

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

**FACULTAD DE INGENIERÍA
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado**

ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS DURANTE EL OLIGOCENO EN LA PORCIÓN CENTRAL DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO.

TESIS PROFESIONAL

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

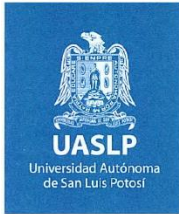
P R E S E N T A

ING. GEOVANNI DANIEL ORTIZ OCHOA

Dr. Miguel Morales Gámez
Asesor de tesis

Dr. José Ramón Torres Hernández
Co-Asesor de tesis

Alumno becado por CONACYT: 787294



FACULTAD DE
INGENIERÍA

19 de mayo de 2022

**ING. GEOVANNI DANIEL ORTIZ OCHOA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Miguel Morales Gámez y José Ramón Torres Hernández** Asesor y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de mayo del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Análisis de paleoesfuerzos durante el Oligoceno en la porción central del Campo Volcánico de San Luis Potosí, México".

1. Introducción.
2. Marco geológico y tectónico.
3. Métodos de inversión de deslizamientos de fallas.
4. Metodología del estudio.
5. Resultados del análisis de paleoesfuerzos.
6. Discusión.
7. Conclusiones.
Bibliografía.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

**DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR.**

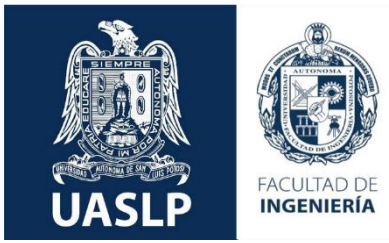
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION

www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336

"Rumbo al centenario de la autonomía universitaria"



Créditos Institucionales

Posgrado en Geología Aplicada, Facultad de Ingeniería – Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, bajo la dirección del Dr. Miguel Morales Gámez y Dr. José Ramón Torres Hernández.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (número de apoyo: 787294).

Instituto de Geología, Mineralogía y Geofísica (Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik) de la Ruhr Universität Bochum, Alemania. Por la estancia corta de investigación a cargo del Prof. Dr. Christophe Pascal en el departamento de geología estructural.

Dedicatoria

Con gratitud a Dios

A mis padres Mario Ortiz Pacheco y Ma. Guillermina Ochoa Sánchez

A mis hermanos Sergio Iván Ortiz Ochoa y Luis Fernando Ortiz Ochoa

A mi sobrino Diego Gael Ortiz Saavedra

A mi tío Francisco Javier Ortiz Pacheco y su familia

† A mi abuela Ma. Guadalupe Pacheco Ortega (QPD)

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme una beca de Maestría en el programa de Maestría en Ciencias en Geología Aplicada de la Facultad de Ingeniería – Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP).

Al Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP), por todas las facilidades y apoyos brindados durante la elaboración de este proyecto.

Al Instituto de Geología, Mineralogía y Geofísica (Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik) de la Ruhr Universität Bochum, por la facilidad y apoyo brindado durante el análisis y procesamiento de datos del presente trabajo.

Mi agradecimiento al Dr. Miguel Morales Gámez por su dedicación y dirección en el desarrollo de esta tesis de Maestría. Por creer en mí desde un inicio para que este proyecto llegara a cumplir con el objetivo. Gracias por sus observaciones, comentarios y recomendaciones durante todo el periodo de este trabajo. Por permitirme impartir parte del curso de Geología Estructural II, del programa educativo “Ingeniería en Geología” de la UASLP, así como, apoyar en salidas de campo.

Mi agradecimiento al Dr. José Ramón Torres Hernández por el apoyo brindado en el desarrollo de esta tesis. Por la guía, enseñanzas y consejos brindados tanto en el campo como en la vida personal. Gracias por siempre creer en mí, motivarme y brindarme su amistad.

Mi agradecimiento al Prof. Dr. Christophe Pascal por la literatura, métodos y softwares proporcionados para el desarrollo de presente trabajo de Maestría. Por enseñarme a usar los métodos de inversión de paleoesfuerzos, asistiéndome en cada momento. Sobre todo, por su revisión y sugerencias que ayudaron a mejorar este trabajo. Gracias por su tiempo y dedicación.

A los miembros del Comité de seguimiento y titulación: Dr. José Rafael Barboza Gudiño por sus sugerencias, disposición y sobre todo por su excelente revisión del manuscrito. M. en C. Marco Rojas Beltrán por creer en mí desde el momento de la entrevista, requisito parcial para ingresar a la Maestría. Por sus consejos y apoyo brindado durante el desarrollo de este proyecto. Dra. Sonia Torres Rivera por su apoyo incondicional dentro y fuera del Instituto.

A la coordinadora de la Maestría en Ciencias en Geología Aplicada, la Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez por estar siempre pendiente dispuesta a ayudar y facilitar todo referente a trámites con el CONACYT. Por el apoyo y consejos brindados.

A mis profesores de Posgrado: Dr. Alfredo Aguillón Robles, María Elena García Arreola, Luis Ángel Rodríguez Sedano, José Juan Francisco Castillo Rivera, Rubén Alfonso López Doncel. Un agradecimiento especial al Dr. Jorge Aceves de Alba, por sus conocimientos transmitidos especialmente en Sistemas de Información Geográfica (SIG), por contribuir amablemente con su apoyo.

Agradezco a todos mis compañeros del Posgrado que de alguna forma contribuyeron para la realización de esta tesis, especialmente a mis amigas: Karla Guadalupe González Medina y Karen Viridiana Rocha Reina, por su amistad, ánimos y sugerencias. A mis compañeros y amigos: Juan Pablo Solano Monge, Felipe Baltazar Martínez, Víctor Manuel del Ángel Hernández y Gustavo Rivera Zamora.

A los amigos y compañeros que me apoyaron y ayudaron durante mi estancia en la Ruhr Universität Bochum, Alemania, especialmente a Cristian Rivera, Dr. Jeroen Smit y Dilshan Anuranga.

A mis amigos de licenciatura que siempre estuvieron pendientes: Mónica Daniela Palafox y Rodrigo Pérez Gutiérrez.

A mi tío Francisco Javier Ortiz Pacheco y su familia, quienes siempre me apoyaron y motivaron en esta etapa de mi vida, gracias por los consejos que tanto me ayudaron.

A mis hermanos Sergio Iván Ortiz Ochoa y Luis Fernando Ortiz Ochoa que siempre me apoyaron y motivaron para la realización de la Maestría.

Finalmente, quiero agradecer a mis padres Mario Ortiz Pacheco y Ma. Guillermina Ochoa Sánchez que han estado siempre a mi lado y han sido mis mejores guías de vida. Gracias por ser como son y por creer en mí. Sin ustedes no hubiera sido posible este logro.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	iv
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABLAS	viii
RESUMEN	ix
ABSTRACT	x
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes generales	1
1.2. Justificación	4
1.3. Hipótesis	5
1.4. Objetivos	6
1.4.1. Objetivo general	6
1.4.2. Objetivos específicos	6
1.5. Localización y vías de acceso	6
2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	8
2.1. Marco geológico regional	8
2.1.1. Estratigrafía de la Mesa Central	10
2.1.2. Marco tectónico post-laramídico en la Mesa Central	10
2.1.3. La provincia Basin and Range	12
2.1.4. Estructuras cenozoicas mayores	14
2.2. Marco geológico local	17
3. MÉTODOS DE INVERSIÓN DE DESLIZAMIENTO DE FALLAS	28
3.1. Teoría de fallamiento de Anderson	28
3.2. Hipótesis de Wallace-Bott	30
3.3. Tensor de esfuerzo “reducido”	32
3.4. Inversión de datos para deslizamientos de fallas	35
3.5. Métodos utilizados para la determinación del tensor de esfuerzo	36

3.5.1.	Inversión directa	36
3.5.2.	Función de optimización F5	37
3.5.3.	Inversión de fracturas de extensión	37
4.	METODOLOGÍA DEL ESTUDIO	40
4.1.	Trabajo de campo.	43
4.2.	Trabajo de gabinete.	45
4.2.1.	Procesamiento Win-Tensor.	45
4.2.2.	Procesamiento Structural Geology to PostScript (SG2PS).	48
4.2.3.	Inversión de fracturas de tensión.	50
5.	RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS	52
5.1.	Resultados gráficos de la determinación de paleoesfuerzos.	62
6.	DISCUSIÓN	81
7.	CONCLUSIONES	88
	BIBLIOGRAFÍA	91

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio	4
Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio	7
Figura 3. Modelo de elevación digital de la República Mexicana indicando la ubicación de la Mesa Central.....	9
Figura 4. Mapa que muestra el límite entre la Cuenca Mesozoica de México y la Plataforma Valles S.L.P.	11
Figura 5. Esquema tectónico de México mostrando las áreas sometidas a deformación por extensión.	12
Figura 6. Mapa que muestra la localización de las principales estructuras que delimitan a la Mesa Central.	15
Figura 7. Columna estratigráfica de la zona de estudio	18
Figura 8. Subyaciendo a la ignimbrita Cantera (Tic).....	20
Figura 9. Apariencia general de la riolita San Miguelito (Tsm).	21
Figura 10. En la parte inferior derecha de la figura se puede observar de tonalidades claras (blanquecinas), la unidad sin soldar de la formación ignimbrita Cantera.....	22
Figura 11. Apariencia general de la ignimbrita Cantera soldada (Tics)	23
Figura 12. A) Aspecto común del Miembro Inferior de la riolita Panalillo (Tap).....	24
Figura 13. Al fondo de la figura se puede observar una	25
Figura 14. Apariencia general del conglomerado Halcones (Tcgh)	26
Figura 15. Depósito epiclástico (pumicita del Desierto)	27
Figura 16. Esquema de la teoría de fallamiento de Anderson.	29
Figura 17. Circulo de Mohr que relaciona el esfuerzo normal y el esfuerzo de cizalla, a partir del significado de la razón de forma (Φ).	33
Figura 18. Elipsoides de deformación.....	34
Figura 19. (A) Estados de esfuerzo.....	35
Figura 20. Forma de la distribución de polos de Bingham	38
Figura 21. Mapa base de la zona de estudio escala 1:20 000	42
Figura 22. Fotografías aéreas 1:10 000.....	43
Figura 23. A) Muestra la toma de datos realizada en la etapa de campo.....	44
Figura 24. Ventana principal que muestra el programa Win-Tensor ©.....	46
Figura 25. Gráfico obtenido después del procesamiento de la información	47
Figura 26. Gráfico que muestra la posición de los datos en el Circulo de Mohr.....	47
Figura 27. Ventana principal del programa Structural Geology to PostScript ©.	48
Figura 28. Gráfico que muestra la dirección de los principales.....	49
Figura 29. Gráfico de Schmidt que muestra	50
Figura 30. Resultados de la inversión de diques de la estación 1	51
Figura 31. Mapa geológico estructural de la zona de estudio.....	54

Figura 32. Líneas de sección que abarcan la zona de estudio.....	55
Figura 33. Mapa estructural de la zona de estudio.....	60
Figura 34. Diagrama de rosas que muestra las direcciones de los datos	61
Figura 35. Diagrama de Hoepfner que muestra la distribución de las estrías	61
Figura 36. Simbología de la determinación de los ejes de esfuerzo	62
Figura 37. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 1.	63
Figura 38. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 2.	64
Figura 39. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 3.	65
Figura 40. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 4.	66
Figura 41. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 5.	67
Figura 42. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 6.	68
Figura 43. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 7.	69
Figura 44. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 8.	70
Figura 45. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 9.	71
Figura 46. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 10.	72
Figura 47. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 11.	73
Figura 48. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 12.	74
Figura 49. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 13.	75
Figura 50. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 14.	76
Figura 51. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 15.	77
Figura 52. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 16.	78
Figura 53. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 17.	79
Figura 54. Resultados de la inversión de las 4 estaciones de fracturas por tensión.....	80
Figura 55. Diagrama de dispersión que muestra la relación de forma (Φ)	86

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Resultados de la determinación de paleoesfuerzos para las 17 estaciones estructurales ubicadas en la porción sur de la Mesa Central. La relación de forma (Φ), RUP y α° , son estimadores de la calidad de los datos. La calidad para cada estación se determinó a partir del número de datos en cada una de estas (ver el texto para más detalles).	58
Tabla 2. Resultados de la determinación de paleoesfuerzos mediante el método de Yamaji y Sato (2011) para estructuras de tensión (diques).	59

RESUMEN

A partir de la cartografía geológico-estructural de detalle realizada en la parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí y el análisis de indicadores cinemáticos en los planos de falla, se determinó la dirección de los principales tensores con la aplicación de métodos computacionales, con el objetivo de determinar el campo de esfuerzos durante el Oligoceno para esta porción y entender la deformación tectónica desde un punto de vista cinemático. En base a 596 datos se precisa la cartografía geológica de la zona de estudio a escala 1:15 000. A partir de 17 estaciones estructurales con 117 datos de planos de falla se analiza la cinemática de las fallas y el régimen de esfuerzos con el programa *Win-Tensor* y *Structural Geology to PostScript*. Se concluye que la cinemática de las fallas es normal y el régimen de esfuerzos para la zona de estudio es un régimen de esfuerzos por cizalla pura.

