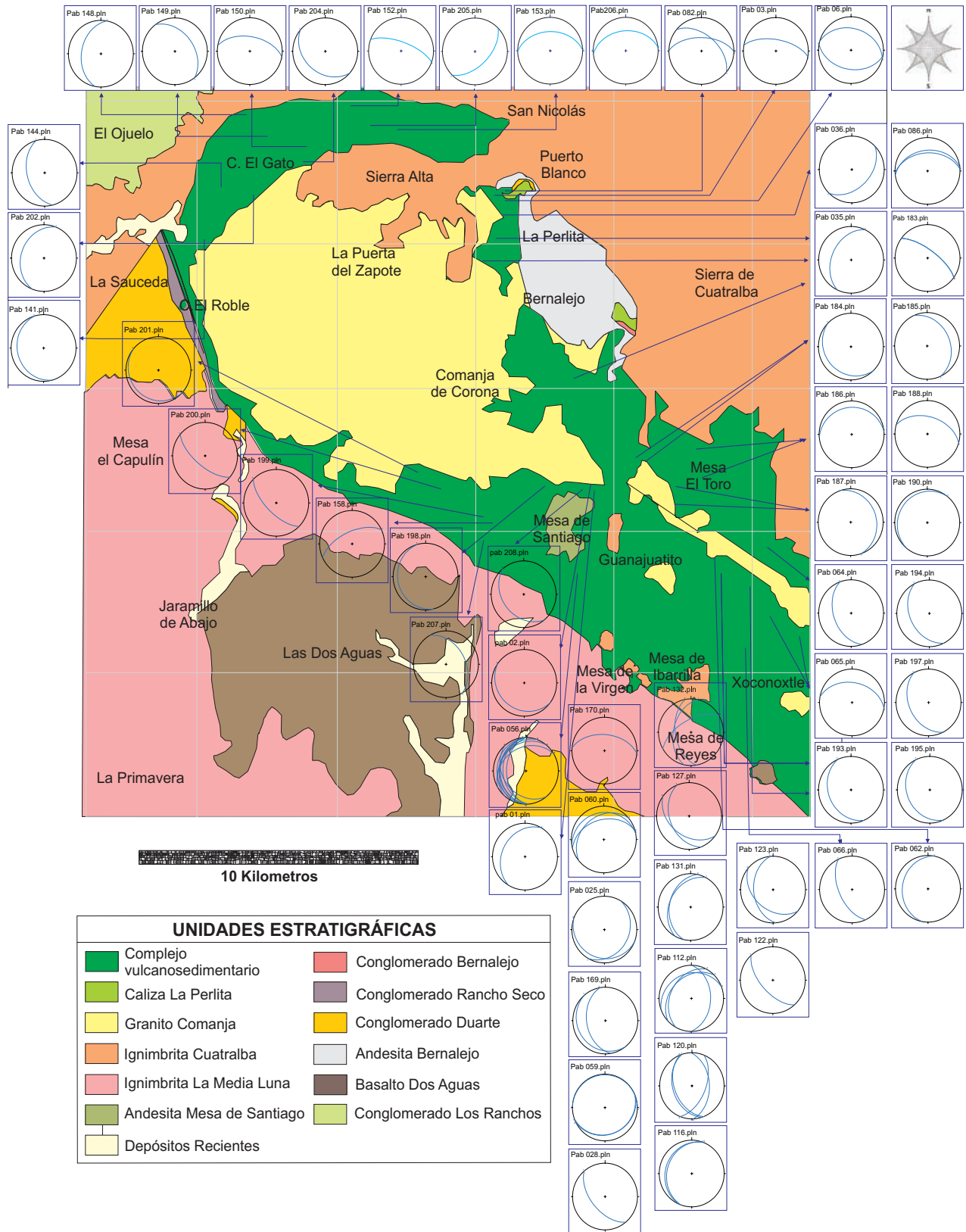
Con lo anterior se puede decir que las foliaciones medidas a menos de 1 km del contacto con el Granito Comanja son fueron perturbadas por la intrusión del batolito, generando una deformación sobrepuesta, directamente relacionada con su mecanismo de emplazamiento.

Para que un granito se emplace es necesario un efecto extensional local dentro del campo de esfuerzos compresionales regionales (Vigneresse, 1995a), esas variaciones quedan registradas en las foliaciones de las rocas que se han depositado o emplazado previamente (Hammer y Vigneresse, 1980). La perturbación en la deformación del complejo vulcanosedimentario y la forma elíptica del cuerpo principal del Granito Comanja sugieren un emplazamiento durante una deformación por cizalla, deformación que está directamente relacionada a la intensidad de la deformación regional (Vigneresse, 1995b).

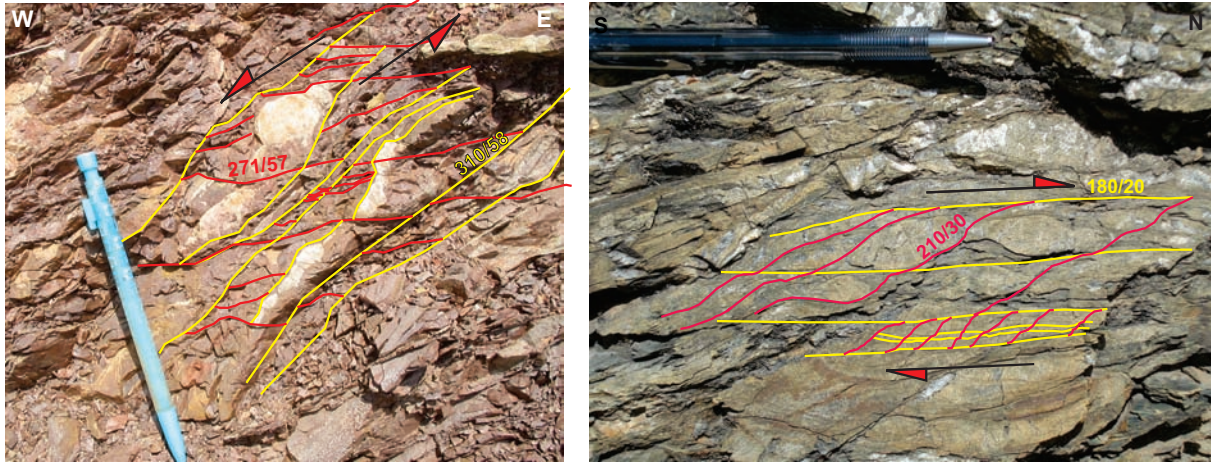


**Figura 37.** Mapa geológico con esterogramas que muestran los planos de estratificación sobre el complejo vulcanosedimentario. En verde los planos cercanos al borde del Granito Comanja que circunscriben la geometría elíptica del mismo. En azul los planos de estratificación alejados de la influencia del intrusivo, que exhiben rumbos N-S y NW-SE. El estereograma relleno de color verde representa los datos de estratificación para la Caliza La Perlita.





**Figura 38.** Mapa geológico con estereogramas que muestran los planos de foliación cartografiados sobre el complejo vulcanosedimentario. Obsérvese la tendencia radial de la foliación en los sectores más cercanos al borde del Granito Comanja. Lejos de la influencia del intrusivo las foliaciones actualmente muestran tendencias N-S a NNW-SSE.



**Figura 39 A.** Milonita con estructuras s/c desarrolladas sobre el complejo vulcanosedimentario en cercanía a Sierra Alta. Obsérvese las estructuras S-C y porfiroblastos. **B.** Estructuras s/c desarrolladas en la transición frágil-dúctil sobre el complejo vulcanosedimentario en cercanía de la Mesa de Santiago que reflejan transporte hacia el Este-Noreste.

Es importante señalar que la foliación N-S con inclinación hacia el poniente no ha sido afectada por el emplazamiento del Granito Comanja, pero es claramente una estructura mesozoica que ha sufrido basculamientos por los efectos de las fallas cenozoicas

### 4.3 PLIEGUES

Las foliaciones N-S con echados subhorizontales a subverticales hacia el poniente son foliaciones bien desarrolladas, muestran un patrón plegado. La mayoría de los pliegues están concentrados en el complejo vulcanosedimentario (**Figura 40**), los pliegues observados en la Caliza La Perlita son muy pocos y aún más escasos en las secuencias conglomeráticas o volcánicas del Cenozoico.

De la observación general del área de estudio, se distingue un dominio de pliegues similares, a diversas escalas, cuyos espesores medidos de forma perpendicular a las capas varía, siendo máximo en la charnela y disminuyendo hacia los flancos. Pliegues de envoltura o “*sheath folds*” y pliegues disarmónicos también son comunes sobre el complejo vulcanosedimentario. Pliegues paralelos en forma de “M” y “S” son esporádicos o se encuentran dentro de pliegues similares.

Con la evaluación de los datos de planos axiales de pliegues similares dentro del complejo vulcanosedimentario se observan dos grupos dominantes dentro de la zona de estudio (Anexo 3.3):

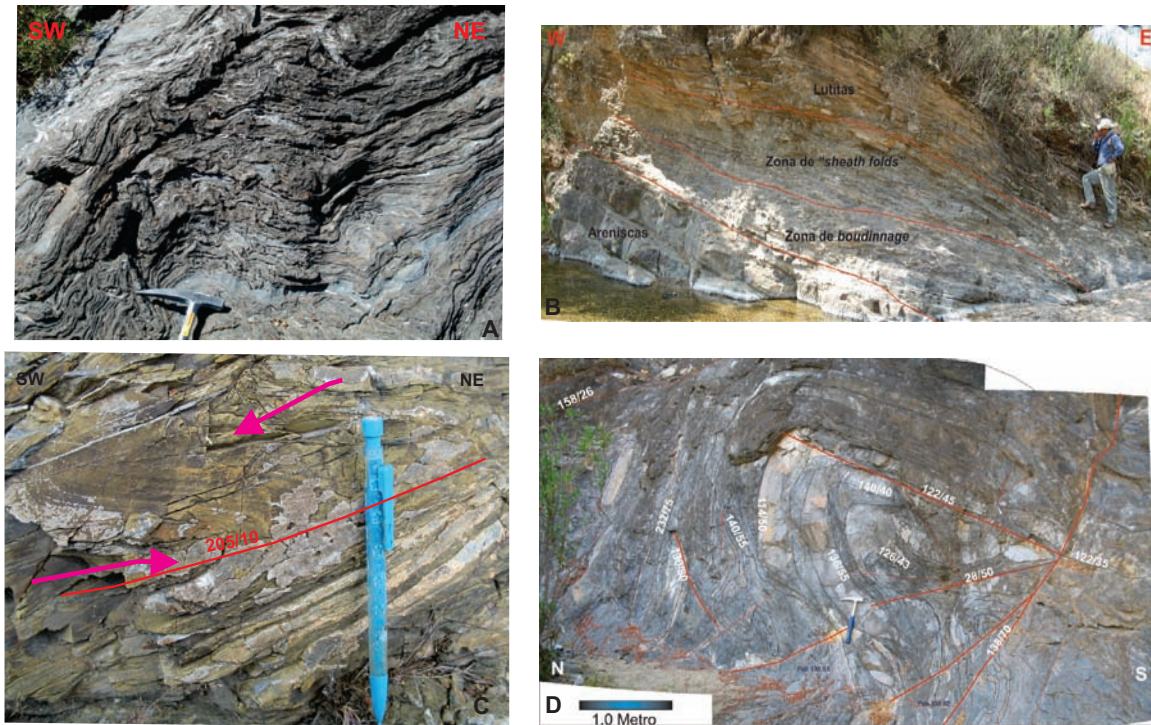
- Al Norte se tienen planos axiales de rumbo N-S y echados preferenciales entre los 40° y 60° al Este.
- Al sur los planos axiales tienen rumbo N-S y echado hacia el Poniente.
- Un tercer grupo de planos axiales podría estar dado por pliegues menos repetitivos con rumbos NW-SE y E-W y echados entre los 50° y 60° al SW y al Norte, respectivamente.

Una vez graficados los planos axiales mediante una proyección ciclográfica, se observó nuevamente que en las estaciones más próximas al Granito Comanja y localizadas en cercanía a los sectores de La Perlita y el

Cerro El Roble (**Figura 3**), estos planos exhiben en su mayoría rumbos N-S y echados al Este (**Figura 41**).

A medida que es menor la influencia del Granito Comanja sobre la deformación del complejo vulcanosedimentario, los planos axiales con rumbo N-S y echados al poniente son paralelos a las foliaciones N-S previamente reportadas, especialmente en las zonas de Guanajuatito y Mesa de Ibarilla (**Figura 3**), lo que permite suponer que existió un deslizamiento entre capas generando plegamientos intrafoliares o que se trata de foliación de plano axial. Para los sectores de la Perlita y el Cerro El Roble hay planos axiales con igual rumbo, pero echados al Este, que están reflejando un basculamiento local.

Los pliegues de envoltura, observados en las cercanías de Guanajuatito, Sierra Alta y La Barranca y evidencia de una intensa deformación por cizalla, exhiben una línea de vergencia (Alsop y Holdsworth, 1999) NE, que refleja la dirección de desplazamiento. Esta dirección coincide con la dirección de transporte tectónico que dio origen a las estructuras relacionadas con la Orogenia Laramide. Por otro lado, los ejes axiales medidos y graficados en diagramas de contornos no muestran una concentración de datos clara (**Figura 42A**), por lo cual

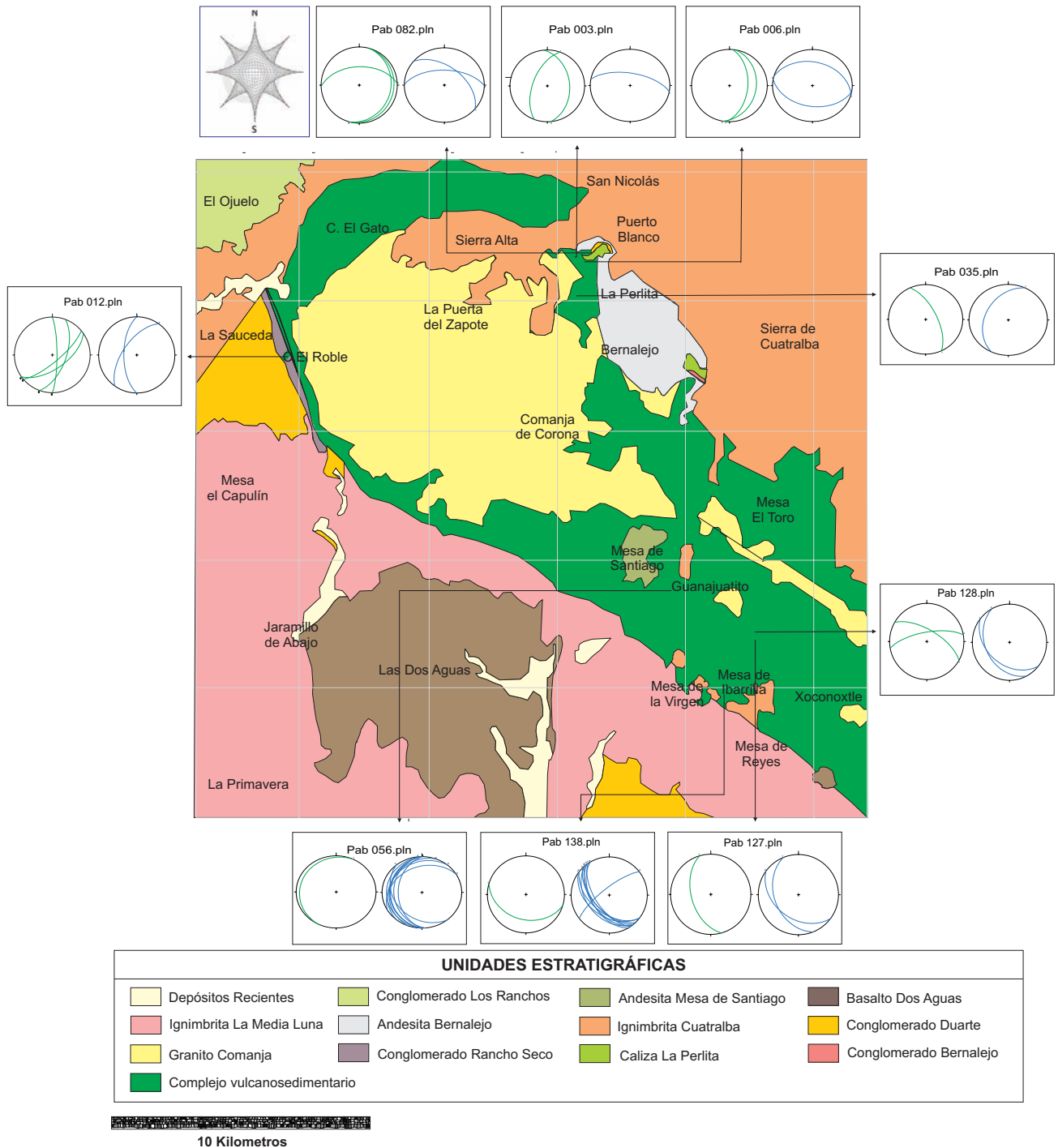


**Figura 40.** Plegamientos sobre el complejo vulcanosedimentario. **A.** Plegamiento intrafoliar y disarmónico en lutitas carbonosas. **B.** Pliegues de envoltura. **C.** Plegamiento paralelo tipo “S”. **D.** Plegamiento similar.

se hizo una división de datos en función de la cercanía o no del contacto con el Granito Comanja (Anexo 3.4).

Para las estaciones cercanas al borde del Granito Comanja (**Figura 42B**), en especial aquellas localizadas hacia el norte de la zona de estudio, la concentración de datos dominante es al NNE-SSW, lo que indica una correlación con las foliaciones y/o estratificaciones con rumbo N-S. Otra dirección de ejes axiales está concentrada hacia el NW.