La evolución tectónica de la porción central del Campo Volcánico de San Luis Potosí estuvo dominada principalmente por la tectónica extensional del Oligoceno. Las estructuras con orientación preferencial NW-SE pertenecen a sólo un sistema de fallas y se desarrollaron dentro de un campo de esfuerzos en un régimen normal, esto sugiere que las estructuras estudiadas están vinculadas al sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, en el cual resalta de manera discreta fallamiento de orientación noroeste con una componente lateral derecha, lo cual no es contrario con el arreglo tipo “dominó” de la deformación bidimensional de la Sierra San Miguelito.

Palabras clave: Campo Volcánico de San Luis Potosí, indicadores cinemáticos, paleoesfuerzos, deformación tectónica, régimen de esfuerzos.

ABSTRACT

Based on the detailed structural geological mapping carried out in the central part of the San Luis Potosí Volcanic Field and the analysis of kinematic indicators in the fault planes, the direction of the main tensors was determined with application of computational methods, with the objective of determining the stress field during the Oligocene for this portion and understanding the tectonic deformation from a kinematic point of view. Based on 596 data, the geological cartography of the study area is specified at a scale of 1:15,000. From 17 structural stations with 117 fault plane data, the kinematics of the faults and the stress regime are analyzed with the Win-Tensor and Structural Geology to PostScript program. It is concluded that the kinematics of the faults is normal and the stress regime for the study area is a pure shear stress regime.

The tectonic evolution of the central portion of the San Luis Potosí Volcanic Field was mainly dominated by Oligocene extensional tectonics. The structures with preferential orientation NW-SE belong to only one fault system and were developed within a stress field in a normal regime, this suggests that the studied structures are linked to the San Luis Tepehuanes fault system, in which it stands out in a way discrete northwest trending faulting with a lateral component, which is not contrary to the “domino” type arrangement of the two-dimensional deformation of the Sierra San Miguelito.

Keywords: San Luis Potosí Volcanic Field, kinematic indicators, paleostress, tectonic deformation, stress regime.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes generales

La Mesa Central (MC) es una importante provincia fisiográfica, localizada en la parte central de México. Geológicamente, es parte del Orógeno Mexicano (Fitz-Días *et al.*, 2018) y de la provincia tectonomagmática de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2005; Best *et al.*, 2013, Botero-Santa *et al.*, 2020). En la parte sur de la MC se encuentra localizado el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), el cual fue nombrado así por primera vez por Labarthe-Hernández, *et al.* (1982); se encuentra localizado en el Estado de San Luis Potosí y cubre un área aproximada de 40,000 km² (Tristán-González, *et al.*, 2009b). Está constituido por una secuencia de lavas e ignimbritas con edades que van desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario. En el CVSLP, específicamente en la parte austral, se encuentra El Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (CVSSM) en el cual prevalecen productos volcánicos de edad Oligoceno Medio y Mioceno (Tristán-González, *et al.*, 2009b). En la Sierra de San Miguelito destacan, entre otros, dos domos de dimensiones mayores, los cuales son: el Domo de Cerro Grande y el Domo El Potosí. Al conjunto de domos en el CVSLP se les denomina estratigráficamente como unidad Riolita San Miguelito (Labarthe-Hernández, *et al.*, 1982). Labarthe-Hernández *et al.* (1982), indican que la emisión de las lavas estuvo controlada por las fallas y/o fracturas de orientación NW-SE. Esta interpretación se reforzó en trabajos posteriores en los cuales se realizó cartografía 1:20,000 por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994), donde además proponen zonas fuente de estas lavas, en donde se observan flujos verticales, cuerpos tabulares de desgasificación y depósitos de sílice en fase de vapor. Puede agregarse que Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994) documentaron domos de menor tamaño y misma composición aledaños al Domo del Cerro del Potosí, tales como: Domo de la Mesa las Gallinas, Domo del Cerro Luces, Domos de la Riolita el Zapote, Domo del Cerro el Tocho el cual se emplazó después del emplazamiento de la ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma., Torres-Hernández *et al.*, 2014), Domo del Cerro Lobo (30.7 ± 0.7 Ma) estudiado por Burt y Aguillón, (1988). Los trabajos

desarrollados hasta el presente se han enfocado primeramente en conocer la geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el CVSLP (Tristán-González *et al.*, 2009b) en el cual determinan edades isotópicas K-Ar de la mayoría de las unidades que lo conforman, identificando así, 6 complejos volcánicos dentro del CVSLP. Otros trabajos publicados (Torres-Aguilera, 2005; Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009) destacan la presencia de vulcanismo bimodal oligocénico en el CVSLP, lo cual atribuyen a cristalización fraccionada, fusión parcial del manto superior y corteza inferior, así como mezcla de magmas. (Aguillón-Robles *et al.*, 2012; 2014) Estos trabajos han documentado de manera adecuada la estratigrafía y petrología general del CVSLP, aunque recientemente, otros trabajos han documentado nuevas aportaciones geoquímicas, con las cuales interpretan que las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito se generaron en un entorno extensional (Torres-Sánchez *et al.*, 2019).

Con el fin de comprender la deformación y el emplazamiento de las rocas volcánicas del CVSSM, (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Torres-Hernández *et al.*, 2006; 2009; 2014., Tristán-González *et al.*, 2008; Serna-Bafún, 2018) desarrollaron estudios en los cuales asocian que la secuencia volcánica terciaria está asociada al régimen extensional de Cuencas y Sierras. En el trabajo de Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) y posteriores se considera que la emisión de las lavas e ignimbritas del CVSLP fue por fisuras. Otros trabajos también documentan que el vulcanismo y la extensión ocurrieron de manera simultánea (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999; Torres-Hernández *et al.*, 2006;2012). Sin embargo, también se ha propuesto que una de las ignimbritas (ignimbrita Cantera) estuvo asociada a una Caldera de tipo bisagra “*trapdoor subsidence*” (Torres-Hernández, 2009).

En cuanto a la estructura de la Sierra de San Miguelito, S.L.P., Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992; 1993; 1994) documentan que la tectónica del Oligoceno es extensional y está asociada a la provincia extensional del “*Basin and Range*”, caracterizada por fallas normales escalonadas, a las cuales les asignan una edad comprendida entre la emisión de la ignimbrita Cantera (29.0 Ma., K-Ar, Labarthe-

Hernández *et al.*, 1982) y el miembro superior de la riolita Panalillo (27 Ma., K-Ar, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). En sus trabajos Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992; 1993; 1994) resaltan que un basculamiento regional afecta a todas las unidades volcánicas, salvo el miembro superior de la riolita Panalillo y que dicho basculamiento va de 15° a 20° al SW. Asimismo, de manera regional, exponen que este arreglo es de tipo “dominó”, para las fallas de rumbo general NW-SE, las cuales basculan la secuencia estratigráfica hacia el NE. No obstante, Nieto-Samaniego *et al.* (1997) proponen que las fallas de orientación NW-SE y NE-SW, en conjunto sugieren una deformación triaxial que forman arreglos romboédricos de fosas y pilares formados en un solo evento. Xu *et al.* (2004) estudian el sistema de fallas normales con rumbo similar en la Sierra de San Miguelito y demuestran que la rotación de los bloques no fue el principal mecanismo de deformación de las fallas tipo “dominó”, sino que el principal mecanismo de deformación se debe a cizalla vertical o inclinada y calculan una extensión aproximada del 20%. Xu *et al.* (2008) Analizan la evolución tomando en cuenta un punto de vista geométrico y determinan que el basculamiento de las capas estuvo controlado mediante la rotación del bloque de fallas con actividad continua.

En el presente estudio se analizan las estructuras exhibidas en la parte central del CVSLP, resultado de extensión ligadas a la provincia del “*Basin and Range*” y se documenta de manera detallada la geometría de cada una de las fallas que se encuentran en la zona de estudio (Figura 1). El objetivo central fue determinar las orientaciones de los principales paleoesfuerzos que generaron la deformación extensional y determinar la cinemática de deformación de la zona de estudio, lo cual permitirá deducir los procesos de deformación de la corteza superior frágil en el CVSLP y al mismo tiempo proponer un modelo de dichos procesos.

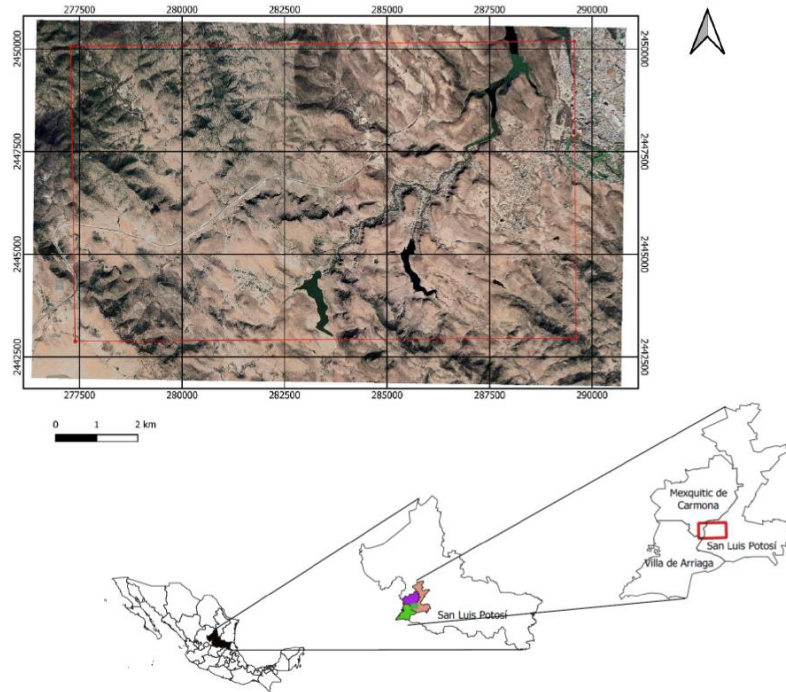


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El área de estudio denotada por el rectángulo de contorno color rojo, se localiza al suroeste del Estado de San Luis Potosí, entre los municipios de Villa de Arriaga, Mexquitic de Carmona y mayormente en el municipio de San Luis Potosí.

1.2. Justificación

El mecanismo de deformación planteado hasta este momento en la zona de estudio corresponde a un mecanismo de extensión tipo cizalla pura. Visto desde un punto cinemático es posible verlo con las fallas. Sin embargo, pensando en esfuerzos, no se puede conocer con exactitud la dirección del esfuerzo mínimo (σ_3). De tal manera que solamente con el mapa de las fallas no podemos saber cuál es la dirección de los esfuerzos, la mayoría de las veces porque son fallas neoformadas que son ortogonales al esfuerzo mínimo (σ_3), pero no siempre aplica esto. No está asegurado que el esfuerzo mínimo (σ_3) será perpendicular (Pascal, 2021). Habiendo mencionado lo anterior, en esta investigación

se analiza la presencia de indicadores cinemáticos expuestos en los planos de deslizamiento de fallas con el fin de documentar de manera precisa la geometría de las fallas presentes en la zona de estudio. Esto con la finalidad de definir si en esta porción se tiene un sistema de falla, el cual estaría compuesto por dos o más familias que se movieron bajo el mismo régimen tectónico o se tiene un solo patrón de falla, lo que sería un ensamblaje geométrico que puede incluir varios sistemas y resultar de varios eventos tectónicos. Así mismo, determinar la orientación de los principales esfuerzos actuantes en esta porción del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP).

1.3. Hipótesis

Las estructuras presentes en el CVSLP son resultado de extensión ligadas a la provincia del “*Basin and Range*”. Esto asume un mecanismo de tipo cizalla pura, y temporalidad del Oligoceno Medio, lo cual es coherente con la edad y disposición de las unidades volcánicas afectadas por el fallamiento (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; 1993; 1994, Xu *et al.*, 2004; 2008; Torres-Hernández, 2009). La determinación de la dirección de los principales paleoesfuerzos, basados en datos de indicadores cinemáticos, con la aplicación de métodos computacionales, permitirá interpretar el régimen de esfuerzos actuantes en esta porción correspondiente a la parte central del CVSLP. Es importante conocer el estado de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) por medio del análisis de indicadores cinemático en los planos de falla, para entender la deformación tectónica desde un punto de vista cinemático; así, podremos comprender los mecanismos tectónicos del área de estudio y entender los procesos desde un panorama regional.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

El objetivo general de este proyecto ha sido determinar la dirección de los principales esfuerzos que actuaron en la zona de estudio entre la emisión de la ignimbrita Cantera (29.0 Ma., K-Ar, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y el miembro superior de la riolita Panalillo (26.8 Ma., K-Ar, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), lo cual nos permitió conocer el régimen de esfuerzos para esta porción del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), así como, la cinemática de los sistemas de fallas para el establecimiento de un modelo estructural, interpretación de la evolución tectónica y finalmente sus implicaciones regionales.

1.4.2. Objetivos específicos

- Documentar de manera detallada los indicadores cinemáticos, el arreglo y trayectoria de las fallas de la zona de estudio.
- Definir los mecanismos que pueden explicar ese arreglo.
- Determinar la dirección de los paleo-tensores/paleo-esfuerzos asociados a los campos de esfuerzo en la zona de estudio.

1.5. Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza a 11 kilómetros de la ciudad de San Luis Potosí, situada entre los municipios Mexquitic de Carmona, Villa de Arriaga y San Luis Potosí (Figura 2). Comprende un área de 87.5 km², está delimitada por las coordenadas UTM 2,450,600 m N a 2,442,600 m N y 279,446 m E a 290,500 m E.

La zona de estudio cuenta con dos principales rutas de acceso:

1) Partiendo de la ciudad de San Luis Potosí, se debe tomar la Carretera Federal No. 32, con dirección a Zacatecas y aproximadamente en el kilómetro 2.3 debe tomar la desviación hacia Guadalajara para incorporarse al Lib. Pte. de San Luis Potosí, el cual atraviesa la zona de estudio.

2) Tomando nuevamente como punto de partida la ciudad de San Luis Potosí, debe tomar la Carretera Federal No. 80, la cual atraviesa la zona de estudio cruzando por los poblados de Mesa de los Conejos, Escalerillas y Pozuelos.

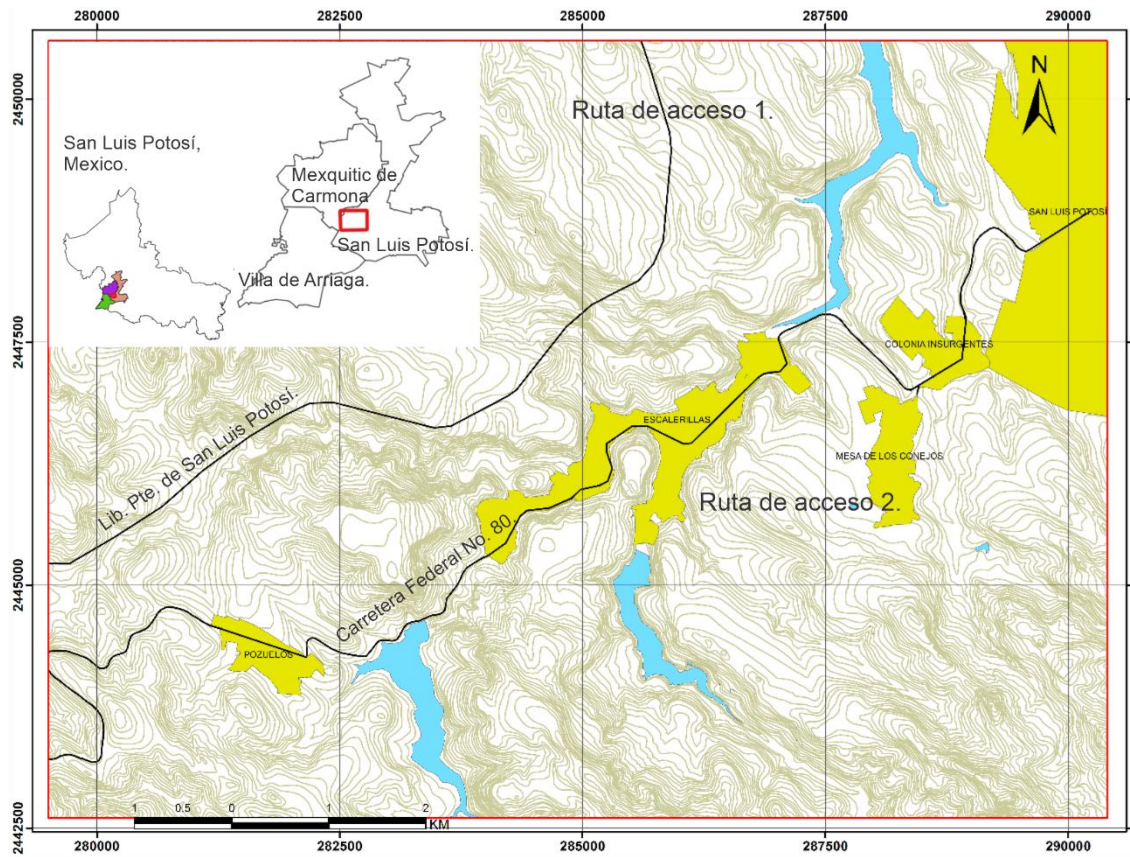


Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio, localizada entre los municipios Mexquitic de Carmona, Villa de Arriaga y San Luis Potosí. Muestra las dos rutas de acceso que cruzan la zona de estudio.

2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

2.1. Marco geológico regional

La Mesa Central (MC) es una planicie elevada, localizada en la parte central de México, en donde, más de la mitad de su superficie se encuentra por encima de la cota 2000 msnm y las elevaciones topográficas en su interior son moderadas. Afloran secuencias de rocas marinas de edad triásica, las cuales corresponden a las rocas más antiguas en la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Sobreyacidas por rocas continentales, conglomerado y arenisca con rocas volcánicas intercaladas de edad Jurásico Temprano-Medio. Así mismo, de rocas marinas calcáreas del Jurásico Superior. En el Cretácico, se registra caliza arcillosa y lutita calcárea y hacia la cima, arenisca con clastos de rocas volcánicas. Finalmente, del Cenozoico se encuentran rocas continentales, sedimentarias y volcánicas que marcan el límite entre el medio marino y el continental (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Esta provincia se encuentra limitada al norte y al este por la Sierra Madre Oriental (SMOr), hacia el oeste por la Sierra Madre Occidental (SMOc) y al sur por la depresión del Bajío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Dentro de la Mesa Central se pueden distinguir dos regiones que se encuentran limitadas por el Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes descrito por Nieto-Samaniego *et al.* (2005) como un sistema de fallas normales con rumbo preferencial al NW y de edad cenozoica: la región sur es una región montañosa, cubierta en su mayor parte por rocas volcánicas cenozoicas que alcanza cotas mayores a los 2 000 msnm. Por otro lado, se encuentra la región norte que contiene cuencas continentales rellenas parcialmente por sedimentos aluviales y lacustres. Es la de mayor extensión, pero con cotas menores a las de la región sur (Figura 3).

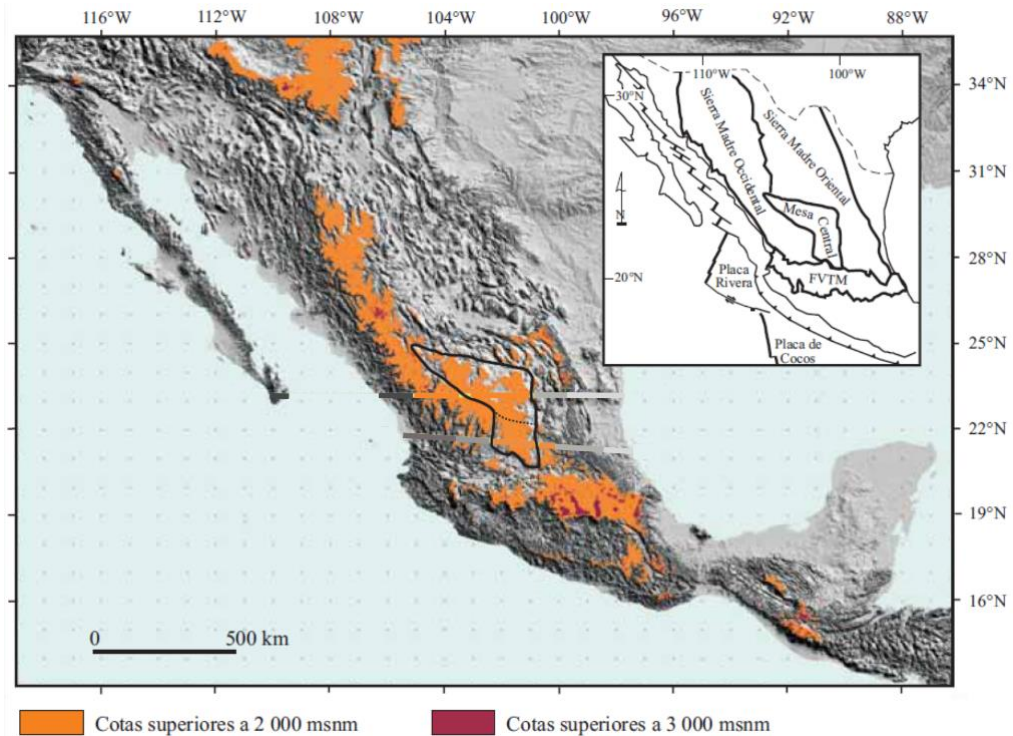


Figura 3. Modelo de elevación digital de la República Mexicana indicando la ubicación de la Mesa Central. La línea punteada de color negro indica la división entre la parte norte y sur de la Mesa Central (Tomado y modificado de Nieto-Samaniego *et al.* 2005).

En la parte sureste de la MC se ubica el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) definido por Labarthe-Hernández, *et al.* (1982) como un paquete de más de 1000 m de espesor de rocas volcánicas, en su mayoría de composición félsica. Estas rocas volcánicas cubren aislados derrames andesíticos del Eoceno que se encuentran discordantemente sobre las rocas cretácicas en esta porción de la MC. Cabe resaltar que el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) pertenece a la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMOc) la cual es considerada como la acumulación más grande de ignimbritas silíceas en el mundo ya que sus afloramientos se extienden de manera casi continua por más de 1200 km, desde la parte norte de México hasta la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), logrando cubrir aproximadamente 300,000 km² de la superficie del país (Aranda-Gómez, *et al.*, 2000). Como parte del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), tenemos el Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (CVSSM) en el cual se encuentra la zona de estudio.

2.1.1 *Estratigrafía de la Mesa Central*

Estudios desarrollados para conocer la estratigrafía de la Mesa Central, han reportado posibles rocas paleozoicas (Zárate-del Valle 1982; Bacon, 1978; Franco-Rubio, 1999). Sin embargo (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), solo señalan afloramientos de rocas del Mesozoico, las cuales subdividen en: (1) una secuencia siliciclástica marina conformada principalmente por lutitas de varios cientos de metros de espesor en la base (Formación Zacatecas); (2) una secuencia intermedia de rocas volcánicas con algunos sedimentos clásticos del Jurásico Inferior a Medio, las cuales representan un contraste estratigráfico notable con la unidad a la que sobreyacen (Formación Nazas); (3) una secuencia de rocas clásticas continentales (conglomerados, areniscas y limolitas que aparecen prácticamente en toda la MC) de espesor variable (Formación La Joya) y que subyace de manera concordante y transicional a las calizas de la Formación Zuloaga; y (4) una secuencia calcárea marina del Jurásico Superior al Cretácico Superior (Formación Zuloaga más las formaciones carbonatadas del Cretácico). Además de sedimentos cenozoicos continentales y rocas volcánicas. Finalmente, debemos tomar en cuenta que la estratigrafía ha estado controlada por una evolución tectónica que se menciona posteriormente.

2.1.2 *Marco tectónico post-laramídico en la Mesa Central*

El marco de referencia para este estudio es la Orogenia Laramide, considerado éste el evento de acortamiento más joven que afectó las secuencias sedimentarias del centro, oriente y sur del país (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). Cabe mencionar que esta orogenia es el resultado de subducción de la placa oceánica Farallón con el borde occidental de América del Norte. De acuerdo con Tristán-González *et al.* (2009a) la etapa final de la Orogenia Laramide en la parte centro-este de México ocurrió a fines del Paleoceno tardío-Eoceno temprano (~59.2 – 56 Ma.). Con base, al fechamiento de varios cuerpos intrusivos (en el cual el intrusivo El Peñón Blanco es el de mayor tamaño) que ya no presentan deformación compresiva y arrojaron una edad promedio de 55 Ma, se puede inferir que la última etapa de la Orogenia Laramide posiblemente se sitúa en el Eoceno Temprano (Tristán-González, 2008). En seguida, se desarrolló un fallamiento *strike-slip* con

componente lateral derecho entre el límite de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Figura 4) con orientación NNE. Como resultado de este fallamiento se originaron pliegues escalonados y levantamiento de bloques de menor tamaño (Tristán-González *et al.*, 2009a). Seguidamente, esta porción estuvo sometida a un periodo de esfuerzos de relajación de la corteza, lo cual propicio fallas normales de dirección NW-SE, las cuales sirvieron como conductos para el emplazamiento de cuerpos intrusivos en forma de “sills”, diques y “stocks”, de composición que varía de granito a granodiorita (Tristán-González, 2008).