Los ejes axiales localizados lejos del contacto entre el Granito Comanja y el complejo vulcanosedimentario exhiben tendencias menos claras que las reportadas para las estaciones cercanas al contacto cómo se ve en la

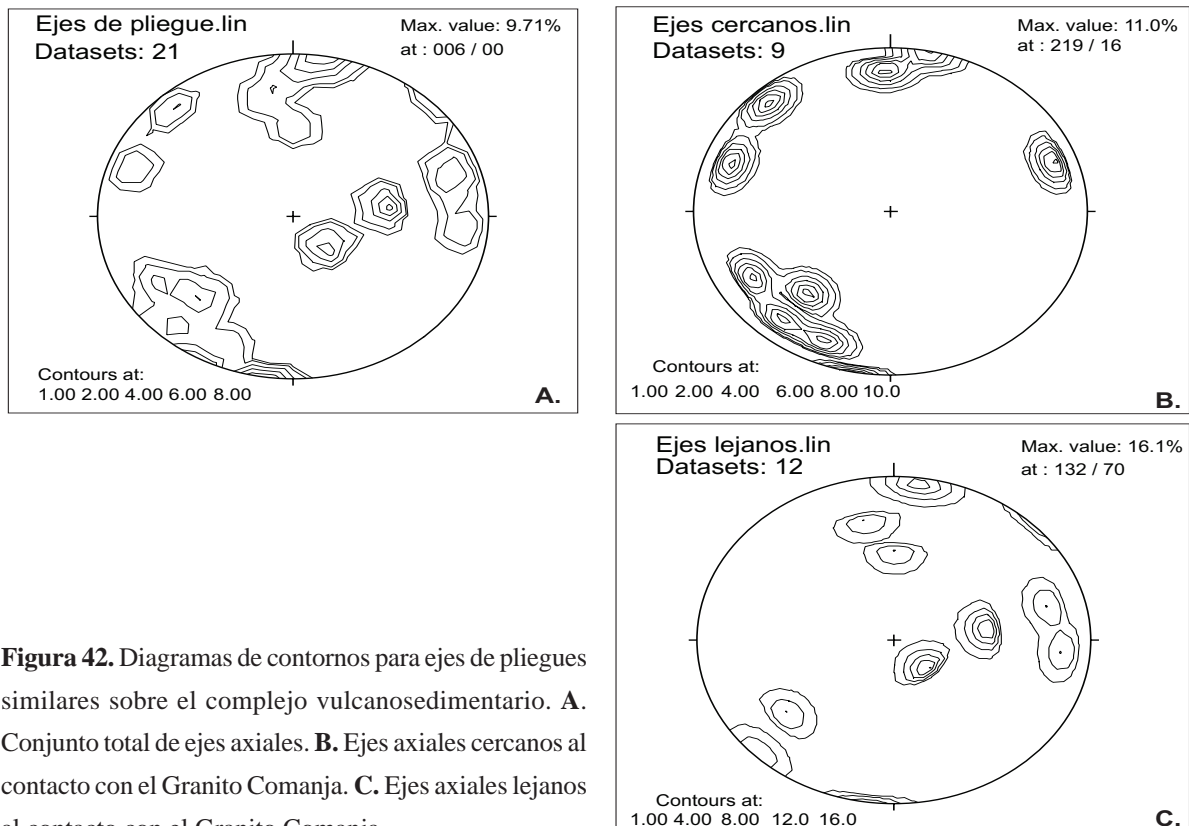


**Figura 41.** Esquema del mapa geológico del área de estudio, mostrando los estereogramas de foliaciones en azul y de planos axiales de pliegues similares en verde. Obsérvese que los ejes N-S con echado al Este se encuentran más próximos al Granito Comanja, los ejes NW-SE son más claros a medida que es menor la influencia del intrusivo. Son escasos los planos axiales con rumbos E-W.

**Figura 42C.** La mayor concentración de datos es al Este, seguida por un conjunto de ejes axiales con dirección Norte. La dispersión de los ejes lejanos a la intrusión granítica, medidos sobre el complejo vulcanosedimentario, podría deberse a la ocurrencia de múltiples episodios y distintos tipos de plegamiento.

El plegamiento sobre la Caliza La Perlita es escaso, los pocos planos axiales cartografiados se midieron en la base de la secuencia. En el nivel de las lutitas negras intercaladas con calizas grises oscuras, los ejes axiales exhiben rumbos entre los  $345^\circ$  y  $355^\circ$  e inclinaciones entre los  $20^\circ$  y  $50^\circ$ . Quintero-Legorreta (1992) sugiere que esta unidad en la región de Sierra Alta sea el flanco del noroeste de un pliegue anticlinal con eje orientado hacia el NW y reporta anticlinales recostados con vergencia al Este.

Los datos de este trabajo muestran que el estilo predominante del plegamiento para la zona de estudio está dado por pliegues similares, lo que brinda un acercamiento importante al tipo de deformación que los generó. Según Mercier y Vergely (2007), en el momento de la deformación, la superficie estratificada o foliada experimenta una traslación pasiva que puede resultar de un cizallamiento simple entre las superficies planas paralelas que actúan como planos de transporte, sin embargo no es este el mecanismo que genera los plegamientos, es necesaria una deformación no coaxial heterogénea que actúe perpendicular al plano de cizallamiento que contiene la dirección de desplazamiento homogéneo, lo que, en conjunto con el gradiente de cizallamiento, condicionará la forma del pliegue. Cuando hay una deformación muy intensa se desarrollan los *sheath folds*, con una superficie axial alargada paralelamente a la dirección de transporte.



**Figura 42.** Diagramas de contornos para ejes de pliegues similares sobre el complejo vulcanosedimentario. **A.** Conjunto total de ejes axiales. **B.** Ejes axiales cercanos al contacto con el Granito Comanja. **C.** Ejes axiales lejanos al contacto con el Granito Comanja.

Actualmente son notorios los rasgos con rumbo N-S, en especial fosas tectónicas, que son respuesta a fases extensionales cenozoicas y que han quedado plasmadas en los grábenes del Vergel y el Cuarenta, localizados hacia el W de la zona estudiada.

Del análisis de foliaciones y plegamiento dentro del complejo vulcanosedimentario y la posición estratigráficas de las unidades post-albianas se infieren dos eventos deformativos contráctiles para el Mesozoico de la sierra de Guanajuato. Los rumbos N-S con inclinación al poniente de los planos axiales en pliegues similares sugieren una dirección de transporte tectónico hacia el Este. Tales planos axiales y las foliaciones con rumbos equivalentes pueden ser relacionados con un evento orogénico pre-laramídico (**D1**), teniendo en cuenta que estas estructuras son exclusivas del complejo vulcanosedimentario, están sujetas a metamorfismo de bajo grado generado durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano a consecuencia de la presencia de la deformación Nevadiana (Quintero-Legorreta, 1992) o Sevier y que no afectan unidades depositadas después del Albiano. En un segundo evento de deformación (**D2**), se generaron estructuras con rumbo NW-SE dentro del complejo vulcanosedimentario, las cuales se asocian con los ejes axiales de dirección NW, las posiciones estructurales que Quintero-Legorreta (1992) reporta para la Caliza La Perlita y la orientación NE de las superficies axiales de los *sheath fold*, se interpreta como respuesta a la deformación generada por la Orogenia Larámide para las secuencias mesozoicas de la Sierra de Guanajuato.

## 4.4 FALLAS

El arreglo de las fallas normales mayores es evidente por los fuertes contrastes topográficos. Las fallas mas desarrolladas y de mayor longitud en el área son las de rumbo NW-SE que se asocian con la falla de El Bajío, y se extienden por el Cerro el Gato, la localidad de Comanja de Corona y el sector de Ibarrilla, cortando rocas del complejo vulcanosedimentario, del Granito Comanja y de las ignimbritas Cuatralba y la Media Luna. La falla más grande de este sistema en la parte NW de la Sierra de Guanajuato es la que se desarrolla en el contacto entre el complejo vulcanosedimentario y la secuencia volcánica cenozoica, al norte de la Mesa del Capulín, la Sierra de Picachos y cortando las mesas de La Virgen, Ibarrilla y Cerro Prieto (**Figura 3**).

Fallas con rumbo NE-SW afectan al complejo vulcanosedimentario, el Granito Comanja, la Andesita Bernalejo y la Ignimbrita Cuatralba (**Figura 3**), mientras que las fallas N-S, que parecen desarrollar componentes laterales, determinadas por desplazamientos de drenajes y algunos rasgos topográficos, cortan todas las unidades cartografiadas, siendo notables en las unidades más antiguas.

Con el propósito de identificar los eventos de deformación cenozoicos que han actuado en la zona de estudio se realizó el análisis de planos de falla. Primero se graficaron las fallas sin estrías usando diagramas de roseta para cada una de las unidades estratigráficas descritas; segundo, se graficaron fallas con estrías para cada unidad, y por último se hizo un análisis de inversión de estrías de fallas para obtener los posibles ejes de máxima contracción y extensión en la zona.

### 4.4.1 Diagramas de Roseta:

Este esquema fue creado en 1858 por la enfermera Florence Nightingale con el propósito de mostrar el

resultado de las malas condiciones sanitarias de los hospitales durante la Guerra de Crimea (1853-1856). El éxito de este gráfico se debe al lenguaje diagramático que permitió mostrar cierta cantidad de información precisa de forma muy descriptiva. (<http://sheilapontis.wordpress.com/2010/12/10/the-rose-diagram/>).

En el caso de los análisis estructurales estos diagramas son histogramas direccionales que permiten visualizar los rumbos generales de estructuras tabulares (como planos tectónicos), es decir, la frecuencia que tienen en una orientación determinada. En el caso de estudio, además de las tendencias azimutales se obtuvo la tendencia de los echados.

Para el análisis de los planos de falla se emplearon alrededor de 140 datos, divididos en cinco grupos: complejo vulcanosedimentario, Caliza La Perlita, Conglomerado Rancho Seco, Granito Comanja e Ignimbrita Cuatralba (Figura 43B), siendo significativos para la ignimbrita, el granito y la unidad metamórfica. De forma general se observa la orientación preferente de fallas con rumbos NW-SE, NE-SE, N-S y E-W, con variaciones notables en los echados según la unidad donde se desarrollan (Anexo 3.5).

- **Complejo vulcanosedimentario.**

De forma general se observa un dominio de fallas NW-SE, con echados moderados a altos ( $40^\circ$  a  $70^\circ$ ), seguido en orden de importancia por las fallas E-W y N-S, para las cuales los echados son mayores a los de las estructuras anteriores ( $40^\circ$  a  $80^\circ$ ).

- **Granito Comanja.**

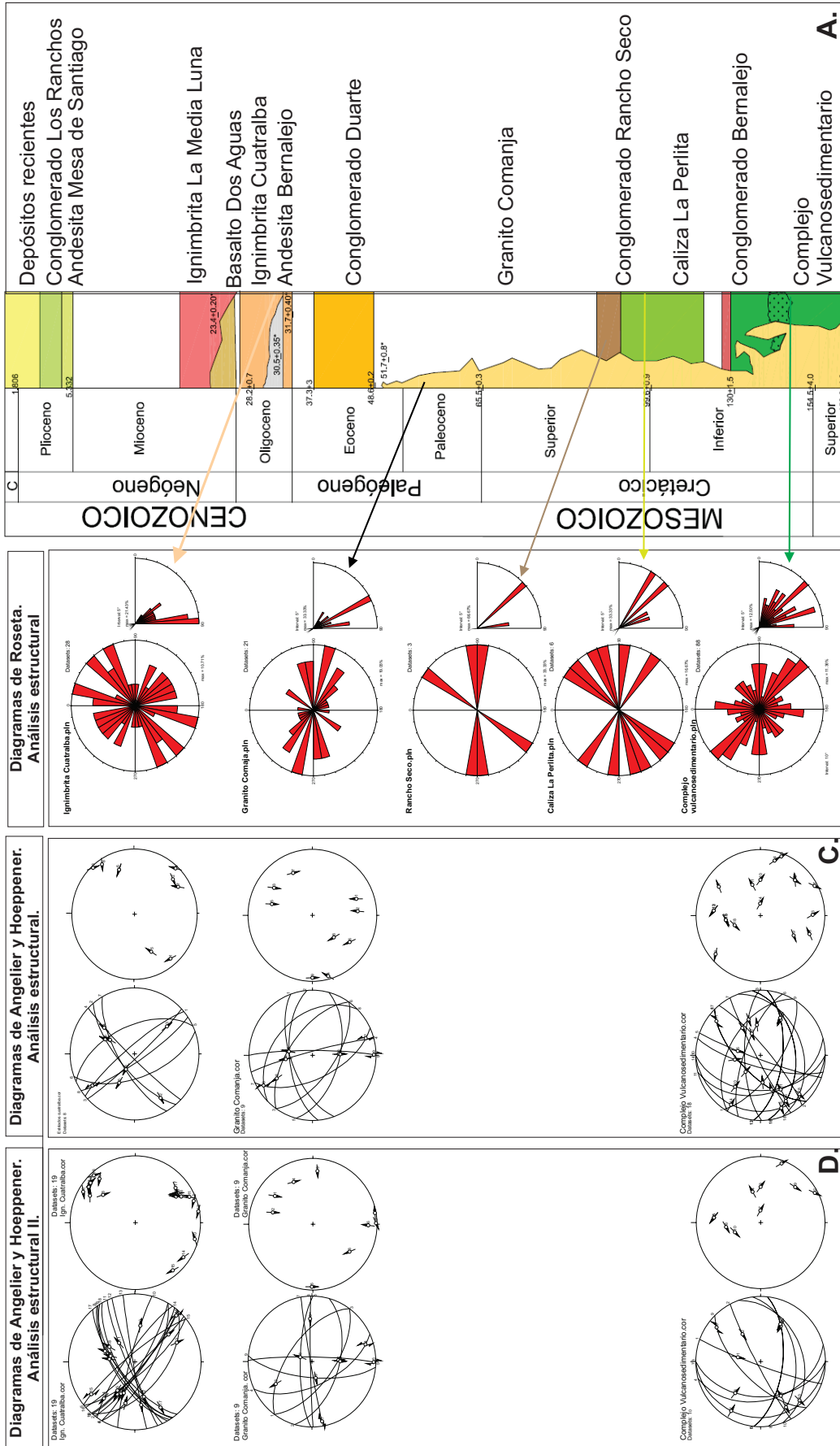
El dominio de estructuras para esta unidad es WNW-ESE con echados de  $60^\circ$ , seguidos por los echados de las estructuras NE-SW ( $60^\circ$ - $80^\circ$ ).

- **Ignimbrita Cuatralba.**

Al igual que en el complejo vulcanosedimentario y el Granito Comanja, se encuentran presentes las estructuras NE-SW, NW-SE, N-S y E-W, sin embargo dominan las dos primeras, con echados promedio de alto ángulo. Los rasgos geomorfológicos dan evidencia de que las fallas más importantes y con mayores desplazamientos en esta unidad son las NW-SE.

En general de la tendencia general de las fallas se pueden mencionar varios aspectos:

- Las fallas NW-SE tienen mayor inclinación en las unidades más jóvenes. Los echados más comunes con ese rumbo en el complejo vulcanosedimentario y para la Caliza La Perlita son de  $45^\circ$ , mientras que son mayores de  $60^\circ$  para el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba. Esto es consistente con las interpretaciones:
  - Las fallas del complejo vulcanosedimentario se formaron como reactivación de fallas inversas de bajo ángulo bajo un régimen extensional.
  - Las fallas más antiguas han sido rotadas por las fallas más jóvenes y asociadas a la deformación quebradiza del Cenozoico.
  - En las unidades más jóvenes, Granito Comanja e Ignimbrita Cuatralba, la deformación se dio en un medio isotrópico formándose fallas normales de alto ángulo.



**Figura 43.** Análisis estadístico de planos de falla para las unidades cartografiadas. **A.** Columna estratigráfica. **B.** Diagramas de Roseta. **C.** Diagramas tipo Angelier y tipo Hoepfner con información de estrías. **D.** Diagramas Angelier y Hoepfner con planos de fallas y estrías eliminando los planos cuyas estrías son paralelas a la intersección entre ellos.



- Las fallas NE-SW exhiben echados variables y se presentan en todas las unidades, sin embargo se desarrollaron mejor en la Ignimbrita Cuatralba, los echados son de ángulo alto.
- Las fallas N-S predominan en las rocas más antiguas. Son subhorizontales para el complejo vulcanosedimentario y verticales en el Granito Comanja y en la Ignimbrita Cuatralba. A nivel regional y en la geomorfología circundante al área de estudio el rasgo N-S es evidente, como lo reporta Quintero-Legorreta (1992) nominando dos grandes estructuras: la fosa tectónica El Cuarenta y la fosa tectónica El Vergel.
- Las estructuras E-W se observan en la mayoría de las unidades, pero no aparecen en las unidades post-miocénicas, lo que soporta la hipótesis de que las foliaciones y pliegues con esa orientación se debieron al emplazamiento del granito.

El ángulo alto en las fallas en el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba se explica por la naturaleza isotrópica de las rocas y por su emplazamiento somero, que condiciona la generación de estructuras de neoforación bajo mecanismos similares a fracturas hidráulicas.

#### 4.4.2 *Inversión de estrías:*

La evolución tectónica de sistemas de fallas que han estado activos en una región específica puede ser evaluada y reconstruida con ayuda del método de inversión de estrías para obtener tensores de paleoesfuerzos. Se asume que ayudan a interpretar la deformación de una región determinada dentro de un sistema de referencia geográfico, representando la orientación de los esfuerzos principales compresivos que se ajustan a la cinemática de un juego de fallas formadas en un periodo dado. Para obtener esa orientación la técnica se basa en el análisis de los datos identificados a escala de afloramiento y su asociación a estructuras mesoscópicas, modeladas a partir de comprobaciones matemáticas y métodos de inversión desde el punto de vista geométrico (estadístico) y mecánico.

Reiter *et al.* (1996-2010) desarrolló el programa computacional TectonicsFP® basándose en los principios de Angelier (1979). Se asume que el movimiento de cualquier falla está controlado por un tensor de esfuerzos principal y que cada población de fallas con sus estrías se formó bajo un evento tectónico. Así, con datos obtenidos en campo, se puede aplicar un método de inversión donde el tensor de esfuerzos que se ajuste a los datos se calcula por métodos gráficos (cálculo de ejes cinemáticos y el método de los diedros) o por métodos matemáticos (usando la inversión directa o los análisis dinámicos numéricos) incluidos en el programa.

De la revisión de planos con estrías se obtuvieron conjuntos de datos analizables para el complejo vulcanosedimentario, el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba (**Figura 43C**). Tales datos fueron ingresados como *Fault plane file* (\*.fpl) y posteriormente convertidos a archivos corregidos (\*.cor). Tal corrección obedece a que algunos de los datos de campo no son suficientemente exactos, por ejemplo que las lineaciones no caigan directamente sobre el plano de falla. La lineación y el polo de la falla definen un plano auxiliar que se intersecta con el plano de la falla y esta intersección es la que se asume como la lineación correcta.

Los datos de campo (**Anexo 3.6**) se graficaron en diagramas tipo Angelier (**Figura 43C**), donde los planos

de falla son mostrados como guirnaldas en una proyección de hemisferio inferior, y en diagramas Hoepfner, que corresponden a las lineaciones dibujadas en polos como tangentes al círculo mayor que une al polo de plano de falla y a la lineación .

Los métodos de inversión se basan en cuatro asunciones principales:

1. La dirección del movimiento es paralela al esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre el plano.
2. El movimiento de la falla es independiente.
3. No hay rotación en los bloques límite de la falla.
4. El campo de esfuerzos es homogéneo.

Una vez realizados los diagramas Angelier se observó que algunas de las estrías medidas caen en límites de dos planos de deslizamiento (**Figura 43C y** ), lo que sugiere que el movimiento del bloque ocurrió paralelo a la intersección de los dos planos, con simultaneidad de movimiento en las dos fallas; como este caso no cumple con las asunciones 1 y 2 mencionadas anteriormente, se eliminaron esas fallas del análisis (**Anexo 3.7**). Los datos restantes fueron graficados nuevamente en los diagramas mencionados (**Figura 43D**).

En conjunto, los sistemas de fallas, NW-SE y NE-SW parecen responder a un modelo andersoniano para fallamiento normal, aunque se hace necesario evaluar la simultaneidad y la no rotación interna (Mercier y Vergely, 2007).