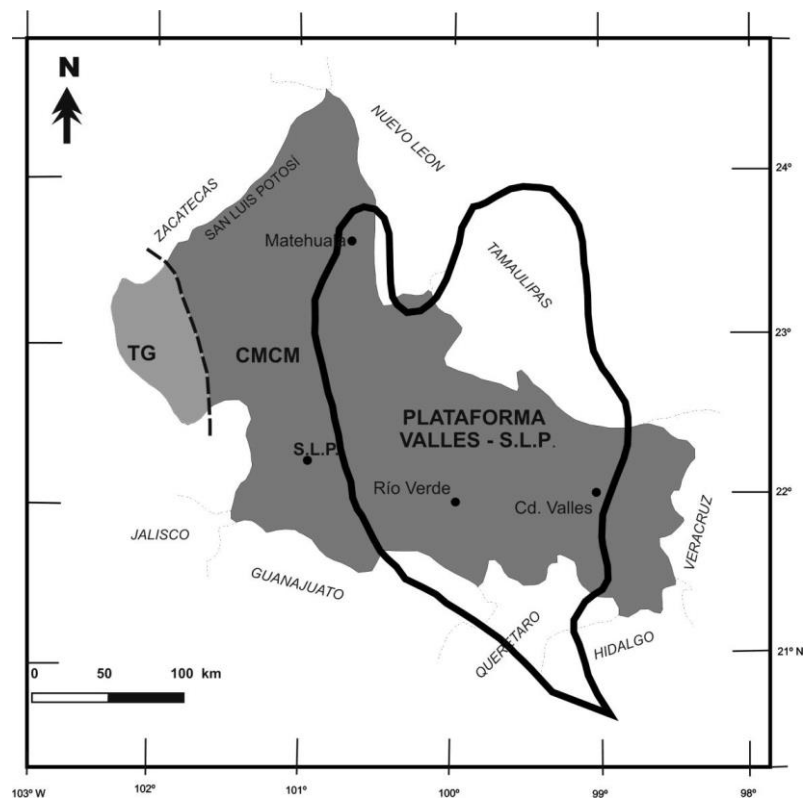


Figura 4. Mapa que muestra el límite entre la Cuenca Mesozoica de México y la Plataforma Valles S.L.P. (Tomado de Tristán-González, 2008).

Sincrónicamente, como respuesta al periodo de esfuerzos de relajación de la corteza y limitadas por las fallas normales, se formaron cuencas (*grabens*) que fueron rellenadas por conglomerados que aparecen prácticamente en toda la Mesa Central. Finalmente, todo esto dio paso a un régimen extensional conocido como “extensión tipo *Basin and Range*”, en el cual, existe un fallamiento normal en donde los bloques basculan

hacia el NE (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Dickinson, 2002; Tristán-González, *et al.*, 2009a; Río-Varela, *et al.*, 2020).

2.1.3 La provincia Basin and Range

La provincia “*Basin and Range*” (Cuencas y Sierras) es una provincia extensional de edad cenozoica que presenta una configuración y geometría interna, resultado de múltiples fases superpuestas de deformación extensional impulsadas por varios ciclos geodinámicos (Dickinson, 2002). La extensión comenzó por lo menos en el Oligoceno en toda la mitad oriental de la SMOc, provocando la formación de *grabens* (cuencas) limitados por fallas de alto ángulo y tendencia regional de noroeste a noreste que se extienden desde la frontera entre Estados Unidos y México, hasta el eje Neovolcánico (Figura 5) (Ferrari, *et al.*, 2005).

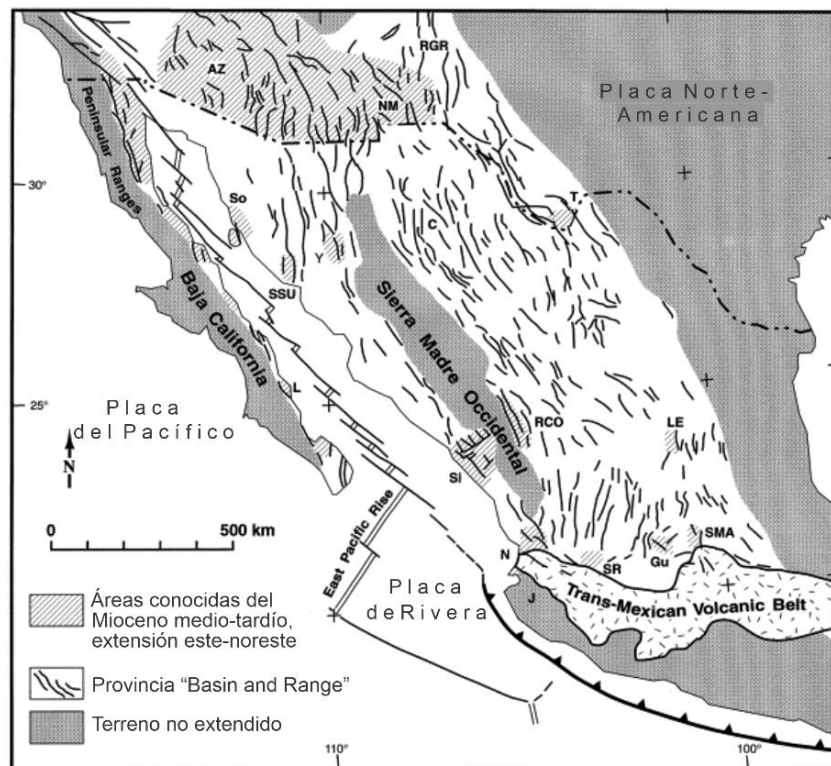


Figura 5. Esquema tectónico de México mostrando las áreas sometidas a deformación por extensión, se extiende desde la frontera con Estados Unidos de América hasta el eje Neovolcánico (Tomado y modificado de Henry y Aranda-Gómez., 2000).

Aranda-Gómez *et al.* (2000) agregan que el fallamiento “*Basin and Range*” ocurrió entre al menos 32 Ma y 12 Ma; dividido en al menos cuatro pulsos de actividad: 32-27 Ma, 24-20 Ma, 12-10 Ma y < 5 Ma, en los cuales se relaciona el fallamiento con la emisión de rocas volcánicas ya que como se mencionó anteriormente estos eventos ocurrieron de manera sincrónica. Siendo el volcanismo y fallamiento los eventos de mayor relevancia al menos para la Mesa Central en este lapso. Sin embargo, centrándonos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), Tristán-González *et al.* (2009a) destaca un evento de extensión máxima entre 32 y 29 Ma, que estuvo acompañado por un episodio volcánico syn-extensional que produjo ignimbritas félsicas voluminosas y domos de lava (latita Portezuelo y riolita San Miguelito en el Complejo Volcánico Sierra San Miguelito) que fecharon entre 32 y 29 Ma. Según Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003), el estallido de ignimbritas coincidió en el tiempo con el fallamiento producto del “*Basin and Range*”. Además, Henry y Aranda-Gómez (1992) sugieren que la extensión ENE a NE comenzó a los 32 Ma., tomando como referencia vetas de relleno de cavidad orientadas en dirección NNW a NW (Como se citó en Henry y Aranda-Gómez, 2000). En el lapso de 28 y 25 Ma la extensión fue más intensa, lo cual generó fallas normales (que en la Sierra de San Miguelito definen un arreglo de bloques tipo dominó). Las fallas sirvieron como conductos de ascenso para el miembro inferior de la riolita Panalillo y conforme profundizó el fallamiento, dio lugar a la expulsión de magma máfico que se mezcló con el magma félsico lo cual fue interpretado como actividad bimodal (Torres-Aguilera, 2005; Torres-Aguilera y Rodríguez-Ríos, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009b). Igualmente, el miembro inferior de la riolita Panalillo (en la zona de estudio) se encuentra basculado por efecto de las fallas normales de la extensión tardía del “*Basin and Range*”, mientras que en las mesetas formadas en la parte centro de la Mesa Central encontramos esta unidad casi horizontal (por ejemplo, Peñón Blanco) (Tristán-González y Gutiérrez-Palomares, 2011). Durante los 23 y 21 Ma Tristán-González *et al.* (2009a) refiere que este lapso estuvo marcado por erupciones esporádicas de basaltos a través de fallas principalmente en la parte sur y sur-poniente de la Sierra de San Miguelito. Finalmente, simultáneo a los pulsos del volcanismo asociado a subducción, hubo expulsión de basaltos intraplaca de

edad cuaternario que se sobreponen sobre algunos complejos del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Tristán-González *et al.*, 2009a).

2.1.4 Estructuras cenozoicas mayores

La Mesa Central (MC) está limitada por varias estructuras: en el límite sur por la falla del Bajío, la cual es considerada como un conjunto de fallas que forman un semigraben que se extiende desde León hasta Celaya (Río-Varela *et al.*, 2020). Al oriente tenemos el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; el cual está constituido por un sistema de fallas normales de dirección N-S y que va desde la ciudad de Querétaro, San Miguel de Allende y más al norte de la Sierra de Catorce, formando el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (Figura 6) (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Limitando el sector sur al occidente, tenemos el graben de Aguascalientes el cual limita la Mesa Central de la Sierra Madre Occidental, al norte por el Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental. El occidente de la MC se encuentra limitado por un gran lineamiento de dirección NW-SE que se extiende desde San Luis de la Paz, Gto., hasta Tepehuanes y recibe el nombre de sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, el cual muestra evidencia de actividad durante el Eoceno y Oligoceno, y que Loza-Aguirre *et al.* (2012) agregan que se divide al menos en tres fases de deformación, la primera entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano, este lapso estuvo dominado por esfuerzos que originaron fallas de rumbo NW y NNW, la segunda en el Mioceno temprano a Mioceno medio en la cual se reactivaron las estructuras previamente formadas y finalmente en el Plioceno y el Cuaternario se formaron fallas menores de rumbo NE (Botero-Santa *et al.*, 2020). En la Sierra de San Miguelito este sistema ha sido ampliamente estudiado (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992,1993,1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Xu *et al.*, 2004, 2008), formado por una serie de estructuras de rumbo NW-SE las cuales forman un arreglo tipo “dominó” denominado así por Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992,1993,1994. Produciendo una extensión con dirección NE-SW del 20% (Xu *et al.*, 2004).

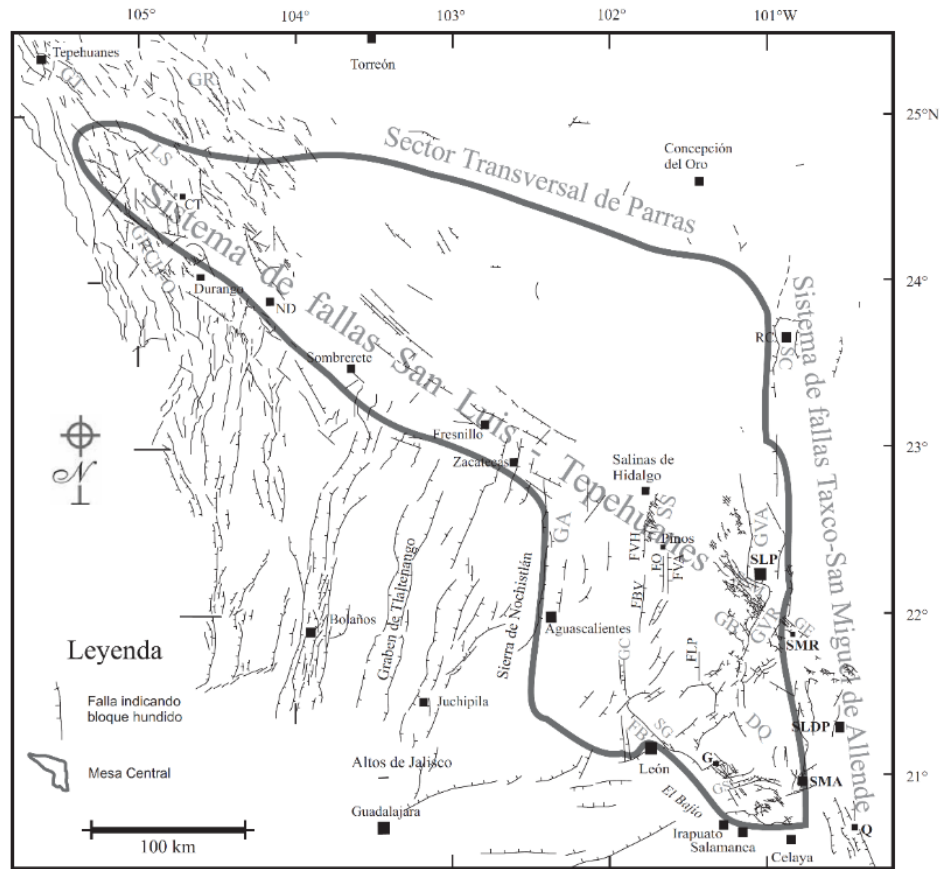


Figura 6. Mapa que muestra la localización de las principales estructuras que delimitan a la Mesa Central. El límite sur por la falla del Bajío, al oriente tenemos el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, el occidente por el Sistema de fallas San Luis Tepehuanes y finalmente al suroeste, tenemos el graben de Aguascalientes (Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* 2005).

I. Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende

El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTMA) es una estructura mayor de rumbo NNW-SSE con más de 500 km de longitud y hasta 35 km de ancho (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Esta estructura marca el límite oriental de la MC y está constituido por fallas normales de dirección N-S como se observa en la figura 6. Se extiende desde la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, San Luis de la Paz, San Miguel de Allende y finaliza en la ciudad de Querétaro. La edad de actividad para este sistema de fallas según Nieto-Samaniego *et al.* (2005) varía de norte a sur de Oligoceno en la región

central (San Luis Potosí) a Mioceno hacia el límite sur (San Miguel de Allende/Querétaro).