En este trabajo se utilizaron tres herramientas de inversión: los diedros rectos, el programa “Stress” y los diagramas de compatibilidad cinemática.

**Método de los diedros rectos:** Este método fue desarrollado por Angelier y Mecheler (1977); permite calcular la orientación del eje compresional con el que se resuelve la cizalla paralela a la dirección de deslizamiento de acuerdo con el sentido de la misma (Ortner *et al.*, 2002). El método guarda una cierta similitud con el procedimiento de cálculo de los mecanismos focales de terremotos y consiste en sumar arealmente las zonas compatibles en contracción y en extensión de las fallas en las que se tengan parámetros de movimiento con estrías, determinando las orientaciones comunes de los ejes de máxima compresión y extensión. Se trata de un método gráfico, en el que se traza un plano auxiliar perpendicular a la estría de deslizamiento, dejando la región alrededor de cada una de las fallas dividida en cuatro diedros rectos. El esfuerzo principal máximo compresivo  $\sigma_1$  estará en los diedros de compresión, y el menor  $\sigma_3$  en los de extensión. La superposición de los diedros de extensión y de compresión de todas las fallas de una población nos definirá las orientaciones más probables de  $\sigma_3$  y  $\sigma_1$  (Casas Sainz *et al.*, 1990), no como paleoesfuerzos sino como ejes de alargamiento y acortamiento máximo.

Los diedros rectos se usan únicamente como indicadores a grandes rasgos de estados de esfuerzo medios de toda la población de fallas involucradas en el análisis. La buena calidad de sus resultados indica la existencia de estados de esfuerzo parecidos o que comparten alguno de los ejes del elipsoide. El problema principal del método radica en la imposibilidad de separar las fallas compatibles con tensores de esfuerzos diferentes (Casas Sainz *et al.*, 1990). En el caso de este trabajo se intentó minimizar este error con el filtrado de datos mostrados en las figuras 43C y D.

**Método de inversión “Stress”:** Fue desarrollado por Reches (1987) y considera dos asunciones: la primera es que el deslizamiento ocurre en la dirección de la cizalla máxima resuelta sobre un plano, o bien perpendicular a la dirección de cizalla cero, y la segunda que el deslizamiento obedece el criterio de deslizamiento de Coulomb-Navier. Como en otros métodos el programa calcula las magnitudes relativas de los esfuerzos principales para cada falla pero además considera los coeficientes de fricción, que pueden variar de 0 a 2, y un valor de cohesión relativa para cada solución, lo que permite elegir la solución más adecuada dentro del rango de tensores propuestos. El método de Reches es un método basado en esfuerzos (dinámico), mientras el de diedros rectos es cinemático.

**Diagramas de compatibilidad cinemática** (Santamaría, et al., 2008): se basan en el rango de movimiento que puede tener un plano bajo un estado de esfuerzos andersoniano calculado con el método propuesto por Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1997) para determinar la máxima cizalla resuelta sobre un plano. Es un método gráfico que permite determinar la población de fallas que se formó en el mismo estado de esfuerzos.

## 4.5 EVENTOS DE DEFORMACIÓN

La edad de los diferentes eventos de deformación se determinó con fechamientos de las unidades afectadas, el análisis de los escarpes de falla y en la orientación de las direcciones de los ejes de alargamiento principales obtenidas con los métodos de inversión de estrías.

Los eventos y las fases de deformación están superpuestas por tal motivo han generado rotaciones en los datos que observamos hoy día, lo que hace necesario tomar superficies de referencia horizontales o verticales conocidas con el propósito de disminuir el error en el cálculo que pueda generarse por el basculamiento de las fallas. Así, los puntos de referencia fueron la pseudoestratificación que se desarrolló en las secuencias ignimbríticas cercanas a las fallas seleccionadas para realizar la inversión y que originalmente debieron ser horizontales. Las brechas magmático-hidrotermales que cortan el Granito Comanja, que se infiere se formaron en planos verticales, fueron las superficies referentes para la corrección de las fallas que afectan este cuerpo intrusivo. Tales correcciones en las inclinaciones y cálculo de la disposición de los ejes de máxima extensión y compresión fueron realizadas mediante el software TectonicsFP (Anexo 3.8).

El hecho que las demás unidades no sean mencionadas en el análisis no implica que no exista deformación en ellas.

- La Ignimbrita La Media Luna, de edad miocénica, está cortada por fallas normales en la localidad de la Media Luna y las mesetas de Ibarra y de los Reyes. El tensor de esfuerzos que se debe de ajustar a las estructuras que le afectan no fue calculado, sin embargo se puede inferir una fase extensional para el Mioceno relacionada a la falla de el Bajío.
- Para el cálculo de la disposición de los ejes de alargamiento y acortamiento máximo por el método de los diedros rectos en la Ignimbrita Cuatralba (**Figura 44B**), como se mencionó previamente, fue necesario hacer correcciones por rotación. Las inclinaciones y planos con los que se realizaron las correcciones corresponden a aquellos pseudoestratos que se basculan hacia alguna de las fallas empleadas para el cálculo de la disposición de los ejes. Así los ejes mayores de compresión y extensión calculados mediante mismo método pero con las fallas corregidas por rotaciones se

localizan en  $\epsilon 1=108/55$ ,  $\epsilon 2=244/26$  y  $\epsilon 3=345/21$  (**Figura 44C**). Basados en los datos se puede decir que la extensión máxima durante el Oligoceno fue aproximadamente N-S.

Se realizó el análisis de inversión de datos de falla usando el método “Stress” de Reches (1987) (**Anexo 3.9, Figura 45**). Los datos obtenidos indican que la extensión N-S se da cuando el coeficiente de fricción sobre los planos es mayor que 1. El análisis del movimiento de fallas con un diagrama de compatibilidad cinemática indica que con una dirección de máxima de extensión N-S a NNW-SSE, las fallas con rumbo NW-SE debieron ser izquierdas, mientras las NE-SW debieron ser derechas. (**Figura 46**).

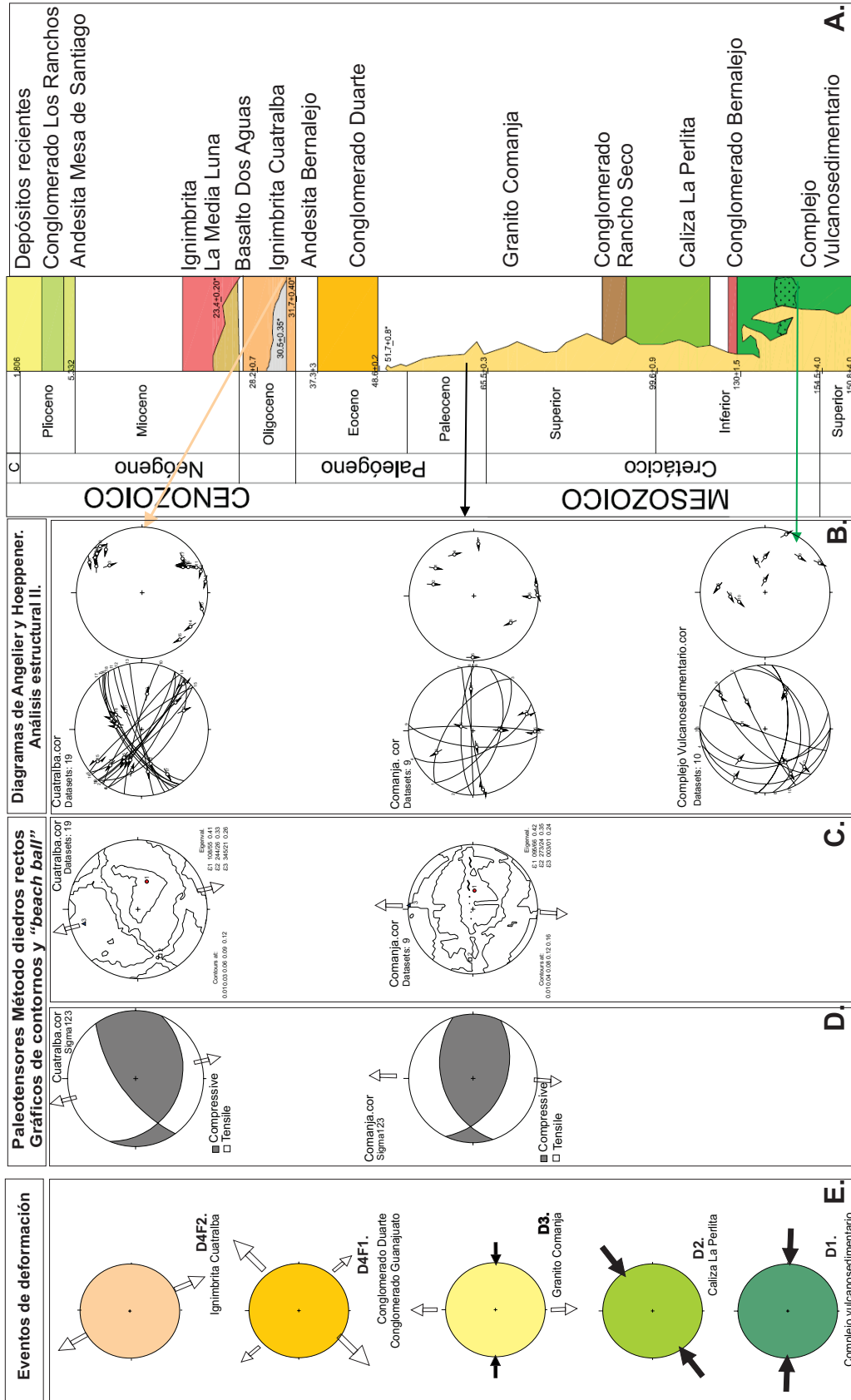
El cálculo de la dirección de máxima extensión, considerando que los ejes de deformación son paralelos a los de mínima compresión, para este caso refleja que las fallas que cortan la Ignimbrita Cuatralba son fallas normales-oblicuas y debieron ser el resultado de la reactivación de sistemas previos con una dirección de extensión cercana al N-S (**Figura 44E**). La representación de los ejes de alargamiento mediante *beach ball* y los otros métodos, deja ver un dominio extensional con alguna componente lateral (**Figura 44D**), que según análisis de la topografía, mapas y fotografías aéreas podría ser de carácter oblicua normal-izquierdo para el sistema de fallas El Bajío.

- El Conglomerado Duarte en la zona de estudio no arrojó datos suficientes para calcular la localización de las direcciones de los ejes de los paleoesfuerzos principales, su depósito y el del conglomerado Los Ranchos son respuesta al régimen extensional al que fue sometido la región, donde la erosión y/o levantamiento de las unidades mesozoicas ha contribuido al depósito de estas secuencias sedimentarias.

En el área del distrito minero de Guanajuato, Aranda-Gómez y McDowell (1998), proponen un periodo prolongado de extensión cenozoica con dos direcciones de extensión: NE-SW y NW-SE (**Figura 44E**). Esta extensión estuvo activa alrededor de los 49 Ma.

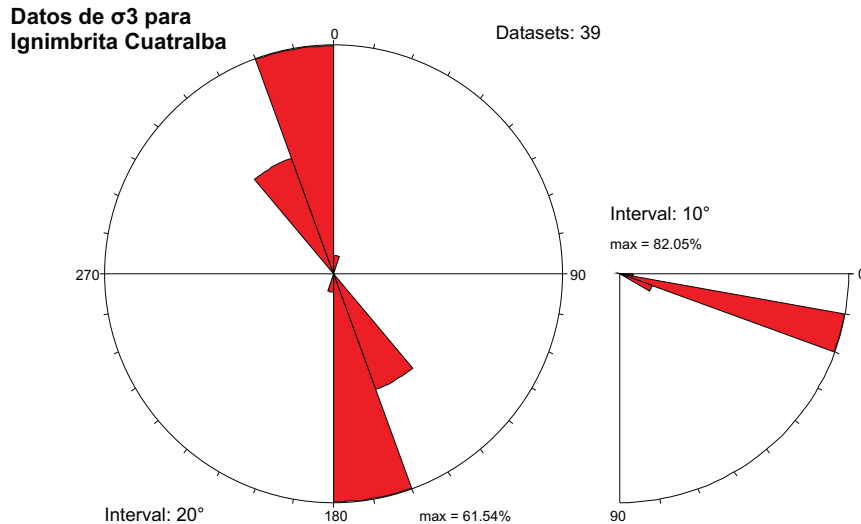
- Para corregir el basculamiento de las fallas del Granito Comanja se usó como referente la inclinación de las brechas magmático-hidrotermales de turmalina, que según Sillitoe (1985) su emplazamiento se aleja como máximo 15° de la vertical, formándose en promedio con un echado de 82°. La inclinación promedio de las brechas cartografiadas fue de 62°. Después de las rotaciones a las fallas se obtuvo una disposición de  $\epsilon 1=95/66$ ,  $\epsilon 2=273/24$  y  $\epsilon 3=003/1$  (**Figura 44C**), con una relación R de 0.9203. Si se grafican los datos en un diagrama tipo Hoepfner (**Figura 47**) y se ajustan a los Diagramas de Compatibilidad Cinemática es posible observar que en efecto, el valor de  $\sigma_2$  debe ser muy parecido a  $\sigma_1$  y que se ajustan bien a una extensión con  $\sigma_3$  hacia el NNW, así las estructuras con menor potencial de reactivación son las N-S, como lo deja ver el diagrama desliz/fractura creado en el programa Reactiva (Tolson *et al.*, 2001). Con el análisis de los datos empleando el método *Stress* se corrobora que una extensión N-S es muy posible, incluso con coeficientes de fricción cercanos a 2 (Anexo 3.10). El hecho que  $\epsilon 1 \sim \epsilon 2$  nos lleva a considerar el dominio de un régimen transtensional durante el emplazamiento del cuerpo batolítico a los 52 Ma, tal como se observa en la *Beach ball* (**Figura 44D**), este dominio que se generó justo después de un régimen contractivo posterior al depósito de la Caliza La Perlita y anterior al régimen de extensión a los 49 Ma., cuando se depositaron los sedimentos clásticos del Conglomerado Duarte y el Conglomerado Guanajuato.

En el Mesozoico, aunque contamos con datos numerosos se consideró no hacer el cálculo de los paleotensores debido a que no tenemos claro qué tanto acortamiento sufrió el área durante los eventos compresivos y la imposibilidad de tener una superficie referente de horizontalidad o verticalidad. Sin embargo, con el análisis de foliaciones y planos axiales de pliegues se sabe que para antes de la depositación de la Caliza La Perlita de edad Aptiano - Cenomaniano la dirección de compresión máxima debió ser E-W, generando foliaciones y planos



**Figura 44.** Análisis de direcciones de máxima extensión y compresión para la zona de estudio. **A.** Columna estratigráfica. **B.** Diagramas tipo Angelier. A la izquierda con correcciones por rotación para la Ignimbrita Cuatralba y el Granito Comanja. **C.** Disposición de ejes de máxima extensión y compresión empleando el método de los diedros rectos. **D.** Diagramas de *beach ball* para el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba. **E.** Representación gráfica de las fases de deformación para la zona, flechas en negro indican compresión y en blanco extensión.

axiales N-S, asociados a lo que algunos autores denominan la Orogenia Sevier, Hidalguense o Nevadiana (de Cserna, 1960; Quintero-Legorreta, 1992.). Posterior al depósito de la Caliza La Perlita y anterior al emplazamiento del Granito Comanja la dirección del eje de máxima compresión tuvo una dirección SW-NE, generando pliegues similares y cabalgamientos con rumbos NW-SE.

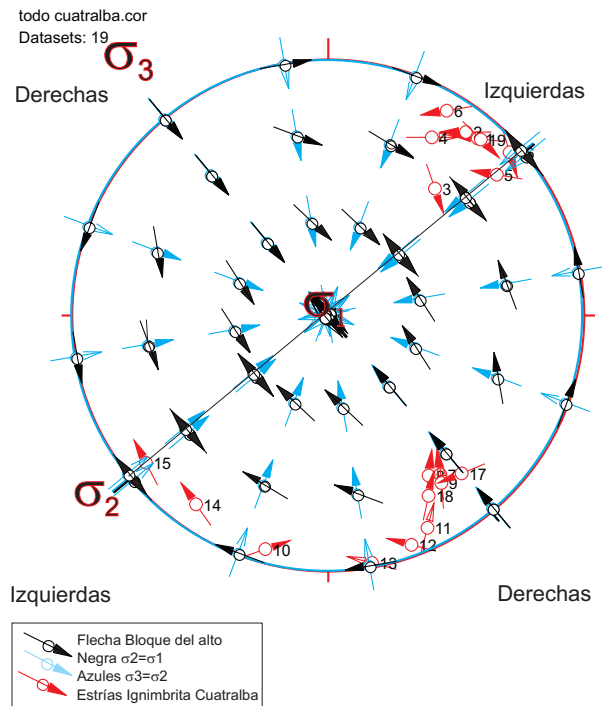


**Figura 45.** Diagrama de Roseta que relaciona los datos de  $\sigma_3$  obtenidos por el método “stress” para la Ignimbrita Cuatralba y muestran una extensión cercana al N-S, tal como lo sugiere el cálculo de los ejes mayores de extensión por el método de los diedros rectos.

Las Foliaciones N-S con echados subhorizontales a subverticales hacia el poniente, asociadas al desarrollo de estructuras S-C y milonitas, son foliaciones bien desarrolladas y están plegadas, lo que sostiene la hipótesis de que hubo dos eventos contractivos: el primero formó foliación *ca.* N-S y el segundo plegó dicha foliación formando los pliegues con ejes de dirección NW-SE

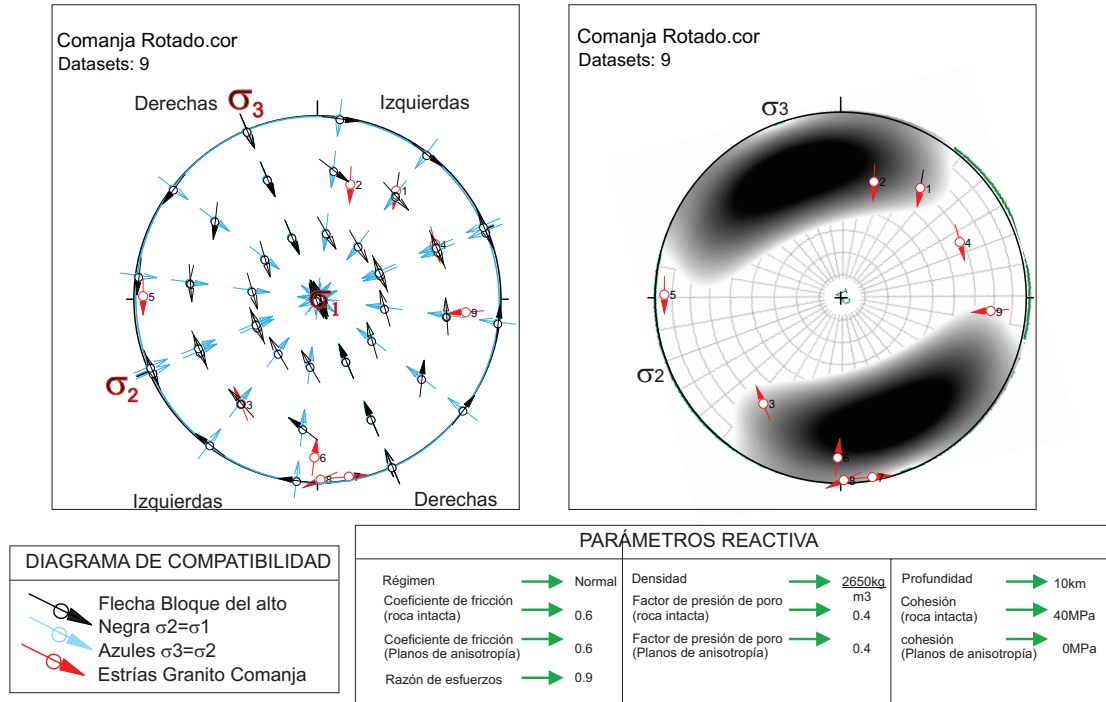
Para México, vergencias de pliegues y cabalgamientos al E y NE en unidades mesozoicas están claramente relacionadas con la tectónica de la Orogenia Larámide (De Cserna, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Eguiluz *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), así pues la deformación reportada sobre el complejo vulcanosedimentario con estructuras de rumbo NW-SE está asociada con la Orogenia Larámide.

En conclusión la presencia de diferentes sistemas de fallas, donde las de rumbo NW-SE presentan mayor desarrollo en cuanto a la amplitud de las zonas afectadas y longitudes notablemente mayores en comparación con las N-S y NE-SW y los diversos estilos



**Figura 46.** Diagrama de compatibilidad cinemática para la Ignimbrita Cuatralba. Obsérvese la compatibilidad de los datos teniendo una extensión N-S a NNW-SSE.

de deformación atestiguan que la zona de estudio ha estado sometida a diversos eventos tectónicos, dos eventos de deformación contractiva para el Jurásico-Cretácico, uno transtensional entre el Mesozoico y el Cenozoico y uno extensional, con varias fases de actividad entre el Paleoceno y el Mioceno.



**Figura 47.** A. Diagrama de compatibilidad cinemática para el granito Comanja. Obsérvese el buen ajuste de los datos teniendo una extensión NNW-SSE. B. Diagrama ReActiva de potencial de reactivación para el Granito Comanja. En negro rango en el que se reactivan las estructuras pre-existentes para las condiciones marcadas.

## 4.6 EDAD DE LOS EVENTOS DE DEFORMACIÓN

Para la zona estudiada han sido identificados cuatro eventos de deformación, dos dentro de un régimen tectónico contractivo, uno transicional y uno para un régimen extensional (**Figura 44E**). La transición entre la tectónica contractiva a fines del Mesozoico y la extensional durante el Cenozoico está marcada por el emplazamiento del Granito Comanja. Muchas de las fallas que cortan la secuencia volcánica cenozoica son producto de la reactivación de estructuras que se generaron en el Mesozoico.

- **Evento D1:** desarrollado sobre el complejo vulcanosedimentario. Esta deformación estuvo activa después de la depositación del complejo vulcanosedimentario y previa a la de la Caliza La Perlita, es decir después del Titoniano y antes del Aptiano.
- **Evento D2:** afecta al complejo vulcanosedimentario y a la Caliza La Perlita. Esta deformación ocurrió entre el Cretácico Tardío y el Eoceno temprano, es decir entre del depósito de la Caliza La Perlita y la cristaliza-

ción del Granito Comanja. Las estructuras NW-SE, con la misma orientación que el sistema de fallas El Bajío se presentan por primera vez en la zona, por lo que se infiere que la deformación laramídica pudo originar un grano tectónico NW-SE, que posteriormente fuera retomado por ese sistema de fallas en el Cenozoico.

- **Evento D3:** registrado por el emplazamiento del Granito Comanja bajo un régimen transicional con extensión N-S. Este intrusivo tiene un eje máximo NW-SE, paralelo a las estructuras laramídicas, formadas en el régimen tectónico previo. La edad de este régimen de transición está restringida a la de cristalización del batolito alrededor de los 52 Ma y la edad de emplazamiento de los diques aplíticos alrededor de los 46 Ma.

- **Evento D4:** afecta la cubierta volcánica y sedimentaria Cenozoica de la zona de estudio y registra como mínimo tres fases de deformación.

- o Fase 1 (D4F1): extensión NE-SW relacionadas a la depositación del Conglomerado Guanajuato y reportada con una edad de 49 Ma por Aranda y McDowell (1998). En la zona de estudio los conglomerados Duarte y Rancho Seco afloran a lo largo de un escarpe con orientación NW-SE, en el bloque del bajo de la actual traza de la falla del Bajío.

- o Fase 2 (D4F2): afecta toda la secuencia volcánica cenozoica. En la Ignimbrita Cuatralba se generaron y/o reactivaron estructuras con rumbo NE-SW y NW-SE formadas bajo un régimen tectónico con dirección de máxima extensión N-S para el Oligoceno.

- o Fase 3 (D4F3): en el Mioceno, el fallamiento normal en el extremo noroeste de la falla de El Bajío (en la zona de estudio) es contemporáneo con el desplazamiento del Basalto El Cubilete de 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997) cerca de la ciudad de Silao. Aparentemente el crecimiento del sistema de fallas El Bajío no se dio en los extremos sino hacia la cuenca, ya que las fallas que cortan al Conglomerado Guanajuato están en el bloque levantado mientras que las fallas miocénicas están generadas hacia el graben.



## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 GRANITO COMANJA

Los eventos contractivos para el Mesozoico y la tectónica extensional del Cenozoico en la parte noroccidental de la Sierra de Guanajuato están delimitados temporalmente por el emplazamiento del Granito Comanja, el cual estuvo condicionado al desarrollo de estructuras que se asocian a lo que se puede dominar un ancestral sistema de fallas El Bajío.

Una característica importante del Granito Comanja es la geometría elipsoidal que exhibe en superficie, con el eje mayor dispuesto en sentido NW-SE paralelo al rumbo de las estructuras laramídicas y que, para el Cenozoico, representan el tren estructural dominante dentro del sistema de fallas El Bajío. Esta geometría es propia de plutones asociados espacialmente a zonas de cizalla, con un volumen de 1 500 km<sup>3</sup> aproximadamente, que pueden o no reflejar deformación en función de la intensidad de la cizalla a escala regional (Vigneresse, 1995a).

El Granito Comanja se emplazo cerca a la superficie, donde puede generarse la fusión y el ascenso de un magma ácido, dependiendo de la cantidad y tipo de fluidos existentes y de la composición y las heterogeneidades a gran escala de las rocas afectadas (Vigneresse, 1995b). Este emplazamiento somero involucra un enfriamiento rápido del intrusivo, lo que se ha corroborado con los fechamientos estadísticamente iguales que se obtuvieron para biotita, feldespato potásico y circón (**Figura 36**), los cuales oscilan entre los 51 y 52 Ma. Además, se puede basar esta afirmación en que la Caliza La Perlita de edad Aptiano- Cenomaniano tienen estratos con espesores de unas decenas de metros, en los que se aprecia una ausencia total de metamorfismo que indique que estuvieron sepultadas a profundidad considerable. Se observa que el emplazamiento del intrusivo solamente produjo un suave basculamiento centrípeto de las calizas, sugiriendo que formaban parte de la cúpula del cuerpo granítico al momento del emplazamiento.

El emplazamiento somero y enfriamiento rápido pueden explicar la ausencia de estructuras de deformación dúctil tales como milonitas de bajo grado y estructuras S-C en el borde del batolito y la poca potencia de la aureola de contacto para un intrusivo de las dimensiones del Granito Comanja. Por otro lado, la presencia de megacrístales de ortoclasa no puede ser explicada por este proceso, sin embargo, Vernon y Paterson (2008) muestran evidencia de que megacrístales zonados de feldespato potásico puedan moverse de un magma a otro, situación que se considera viable para este intrusivo del Eoceno.

Diversos autores proponen relaciones entre tipos de granitoide (enfocados a mineralogía y petrogénesis) y ambientes tectónicos (Pearce *et al.*, 1984; Barbarin, 1999). Un granitoide puede ser usado como un indicador geodinámico muy efectivo, siempre y cuando sea precisamente clasificado, correctamente fechado y asociado a datos estructurales confiables (Barbarin, 1999), es decir, un granitoide puede ser considerado como complemento útil en el estudio de la evolución de los ambientes geodinámicos en el tiempo.

El Granito Comanja, de acuerdo con su conjunto mineralógico y a la geoquímica de elementos mayores (Anexo 5), puede ser catalogado como un granito calco-alcalino rico en feldespato potásico. Este tipo de granito está presente en varios ambientes geodinámicos y generalmente es indicador de una variación en el régimen tectónico, más que de un ambiente geodinámico específico (Bonín, 1990; Barbarin, 1999, Petford *et al.*, 2000).

Por todas las características arriba mencionadas, se considera al Granito Comanja como un intrusivo postorogénico.

## 5.2 FALLA DE EL BAJÍO

El nombre de falla del Bajío fue empleado inicialmente por Martínez-Reyes (1986 *en* Aranda Gómez, *et al.*, 1989) para describir una estructura de carácter normal que limitaba la Sierra de Guanajuato y la “cubierta terciaria” y que viene actuando desde antes del Eoceno en la zona del Bajío (Aranda Gómez, *et al.*, 1989). Nieto-Samaniego, (1990) emplea el termino Falla del Bajío para un grupo de fallas cenozoicas de carácter normal con rumbo NW-SE y echados al SW que posiblemente asocien sus disposiciones con las anisotropías de las rocas mesozoicas. Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005), la catalogan cómo el límite septentrional entre la FVTM y la MC y proponen que ha tenido al menos tres episodios de actividad.

En este trabajo se propone llamar falla de El Bajío a aquellas estructuras de carácter normal que heredaron el rumbo de las estructuras larámicas (NW-SE), se localizan dentro de un corredor o zona de daño de 5 a 20 km y que se han formado o reactivado desde los 52 Ma hasta después de los 13.5Ma.

## 5.3 EVENTOS DEFORMATIVOS

Para la zona de estudio fueron reportados 4 eventos de deformación, sólo dos activaron la falla de El Bajío, el transicional y el extensional. La orientación dominante de estructuras tectónicas mesozoicas y cenozoicas es NW-SE, tanto en el área estudio como en gran parte de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.* 2005). La aparición de dicha orientación en el registro litológico ocurrió en la deformación del Cretácico Tardío-Paleoceno (deformación posterior al depósito de la Caliza La Perlita), considerada como la deformación de la Orogenia Larámide (Quintero-Legorreta, 1992). Las deformaciones extensionales posteriores mantienen dicha orientación para la mayoría de sus estructuras mayores, por ello, en este trabajo se infiere que la falla de el Bajío heredó el grano estructural laramídico, de donde se origina su orientación. Para la zona estudiada no se reporta la extensión máxima calculada para la MC (20 %) hacia el ENE-WSW (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Los datos de campo evaluados mediante inversión de estrías arrojan una extensión N-S que reactiva simultáneamente fallas de rumbo NE-SW y NW-SE. Es posible que esta reactivación sea congruente con la extensión horizontal NNW-SSE y el acortamiento vertical que también reportan Nieto-Samaniego *et al.*, (1999) como evento deformativo oligocénico y que sea una herramienta para evaluar una deformación triaxial en la región. Esto puede ser debido a que la región sufrió deformación generada por movimiento de bloques corticales (Faja Volcánica Transmexicana y la Mesa Central) más que a la deformación dentro de un bloque.

## 5.4 ZONAS DE CIZALLA DE LARGA VIDA

Las características que definen la deformación de la MC están en gran parte condicionadas al papel que cumplen las estructuras mayores que limitan a las provincias fisiográficas circundantes y que se comportan como fronteras tectónicas. Estas fronteras se consideran fallas de basamento, de las cuales, en muchos casos se desconocen sus etapas de actividad y evolución geológica.

Los sistemas de fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT) y Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) que limitan a la MC con la SMOcc y SMO respectivamente, son las estructuras que más se han estudiado y de las que se sabe cuál ha sido su influencia en la evolución tectónica de la MC.

El SFSLT agrupa un conjunto de fallas normales de rumbo NW-SE que se reconocen desde San Luis de la Paz, Gto., hasta Tepehuanes, Dgo. Tiene una longitud de ~600 km, divide la MC en dos sectores, uno septentrional y otro meridional y limita en el sector noroeste rústicamente hacia el sur los afloramientos de las unidades vulcanosedimentarias mesozoicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Este sistema está segmentado a lo largo de su traza y se han documentado diversas fases de actividad tectónica desde el Eoceno hasta el Mioceno. El SFSLT limita el afloramiento de rocas volcánicas oligocénicas en el norte de la MC y en el sector de Sombrete alberga vetas con edades de mineralización Eoceno tardío-Oligoceno temprano en las fallas de primera generación o más antiguas (Albinson, 1988).

El SFTSMA, único sistema reconocido que atraviesa la FVTM (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005), reúne un conjunto de fallas normales con rumbo NNW-SSE que se extiende desde del sur de Taxco, Guerrero hasta el norte de la Sierra de Catorce, S.L.P. Coincide con el límite paleogeográfico entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Mesozoica del Centro de México al norte de la Faja Volcánica Transmexicana, con la Plataforma Guerrero-Morelos y el complejo metamórfico Tierra Caliente al sur. Las diferencias batimétricas de espesores corticales de estos paleoelementos, permiten asociarlo con rasgos heredados de una zona de debilidad antigua, generada por distintos tipos de depósitos, a lo largo del cual se desarrollaron fallas similares a las que vemos hoy en día y que fueron el límite entre una plataforma y una cuenca marina para el Mesozoico (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Lo anterior, asociado a los cientos de kilómetros de longitud, a la contrastante estratigrafía y deformación entre los bloques que separa y a las fases de reactivación reportadas (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), configuran a este límite de la MC como una estructura de larga vida polideformada o un conjunto de fallas de basamento.

La MC limita al sur con la FVTM, un arco volcánico dominante desde el Mioceno al reciente y cuyo límite está marcado en su parte central por la presencia de la falla de El Bajío. Como se ha mencionado, este sistema contiene fallas con dos rumbos preferentes, uno E-W cuyas estructuras se localizan entre las ciudades de Celaya e Irapuato, abarcando un segmento con una longitud *ca* de 40 km. El segundo grupo tiene fallas de rumbo NW-SE, cuyas longitud máxima *ca* es de 100 km con una zona de daño *ca* que varía entre los 5 y 20 km de ancho, siendo más amplia en cercanía a Silao y Guanajuato, Gto., al incluir dentro del sistema a la Falla Veta Madre. La zona de daño se hace más angosta en cercanía a Lagos de Moreno, Jal.

La falla de el Bajío de rumbo NW-SE hace aflorar y limita las rocas de edad Titoniano - Hauteriviano asociadas al complejo vulcanosedimentario y le han sido reportados desplazamientos totales de alrededor de 2 km y rechazo vertical cercano a los 800 m (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Sobre el complejo vulcanosedimentario fueron identificadas dos fases de deformación contractiva, la primera con acortamientos E-W, seguida por un acortamiento SW-NE. Entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno, en un proceso de inversión tectónica, las estructuras generadas en esta última fase de acortamiento dieron origen a la dirección NW-SE que presenta el SFB. Las fallas NW-SE se activaron con una componente oblicua lateral (normal-izquierda?) formando una zona de debilidad con extensión que permitió el emplazamiento del Granito Comanja.

Después del emplazamiento del Granito Comanja, la falla de el Bajío registró una extensión a los 49 Ma, condicionando la distribución de un conjunto de sedimentos clásticos continentales asociados con el Conglomerado Guanajuato, en la zona de estudio, el conglomerados Duarte se depositó en un escarpe de la entonces principal falla de este sistema. La falla más importante cartografiada en la zona estuvo activa después de los 23 Ma y afectó los depósitos volcánicos del Mioceno y el Oligoceno que están representados por la Ignimbrita Cuatralba y la ignimbrita La Media Luna. En la zona donde ambos depósitos están en contacto, las capas de la Ignimbrita Cuatralba tienen inclinaciones de más de 45°, mientras que las de la ignimbrita La Media Luna son casi horizontales. Finalmente, y más hacia el SW, en contacto directo con la depresión de El Bajío, se tiene registro de fallas normales con actividad posterior a los 13.5 Ma, edad asignada al Basalto El Cubilete que también fue desplazado.

Un factor determinante para catalogar la falla de El Bajío como una estructura antigua con múltiples reactivaciones puede estar relacionado a sus desplazamientos de más de un kilómetro. Es difícil que *clusters* de fallas paralelas entre sí, lleguen a sumar grandes desplazamientos en un solo evento deformativo, sin duda es más fácil acumular estos saltos en múltiples reactivaciones.

Las fallas de basamento suelen ser límites entre bloques corticales y tectonoestratigráficos (Lowey, 2000) separando zonas con historias geológicas y estilos de deformación diferentes. Esto claramente sucede con el SFB que limita las rocas mesozoicas marinas y la cubierta volcánica y sedimentaria de cenozoico para la MC de las rocas del arco Mioceno asociado a la FVTM. También marca el contraste entre estilos deformativos cenozoicos, ya que al norte de este límite las estructuras de la MC exhiben rumbos N-S, NW-SE y NE-SE, mientras que al sur en la FVTM el fallamiento reportado es muy uniforme, es su mayoría tiene una tendencia general con rumbos ENE-WSW.

Así pues, la falla de El Bajío es catalogada como un conjunto de estructuras de basamento, que posteriormente han controlado la evolución tectónica durante el Cenozoico, pudiendo considerarse una zona de cizalla de larga vida, con historias evolutivas de millones de años, como sucede con la Falla de San Marcos (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), la falla de Oaxaca (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995), la falla de Caltepec (Elías-Herrera *et al.*, 2005) y el SFTSMA (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005) entre otros.

## CONCLUSIONES

Para la zona de estudio se reportan 13 unidades litoestratigráficas, de las cuales tres no habían sido reportados hasta esta investigación y que informalmente fueron llamadas conglomerado Bernalejo, conglomerado Rancho Seco e ignimbrita La Media Luna.

El conglomerado Bernalejo infrayace a la Caliza la Perlita y sobreyace al complejo vulcanosedimentario. Se formó por la erosión posterior al levantamiento y exhumación del complejo vulcanosedimentario, lo que permitió reconocerlo como un depósito postectónico que corrobora y restringe la ocurrencia de una orogenia pre-Cretácica.

El conglomerado Rancho Seco se encuentra en contacto por falla con el complejo vulcanosedimentario y el Granito Comanja, se localiza en la terminación NW del sistema de fallas El Bajío y limita los afloramientos más occidentales del basamento en la zona de estudio.

El Granito Comanja es un intrusivo Eocénico con afinidad calco-alcalina y edades U/Pb en circón y Ar/Ar en biotita y feldespato potásico de  $51.7 \pm 1$  Ma,  $52.12 \pm 0.98$  Ma y  $52.79 \pm 0.78$  Ma respectivamente. En términos generales estas edades reflejan un enfriamiento rápido, la cristalización y el emplazamiento de este batolito ocurrieron en un lapso no superior a los 3 Ma, entre los 53.5 y 50.7 Ma, y antes del emplazamiento de los diques aplíticos que le cortan, cuya edad U/Pb en Circón de  $46.5 \pm 0.5$  Ma.