II. Falla del Bajío

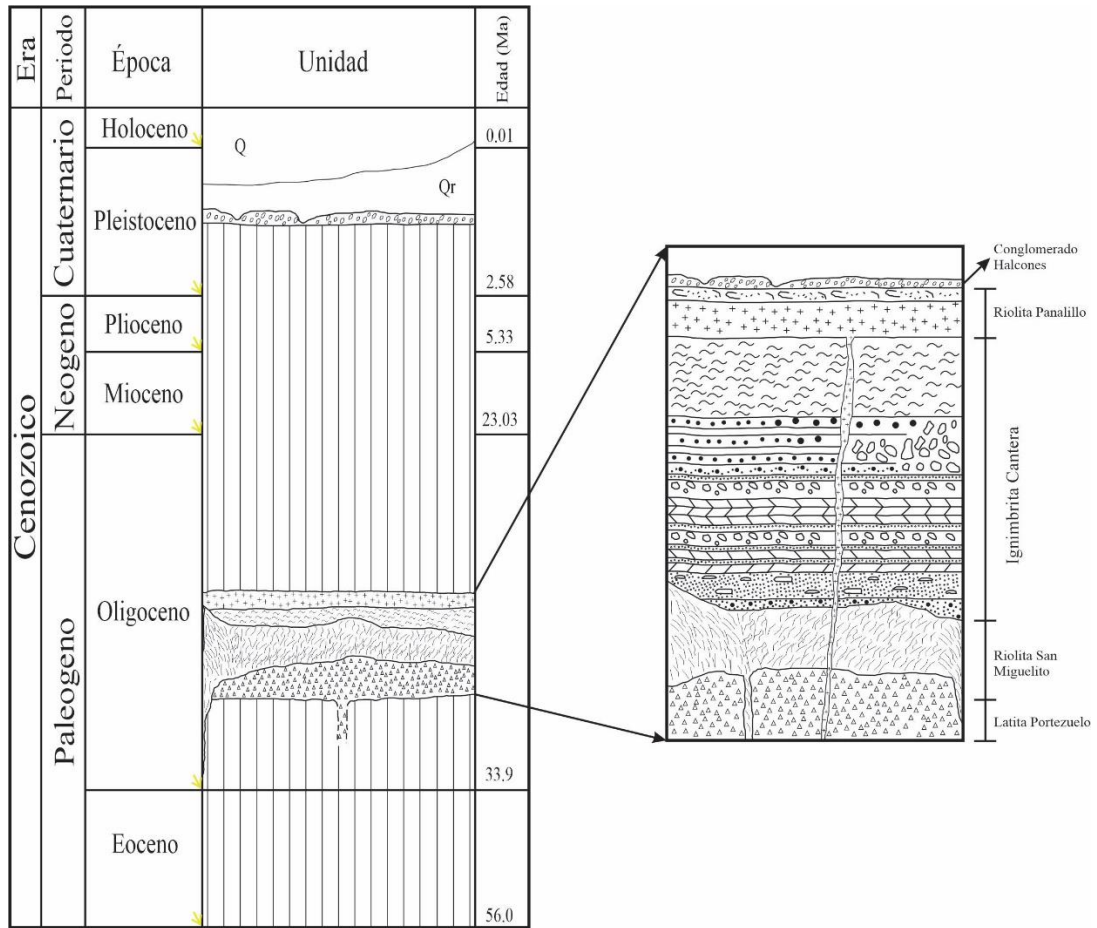
Este sistema de orientación NW-SE que es paralelo a la falla del Bajío, la cual está constituida por un sistema de fallas bien definido que forma el frente de la Sierra de Guanajuato tuvo actividad documentada desde el Oligoceno al Mioceno medio, sincrónico al graben de Aguascalientes (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001 y Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Además, Río-Varela *et al.* (2020) y Nieto-Samaniego *et al.* (2005) indican que como parte del Sistema Falla del Bajío está el conjunto de fallas que forman el semigraben que se extiende desde León hasta Celaya, en donde, el bloque levantado está constituido por las sierras de Guanajuato y Codornices, y el bloque hundido es la cuenca de El Bajío.

III. Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes

Este sistema de fallas se observa bastante claro en la figura 6, es un sistema de dirección NW-SE que abarca desde San Luis de la Paz, Gto., hasta Tepehuanes, Dgo., y además muestra evidencias de actividad durante el Eoceno y Oligoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Este sistema ha sido estudiado ampliamente en la Sierra de San Miguelito (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Xu *et al.*, 2004, 2008) y refieren que está caracterizado por fallas normales escalonadas. Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992; 1993; 1994) señalan que de manera regional estas fallas de rumbo NW-SE exponen un arreglo que denominan tipo “dominó”.

2.2. Marco geológico local

El presente trabajo se desarrolló en la parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí, específicamente en el Complejo Volcánico Sierra San Miguelito, el cual se encuentra localizado en el Estado de San Luis Potosí (Tristán-González *et al.*, 2009b). Estudios detallados de Labarthe-Hernández *et al.* (1982); Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992); Aguillón-Robles *et al.* (1994); Torres-Hernández *et al.* (2014), reportan nueve unidades de productos volcánicos de edad Oligoceno medio y Mioceno que completan la estratigrafía del CVSSM. La estratigrafía de la zona de estudio está integrada sólo por siete unidades, las cuales fueron propuestas por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1979) en la cartografía geológica Hoja “Tepetate”, S.L.P., con el objetivo de definir la estratigrafía y posición de las rocas volcánicas. Enseguida, Labarthe-Hernández *et al.* (1982) definen las unidades estratigráficas como formaciones geológicas y determinan la edad de 7 unidades por el método K/Ar, asignando de manera firme la posición estratigráfica de cada una de las unidades y consolidando su excelente trabajo cartográfico.



Geovanni Ortiz.

LEYENDA

- Q Aluvión
- Qr Suelo residual
- Conglomerado Halcones
- ~ Riolita Panalillo (Miembro superior)
- Riolita Panalillo (Miembro inferior)
- ~ Ignimbrita Cantera
- ~ Riolita San Miguelito
- Latita Portezuelo
- | | | | No depósito o erosión

Figura 7. Columna estratigráfica de la zona de estudio, en el recuadro ubicado en la parte derecha de la figura se esquematiza los cuatro miembros correspondientes a la unidad ignimbrita Cantera documentados por Labarthe-Hernández *et al.* (1982). (Tomado y modificado de Torres-Hernández *et al.* 2006).

A continuación, se describen las formaciones que integran la zona de estudio, tomando como base los trabajos publicados como folletos técnicos principalmente (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; 1993; 1994), artículos de investigación de la zona de estudio (Torres-Hernández *et al.*, 2006; Torres-Hernández *et al.*, 2012; Tristán-González *et al.*, 2009; Torres-Sánchez *et al.*, 2019) y observaciones que se hicieron en la etapa de campo.

a) Latita Portezuelo (Tlp).

(Oligoceno).

(30.6 ± 1.5 Ma.)

Esta unidad fue propuesta formalmente como latita Portezuelo (Tlp), considerando su localidad tipo en los cerros inmediatamente al oriente del poblado de Portezuelo, S.L.P. (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Se trata de una unidad lávica de textura holocristalina y tonalidades grisáceos, presenta una estructura fluidal y se puede observar el fracturamiento columnar característico de estas rocas. Es la unidad más antigua que aflora en la zona de estudio, sólo encontramos un pequeño afloramiento en la parte norte de la zona de estudio, del cual se desconoce el espesor.

b) Riolita San Miguelito (Tsm).

(Oligoceno).

(30.1 ± 1.5 Ma.)

Labarthe-Hernández *et al.* (1982) asigna el nombre a la riolita San Miguelito (Tsm) considerando su localidad tipo en la estribación norte de la Sierra de San Miguelito. Esta formación aparece mayormente en la parte noroeste y oeste de la zona de estudio. Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) dividen esta formación en cuatro unidades: (1) En la base tenemos como unidad tefra basal (Tsmb), la cual consiste en una toba pobremente estratificada que no observamos en nuestra zona de estudio. (2) brecha de desintegración (Tsmo), se observa en el campo como ceniza de color amarillento, la cual

contiene fragmentos de vitrófido (Figura 8). (3) riolita desvitrificada central (Tsm), está unidad aflora mayormente en la zona de estudio (Figura 9). Corresponde a flujos de lava riolíticos tabulares de color gris verdoso/rosáceo y textura holocristalina. Estos flujos lávicos se pueden observar de manera espectacular sobre el Lib. Pte. de San Luis Potosí, los cuales se observan dispuestos verticalmente, lo cual nos indica que nos encontramos en su parte alta/superior. Asociadas con la zona fuente de esta unidad, encontramos estructuras geopetales, resultado de la liberación de volátiles durante el proceso de desvitrificación. (4) caparazón (Tsmc), transicionalmente aparece un caparazón el cual consiste en una mezcla de materiales piroclásticos y vitrófido negro o gris verdoso. El espesor máximo de esta formación es aproximadamente de 350 m, estimado a partir de las diferencias de elevación.

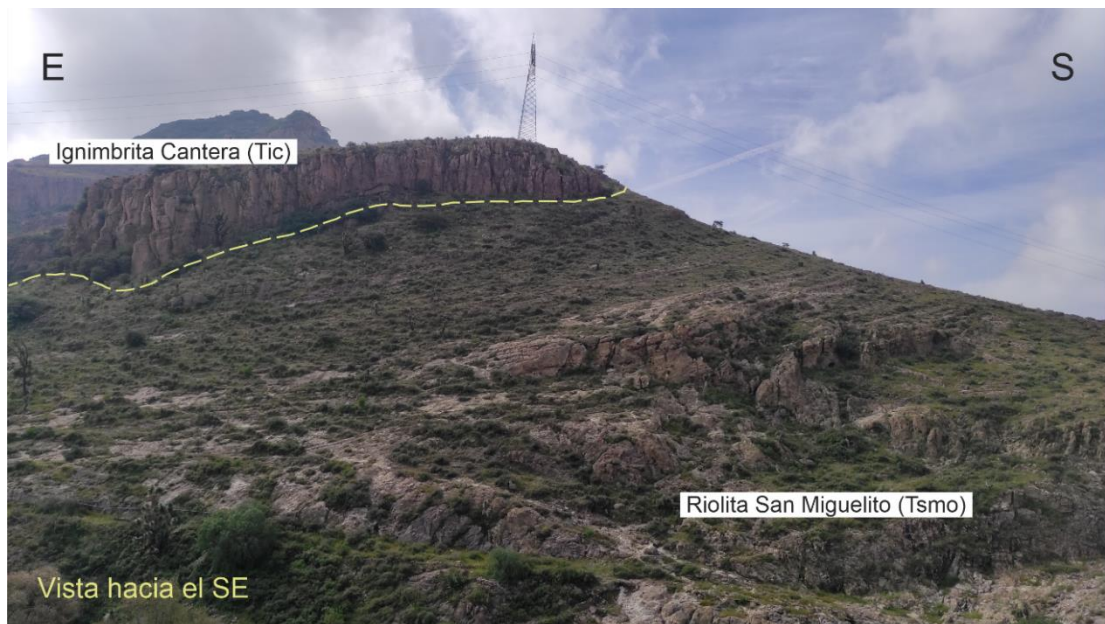


Figura 8. Subyaciendo a la ignimbrita Cantera (Tic), se puede observar la brecha de desintegración, el cual es dividido como una unidad por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) y que conforma a la formación de la riolita San Miguelito.



Figura 9. Apariencia general de la riolita San Miguelito (Tsm). Denotado con línea punteada y color amarillo se resaltan los flujos de las lavas de composición riolítica (Para más información ver el texto).

c) Ignimbrita Cantera (Tic)

(Oligoceno).

(29.0 ± 1.5 Ma.)

El nombre de esta unidad fue asignado por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) considerando su localidad tipo el Arroyo de la Cantera ubicado en Los Arroyos, S.L.P.

Esta formación cubre la mayor parte de la zona de estudio y Labarthe-Hernández y Jiménez- López (1992) dividen esta formación en dos unidades: (1) base sin soldar (Tic), la cual consiste en cenizas de composición riolítica y se observa en el campo mayormente en tonalidades blanquecinas posiblemente por la presencia de fenocristales de cuarzo y plagioclasas. (2) Ignimbrita Cantera soldada (Tics), esta unidad consiste en cenizas bien soldadas, posiblemente por el calor liberado por la unidad que sobreyace y que actúo sobre esta unidad. Es de color gris-rosáceo/rojizo y presenta un fracturamiento columnar

característico (Figura 10). Es característico observar pómez no colapsada en la parte superior de la unidad y colapsada en la base. Esto debido al proceso de depositación y diagénesis. Es importante resaltarlo, ya que al observarlo en el campo nos ayuda a interpretar a que nivel nos encontramos al menos en esta formación (Figura 11). El espesor de esta formación en la parte suroeste de la zona de estudio es de aproximadamente 150 m y en la parte central es de ~100 m.



Figura 10. En la parte inferior derecha de la figura se puede observar de tonalidades claras (blanquecinas), la unidad sin soldar de la formación ignimbrita Cantera. Sobre esta unidad tenemos la parte soldada de la ignimbrita Cantera, la cual presenta un fracturamiento columnar particular



Figura 11. Apariencia general de la ignimbrita Cantera soldada (Tics), en el rectángulo de línea continua de color negro se puede observar un clasto de pómez que se depositó durante su emplazamiento y son característicos observarlos en esta formación.

d) Riolita Panalillo (Tap, Trp)

(Oligoceno).

(26.8 ± 1.3 Ma.)

Propuesta formalmente por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) como riolita Panalillo (Trp), (Tap), considerando como su localidad tipo al poblado de Panalillo, ubicado en S.L.P.