El enfriamiento tan rápido del Granito Comanja estuvo condicionado a un emplazamiento relativamente somero del batolito, una corteza fría y no muy gruesa y/o a que las fallas laramídicas pudieron haber facilitado el ascenso del material granítico, dando así una explicación a como emplazar, enfriar y exhumar en 5 o 6 Ma un cuerpo de las dimensiones del Granito Comanja.

La Ignimbrita Cuatralba, con edad U/Pb de  $31.7 \pm 0.8$  Ma, se localiza en el bloque del alto de la falla de El Bajío. Esta unidad, en conjunto con la Andesita Bernalejo de edad U/Pb de  $31.35 \pm 0.35$  Ma, reflejan el inicio de un vulcanismo explosivo y magmatismo bimodal para la Mesa Central.

Los eventos contractivos del Mesozoico ligados a las orogenias Sevier y Laramide afectaron al complejo vulcanosedimentario y a la Caliza La Perlita, con generación de foliaciones, cabalgamientos y plegamientos. La deformación extensional, que viene actuando desde los 51 Ma, generó fallas normales sobre esas unidades, y deformaciones frágiles sobre las fases conglomeráticas y la secuencia volcánica del Cenozoico. El cambio entre estos dos estilos deformativos está dado por una etapa de transición donde ocurre el emplazamiento del Granito Comanja.

Cuatro eventos de deformación se reportan para la porción noroeste de la Sierra de Guanajuato en la MC. El evento D1 afectó exclusivamente al complejo vulcanosedimentario. Se caracteriza por la generación de estructuras

contractivas relacionadas con deformación dúctil, como foliaciones y milonitas, también hay plegamiento, todo con rumbo N-S, en respuesta a un acortamiento E-W. La edad máxima de este evento deformativo es Cretácico Temprano, previa a la depositación del conglomerado Bernalejo y a la Caliza La Perlita. Este evento de deformación puede relacionarse con la orogenia Sevier, es decir a una orogenia pre-Laramide.

El evento D2 afectó al complejo vulcanosedimentario y a la Caliza La Perlita. Generó planos axiales, foliaciones, fallas de rumbo NW-SE y *sheath folds* con superficies axiales NE-SW, esta última es la dirección de transporte tectónico activa en la zona de estudio a fines del Cretácico Tardío y el Eoceno temprano y que se ha asociado como respuesta a la orogenia Laramide en la MC. Este evento dio origen a estructuras con la misma orientación que las de la falla de el Bajío

La tercera fase de deformación ocurrió en el Eoceno. La disposición aproximada de los ejes de acortamiento y alargamiento, después de corregir las fallas por rotación empleando como niveles de referencia las brechas magmático-hidrotermales fue  $\epsilon_1=95/66$ ,  $\epsilon_2=273/24$   $\epsilon_3=003/01$ , con una variación de hasta  $20^\circ$  al NW para el eje de máxima extensión ( $\epsilon_3$ ). Realizando una comparación de estos datos con los diagramas de compatibilidad cinemática se ve que el esfuerzo mínimo e intermedio son parecidos lo que permite considerar el dominio de un régimen de transición (transtensión) durante el emplazamiento del Granito Comanja, cuyo un eje geométrico sigue el tren estructural laramídico propio de la fase 2. La edad de este régimen de transición está restringida a la de cristalización del batolito alrededor de los 52 Ma y la edad de emplazamiento de los diques aplíticos alrededor de los 46 Ma. Con el emplazamiento del Granito Comanja, las foliaciones y pliegues generados sobre el complejo vulcanosedimentario y la Caliza La Perlita sufrieron cambios importantes en un rango no superior a 1 km en la horizontal con respecto al contacto con el granito generando una deformación local sobrepuesta.

La mayor inclinación de las fallas NW-SE en las unidades litoestratigráficas del Mesozoico en comparación con las del Cenozoico, sustenta que las fallas del complejo vulcanosedimentario con esta tendencia se formaron como fallas inversas de bajo ángulo y que durante la inversión tectónica los planos preexistentes controlaron la activación de fallas normales con ese mismo rumbo pero con distinta inclinación.

Las fallas N-S predominan en las rocas más antiguas. Son de bajo ángulo para el complejo vulcanosedimentario y de alto ángulo en el Granito Comanja y en la Ignimbrita Cuatralba. Este patrón es evidente topográfica y estructuralmente en la región y muy importante a nivel de deformación profunda. El hecho de que en el área de estudio se manifiesten como fallas mayores sugiere que son estructuras antiguas cuya orientación no fue favorable para una activación en los distintos eventos posteriores reportados.

Las estructuras E-W se observan en todas las unidades cercanas al Granito Comanja, excepto en las unidades post-miocénicas, lo que soporta la hipótesis de que el emplazamiento del granito modificó sustancialmente la estructura (estratificación, foliación, pliegues) previa de las rocas circundantes o en su defecto que son estructuras que han sufrido rotaciones por fallas más jóvenes

El ángulo alto en las fallas en el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba es respuesta a una combinación entre el fracturamiento hidráulico y la reactivación de estructuras preexistentes, ya que no se encuentran perpendiculares a el esfuerzo mínimo como se forman las fracturas hidráulicas, ni son paralelas al esfuerzo intermedio

como es el caso de una falla de neoformación. Así pues se trata de una reactivación de estructuras someras, cuyo grano estructural tiene orientaciones NW-SE y NE-SW e inclinaciones cercanas a la vertical, registrando una transición del régimen de deformación.

Alrededor de los 50 Ma, ocurrió lo que puede considerarse una inversión tectónica, que se caracterizó por una extensión NE-SW y NW-SE responsable de la depositación del Conglomerado Guanajuato. Esta extensión es reportada por Aranda y Mcdowell (1998) con una edad de 49 Ma y en este trabajo es considerada como el evento D4F1.

El evento D4F2 afectó la Ignimbrita Cuatralba generando y reactivando estructuras con rumbo NE-SW y NW-SE. Este régimen tectónico ocurrió con una dirección de máxima extensión aproximada N-S a NW-SE y con una disposición de  $\epsilon_1=108/55$ ,  $\epsilon_2=244/26$  y  $\epsilon_3=345/21$ . Su edad se establece posterior al depósito de la Ignimbrita Cuatralba y de la Andesita Bernalejo a los 31 Ma y anterior a la ignimbrita La Media Luna en el Mioceno.

La última fase de deformación D4F3 se da en el Mioceno y afectó a la ignimbrita La Media Luna. Corresponde al fallamiento normal más joven y se ubicó en el extremo sureste del área de estudio pero al noroeste del área afectada por la falla de El Bajío. Es contemporáneo con el desplazamiento del Basalto El Cubilete de 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997) cerca de la ciudad de Silao, Gto.

El cálculo de la disposición de los ejes de máxima compresión y extensión para el Cenozoico y la interpretación de foliaciones y plegamientos para el Mesozoico mostró que fallas y estructuras con rumbo N-S son las primeras en generarse, seguidas por fallas NW-SE testigo de la orogenia Laramide y responsables de la falla de El Bajío y que sufrieron múltiples reactivaciones, tal como lo demuestra la extensión aproximadamente al N-S encontrada para el Granito Comanja y la Ignimbrita Cuatralba.

Aparentemente el crecimiento del conjunto de estructuras que conforman la falla de El Bajío no se dio hacia los extremos sino hacia la cuenca, ya que las fallas más antiguas cortan al Conglomerado Guanajuato y el Granito Comanja que están en el bloque levantado mientras que las fallas más jóvenes, miocénicas, están generadas dentro del graben.

La falla de El Bajío, al menos en la zona de daño donde el tren estructural es de rumbo NW-SE, tuvo su origen es un sistema de fallas de basamento, que actualmente limitan las rocas mesozoicas marinas y la cubierta volcánica y sedimentaria de cenozoico para la MC de las rocas del arco volcánico posterior al Mioceno asociado a la FVTM y demarca el contraste entre estilos deformativos.

La falla de El Bajío, límite entre la MC y la FVTM, es una zona de cizalla de larga vida que registra desplazamientos de cientos de metros acumulados en varias decenas de millones de años y múltiples eventos deformativos entre el Cretácico Superior y el Mioceno.

## REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, the possibility of widespread Eocene volcanism in the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, 96, 13373-13388.
- Aguirre-Díaz, G.J., Nelson, S.A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), *en* Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico- A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, 1-39.*
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 1997, Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento - aplicación a la Falla de Oaxaca, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 26-37.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, Á.C., Vassallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2007, The Taxco–San Miguel de Allende fault system and the Trans-Mexican Volcanic Belt: Two tectonic boundaries in central México active during the Cenozoic, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, 301-16.
- Albinson, T.F., 1988, Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada, and Fresnillo districts, Zacatecas State, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.
- Alsop, G.I., Holdsworth, R.E., 1999, Vergence and facing patterns in large-scale sheath folds: *Journal of Structural Geology*, 21, 1335-1349
- Altenberger, U., 1997, Strain localization mechanisms in deep seated layered rocks: *Geologische Rundschau*, 86(1), 56-68.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ : *Chemical Geology*, 192, 59-79.
- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population: *Tectonophysics*, 56, T17-T26.
- Angelier, J., Mecheler, P., 1977, Sur un méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits: *Bulletin Societé Géologique France*, 7: 1309-1318.



- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte Meridional de la Mesa Central: *Revista del Instituto de Geología*, 8(1), 33-46
- Aranda-Gómez, J.J., Godchaux, M.M., Aguirre-Díaz, G.J., Bonnicksen, B., Martínez-Reyes, J., 2003, Three superimposed volcanic Arcs in the southern cordillera—from the Early Cretaceous to the Miocene, Guanajuato, Mexico *in* Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico: Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 6, 123-168.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico: syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, 40, 116-134.
- Barbarin, B., 1999, A review on relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments: *Lithos*, 46, 605-626.
- Berger, G.W., York, D., 1981, Geothermometry from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating experiments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(6), 795-811.
- Bonin, B., 1990, From orogenic and anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenics: *Geological journal*, 25, 261-270.
- Campos-Enriquez, J.O., Kerdan, T., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E., Alday-Cruz, R., 1992, Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer: *Geos*, 12, 75-76.
- Canudas Sandoval, E., 2009, las venas de plata en la historia de México, Síntesis de historia económica, siglo XIX, Tomo I: México, Universidad Juárez Autónoma de Tabasco, 643 pp.
- Casas Sainz, A.M., Gil Peña, I., Simón Gómez, J.L., 1990, Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación: *Estudios Geológicos*, 46, 385-398.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Geology, geochemistry, and tectonic evolution of central Mexico during Mesozoic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244-260.
- Cerca-Martínez, L.M., 1998, Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra De Guanajuato. Implicaciones geocronológicas y tectónicas: Ensenada, B.C, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE, División de Ciencias de la Tierra, departamento de Geología, tesis de maestría, 114 pp.
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2000, The geologic evolution of the southern sierra de Guanajuato, México: a Documented Example of the Transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 42, 131-151.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., Cossio-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla de San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 27-52.

- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ámmónites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.
- Corona-Chávez, P., 1988, Análisis estratigráfico estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería Arquitectura, tesis profesional, 60 pp.
- Dávila-Alcocer, V.M., Martínez-Reyes, J., 1987, Una edad cretácica para las rocas basálticas de la Sierra de Guanajuato, *en* Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Programa y resúmenes: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 19-20.
- DeCelles, P.G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A: *American Journal of Science*, 304, 105-168.
- De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau*, 5. 50, p. 595-605.
- De Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1191-1199.
- De Cserna, Z., 1989, an outline of the geology of Mexico, *in* Bally, A.W., Palmer. (eds.), *The geology of North America-An overview*: Colorado, Geological Society of America, 223-264.
- Dickin, A., 2005, *Radiogenic isotope geology: United Kingdom*, Cambridge University Press, 492 pp.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E. R., McKittrick, M.A., Olivares, M. D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of American Bulletin*, 100, 1023-1039
- Echegoyén Sánchez, J., Romero-Martínez, S., Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato: *Boletín Consejo de Recursos Minerales no Renovables*, 75, 36 pp.
- Echegoyén Sánchez, J., Cantero Pérez, E., Guerrero Álvarez, H., Calixto, J.M., 1975, Estudio geológico preliminar de la zona de Arperos, Gto. a Comanja de Corona, Jal.: Guanajuato, México, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, residencia Guanajuato, 14 pp.
- Edwards, J.S., 1956, Estudio sobre algunos de 10s conglomerados rojos del Terciario inferior del Centro de México: *Congreso Geológico Internacional*, 20, México, D.F., monografía, 75 pp.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.I., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos continentes del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo, 57(1), 83-109
- Faure, G., Mensing, T., 2005, *Isotopes: principles and applications*: New Jersey, John Wiley & Sons Inc, 897 pp.

- González-Reyna, J., 1959, El intrusivo granítico de Arperos y su influencia en la mineralización de Guanajuato, Gto.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 22, 9-18.
- Hanmer, S., Vignerese, J.L., 1980, Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne, exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy: Bulletin Société Géologique France, 22, 193-202.
- Harrison, T.M, McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact, NW. Nelson, New Zeland-II Difussion of radiogenic and excesse  $^{40}\text{Ar}$  in hornblender revealed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectrum processes: Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 2005-2020.
- Kerdan, T.P., 1992, Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México): México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de maestría, 347 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto Técnico, 114, 31 pp., 4 láminas.
- Lowey, G.W., 2000, The Tatshenshini shear zone (new) in southwestern Yukon, Canada: Comparison with the Coast shear son in British Columbia and southeastern Alaska and implications regarding the Shawkak suture: Tectonics, 19, 3, 512-528.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriondo, A., 2008, Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México central: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(3), 533-548.
- Martínez-Reyes, J., 1987, Resumen de la Geología de la Sierra de Guanajuato, *en* Simposio sobre la Geología de la región de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, 50-70.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con resumen de la geología.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., en prensa, Sandstone provenance of Arperos Basin (sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back arc spreadings as the foundation of the Guerrero terrane: Geology Magazine
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.
- Mercier, J., Vergely, P., 2007, Tectónica: México, Editorial Limusa, S.A de C.V, 259 pp.
- Miall, A., 1996, The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology: Springer, 582 pp.

- Miranda Avilés, R., Puy Alquiza, M.J., Velázquez Hernández, J., Vega Corza, R.A., 2009, nuevos datos sobre la estratigrafía del Conglomerado Duarte en la Sierra de Guanajuato: evidencias de basculamiento asimétrico sin-depósito pos-laramide (resumen), *en* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal.: GEOS, 29(1), p 98.
- Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martinez Reyes, J., Calvet, P., Ortiz, E., Zimmermann, J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-oceanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 2(310), 45-51.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., 2003, U-Pb zircon age and Pb isotopic constrains on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico, *in* 99th Annual Meeting Cordilleran Section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35, 61-62.
- Música Mondragón, R., Jacobo Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del altiplano mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 pp.
- Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: *Revista del Instituto de Geología*, 9(2), 146-155.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics*, 270, 197-206.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 1-8.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 117-122.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí Í, Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, temas selectos de la Geología Mexicana, 57(3), 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, 118(1-2), 1868-1882.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 37-56.

- Ortíz-Hernández, L.E., O.A., Flores-Castro, K., Acevedo-Sandoval, 2002, Petrographic and geochemical characteristics of upper Aptian calc-alkaline volcanism in San Miguel de Allende, Guanajuato state, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(2), 81-90.
- Ortíz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., Flores-Castro, K., 2003, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 27-40.
- Ortner, H., Reiter, F., Acs, P., 2002, Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVP for Mac and TectonicsFP for Windows: *computer and Geosciences*, 28, 1193-1200.
- Parrish, R., Noble, S., 2003, Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution -Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 183-213.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pérez-Cruz, G.A., 1988, Estudio sismológico de reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 83 pp.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, J.W., Vigneresse, J.L., 2000, Granite magma formation, transport and emplacement Earth's crust: *Nature*, 408, 669-673.
- Pontis, S., London College of Communication, University of Arts London, 2011, <http://sheilapontis.wordpress.com/2010/12/10/the-rose-diagram>.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 10, 6-25.
- Reches, Z., 1986, Networks of shear faults in the field and in experiments: *Annual of Israel Physics Society*, 42-52.
- Reches, Z., 1986, Stress inversion of fault slip data and focal plane solution (*software*.)
- Reches, Z., 1987, Determination of the tectonic stress tensor from slip along fault that obey the Coloumb yield condition: *Tectonics*, 6, 849-861.
- Reiners, P., Ehlers, T., Zeitler, P., 2005, Past, present, and future of thermochronology: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 1-18.
- Reiter, F., Acs, P., Ortner, H., Decker, K., Karlg, J., 1996-2011, TectonicsFP (*software*), version 1.701.1164
- Roger, C.L., de Cserna, Z., Van Vloten, R., Tavera-Amezcuca, E., Ojeda-Rivera, J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfato del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: México, D.F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 56, 332 pp.
- Roldán-Quintana, J., 1968, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, estado de Durango: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 31(2), 79-105.

- Ruiz, J.C., 2002, Reseña de "La conquista del Bajío y los orígenes de San Miguel de Allende" de David Charles Wright Carr: *Relaciones*, 23(92), 258-267.
- Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2008, deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 494-516.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993, *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 pp.
- Sillitoe, R.H., 1985, Ore-related breccias in vulcanoplutonic arcs: *Economic Geology*, 80, 1467-1514.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002, Peperite: a review of magma-sediment mingling: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 1-17.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hanchar, J., Horstwood, M., Morris, G., nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B.B., Tubrett, M., Whitehouse, M., 2008, Plesovice zircon- a new natural reference material for U-Pb and HF isotopic microanalysis: *chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.
- Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009, U /Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.
- The North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005, North American Stratigraphic Code: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 89(11), 1547-1591.
- Tolson, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F, 2001, ReActiva 2.4, a plotting program to calculate the potencial of reactivation of preexisting planes of weakness, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Vernon, R.H., Paterson, S.R., 2008, How late are K-feldespar megacryst in granites?: *LITHOS*, 104, 327-336
- Villa, I.M., 1998, Isotopic closure: *Terra Nova*, 10(1), 42-47.
- Vigneresse, J.L., 1995a, Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma: *Tectonophysics*, 249, 107-202.
- Vigneresse, J.L., 1995b, Control of granite emplacement by regional deformation: *Tectonophysics*, 249, 173-186.
- Wetherhill, G., 1956, Discordant uranium-lead ages, I: *Transactions - American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.
- Wittich, E.L., 1909, Algunos datos preliminares sobre los diques de aplito-pegmatita, cerca de Silao, Guanajuato: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 6, 173-179.
- Yta, M., Moreno-Tovar, R., Cardona-Patiño, F., Córdoba-Méndez, D.A., 2003, Contribución a la definición de superposición de eventos metalogénicos en el yacimiento de Francisco I. Madero: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20(2), 124-132.

Zimmermann, J.L., Stein, G., Lapierre, H., Vidal, R., Campa, M.F., Monod, O., 1990, Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centro et l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato): Société Géologique France, 13e Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, France, 127 pp

# **ANEXO 1**

**Datos analíticos  
fechamientos U/Pb**



Muestra Pab 08-01		Granito Comanja				CORRECTED RATIOS						CORRECTED AGES (Ma)									
Analysis	U	Th	Th/U	<sup>207</sup> Pb/	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±1σ	<sup>208</sup> Pb/	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±1σ	<sup>206</sup> Pb/	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±1σ	Best age (Ma)	±1σ
	(ppm)	(ppm)																			
Zircon_10_018	387	219	0.51	0.049	0.003	0.057	0.0038	0.008	0.0001	0.003	7E-05	54.2	0.7	57	4	160	131	54	1	54	1
Zircon_12_021	742	337	0.41	0.046	0.0016	0.051	0.002	0.008	9E-05	0.003	0.0003	51.5	0.6	50	2	1	66	58	6	52	1
Zircon_13_022	911	241	0.24	0.048	0.0013	0.052	0.0016	0.008	7E-05	0.002	3E-05	50.2	0.5	51	2	109	59	50.1	0.6	50	1
Zircon_14_023	2919	292	0.09	0.048	0.0009	0.048	0.001	0.007	5E-05	0.002	3E-05	47	0.3	48	1	93	42	46.9	0.7	47	0
Zircon_15_024	885	256	0.26	0.048	0.0018	0.053	0.0023	0.008	9E-05	0.003	9E-05	52.1	0.6	53	2	77	80	52	2	52	1
Zircon_16_026	910	319	0.32	0.05	0.0011	0.054	0.0014	0.008	0.0001	0.003	5E-05	50.9	0.6	53	1	177	50	52	1	51	1
Zircon_17_027	1069	1096	0.92	0.052	0.001	0.057	0.0012	0.008	8E-05	0.002	4E-05	50.7	0.5	56	1	291	42	49.7	0.8	51	1
Zircon_18_028	195	103	0.48	0.054	0.0054	0.06	0.006	0.008	0.0001	0.003	7E-05	51.8	0.6	59	6	375	216	50	1	52	1
Zircon_21_032	447	165	0.33	0.053	0.0058	0.063	0.0073	0.009	0.0001	0.003	0.0002	55.6	0.8	62	7	332	234	55	3	56	1
Zircon_22_033	527	195	0.33	0.049	0.0014	0.06	0.0018	0.009	0.0001	0.001	0.0002	57.3	0.7	59	2	133	63	27	5	57	1
Zircon_23_034	1650	643	0.35	0.051	0.0033	0.056	0.0036	0.008	7E-05	0.002	4E-05	49.8	0.4	55	3	256	143	49.9	0.8	50	0
Zircon_24_035	2418	489	0.18	0.046	0.0007	0.046	0.0008	0.007	5E-05	0.002	4E-05	47.1	0.3	46	0.8	-6	27	49.5	0.8	47	0
Zircon_25_036	430	222	0.47	0.051	0.0024	0.058	0.003	0.008	9E-05	0.003	3E-05	53.4	0.6	58	3	236	106	52.9	0.6	53	1
Zircon_28_040	715	349	0.44	0.047	0.0013	0.052	0.0017	0.008	0.0001	0.002	4E-05	51.7	0.9	51	2	47	56	49.9	0.8	52	1
Zircon_31_044	1016	165	0.15	0.05	0.0015	0.055	0.0019	0.008	9E-05	0.003	3E-05	51.9	0.6	55	2	177	68	51.6	0.7	52	1
Zircon_33_046	1129	1857	1.48	0.048	0.001	0.049	0.0011	0.007	6E-05	0.002	3E-05	47.5	0.4	49	1	121	45	43	0.6	48	0
Zircon_35_048	591	145	0.22	0.052	0.0014	0.063	0.0017	0.009	8E-05	0.003	8E-05	55.8	0.5	62	2	306	58	69	2	56	1
Zircon_36_050	2148	535	0.22	0.051	0.0021	0.053	0.0026	0.007	9E-05	0.002	4E-05	47.7	0.6	52	2	255	93	47.2	0.9	48	1
Zircon_38_052	419	157	0.34	0.049	0.0019	0.054	0.0021	0.008	8E-05	0.003	0.0001	51.4	0.5	53	2	155	86	52	2	51	1
Zircon_39_053	377	241	0.58	0.051	0.0025	0.059	0.0029	0.008	8E-05	0.003	6E-05	54.4	0.5	58	3	239	108	52	1	54	1
Zircon_40_054	399	130	0.29	0.052	0.0017	0.069	0.0023	0.01	0.0001	0.003	0.0002	61.8	0.7	68	2	279	72	64	3	62	1
Zircon_5_012	614	312	0.46	0.05	0.0015	0.053	0.0019	0.008	7E-05	0.002	2E-05	49.4	0.5	52	2	187	68	49	0.4	49	1
Zircon_6_014	1967	591	0.27	0.049	0.0017	0.052	0.0021	0.008	8E-05	0.002	4E-05	49.8	0.5	52	2	143	77	49.5	0.7	50	1
Zircon_8_016	1432	261	0.16	0.052	0.0042	0.053	0.0047	0.007	0.0001	0.002	0.0001	47.1	0.8	52	5	289	182	47	3	47	1
Zircon_9_017	1373	550	0.36	0.048	0.0009	0.051	0.0011	0.008	0.0001	0.003	7E-05	49.5	0.6	50	1	82	42	58	1	50	1
Zircon_Pab-08-01_1	537	127	0.21	0.05	0.0027	0.056	0.0032	0.008	8E-05	0.003	6E-05	51.9	0.5	55	3	204	122	51	1	52	1
Zircon_20_030	343	198	0.52	0.046	0.0038	0.059	0.0051	0.009	0.0002	0.003	0.0003	59.9	0.9	58	5	1	170	62	5	60	1
Zircon_27_039	2209	231	0.09	0.048	0.0011	0.046	0.0012	0.007	6E-05	0.003	9E-05	45.5	0.4	46	1	78	52	52	2	46	0
Zircon_3_010	511	5	0.01	0.052	0.002	0.059	0.0024	0.008	8E-05	0.003	0.0002	52.4	0.5	58	2	289	88	52	4	52	1
Zircon_4_011	1857	166	0.08	0.051	0.0015	0.06	0.0035	0.009	0.0003	0.003	0.0001	55	2	59	3	229	68	54	2	55	2
Zircon_7_015	1527	304	0.18	0.049	0.0018	0.05	0.002	0.007	6E-05	0.002	3E-05	47.5	0.4	50	2	170	83	47.2	0.7	48	0

Muestra Pab 027-01		Diques aplítico				CORRECTED RATIOS								CORRECTED AGES (Ma)								
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±1σ	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±1σ	Best age (Ma)	±1σ
Zircon_13_020	5275	3395	0.58	0.05391	0.0025	0.05868	0.003	0.00789	0.00007	0.00247	0.00002	0.4	50.7	0.4	58	3	367	104	49.8	0.4	51	0
Zircon_16_024	638	387	0.55	0.04731	0.00134	0.05473	0.00186	0.00839	0.00008	0.00267	0.00004	0.37	53.9	0.5	54	2	65	62	53.8	0.7	54	1
Zircon_18_026	760	573	0.68	0.06493	0.0062	0.06927	0.00709	0.00774	0.0001	0.00237	0.00003	0.19	49.7	0.7	68	7	772	204	47.8	0.6	50	1
Zircon_2_009	816	222	0.25	0.05328	0.00341	0.0577	0.00404	0.00785	0.0001	0.00246	0.00004	0.35	50.4	0.7	57	4	341	145	49.7	0.9	50	1
Zircon_20_028	2802	445	0.14	0.04802	0.00082	0.05042	0.00092	0.00764	0.00005	0.00301	0.00013	0.35	49.1	0.3	49.9	0.9	100	40	61	3	49	0
Zircon_21_030	980	298	0.27	0.05386	0.00838	0.05307	0.0089	0.00715	0.00015	0.00224	0.00029	0.34	45.9	0.9	53	9	365	327	45	6	46	1
Zircon_22_031	1681	298	0.16	0.05055	0.00086	0.05071	0.00096	0.00728	0.00006	0.00286	0.00007	0.44	46.8	0.4	50.2	0.9	220	39	58	1	47	0
Zircon_26_036	1818	400	0.20	0.05169	0.00604	0.05307	0.00652	0.00745	0.00009	0.00234	0.0003	0.17	47.8	0.6	53	6	272	258	47	6	48	1
Zircon_29_039	2586	341	0.12	0.04963	0.00089	0.0523	0.00104	0.00765	0.00006	0.0034	0.00009	0.43	49.1	0.4	52	1	178	42	69	2	49	0
Zircon_30_040	2001	666	0.30	0.04623	0.00094	0.04604	0.00107	0.00722	0.00005	0.00231	0.00006	0.39	46.4	0.3	46	1	10	40	47	1	46	0
Zircon_31_041	5924	5994	0.91	0.05298	0.00211	0.04977	0.00225	0.00681	0.00006	0.00214	0.00001	0.39	43.8	0.4	49	2	328	90	43.1	0.3	44	0
Zircon_4_011	1110	392	0.32	0.04689	0.00107	0.04842	0.00136	0.00749	0.00008	0.00238	0.00005	0.38	48.1	0.5	48	1	44	45	48.1	0.9	48	1
Zircon_7_014	1529	487	0.29	0.05346	0.00096	0.05464	0.00107	0.00748	0.00006	0.00288	0.00005	0.4	48	0.4	54	1	348	38	58	1	48	0
Zircon_8_015	397	193	0.44	0.04738	0.00251	0.05247	0.00296	0.00803	0.00008	0.00255	0.00011	0.21	51.6	0.5	52	3	69	106	52	2	52	1
Zircon_9_016	2742	855	0.28	0.05607	0.00123	0.05626	0.00129	0.00725	0.00005	0.00305	0.00006	0.29	46.6	0.3	56	1	455	45	62	1	47	0
Zircon_28_038	544	224	0.37	0.04679	0.00138	0.05478	0.00211	0.00849	0.00014	0.0027	0.00007	0.56	54.5	0.9	54	2	39	56	55	1	55	1

Muestra Pab 017-01		Andesita Bernalejo				CORRECTED RATIOS							CORRECTED AGES (Ma)									
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/ 206Pb	±1s	207Pb/2 35U	±1s	206Pb/ 238U	±1s	208Pb/2 32Th	±1s	Rho	206Pb/ 238U	±1s	207Pb/ 235U	±1s	207Pb/ 206Pb	±1s	208Pb/ 232Th	±1s	Best age (Ma)	±1s
Zircon_1_Pab017_	586	380	0.60	0.05068	0.0011	0.03976	0.0013	0.00571	0.00007	0.00175	0.00004	0.9	36.7	0.4	40	1	226	51	35.3	0.8	37	0
Zircon_10_018	697	490	0.65	0.05547	0.0029	0.03739	0.0023	0.00489	0.00006	0.00152	0.00001	0.9	31.4	0.4	37	2	431	116	30.8	0.2	31	0
Zircon_12_021	717	350	0.45	0.05431	0.0035	0.0368	0.0028	0.00491	0.00006	0.00154	0.00001	0.9	31.6	0.4	37	3	384	146	31	0.3	32	0
Zircon_13_022	303	130	0.40	0.05665	0.0039	0.03804	0.0031	0.00487	0.00007	0.00151	0.00002	0.9	31.3	0.5	38	3	478	153	30.6	0.4	31	1
Zircon_15_024	278	151	0.50	0.06348	0.0041	0.04441	0.0035	0.00507	0.00009	0.00156	0.00002	0.9	32.6	0.6	44	3	724	139	31.4	0.4	33	1
Zircon_16_026	138	71	0.48	0.08563	0.0093	0.06296	0.008	0.00533	0.00011	0.00158	0.00003	0.9	34.3	0.7	62	8	1330	217	32	0.7	34	4
Zircon_17_027	635	330	0.48	0.06343	0.0047	0.0446	0.0042	0.0051	0.00012	0.00156	0.00003	0.9	32.8	0.8	44	4	723	161	31.6	0.5	33	4
Zircon_18_028	339	235	0.64	0.05956	0.0034	0.04109	0.0028	0.005	0.00007	0.00167	0.00007	0.9	32.2	0.4	41	3	588	124	34	1	32	0
Zircon_19_029	222	87	0.36	0.06027	0.0034	0.04094	0.0028	0.00498	0.00007	0.00152	0.00007	0.9	32	0.4	41	3	613	124	31	1	32	0
Zircon_2_009	472	200	0.39	0.05589	0.0026	0.03849	0.0023	0.005	0.00007	0.00173	0.00013	0.9	32.2	0.4	38	2	448	101	35	3	32	0
Zircon_20_030	60	32	0.49	0.08228	0.0055	0.06517	0.0056	0.0057	0.00013	0.00203	0.00017	0.9	36.6	0.8	64	5	1252	127	41	3	37	4
Zircon_21_032	229	79	0.32	0.05537	0.0041	0.0404	0.0036	0.00529	0.00009	0.00165	0.00002	0.9	34	0.6	40	3	427	162	33.3	0.4	34	1
Zircon_22_033	1483	809	0.50	0.05114	0.0008	0.03409	0.0009	0.00482	0.00006	0.00149	0.00003	0.9	31	0.4	34	0.9	247	35	30.1	0.6	31	0
Zircon_23_034	623	412	0.61	0.05575	0.0024	0.03696	0.002	0.0048	0.00006	0.00154	0.00006	0.9	30.9	0.4	37	2	442	95	31	1	31	0
Zircon_24_035	401	210	0.48	0.05835	0.0022	0.03937	0.0019	0.00495	0.00006	0.00163	0.00007	0.9	31.8	0.4	39	2	543	79	33	1	32	0
Zircon_25_036	1164	648	0.51	0.05409	0.0009	0.03765	0.001	0.00504	0.00006	0.00163	0.00003	0.9	32.4	0.4	38	1	375	38	32.9	0.6	32	0
Zircon_26_038	97	48	0.46	0.06156	0.0046	0.04416	0.0041	0.0053	0.00011	0.00167	0.0001	0.9	34.1	0.7	44	4	659	157	34	2	34	1
Zircon_27_039	1156	879	0.70	0.05546	0.0034	0.03685	0.0027	0.00482	0.00007	0.0015	0.00001	0.9	31	0.4	37	3	431	134	30.3	0.3	31	0
Zircon_28_040	362	163	0.41	0.05625	0.0016	0.03687	0.0014	0.00475	0.00006	0.00153	0.00005	0.9	30.5	0.4	37	1	462	61	31	1	31	0
Zircon_29_041	267	102	0.35	0.05361	0.003	0.03685	0.0025	0.00499	0.00007	0.00156	0.00002	0.9	32.1	0.5	37	2	355	122	31.5	0.3	32	1
Zircon_3_010	1192	749	0.58	0.05235	0.0009	0.03418	0.001	0.00476	0.00006	0.0015	0.00003	0.9	30.6	0.4	34.1	0.9	301	38	30.3	0.6	31	0
Zircon_30_042	616	272	0.41	0.05468	0.0012	0.03631	0.0012	0.00483	0.00007	0.00155	0.00004	0.9	31.1	0.4	36	1	399	47	31.3	0.8	31	0
Zircon_31_044	1038	227	0.20	0.04755	0.0008	0.0512	0.0013	0.00781	0.00009	0.00235	0.00005	0.9	50.2	0.6	51	1	77	37	47	1	50	1
Zircon_32_045	2637	337	0.12	0.04841	0.0009	0.05011	0.0014	0.00751	0.00008	0.00238	0.00002	0.9	48.2	0.5	50	1	119	41	48	0.4	48	1
Zircon_33_046	748	243	0.30	0.04572	0.0007	0.05238	0.0014	0.00831	0.0001	0.00254	0.00006	0.9	53.3	0.6	52	1	-17	28	51	1	53	1
Zircon_34_047	481	269	0.52	0.06016	0.0054	0.04211	0.0044	0.00508	0.00008	0.00157	0.00001	0.9	32.6	0.5	42	4	609	193	31.7	0.3	33	1
Zircon_35_048	517	280	0.50	0.05336	0.0016	0.03705	0.0016	0.00503	0.00009	0.00156	0.00004	0.9	32.3	0.6	37	2	344	64	31.5	0.8	32	1
Zircon_36_050	522	198	0.35	0.04805	0.0022	0.03109	0.0017	0.00469	0.00006	0.00149	0.00003	0.9	30.2	0.4	31	2	102	96	30.1	0.6	30	0
Zircon_37_051	321	179	0.52	0.05033	0.0038	0.03317	0.0029	0.00478	0.00007	0.00151	0.00003	0.9	30.7	0.5	33	3	210	164	30.4	0.6	31	1
Zircon_38_052	1948	1525	0.72	0.05472	0.0041	0.03717	0.0032	0.00493	0.00007	0.00154	0.00001	0.9	31.7	0.4	37	3	401	161	31.1	0.3	32	0
Zircon_39_053	986	512	0.48	0.04907	0.0018	0.03309	0.0016	0.00489	0.00006	0.00155	0.00001	0.9	31.5	0.4	33	2	151	79	31.3	0.3	32	0
Zircon_4_011	1138	545	0.44	0.04975	0.0007	0.03373	0.0008	0.00491	0.00006	0.00153	0.00003	0.9	31.6	0.4	33.7	0.8	183	32	30.9	0.6	32	0
Zircon_5_012	607	411	0.63	0.05024	0.0011	0.03494	0.0011	0.00505	0.00006	0.00151	0.00003	0.9	32.5	0.4	35	1	206	49	30.5	0.6	33	0
Zircon_6_014	565	286	0.47	0.05322	0.0032	0.03562	0.0025	0.00485	0.00005	0.00152	0.00001	0.9	31.2	0.3	36	2	338	131	30.7	0.2	31	0
Zircon_7_015	1022	453	0.41	0.04681	0.001	0.03121	0.001	0.00485	0.00005	0.00139	0.00003	0.9	31.2	0.3	31.2	0.9	40	45	28.1	0.6	31	0
Zircon_8_016	795	503	0.58	0.0543	0.0021	0.03606	0.0018	0.00481	0.00006	0.00154	0.00004	0.9	30.9	0.4	36	2	384	82	31.1	0.8	31	0
Zircon_9_017	245	121	0.45	0.05732	0.0179	0.0428	0.0146	0.00542	0.00017	0.00168	0.00035	0.9	35	1	43	14	504	541	34	7	35	4