Labarthe-Hernández *et al.* (1982) dividen esta formación en un Miembro Inferior (Tap) y un Miembro Superior (Trp). El Miembro Inferior (Tap) consiste en una secuencia de flujos y oleadas piroclásticas de composición riolítica, las cuales se encuentran bien estratificadas (Figura 12 A), representando los eventos que dieron origen a esta unidad. En el campo esta unidad se observa de color blanco amarillento y en algunos sitios un poco rojiza o marrón, debido a la presencia de líticos. En el campo se observaron bloques

de ignimbrita Cantera embebidos en la riolita Panalillo (Figura 12 B), lo cual interpretamos que, a causa del movimiento gravitacional, los bloques que quedaron desestabilizados durante los eventos explosivos que generaron los eventos piroclásticos, cayeron y quedaron embebidos. El espesor de este Miembro en la zona de estudio es de ~80 m, obtenido a partir de la diferencia de las curvas de nivel en la zona de estudio.

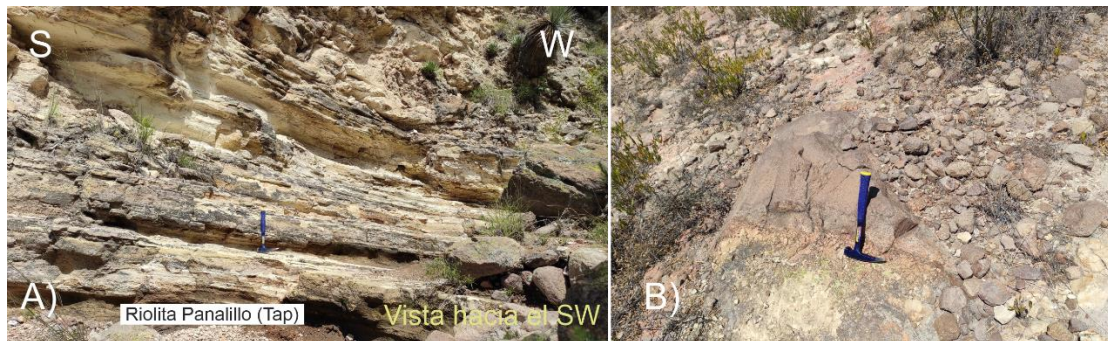


Figura 12. A) Aspecto común del Miembro Inferior de la riolita Panalillo (Tap), en el cual se puede observar los estratos que representan los eventos que dieron lugar a su formación. B) Bloque de ignimbrita Cantera soldada (Tics) embebido parcialmente en el Miembro Inferior de la riolita Panalillo (Tap).

El Miembro Superior (Trp) es un flujo de cenizas riolítico que se puede observar de dos maneras diferentes en el campo: (1) como una roca de color rosado y de textura microcristalina que presenta gran número de pómez colapsada (“*fiammes*”). (2) esta puede ser más fácil de reconocer en el campo, debido a que presenta muchas esferulitas que varían su tamaño de 0.5 cm hasta 5 cm y se encuentran rellenas principalmente de calcedonia y/o cuarzo botroidal, debido a que es una ignimbrita muy bien soldada y de carácter reomórfico (Torres-Hernández, 2009). También se observa formando mesetas casi horizontales (dispuestas a aproximadamente 10° para la zona de estudio), de espesor aproximadamente de 25 m y con fracturamiento columnar (Figura 13). Algo a notar respecto a esta unidad es que sirvió como parámetro para determinar el lapso en el que estuvo sometida esta porción de la Mesa Central a la tectónica extensional Cenozoica, ya que Labarthe-Hernández *et al.* (1982) da a conocer que un basculamiento regional afecta a todas las unidades volcánicas, excepto, el Miembro Superior de la riolita Panalillo (Trp).

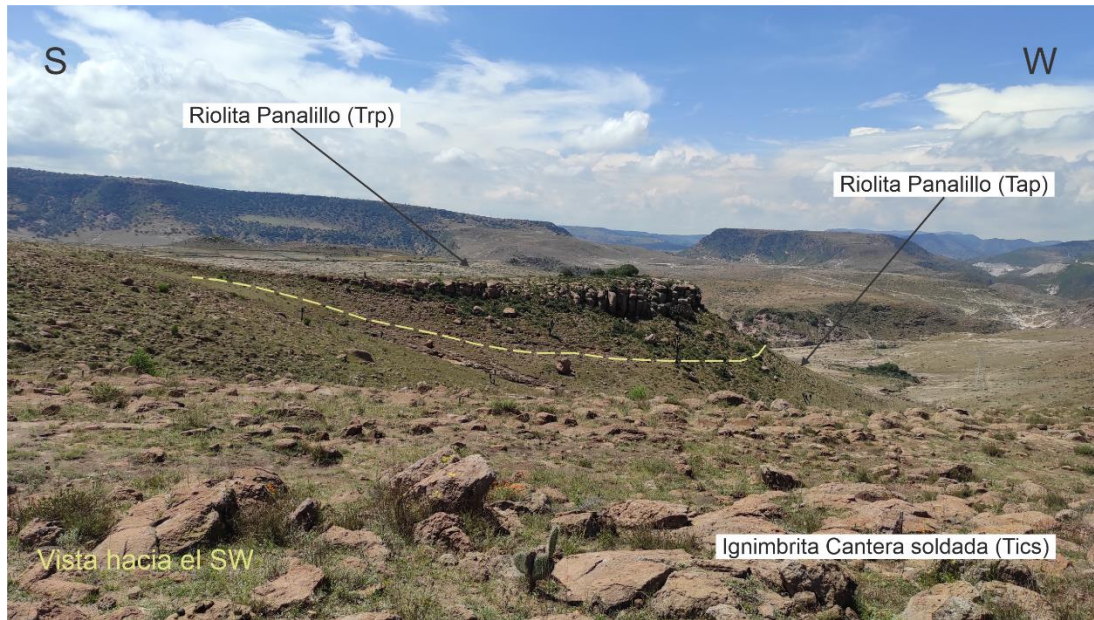


Figura 13. Al fondo de la figura se puede observar una meseta casi horizontal y con fracturamiento columnar característico del Miembro Superior (Trp) de la riolita Panalillo. La fotografía fue tomada desde la coordenada 287530 E y 2445267 N.

e) Conglomerado Halcones (Tcgh)

El conglomerado Halcones (Tcgh) es un conglomerado polimíctico, que está conformado por clastos mayormente de basalto y riolita, y en menor proporción contiene fragmentos de ignimbrita correspondientes a las unidades volcánicas del Oligoceno que se presentan en esta sierra. Los clastos van de forma angular a subredondeada, contiene muy escasa matriz por lo cual está soportado en clastos. Su litificación es incipiente, y el cementante es sílice. Este conglomerado sobreyace a las rocas volcánicas (Figura 14) y tiene un espesor que varía desde 1 m hasta ~ 6 m de espesor.



Figura 14. Apariencia general del conglomerado Halcones (Tcgh) que se puede observar en el Libramiento Poniente de San Luis Potosí. En la figura se puede notar que el conglomerado Halcones se encuentra superpuesto discordantemente sobre el Miembro Inferior de la riolita Panalillo (Tap).

f) Pumicita del Desierto (Qd)

Descrita originalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1979), como un depósito fluvial de material re trabajado (epiclásticos), contiene fragmentos de vidrio de unos cuantos milímetros al menos en el depósito observado en la zona de estudio (14N 283,972 m E, 2,449,024 m N). Es de color blanco amarillento que intemperiza a tonalidades rojizas como se puede observar en la figura 15 y presenta un espesor aproximadamente de 2 m.

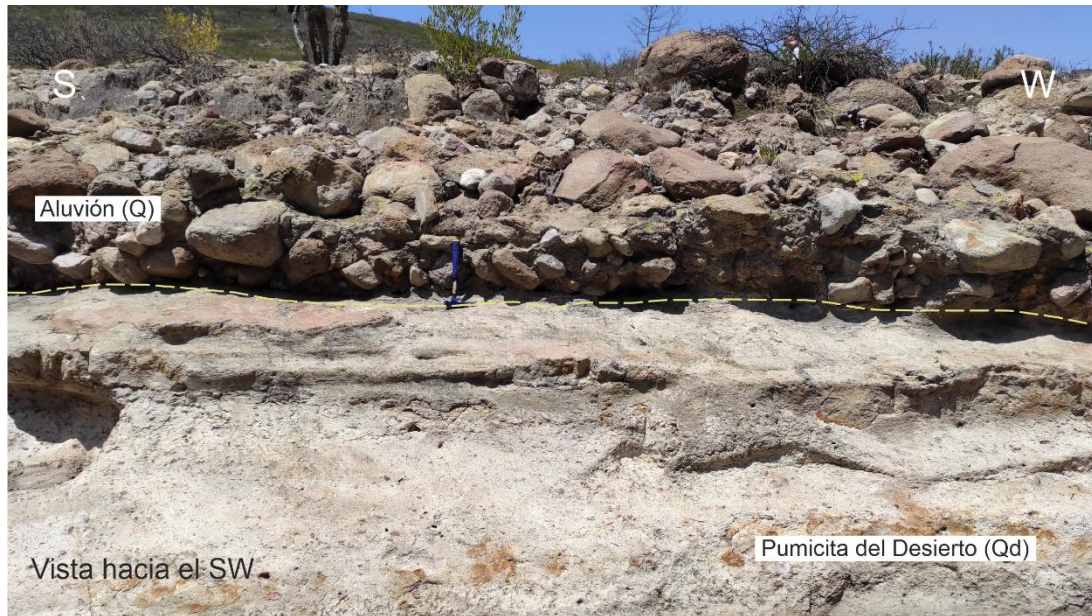


Figura 15. Depósito epiclástico (pumicita del Desierto) observado en la zona de estudio. Encima podemos observar clastos que van desde unos pocos centímetros hasta ~70 cm que conforman al Aluvión (Q).

g) Aluvión (Q)

Finalmente, el aluvión está constituido por material del tamaño de gravas, limos y arcillas que se encuentran sobreyaciendo la pumicita del Desierto (Figura 15).

3. MÉTODOS DE INVERSIÓN DE DESLIZAMIENTO DE FALLAS

En este capítulo se abordan los principales aspectos de la inversión de deslizamiento de fallas utilizado para el desarrollo del presente trabajo de Maestría. De igual manera se explican algunos conceptos que son necesarios conocer para entender el trasfondo de los métodos de inversión, como: la **teoría de fallamiento de Anderson**, **hipótesis de Wallace-Bott**, el **tensor de esfuerzo “reducido”**, **inversión de datos para deslizamiento de fallas**, y algunas de sus implicaciones. Cabe resaltar, que el desarrollo de estos requirió en su momento procesos matemáticos robustos, de tal manera que se recomienda al lector revisar las lecturas citadas para tener un mejor entendimiento de estos. Para terminar, se explica en qué consisten los dos métodos utilizados para determinar la inversión de deslizamiento de fallas en este trabajo de Maestría y el método de inversión de estructuras de tensión.

3.1. Teoría de fallamiento de Anderson

Las fallas son fracturas que separan bloques a través de los cuales (1) el desplazamiento total es visible a simple vista, y (2) la mayor parte del desplazamiento ocurre en paralelo al plano de la falla (Angelier, 1994).

La teoría de fallamiento de Anderson fue propuesta por el geólogo escocés Ernest Masson Anderson (1905). Se basa en la observación, medición de fracturas y el estudio del sistema de fuerzas actuantes en cualquier área, obteniendo como resultado la agrupación de las fallas en tres clases. Anderson y los geólogos contemporáneos encontraron que se podía correlacionar el ángulo de buzamiento de la estructura de falla con el tipo de falla. Se dieron cuenta de que los planos de fallas normales y fallas laterales (*strike-slip*) en general eran muy inclinados y con buzamiento poco profundo, a diferencia de las fallas inversas que solían encontrar con bajos ángulos de inclinación. Al mismo tiempo (Anderson, 1905), observó que las fallas solían estar dispuestas en pares, estando así, a aproximadamente 60° entre sí (fallas conjugadas). Formulando así, la teoría de

fallamiento de Anderson en la cual determina que la simetría de un par de fallas conjugadas debería reflejar las orientaciones de los ejes principales de esfuerzo y que el estado de esfuerzo en una roca estará caracterizado por tres ejes de esfuerzo principales, el esfuerzo de compresión máxima (σ_1), el esfuerzo intermedio (σ_2) y el esfuerzo mínimo (σ_3) (Angelier, 1994).

Lo que nos dice la teoría de fallamiento de Anderson es que casi siempre un eje principal de esfuerzo será vertical y el par de esfuerzos restantes los podremos encontrar casi horizontales en la corteza superior frágil (Figura 16). Para las fallas conjugadas mencionadas anteriormente, las cuales forman ángulos agudos aproximadamente a 60° entre sí, el esfuerzo máximo (σ_1) biseca el ángulo agudo, el esfuerzo mínimo (σ_3) biseca el ángulo obtuso y finalmente el esfuerzo intermedio (σ_2) es paralelo a la línea de intersección entre los dos planos de falla. Con todo y lo anterior, las fallas inversas tienden a tener aproximadamente 30° de buzamiento o deslizamiento (Figura 16 B), las fallas normales alrededor de 60° (Figura 16 A) y las fallas con deslizamiento a rumbo (*strike-slip*) son casi verticales (Figura 16 C).