Muestra Pab 176-01		Ignimbrita Cuatralba				CORRECTED RATIOS							CORRECTED AGES (Ma)							
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/206Pb	±1s	207Pb/235U	±1s	206Pb/238U	±1s	208Pb/232Th	±1s	Rho	206Pb/238U	±1s	207Pb/235U	±1s	207Pb/206Pb	±1s	Best age (Ma)	±1s
Zircon_1_Pao2011_0	388	186	0.48	0.04541	0.0025	0.0299	0.00168	0.00484	0.00005	0.0015	0.00004	0.2	31.1	0.3	30	2	-33	110	31	0
Zircon_10_018	115	92	0.80	0.05304	0.00819	0.03607	0.00591	0.00493	0.00012	0.00155	0.00009	0.32	31.7	0.8	36	6	331	318	32	1
Zircon_11_020	429	209	0.49	0.05066	0.00257	0.03436	0.00186	0.00492	0.00005	0.00155	0.00002	0.28	31.6	0.3	34	2	225	111	32	0
Zircon_12_021	52	23	0.45	0.07607	0.00837	0.05209	0.00589	0.00514	0.00013	0.0014	0.00017	0.23	33	0.8	52	6	1097	210	33	1
Zircon_13_022	412	185	0.45	0.05959	0.0048	0.0408	0.00352	0.00497	0.00007	0.00153	0.00002	0.2	31.9	0.4	41	3	589	177	32	0
Zircon_16_026	244	121	0.50	0.05934	0.00767	0.04307	0.00595	0.00526	0.0001	0.00163	0.00004	0.22	33.9	0.6	43	6	579	285	34	1
Zircon_17_027	589	200	0.34	0.04682	0.00173	0.03152	0.00121	0.0049	0.00005	0.00147	0.00005	0.27	31.5	0.3	32	1	40	78	32	0
Zircon_19_029	536	156	0.29	0.04795	0.00216	0.03456	0.00159	0.00526	0.00005	0.00165	0.00006	0.2	33.8	0.3	34	2	97	100	34	0
Zircon_2_009	434	163	0.38	0.05098	0.00271	0.03333	0.00189	0.00474	0.00005	0.00149	0.00002	0.2	30.5	0.3	33	2	240	122	31	0
Zircon_20_030	320	88	0.28	0.04991	0.0026	0.03355	0.00181	0.00494	0.00007	0.00159	0.00008	0.26	31.8	0.4	34	2	191	119	32	0
Zircon_21_032	110	66	0.60	0.06852	0.00562	0.04696	0.004	0.00498	0.00011	0.00149	0.00008	0.27	32	0.7	47	4	884	171	32	1
Zircon_23_034	395	172	0.43	0.05724	0.00286	0.0392	0.00202	0.00493	0.00006	0.00154	0.00006	0.24	31.7	0.4	39	2	501	111	32	0
Zircon_24_035	303	182	0.60	0.0557	0.00602	0.03869	0.00442	0.00504	0.00008	0.00157	0.00003	0.14	32.4	0.5	39	4	440	241	32	1
Zircon_25_036	97	58	0.59	0.05092	0.0056	0.0342	0.00384	0.00517	0.00011	0.00187	0.00011	0.2	33.2	0.7	34	4	237	245	33	1
Zircon_26_038	1455	395	0.27	0.04872	0.00294	0.03572	0.00228	0.00532	0.00005	0.00168	0.00007	0.2	34.2	0.3	36	2	134	134	34	0
Zircon_27_039	131	75	0.58	0.05776	0.00554	0.03916	0.00387	0.00502	0.00012	0.00171	0.00011	0.24	32.3	0.8	39	4	521	213	32	1
Zircon_28_040	247	101	0.41	0.04897	0.00353	0.03435	0.00251	0.00519	0.00007	0.00162	0.00007	0.16	33.4	0.4	34	2	146	160	33	0
Zircon_3_010	356	137	0.38	0.05442	0.0032	0.03552	0.0023	0.00473	0.00006	0.00148	0.00002	0.3	30.4	0.4	35	2	389	133	30	0
Zircon_30_042	139	78	0.56	0.07662	0.00536	0.05178	0.00374	0.00505	0.00009	0.00173	0.00013	0.25	32.5	0.6	51	4	1111	141	33	1
Zircon_4_011	327	150	0.46	0.04943	0.00318	0.03346	0.00238	0.00491	0.00007	0.00155	0.00004	0.28	31.6	0.5	33	2	168	144	32	1
Zircon_5_012	799	312	0.39	0.04872	0.00195	0.03171	0.00131	0.00477	0.00005	0.00149	0.00004	0.25	30.7	0.3	32	1	134	89	31	0
Zircon_6_014	532	276	0.52	0.05661	0.00647	0.03707	0.00447	0.00475	0.00006	0.00148	0.00004	0.23	30.5	0.4	37	4	476	248	31	0
Zircon_7_015	78	33	0.42	0.07853	0.00858	0.05279	0.00617	0.00487	0.00011	0.00146	0.00003	0.26	31.3	0.7	52	6	1160	213	31	1
Zircon_8_016	132	89	0.67	0.07107	0.00554	0.04709	0.00377	0.00488	0.00009	0.00157	0.00009	0.23	31.4	0.6	47	4	959	155	31	1
Zircon_9_017	724	505	0.70	0.06773	0.0069	0.04375	0.00475	0.00468	0.00006	0.00143	0.00003	0.29	30.1	0.4	43	5	860	208	30	0

Muestra Pab 180-01 Igimbrita La Media				CORRECTED RATIOS									CORRECTED AGES (Ma)									
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/206Pb	±1s	207Pb/235U	±1s	206Pb/238U	±1s	208Pb/232Th	±1s	Rho	206Pb/238U	±1s	207Pb/235U	±1s	207Pb/206Pb	±1s	208Pb/232Th	±1s	Best age (Ma)	±1s
Zircon_1_PAB180_	556	224	0.37	0.04791	0.00179	0.02432	0.00098	0.00368	0.00004	0.00117	0.00002	0.22	23.7	0.3	24.4	1	95	84	23.6	0.5	24	0.3
Zircon_10_018	803	367	0.42	0.04802	0.00186	0.02379	0.00098	0.00359	0.00003	0.00114	0.00002	0.26	23.1	0.2	23.9	1	100	87	23	0.4	23	0.2
Zircon_12_021	1154	468	0.37	0.04916	0.00147	0.02488	0.00077	0.00366	0.00003	0.00123	0.00002	0.26	23.6	0.2	25	0.8	155	72	24.8	0.4	24	0.2
Zircon_13_022	575	247	0.39	0.05206	0.00346	0.02556	0.00177	0.00356	0.00004	0.00112	0.00002	0.22	22.9	0.3	26	2	288	156	22.6	0.4	23	0.3
Zircon_14_023	216	79	0.34	0.06428	0.00437	0.03937	0.00276	0.00444	0.00008	0.00119	0.00008	0.24	28.6	0.5	39	3	751	151	24	2	<del>24</del>	<del>0.5</del>
Zircon_15_024	1345	573	0.39	0.04935	0.00138	0.02471	0.00071	0.00364	0.00002	0.00112	0.00002	0.23	23.4	0.1	24.8	0.7	164	68	22.6	0.4	23	0.1
Zircon_16_026	1069	422	0.36	0.04529	0.00136	0.0232	0.00073	0.00373	0.00003	0.00116	0.00003	0.3	24	0.2	23.3	0.7	-5	63	23.4	0.6	24	0.2
Zircon_17_027	1953	1090	0.51	0.05089	0.00326	0.0253	0.00163	0.00363	0.00003	0.00115	0.00001	0.11	23.4	0.2	25	2	236	150	23.2	0.2	23	0.2
Zircon_18_028	733	286	0.36	0.04866	0.0018	0.02416	0.00092	0.0036	0.00003	0.00115	0.00003	0.24	23.2	0.2	24.2	0.9	131	85	23.2	0.6	23	0.2
Zircon_19_029	610	252	0.38	0.05079	0.00269	0.02576	0.00138	0.00368	0.00003	0.00137	0.00013	0.15	23.7	0.2	26	1	231	122	28	3	24	0.2
Zircon_20_030	302	119	0.36	0.0529	0.00296	0.02622	0.00151	0.00363	0.00005	0.00135	0.00006	0.24	23.4	0.3	26	1	325	128	27	1	23	0.3
Zircon_21_032	742	356	0.44	0.04955	0.0024	0.02458	0.00127	0.0036	0.00003	0.00114	0.00002	0.25	23.1	0.2	25	1	174	111	23	0.4	23	0.2
Zircon_22_033	331	130	0.36	0.05089	0.00239	0.02525	0.00122	0.00363	0.00004	0.00111	0.00007	0.24	23.4	0.3	25	1	236	109	22	1	23	0.3
Zircon_23_034	992	528	0.49	0.04892	0.00168	0.02394	0.00091	0.00355	0.00003	0.00112	0.00001	0.24	22.8	0.2	24	0.9	144	80	22.7	0.2	23	0.2
Zircon_24_035	337	132	0.36	0.0551	0.00375	0.0281	0.002	0.0037	0.00004	0.00115	0.00002	0.2	23.8	0.3	28	2	416	154	23.3	0.3	24	0.3
Zircon_25_036	190	64	0.31	0.04661	0.00405	0.02445	0.00216	0.00378	0.00006	0.00144	0.00007	0.18	24.3	0.4	25	2	29	188	29	1	24	0.4
Zircon_26_038	2338	1270	0.50	0.05023	0.0008	0.0253	0.00043	0.00365	0.00002	0.00118	0.00002	0.35	23.5	0.1	25.4	0.4	206	37	23.8	0.4	24	0.1
Zircon_27_039	1110	513	0.42	0.04688	0.00145	0.02273	0.00073	0.00352	0.00003	0.0011	0.00002	0.27	22.7	0.2	22.8	0.7	43	67	22.2	0.4	23	0.2
Zircon_28_040	366	160	0.40	0.05517	0.0027	0.02751	0.0014	0.00363	0.00005	0.00118	0.00004	0.27	23.4	0.3	28	1	419	110	23.8	0.8	23	0.3
Zircon_29_041	196	71	0.34	0.05572	0.00479	0.02722	0.0024	0.00364	0.00007	0.00114	0.00006	0.22	23.4	0.4	27	2	441	193	23	1	<del>23</del>	<del>0.4</del>
Zircon_3_010	575	286	0.46	0.05085	0.00173	0.02541	0.0009	0.00364	0.00004	0.00117	0.00003	0.28	23.4	0.3	25.5	0.9	234	79	23.6	0.6	23	0.3
Zircon_4_011	148	44	0.27	0.0509	0.0056	0.02692	0.00299	0.00386	0.00006	0.00118	0.00007	0.14	24.8	0.4	27	3	236	243	24	1	25	0.4
Zircon_5_012	837	581	0.64	0.04703	0.00221	0.02317	0.00111	0.00358	0.00003	0.00112	0.00002	0.2	23	0.2	23	1	51	102	22.6	0.4	23	0.2
Zircon_6_014	475	196	0.38	0.04881	0.00225	0.02434	0.00115	0.00363	0.00004	0.00124	0.00003	0.22	23.4	0.3	24	1	139	105	25	0.6	23	0.3
Zircon_7_015	441	186	0.39	0.05177	0.00424	0.02507	0.00214	0.00351	0.00004	0.0011	0.00004	0.2	22.6	0.3	25	2	275	185	22.3	0.7	23	0.3
Zircon_8_016	703	279	0.36	0.03741	0.0232	0.01965	0.01218	0.00368	0.00003	0.00123	0.00003	-0.03	23.7	0.2	20	12	-446	887	24.8	0.6	24	0.2
Zircon_9_017	567	307	0.50	0.05104	0.00199	0.02551	0.00103	0.00365	0.00004	0.00112	0.00003	0.26	23.5	0.3	26	1	243	90	22.6	0.6	24	0.3
Zircon_11_020	784	319	0.37	0.04969	0.00214	0.025	0.00109	0.00367	0.00003	0.00112	0.00005	0.16	23.6	0.2	25	1	181	99	23	1	24	0.2
Zircon_2_009	419	165	0.36	0.05771	0.00508	0.03058	0.00272	0.00384	0.00005	0.0014	0.00005	0.14	24.7	0.3	31	3	519	196	28	1	25	0.3

# **ANEXO 2**

## **Datos analíticos**

### **Fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$**

Muestra: Pab 008-01 Mineral fechado: Biotita Experimento: V2 Unidad estratigráfica: Granito Comanja							
Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$F^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age in Ma	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$
0.20	3.21838	0.0013	6.94± 6.41	42.15 ± 38.52	7.82	320.57	2.55169
0.50	64.5796	0.0267	8.21± 0.35	49.77 ± 2.073	38.96	484.13	0.0983814
0.80	269.489	0.1113	8.71 ±0.07	52.76± 0.4044	96.64	8791.56	0.0137429
1.00	302.465	0.1249	8.60 ±0.05	52.11± 0.3019	98.94	27892.32	0.0145117
1.20	307.944	0.1272	8.59 ±0.04	52.06 ±0.2203	99.31	42672.92	0.0155867
1.40	325.389	0.1452	8.63 ±0.04	52.32 ±0.2361	91.13	-1730492.08	0.0206782
1.65	325.389	0.1344	8.53 ±0.04	51.70 ±0.2288	99.12	33463.42	0.0414487
1.80	160.048	0.0661	8.63 ±0.08	52.30 ±0.4782	99.44	52904.28	0.0507318
2.05	161.357	0.0666	8.53 ±0.07	51.72 ±0.3944	99.75	120118.80	0.111888
2.40	213.356	0.0881	8.78 ±0.07	53.19 ±0.4142	99.67	89159.60	0.170582
3.00	262.281	0.1083	9.37 ±0.06	56.69 ± 0.354	94.61	5481.96	0.177910

RESULTADOS INTEGRADOS								
Muestra: Pab 008-01 Mineral fechado: Biotita Experimento: V2 Unidad estratigráfica: Granito Comanja								
$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age in Ma	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$	$^{40}\text{Ar}_{atm}$	$^{40}\text{Ar}^*$	F1	F2	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
2422	8.69± 0.02	52.66± 0.28	6.50128E-02	1.403E-03	2.105E-02	-4.226E-05	8.344E-03	4728.54

Muestra: Pab 008-01 Mineral fechado: FK Experimento: V1 Unidad estratigráfica: Granito Comanja							
Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$F^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age in Ma	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$
0.80	184.052	0.0172	8.81 ± 0.14	88.40± 4.012	13.77	342.70	0.0851596
1.40	454.392	0.0424	8.93 ± 0.17	53.35± 0.856	49.71	587.63	0.0867140
1.90	258.646	0.0242	8.72 ± 0.10	54.10± 1.003	54.49	649.37	0.0898540
2.50	386.872	0.0361	8.58 ±0.08	52.81± 0.589	66.41	879.84	0.0414752
3.30	584.061	0.0546	9.36 ±0.08	51.98± 0.489	58.26	707.89	0.0741120
4.00	971.084	0.0907	8.80 ±0.06	54.10± 0.278	57.02	687.49	0.0731728
4.70	1239.96	0.1158	8.84 ±0.11	53.34± 0.359	68.85	948.64	0.0632686
5.40	371.253	0.2917	8.62 ±0.08	53.56± 0.670	82.69	1050.17	0.0331188
6.40	536.956	0.0502	8.71 ±0.07	52.22± 0.479	70.99	1018.77	0.0299219
8.50	964.819	0.0901	9.23 ±0.07	52.78± 0.397	73.09	1098.09	0.0167006
10.0	1631.06	0.1523	8.93 ±0.05	55.88± 0.409	75.25	1193.83	0.0171789
12.0	3122.94	0.0347	8.81 ±0.14	56.67± 0.461	71.86	1706.99	0.00275937

RESULTADOS INTEGRADOS								
Muestra: Pab 008-01 Mineral fechado: FK Experimento: V1 Unidad estratigráfica: Granito Comanja								
$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age in Ma	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$	$^{40}\text{Ar}_{atm}$	$^{40}\text{Ar}^*$	F1	F2	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
1071	9.03± 0.04	54.68± 0.34	3.32171E-02	5.710E-02	9.668E-02	--2.159E-05	4.475E-04	795.77

# **ANEXO 3**

## **Datos estructurales**



### ANEXO 3.1 DATOS DE ESTRATIFICACIÓN.

ESTRATIFICACIÓN COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO								
Dip dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y		Dip dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y
285	42	210730	2365650		240	35		
285	42	210250	2365170		222	35		
300	35	210071	2363526		268	20	226749	2350233
300	30				242	20		
145	60	209298	2363635		290	49		
240	39	221420	2356600		276	30	226727	2350870
43	50	221500	2355100		292	20		
175	4	220900	2354100		218	50		
55	55	220850	2323670		234	50		
262	45	227376	2351958		236	60		
216	40	227475	2352056		322	75		
185	35				230	55	226750	2350234
180	45	226310	2349950		240	50		
195	35				226	55		
180	42				216	43		
260	20				230	40		
214	55	227645	2351929		212	35		
220	50				270	23	226791	2350797
208	17				310	45	227013	2351730
220	40				310	55	226994	2351779
250	20	226742	2350214		330	17	226897	2351797
216	30				85	45	226411	2358746
200	30				235	10		
290	32	226750	2351450		1	12	226103	2357294
272	35				255	14		
228	20				170	20	224841	2356626
220	30				150	60	221204	2366578
228	36	226744	2350225		10	40		
224	30				350	40		
260	15				35	32	221040	2366899
236	7				350	40		

## ANEXO 3.2 FOLIACIONES COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO.

FOLIACIONES COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO								
Dip Dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y		Dip Dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y
255	45	210850	2367000		282	35	227435	2351943
291	30	212004	2366547		91	40	227013	2351730
254	20	226700	2350200		340	25		
280	40	211750	2369500		298	35		
53	42	212600	2368800		316	35		
10	54	213800	2368450		252	40	226750	2351450
220	35	213804	2367898		248	45		
20	68	215500	2369900		112	55		
135	55	216225	2369150		88	45		
359	42	217200	2369000		289	25	226727	2350870
40	50	221040	2366899		292	20		
1	57			230	55	225951	2355901	
10	62	220794	2366757		160	20	225206	2356740
15	35	221069	2366580		155	20		
190	42			1	2			
135	43	220568	2366038		230	15	226310	2349950
353	38	220246	2364508		260	42		
357	45			220672	2365460		120	25
295	40	223540	2360330		200	15		
36	70			350	20	225406	2356430	
36	70	225900	2357520		345	40	226100	2350070
225	20	227900	2357875		320	30		
355	20	227900	2357875		5	50	223845	2356450
16	47	228123	2356850		230	35	224166	2356566
72	22	227200	2356550		215	20	223769	2353551
308	11	227200	2355950		270	40		
250	45	230493	2354426		230	30		
243	40	231250	2353894		270	12		

### ANEXO 3.3 PLANOS AXIALES COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO.

COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO								
Dip dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y		Dip dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y
200	50	220794	2366757		260	70	227474	2352112
85	40			120	65			
100	30	221069	2366580		205	10	223769	2353551
95	50			250	75			
245	65	220672	2365460		91	80	209320	2363636
268	50			145	60			
105	18	221040	2366899		110	60		
105	10			160	72	227578	2351998	

### ANEXO 3.4. EJES AXIALES COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO.

COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO									
Ejes cercanos				Ejes lejanos					
Azimut	Dip	Coordenada X	Coordenada Y	Azimut	Dip	Coordenada X	Coordenada Y		
203	15	220794	2366757	349	27	220672	2365460		
70	13			225	3	223769	2353551		
11	2	221069	2366580	5	3				
317	10	209320	2363636	5	30	227740	2352018		
358	15			75	20	224918	2362510		
220	35			230	30	226142	2349566		
240	20			82	50	226174	2349573		
290	15			136	70	226178	2349936		
220	15			1	45				
						60	10		
						95	15	226100	2350070
				10	5				

## ANEXO 3.5 PLANOS DE FALLA GRÁFICOS DE ROSETA.

PLANOS DE FALLA PARA EL COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO													
Dip Dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y	Dip Dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y	Dip Dir	Dip	Coordenada X	Coordenada Y		
214	67	209320	2363636	359	25	224841	2356626	45	70	227578	2351998		
140	80			245	20	224200	2354888	50	88				
359	70			350	30	227183	2355462	18	20				
285	75			203	55	226411	2358746	20	10				
290	85			100	40	221040	2366899	30	10				
20	70			140	60	221040	2366899	220	80	227556	2352081		
332	85			140	70	226897	2351797	315	45	227528	2352197		
315	65			36	45	226920	2351772	25	85				
30	50			24	40	226920	2351772	230	10	227473	2351959		
270	45			234	50	226994	2351779	226	12	227376	2351958		
255	40	215	45	227029	2351729	272	45	220794	2366757				
186	62	325	45	226996	2351645	290	50	209554	2363601				
186	62	148	55	226981	2351572	100	72	225105	2356744				
269	15	3	85	227298	2351976	350	32	330	78	225951	2355901		
173	45	209320	2363636	280	25	227091	2351957	359	89	220536	2366860		
173	45			272	25			225	45	226103	2357294		
315	65			271	28			265	55	209320	2363636		
160	35	248	35	330	60	210	73	80	10	226744	2350225		
180	25	244	38	208	35	118	50	88	25	276	30	226700	2350200
182	30	305	74	330	60	210	60	270	36	262	30	225970	2350020
340	48	226750	2351450	330	60	218	70	225	15	220	80	226750	2350234
220	50	227645	2351929	118	50	228	70	220	80	226750	2350234		
228	15	227000	2352000	210	60	185	48	225	15	226750	2350234		
190	35			218	70	226750	2350234	225	15	226750	2350234		
70	20	226749	2350233	228	70	210	35	226744	2350225				
310	40			185	48	210	35	226744	2350225				
278	15			210	35	226744	2350225						
222	20			130	70	226993	2351978						
248	26			130	70	226993	2351978						

### ANEXO 3.6 PLANOS DE FALLA ESTRIADOS.

PLANOS DE FALLA PARA EL COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO								
Dip dir	Dip	Az.	Azimet corregido	Plunge	Plunge corregido	Sentido	Coordenada X	Coordenada Y
20	70	83	83.2	51	51.08	Normal	209320	2363636
214	67	266	265.48	56	55.72	Inverso		
140	80	60	68.36	62	60.76	Inverso		
359	70	312	312.09	62	61.95	Inverso		
285	75	5	350.7	60	56.93	Inverso		
290	85	3	10.93	60	60.96	Inverso		
332	85	55	56.4	48	48.13	Inverso		
315	65	252	251.85	44	44.08	Inverso		
160	35	225	224.76	17	16.62	Normal		
186	62	120	119.75	37	37.14	Inverso		
186	62	118	117.9	35	35.05	Inverso		
173	45	250	248.29	16	14.25	Normal		
173	45	241	240.75	21	20.74	Normal		
315	65	44	37.73	18	15.19	Derecho		
30	50	72	71.72	42	41.65	Inverso	226920	2351772
270	45	309	308.93	38	37.88	Inverso	227376	2351958
255	40	240	239.15	35	38.91	Inverso	226100	2350070
269	15	301	300.97	13	12.81	Inverso		

PLANOS DE FALLA PARA EL GRANITO COMANJA								
Dip dir	Dip	Az.	Azimet corregido	Plunge	Plunge corregido	Sentido	Coordenada X	Coordenada Y
195	55	178	178.08	54	53.8	Normal	210785	2363671
215	62	177	177.01	56	55.99	Normal	225933	2356320
245	60	163	162.75	13	13.15	Izquierda	220465	2366616
35	60	328	327.95	34	34.03	Normal	211263	2362979
75	85	352	352.17	55	54.98	Normal	213105	2362483
45	39	329	328.96	11	11.05	Izquierda	212774	2362345
340	62	10	9.58	59	58.56	Normal	212435	2362694
355	60	9	9.1	59	59.24	Normal		
90	84	180	179.58	4	3.96	Derecha	210811	2363657

PLANOS DE FALLA PARA LA IGNIMBRITA CUATRALBA								
Dip dir	Dip	Az.	Azimet corregido	Plunge	Plunge corregido	Sentido	Coordenada X	Coordenada Y
227	85	140	140.51	35	34.96	Normal	231911	2370220
320	70	239	238.9	23	23.04	Normal	225916	2350012
65	55	26	26.01	48	47.99	Normal		
330	70	29	29.61	54	54.26	Normal	225893	2349989
314	85	48	40	39	38.57	Normal	226104	2349605
250	60	299	298.74	49	48.8	Normal	220200	2354750
236	80	300	300.1	68	68.02	Normal	223599	2370287

### ANEXO 3.7 PLANOS DE FALLA ESTRIADOS Y CON FILTRO.

PLANOS DE FALLA PARA EL COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO								
Dip dir	Dip	Az.	Azimet corregido	Plunge	Plunge corregido	Sentido	Coordenada X	Coordenada Y
290	85	3	10.93	60	60.96	Inverso	209320	2363636
332	85	55	56.4	48	48.13	Inverso		
186	62	120	119.75	37	37.14	Inverso		
186	62	118	117.9	35	35.05	Inverso		
173	45	241	240.75	21	20.74	Normal		
315	65	44	37.73	18	15.19	derecho		
160	35	225	224.76	17	16.62	Normal	227376	2351958
270	45	309	308.93	38	37.88	Inverso		
255	40	240	239.15	35	38.91	Inverso		
269	15	301	300.97	13	12.81	Inverso	226100	2350070

PLANOS DE FALLA PARA EL GRANITO COMANJA								
Dip dir	Dip	Az.	Azimet corregido	Plunge	Plunge corregido	Sentido	Coordenada X	Coordenada Y
195	55	178	178.08	54	53.8	Normal	210785	2363671
215	62	177	177.01	56	55.99	Normal	225933	2356320
245	60	163	162.75	13	13.15	Izquierda	220465	2366616
35	60	328	327.95	34	34.03	Normal	211263	2362979
90	84	180	179.58	4	3.96	Derecha	210811	2363657

PLANOS DE FALLA PARA LA IGNIMBRITA CUATRALBA								
Dip dir	Dip	Az.	Azimet corregido	Plunge	Plunge corregido	Sentido	Coordenada X	Coordenada Y
50	80	324	323.69	20	20.05	Izquierda	232512	2371332
227	85	140	140.51	35	34.96	Normal	231911	2370220
320	70	239	238.9	23	23.04	Normal	225916	2350012
330	70	29	29.61	54	54.26	Normal	225893	2349989
220	80	131	131.41	8	7.93	Normal	226050	2349700
165	40	110	109.65	25	25.51	Normal	225430	2349180

### ANEXO 3.8 PLANOS DE FALLA ESTRIADOS Y CON ROTACIÓN.

<b>PLANOS DE FALLA PARA EL GRANITO COMANJA.</b>						
<b>Filtrados y rotados en función de brechas magmático hidrotermales.</b>						
					<b>Coordenadas 14Q</b>	
<b>Dip dir</b>	<b>Dip</b>	<b>Azimut</b>	<b>Plunge</b>	<b>Sentido</b>	<b>Norte</b>	<b>Oeste</b>
216.1	62.22	177.15	55.89	Normal	225933	2356320
195.76	54.77	179.44	53.65	Normal	210785	2363671
35.91	59.88	329.04	34.1	Normal	211263	2362979
245	60	162.75	13.15	Derecha	220465	2366616
90.97	84.3	180.59	3.8	Izquierda	210811	2363657
1	75	20.9	74.16	Normal	223000	2357500
350	88	260.28	7.99	Derecha	221150	2356100
359	88	87.6	34.99	Inversa	212059	2360780
275	70	257.14	69.07	Normal	211804	2360646

<b>PLANOS DE FALLA PARA LA IGNIMBRITA CUATRALBA.</b>						
<b>Filtrados y rotados en función de la pseudoestratificación</b>						
					<b>Coordenadas 14Q</b>	
<b>Dip dir</b>	<b>Dip</b>	<b>Azimut</b>	<b>Plunge</b>	<b>Sentido</b>	<b>Norte</b>	<b>Oeste</b>
50.77	80.64	324.22	20.09	Izquierda	232512	2371332
227.97	85.01	141.5	35.13	Normal	225916	2350012
320.48	69.64	239.8	23.59	Normal	231911	2370220
220.95	80.03	132.39	8.1	Izquierda	226050	2349700
330.51	69.54	30.15	53.56	Normal	225430	2349180
219.99	79.58	299.45	44.83	Normal	225893	2349989
217	78.54	294.1	47.74	Normal	227299	2361736
220.46	54.59	155.79	31.04	Normal		
210.12	69.44	283.31	37.65	Normal		
230.08	74.75	301.96	48.76	Normal		
209.94	81.43	289.73	49.66	Normal		
325	65	6.26	58.19	Normal	227801	2364868
328	63	19.52	50.69	Normal		
326	68	13.35	59.19	Normal		
15	84	98.97	45	Normal		
335.37	80.85	49.18	59.99	Normal	227524	2364970
339.74	85	254.93	45.98	Normal	227843	2364970
349.79	87.83	261.36	35.96	Normal		
34.72	79.19	310.93	29.55	Normal		

## ANEXO 3.9 RELACIÓN $\sigma_3$ - COEFICIENTE DE FRICCIÓN PARA LA IGNIMB RITA CUATRALBA.

# Fallas	Nivel	COEF. DE FRICCIÓN	MISFIT PRINC.	ÁNGULO DESLI/TO	MAGNITUD DEL ESFUERZO			Phi	ORIENTACIÓN DEL ESFUERZO		
					1	2	3		$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$
5	LEAST	0.00	56.85	36.42	-100.1	-98.3	-96.3	.53	77/291	8/ 62	9/154
5	LEVEL2	0.00	53.39	36.08	-100.1	-95.5	-93.9	.25	80/310	6/ 84	6/175
5	LEVEL1	0.00	42.31	68.44	-101.5	-100.1	-98.4	.54	8/236	73/357	13/143
5	LEAST	0.10	60.05	52.57	-107.3	-78.8	-33.8	.61	70/300	7/53	17/145
5	LEVEL2	0.10	58.82	44.72	-106.3	-56.6	-25.1	.39	73/310	5/ 58	15/149
5	LEVEL1	0.10	56.81	67.08	-109.6	-100.1	-42.1	.86	57/267	24/43	20/143
3	LEAST	0.21	100.65	17.87	-117.1	-73.0	15.1	.67	67/299	9/52	20/145
3	LEAST	0.31	100.02	19.73	-120.5	-63.4	24.7	.61	66/299	10/53	21/147
3	LEAST	0.40	98.97	24.11	-119.4	-49.8	18.7	.50	66/300	10/55	20/149
3	LEAST	0.50	97.69	28.56	-117.6	-38.5	12.5	.39	67/301	10/58	19/152
3	LEVEL2	0.50	95.96	30.15	-114.1	-19.8	16.3	.28	70/308	8/63	17/155
3	LEVEL1	0.50	97.72	25.75	-122.3	-56.5	9.1	.50	63/293	14/54	21/150
3	LEAST	0.61	96.48	32.28	-116.3	-30.4	8.5	.31	67/302	11/61	18/155
3	LEAST	0.71	95.40	35.26	-115.4	-24.8	6.2	.25	68/302	11/63	17/157
3	LEAST	0.81	94.49	37.70	-114.8	-20.7	4.9	.21	68/302	12/66	17/160
3	LEAST	0.91	93.63	39.74	-114.5	-17.8	4.1	.18	68/302	13/68	16/162
3	LEAST	1.01	92.93	41.51	-114.3	-15.5	3.6	.16	68/302	13/71	15/165
3	LEVEL2	1.01	91.78	41.07	-111.8	-6.6	9.4	.13	71/308	12/77	14/170
5	LEVEL1	1.01	56.37	73.74	-117.5	-23.9	-1.9	.19	65/296	15/65	17/160
3	LEAST	1.11	92.39	43.08	-114.2	-13.7	3.3	.14	68/301	14/73	15/167
3	LEAST	1.21	91.98	44.49	-114.1	-12.3	3.2	.13	68/301	14/74	14/168
3	LEVEL2	1.21	91.37	42.35	-111.6	-5.3	8.6	.12	71/307	13/81	13/174
5	LEVEL1	1.21	55.68	75.40	-117.2	-18.8	-2.0	.15	66/296	16/69	16/164
3	LEAST	1.31	91.68	45.78	-114.1	-11.1	3.1	.12	68/301	15/76	14/170
4	LEAST	1.41	68.60	72.54	-114.1	-10.1	3.0	.11	68/301	15/78	13/172
2	LEVEL2	1.41	136.71	59.03	-111.6	-4.6	8.0	.11	71/307	13/83	12/177
5	LEVEL1	1.41	55.23	77.45	-117.2	-15.2	-1.8	.12	66/296	17/72	15/167
4	LEAST	1.51	68.49	73.34	-114.1	-9.3	3.0	.10	68/301	15/79	13/173



### ANEXO 3.9 RELACIÓN $\sigma_3$ - COEFICIENTE DE FRICCIÓN PARA LA IGNIMB RITA CUATRALBA.

# Fallas	Nivel	COEF. DE FRICCIÓN	MISFIT PRINC.	ÁNGULO DESLI/TO	MAGNITUD DEL ESFUERZO			Phi	ORIENTACIÓN DEL ESFUERZO		
					1	2	3		$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$
4	LEAST	1.61	68.41	74.12	-114.2	-8.6	3.0	.10	68/301	16/81	12/174
2	LEVEL2	1.61	136.59	60.11	-111.7	-4.0	7.6	.10	71/306	14/86	11/179
5	LEVEL1	1.61	54.97	79.20	-117.2	-12.7	-1.5	.10	66/296	18/75	14/170
4	LEAST	1.71	68.36	74.86	-114.2	-7.9	3.0	.09	68/301	16/82	12/176
4	LEAST	1.81	68.32	75.57	-114.3	-7.4	3.0	.09	68/30	16/83	12/177
2	LEVEL2	1.81	136.60	61.03	-111.8	-3.6	7.3	.09	71/306	14/87	11/181
5	LEVEL1	1.81	54.81	80.28	-117.3	-10.7	-1.2	.08	66/297	18/78	13/172
4	LEAST	1.91	68.30	76.23	-114.3	-6.9	3.0	.08	68/301	17/84	11/178
4	LEAST	2.01	68.29	76.83	-114.4	-6.5	3.0	.08	68/301	17/85	11/179
1	LEVEL2	2.01	273.34	39.91	-111.9	-3.3	7.0	.09	71/306	15/89	10/182
5	LEVEL1	2.01	54.71	81.19	-117.3	-9.2	-0.9	.07	66/297	19/80	12/175

### ANEXO 3.10 RELACIÓN $\sigma_3$ - COEFICIENTE DE FRICCIÓN PARA EL GRANITO COMANJA

# Fallas	Nivel	COEF. DE FRICCIÓN	MISFIT PRINC.	ÁNGULO DESLI/TO	MAGNITUD DEL ESFUERZO			Phi	ORIENTACIÓN DEL ESFUERZO		
					1	2	3		$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$
5	LEAST	0.00	53.47	36.18	-100.5	-98.1	-97.3	.24	65/166	8/ 56	22/323
5	LEVEL2	0.00	59.76	37.95	-100.7	-97.4	-96.2	.27	65/151	15/ 25	18/289
5	LEVEL1	0.00	52.19	48.41	-100.6	-99.2	-97.9	.47	60/205	15/ 86	24/349
5	LEAST	0.10	53.66	33.04	-106.5	-78.4	-71.7	.19	63/170	12/ 54	22/319
5	LEVEL2	0.10	58.39	37.52	-107.5	-72.0	-60.6	.24	64/158	18/ 23	16/287
5	LEVEL1	0.10	51.56	44.77	-106.8	-88.9	-77.3	.39	59/197	12/ 84	26/348
5	LEAST	0.21	53.82	31.03	-113.2	-60.6	-50.7	.16	61/172	14/ 53	23/316
5	LEVEL2	0.21	56.72	37.65	-114.1	-51.9	-33.6	.23	62/161	21/ 20	15/284
5	LEVEL1	0.21	51.13	44.81	-114.1	-76.8	-58.6	.33	58/192	11/ 83	28/347
5	LEAST	0.31	53.89	30.29	-120.6	-46.1	-34.9	.13	59/173	16/ 52	24/314
5	LEAST	0.40	53.85	31.59	-128.6	-34.5	-23.2	.11	57/173	18/ 51	25/312
5	LEVEL2	0.40	53.79	39.77	-127.7	-27.0	-3.0	.19	59/165	26/ 16	13/279
5	LEVEL1	0.40	50.47	51.16	-131.4	-53.6	-30.0	.23	55/186	9/ 82	32/346
5	LEAST	0.50	53.72	36.79	-137.0	-25.4	-14.4	.09	56/173	19/ 51	26/311
4	LEVEL2	0.50	65.53	30.68	-135.0	-19.3	5.3	.17	57/166	29/ 15	13/278
5	LEVEL1	0.50	50.13	55.74	-140.8	-44.2	-19.7	.20	54/183	7/ 82	34/346
5	LEAST	0.61	53.63	48.18	-145.3	-18.3	-7.9	.08	54/172	20/ 51	27/310
5	LEAST	0.71	53.81	63.09	-152.5	-13.1	-3.0	.07	53/171	21/ 49	28/307
5	LEAST	0.81	54.46	74.87	-157.5	-9.6	0.5	.06	52/169	23/ 44	27/301
4	LEAST	0.91	67.65	57.78	-159.8	-7.8	3.0	.07	51/167	27/ 36	24/292
4	LEAST	1.01	64.58	35.92	-159.3	-7.6	5.2	.08	51/165	30/ 27	20/284
4	LEAST	1.11	62.13	27.29	-156.8	-8.4	7.1	.09	52/162	31/ 18	17/276
4	LEAST	1.21	59.16	23.54	-153.1	-9.8	9.0	.12	53/159	32/ 11	15/271
4	LEAST	1.31	56.57	22.81	-148.9	-11.3	10.7	.14	53/157	32/ 5	13/266
4	LEAST	1.41	54.67	23.98	-144.9	-12.7	12.3	.16	54/154	32/ 0	12/262
4	LEAST	1.51	53.24	24.82	-141.3	-13.9	13.9	.18	55/152	31/356	11/259
4	LEAST	1.61	52.15	25.49	-138.0	-14.8	15.3	.20	56/150	31/353	10/256
4	LEAST	1.71	51.33	26.05	-135.2	-15.6	16.5	.21	57/148	30/350	9/254
4	LEAST	1.81	50.71	26.55	-132.8	-16.2	17.7	.23	58/147	29/347	9/252