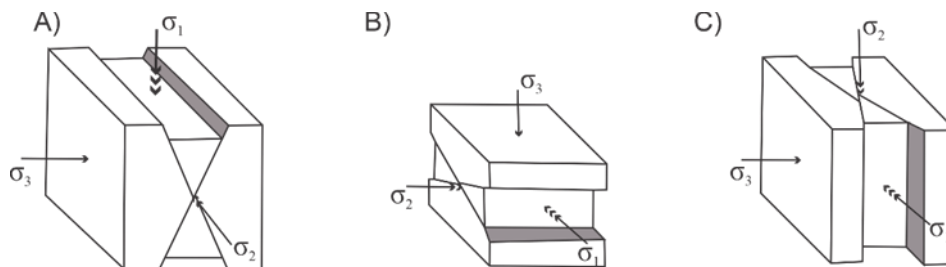


Figura 16. Esquema de la teoría de fallamiento de Anderson. (A) Fallamiento normal; (B) Fallamiento inverso; y (C) Fallamiento con deslizamiento a rumbo (Tomado y modificado de Angelier, 1994).

En suma, si tenemos que un estado de esfuerzo con σ_1 vertical promoverá fallas normales, como resultado tendremos un régimen de esfuerzo normal clasificado por extensión. De igual manera, al tener un estado de esfuerzo con σ_3 vertical impulsará fallas inversas y, por ende, un régimen de esfuerzo inverso. Así, un régimen de esfuerzo a rumbo estará definido por un estado de esfuerzo con σ_2 vertical. No obstante, es importante agregar que tanto se puede tener fallas normales en un régimen de esfuerzo normal, como en un régimen de esfuerzo a rumbo de falla. Por tanto, es importante definir lo que se está

diciendo, ya que, se puede tener fallas inversas, a rumbo y normales, en un régimen lateral. Lo que queremos resaltar, es que dependerá de la orientación de la falla, por ejemplo: en el campo es posible encontrar fallas bien orientadas, invertidas y otras se pueden formar como fallas normales. Esto no está restringido al régimen de esfuerzos que actuó en una zona de estudio, esta información se conocerá hasta levantar toda la información en campo o que el geólogo estructural cuente con la experiencia suficiente para determinarlo conforme se van realizando las mediciones de las estructuras en el campo.

La teoría de fallamiento de Anderson se basa en las consideraciones de simetría y las actitudes de las fallas neoformadas (fractura que se desarrolla durante un evento tectónico) medidas para inferir las orientaciones de los principales ejes del esfuerzo, permitiendo así, resolver sistemas de fallas conjugadas. A partir de esta teoría se tuvo un gran avance hacia la cuantificación de los estados de esfuerzo. Lo anterior, después de razonar y demostrar que el movimiento relativo total de los bloques separados por una falla puede ser reconstruido en términos de dirección y sentido, y en algunas ocasiones en términos de amplitud y trayectoria (Pascal, 2021).

3.2. Hipótesis de Wallace-Bott

A partir de las consideraciones de la teoría de fallamiento de Anderson, Wallace (1951) investigó matemáticamente la variación de los vectores de esfuerzo máximo en función de la orientación. Posteriormente, Bott (1959) analiza los mecanismos que podrían causar fallas por deslizamiento oblicuo cuando un eje de esfuerzos es vertical, estudiando la dinámica de este mecanismo, con el objetivo de conocer las direcciones y sentidos de abundantes fallas (Pascal, 2021). Se supone, que el deslizamiento de la estructura de falla ocurre a lo largo del plano en dirección y sentido del esfuerzo máximo que actúa sobre la masa de roca, en otras palabras, relación esfuerzo-deformación descritas por Wallace (1951) y Bott (1959). A partir de que Wallace y Bott determinan la influencia de la orientación de los deslizamientos de falla con el esfuerzo de cizalla (el cual tiende a inducir el deslizamiento a lo largo de la discontinuidad), Arthaud (1969) y Carey y Brunier

(1974) proponen la Hipótesis de Wallace-Bott. Esta hipótesis expone que en caso de que se proponga un deslizamiento, y siempre que el sistema de esfuerzo/falla pueda considerarse independiente de su entorno (que no esté sujeto a otros factores), el deslizamiento debe de ser paralelo y en el mismo sentido que el esfuerzo cortante o de cizalla. Además, de otras consideraciones que Pascal (2021) resume como:

- (1) El deslizamiento de la falla ocurre paralelo al esfuerzo cortante máximo;
- (2) Las superficies de falla son planas;
- (3) La deformación de los bloques de fallas es insignificante;
- (4) El deslizamiento de la falla es pequeño en comparación con la escala de observación;
- (5) No hay perturbaciones por esfuerzo y, en particular, no hay interacciones de fallas;
- (6) No se produce ninguna rotación a lo largo de las fallas durante el fallamiento;
- (7) Un estado de esfuerzo uniforme prevalece durante un solo evento tectónico.

Esta hipótesis llegó a revolucionar los métodos de inversión de paleoesfuerzos, ya que permite relacionar las fallas con el concepto matemático de esfuerzo de una manera más completa de lo que se tenía con la teoría de fallamiento de Anderson. Justamente esta hipótesis aplicaba a todo tipo de discontinuidades, ya fueran discontinuidades preexistentes reactivadas o fallas neoformadas que presentaban estrías perpendiculares a la línea de intersección de las dos fallas conjugadas propuestas por Anderson en su teoría. Finalmente, Carey y Brunier (1974) y Angelier (1975) proponen un método numérico para inferir los tensores de esfuerzos a partir de los planos de falla y las estrías expuestas en el plano de falla. Este método numérico propone computar los ejes de paleoesfuerzo y una relación de paleoesfuerzo por inversión de un grupo de datos, incluyendo las direcciones de movimiento (definidas por las estrías en el plano de falla) de las diferentes estructuras de falla (Angelier, 1984). A partir de lo propuesto por Carey y Brunier (1974) se pudo

realizar el análisis de grupos de fallas en tiempos relativamente cortos, ya que involucraban métodos numéricos computacionales del tensor de esfuerzo reducido que cada vez se detallaba más.

3.3. Tensor de esfuerzo “reducido”

El tensor de esfuerzo contiene 6 variables, las cuales están conformadas por las direcciones y sentidos del deslizamiento en el plano de falla conocido, al igual que la orientación. Ahora bien, todos los tensores T se obtienen usando la ecuación (2) teniendo la dirección de los principales esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) y la “relación de forma” Φ .

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (1)$$

Donde (σ_1) designa el esfuerzo máximo compresional, (σ_2) esfuerzo intermedio y finalmente, (σ_3) esfuerzo mínimo. Considerando compresión como positiva y extensión negativa ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

Angelier (1990) resalta que: “*ni la adición de un esfuerzo isotrópico ni la multiplicación del tensor por una constante positiva pueden modificar la dirección y el sentido del deslizamiento en cualquier falla. Como consecuencia, siendo el tensor actual T^* , cualquier tensor T resuelve igualmente el problema:*”

$$T = t_1 T^* + t_2 I \quad (2)$$

Donde t_1 y t_2 designan una constante (t_1 positiva) y I la matriz unitaria. Los valores de t_1 y t_2 pueden determinarse a partir de parámetros mecánicos de la roca y adoptar leyes de ruptura-fricción (por ejemplo: Angelier, 1989). Lo cual permite que la relación de forma (Φ) tenga un significado geométrico simple en términos de un diagrama de Mohr, ya que permite relacionar el esfuerzo normal (ν) y el esfuerzo de cizalla (τ) en un gráfico (Figura 17) (Angelier, 1994).

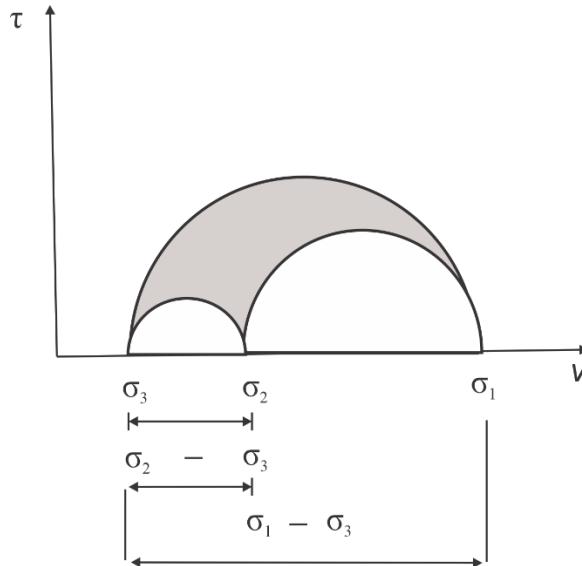


Figura 17. Diagrama de Mohr que relaciona el esfuerzo normal y el esfuerzo de cizalla, a partir del significado de la relación de forma (Φ). Definición. ν , magnitud de esfuerzo normal. τ , magnitud de esfuerzo cortante. σ_1 , σ_2 y σ_3 principales magnitudes de stress (Tomado y modificado de Angelier, 1994).

El problema es que en general no es posible determinar las 6 variables requeridas para calcular el tensor de esfuerzo completo, ya que, dos de las variables son difíciles de estimar: (1) la profundidad de enterramiento de la falla y (2) la presión del fluido intersticial (Yamaji, 2007). Por tal motivo, se adopta el “tensor de esfuerzo reducido”, el cual contiene menos variables independientes que el tensor de esfuerzo completo (es decir, cuatro en lugar de seis). Las variables de las cuales depende este tensor de esfuerzo y que representan las características geométricas del mismo, son: la orientación de los ejes principales σ_1 , σ_2 y σ_3 (los cuales definen la orientación de los esfuerzos). La relación de forma (Φ) de las diferencias de esfuerzo que Angelier (1975) define en la ecuación 1. Esto con base a que $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, ambas diferencias de esfuerzo son positivas y $0 \leq \Phi \leq 1$. A partir de este valor obtendremos el elipsoide de deformación: $\Phi=0$, elipsoide uniaxial “alargado” y $\Phi=1$, elipsoide uniaxial “aplastado/achatado” (Figura 18) (Angelier, 1994). Lo cual nos definirá los esfuerzos uniaxiales y debe destacarse que la relación de forma (Φ) influye en la dirección de deslizamiento tanto como las orientaciones de los ejes principales σ_1 , σ_2 y σ_3 (Yamaji, 2007).

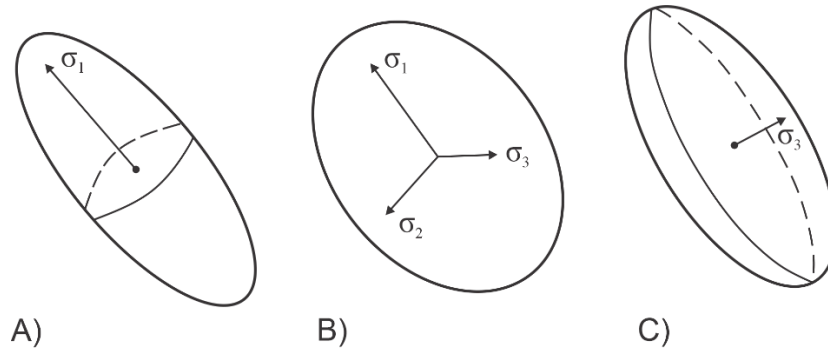


Figura 18. Elipsoides de deformación. A) Elipsoide uniaxial “alargado”. B) elipsoide triaxial. C) elipsoide uniaxial “aplastado/achatado”. (Tomado y modificado de Angelier, 1994).

Siguiendo a Angelier (1994), nos dice que el elipsoide de esfuerzo está descrito por un tensor de esfuerzo, \mathbf{T} , que describe en forma matricial de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} a & d & f \\ d & b & e \\ f & e & c \end{pmatrix}$$

Y que definido en un sistema de coordenadas por los ejes de esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) tiene la siguiente expresión:

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

Después de un tratamiento matemático (ver Angelier, 1994), determina que:

$$\sigma = \nu + \tau$$

Donde ν , es el vector de esfuerzo normal. τ , magnitud de esfuerzo cortante. σ , vector de esfuerzo. Y de acuerdo con Angelier (1994), el vector de esfuerzo, σ , que actúa sobre el plano de debilidad F (Figura 19) se puede considerar como dos componentes de esfuerzos perpendiculares, el esfuerzo normal (ν) perpendicular a F y el esfuerzo de cizalla (τ) paralelo a F ; $\sigma = \nu + \tau$.

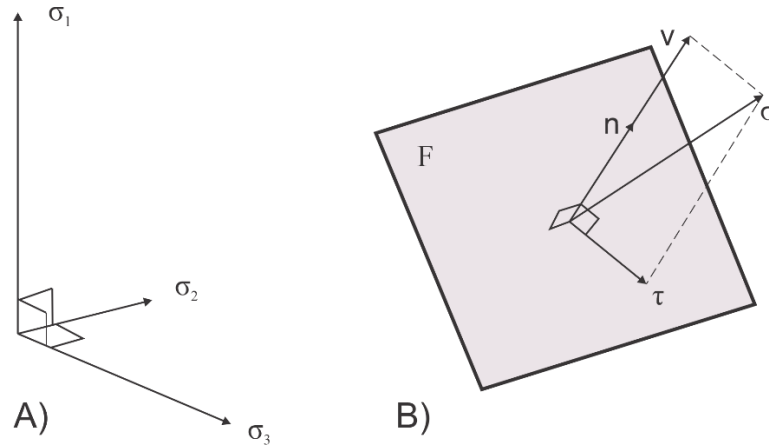


Figura 19. (A) Estados de esfuerzo. (B) Plano de debilidad activado como falla. F, plano de falla; σ , vector de esfuerzo actuante sobre el plano de debilidad; v , esfuerzo normal perpendicular a F y τ , esfuerzo de cizalla paralelo al plano de falla (Tomado y modificado de Angelier, 1994).

La finalidad de los tensores de esfuerzos reducidos es obtener la mayor información sobre las magnitudes de esfuerzo del campo de estudio y su relación de esfuerzo-deslizamiento. Ya que, cada deslizamiento de falla involucra el tensor de esfuerzo y el esfuerzo de cizalla (el cual tiende a inducir el deslizamiento a lo largo de la discontinuidad), lo cual necesita cuatro variables distintas que se aprovechan para determinar el tensor de esfuerzo reducido. Para conocer más sobre el desarrollo matemático, se recomienda al lector revisar, Angelier, (1994); Yamaji, (2007); Pascal (2021).

3.4. Inversión de datos para deslizamientos de fallas

Según Angelier (1994), una característica que resaltar del análisis de fallas desde aproximadamente 1980 es el desarrollo de reconstrucciones numéricas de paleoesfuerzos utilizando conjuntos de datos de deslizamiento de fallas. Esto a partir de la relación esfuerzo-deformación descrita por Wallace (1951) y Bott (1959). Posteriormente Carey y Brunier (1974) introdujeron los métodos numéricos computacionales para determinar el tensor de esfuerzo reducido para conjuntos de datos de deslizamiento, lo cual revolucionó el concepto de la inversión de deslizamiento de fallas. Tomando esto como punto de partida, se ha ido detallando y realizando mejoras a la metodología planteada.

3.5. Métodos utilizados para la determinación del tensor de esfuerzo

En el presente subcapítulo se explica brevemente en que consiste cada uno de los métodos aplicados en la metodología del presente escrito de tesis para el cálculo de inversión de deslizamiento de fallas para cada una de las estaciones definidas en la zona de estudio. Además, se describe el método de inversión de fracturas de tensión desarrollado recientemente por Yamaji y Sato, (2011).

3.5.1. Inversión directa

El método de inversión directa fue presentado por Angelier (1990), como un método para determinar el esfuerzo reducido a partir de las 4 variables (σ_1 , σ_2 , σ_3 y Φ) mencionadas y explicadas previamente. Las cuales son obtenidas a partir de las mediciones de deslizamiento de fallas en el campo. Considerado desde dos puntos de vista como lo describe Angelier (1990), en el cual el primero es apreciado desde el punto de vista computacional, en donde la inversión de los datos de deslizamiento de fallas se realiza de manera directa mediante medios analíticos y por ende el proceso es sumamente rápido. El segundo punto de vista es el físico, en el cual determina que el método apunta de manera simultánea a: “(i) minimizar los ángulos entre el esfuerzo cortante teórico y el vector de deslizamiento real y (ii) tener magnitudes relativas de esfuerzo cortante lo suficientemente grandes como para inducir el deslizamiento a pesar de la cohesión y la fricción de la roca”.

La importancia que recae sobre la introducción de este método de inversión directa es que logró la incorporación del requisito de que el esfuerzo cortante relativo debe ser mayor para que de esta manera se produzca el deslizamiento. Así mismo, este método se caracterizó por el fácil uso en la computadora gracias al diseño amigable del programa.

Posteriormente, el método de inversión directa propuesto por Angelier (1990) es mejorado por Mostafa (2005). En el cual, por iteración se actualizan entre sí hasta que convergen en valores fijos. En suma, el método de Mostafa (2005) da una idea de la determinación de los ejes de esfuerzo. Porque empieza con una solución que es la de Angelier (1990), y ubica un símbolo, posteriormente lo que hace Mostafa es que reitera

las cosas hasta que tengan estabilidad por medio de iteración. Mejorando así, la solución final.

3.5.2. *Función de optimización F5*

Para comenzar, debemos mencionar que todas estas funciones se basan en el mismo principio físico (es decir, la hipótesis de Wallace-Bott). Para el caso de la función de optimización F5 un tensor de esfuerzo reducido se ajusta progresivamente al conjunto de datos mediante un procedimiento que implica una prueba iterativa de varios tensores de esfuerzo. Calculando el esfuerzo resuelto para los planos de falla y determinando una función de optimización (Delvaux, 2012).

Esta función de optimización consta de dos condiciones: (1) el primer término explota la parte direccional del esfuerzo cortante resuelto (orientación y sentido) para minimizar un ángulo de desajuste. (2) el segundo término explota las magnitudes resueltas para optimizar las magnitudes de los esfuerzos cortantes y normales resueltos para favorecer el deslizamiento en el plano (Delvaux, 2012).

Finalmente, es importante mencionar que las ecuaciones se vuelven bastante largas y complejas, de tal manera que, es de gran ayuda poder determinar el tensor de esfuerzo con ayuda del programa *Win-Tensor* desarrollado por Delvaux (2012).

3.5.3. *Inversión de fracturas de extensión*

Yamaji y Sato (2011) presentan un método de agrupamiento para las orientaciones de las fracturas de extensión (por ejemplo, vetas y diques) utilizando distribuciones mixtas de Bingham. A partir de que Bingham (1974) define que los polos a las características planas del mismo origen forman un grupo elíptico (Figura 20) que se aproxima por una distribución de Bingham (Yamaji y Sato, 2011). Es necesario considerar también, que el método viene originalmente del método gráfico de Jolly y Sanderson (1997) en el cual relacionan los dos factores de los que depende la apertura de una fractura: (1) la presión del fluido y (2) el régimen de esfuerzos. En donde, la presión del fluido debe de ser mayor al esfuerzo normal para que ocurra la apertura de la fractura. Baer *et al.* (1994) y Jolly y Sanderson (1997) hacen uso del círculo de Mohr para examinar los esfuerzos y presiones

de fluidos que controlan la apertura de la fractura. Obteniendo como resultado el rango de orientaciones de las fracturas que pueden abrirse a medida que la presión del fluido aumenta, así como la dirección de apertura (ver Jolly y Sanderson, 1997 para detalles).

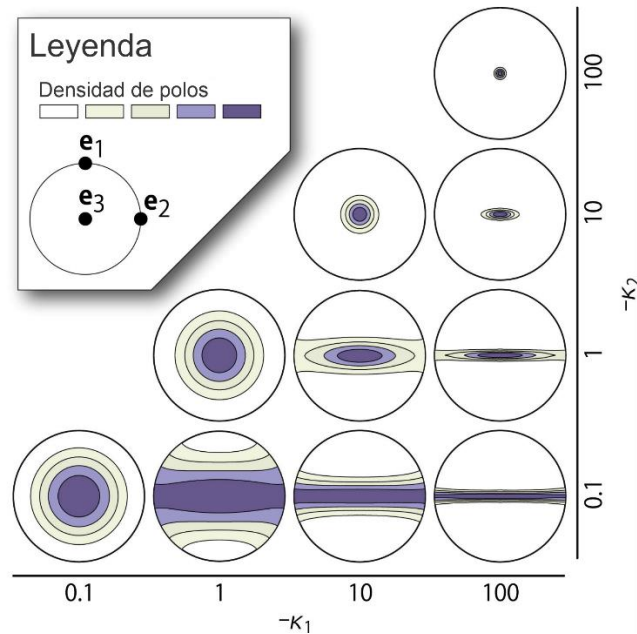


Figura 20. Forma de la distribución de polos de Bingham con diferentes valores de $-k_1$ y $-k_2$. Los parámetros emparejados k_1 y k_2 , distinguen distribuciones uniformes, elípticas y de faja, son de signo negativo y sus valores absolutos indican la concentración de puntos de datos de e_3 a e_1 y de e_1 a e_2 . Las distribuciones tienen simetría ortorrómbica, lo que significa que son simétricas con respecto a los planos perpendiculares a los vectores unitarios, e_1 , e_2 y e_3 (Tomado y modificado de Yamaji y Sato, 2011).

Entonces, Yamaji y Sato (2011) interpretan que cuando se ajusta una distribución mixta de Bingham a la distribución de orientación de fracturas de tensión, es posible interpretar los ejes de simetría de cada componente de Bingham como los ejes principales de los paleoesfuerzos que actuaron y originaron estas estructuras. Y, los parámetros de concentración, definido por los valores absolutos de $|k_1|$ y $|k_2|$, indican la concentración de puntos de datos de e_3 a e_1 y de e_1 a e_2 (Figura 20) y que se convierten en relaciones de esfuerzos (Yamaji y Sato, 2011).

Básicamente, lo que hace Yamaji y Sato (2011) es estadísticas de Bingham en donde los ejes y la simetría de la distribución de Bingham da directamente los ejes de

esfuerzos. Después, calcula el valor de ϕ (Φ) en función de la forma de la distribución. Es un método de agrupamiento para tratar con datos de orientación heterogéneos, la distribución de Bingham con los polos de los diques.

Para saber más sobre el desarrollo del método de inversión de fracturas de tensión, se recomienda al lector consultar el capítulo 5 del libro “*Paleostress Inversión Techniques Methods and Applications for Tectonics*”, (Pascal, 2021).

4. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO

En el presente apartado se describe la metodología a seguir en trabajos de deformación en la tectónica frágil, así como sus implicaciones. Cabe mencionar que, para entender la cinemática de las estructuras de falla, al igual que determinar las principales direcciones de los esfuerzos que actúan en una zona determinada, se involucra la documentación a detalle de los datos estructurales y sus indicadores cinemáticos, para posteriormente integrar la información y así restringir las orientaciones de los paleotensores, para finalmente, establecer un modelo estructural que nos ayude a interpretar la evolución tectónica del área en cuestión.

A continuación, se detalla el proceso en el cual se llevó a cabo el presente estudio, junto con las herramientas y programas utilizados para la recolección de los datos en campo y el procesamiento de la información que ayudaron a determinar lo antes mencionado.

Como premisa podemos decir que una falla se describe geoméricamente mediante: (1) la dirección de buzamiento del plano de falla, que varía de 0 a 360°, (2) la inclinación o buzamiento del plano de falla, que varía de 0 a 90° y (3) el ángulo de la estría en el plano de falla que indica la orientación y sentido del deslizamiento. Este último, es el ángulo entre la línea horizontal del plano de falla (dirección de buzamiento del plano de falla o rumbo) y la lineación o estría (considerando que, una “estría”, es una lineación que se da como respuesta en general a la acción abrasiva de un plano de falla sobre el otro, conocido como espejo de falla, de acuerdo con Doblas, 1987). Comúnmente, en el espejo de falla se pueden observar estas líneas de deslizamiento o estrías que indican la dirección del movimiento (Doblas, 1987; Angelier, 1989; Pascal, 2021). La presencia de estrías e indicadores cinemáticos en los planos de falla permite determinar de manera eficaz la cinemática de la estructura de falla, por lo tanto, el análisis detallado de los indicadores cinemáticos ubicados en las discontinuidades generadas por un desplazamiento de corte visible está relacionado con una serie de actividades que cumplen la función de localizar,

medir, analizar y describir los principales componentes para determinar la cinemática de las estructuras de falla. En suma, para determinar la orientación del deslizamiento en las estructuras de falla es la observación y medición de las estrías en la superficie de falla, ya que la actitud y varias características asimétricas de las estrías revelan la orientación del deslizamiento de falla.

Para este estudio llevado a cabo en la parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí, se analizan 116 mediciones de discontinuidades de corte con las cuales se determinan los principales tensores de esfuerzo mediante métodos de inversión de deslizamientos de fallas. Es necesario resaltar que la medición repetida de un lugar a otro a lo largo de fallas importantes no sólo proporciona un conocimiento preciso de la geometría de las fallas, sino que también asegura una especie de ponderación empírica y aproximada (Angelier, 1994). Todas estas observaciones son necesarias para buscar el mejor ajuste mediante un modelo estadístico simple entre todos los datos recopilados, pertenecientes a un evento tectónico dado y un tensor de esfuerzo desconocido.

Entonces, el presente trabajo está dividido en dos etapas de análisis: (1) trabajo de campo y (2) trabajo de gabinete. Antes del trabajo de campo se realizó la recopilación de trabajos previamente publicados desarrollados/implicados dentro del área de estudio. De igual manera, se realizaron lecturas de artículos y libros sobre los temas de cizalla pura, cizalla simple y transpresión-transtensión.

Para la elaboración del mapa base de la zona de estudio se descargó del INEGI la carta topográfica Tepetate (F14A83) y el conjunto de datos vectoriales escala 1:50,000. Con esta información se pudo generar en el *software Arcgis* © el mapa a escala 1:20,000 que contiene aspectos tales como: polígono de la zona de estudio, localidades, carreteras, caminos, cuerpos de agua y curvas de nivel; esto con la intención de generar una herramienta en la etapa de trabajo de campo que permita ubicarnos en el área de estudio, localizar las estructuras de falla y comenzar con el levantamiento geológico (Figura 21).

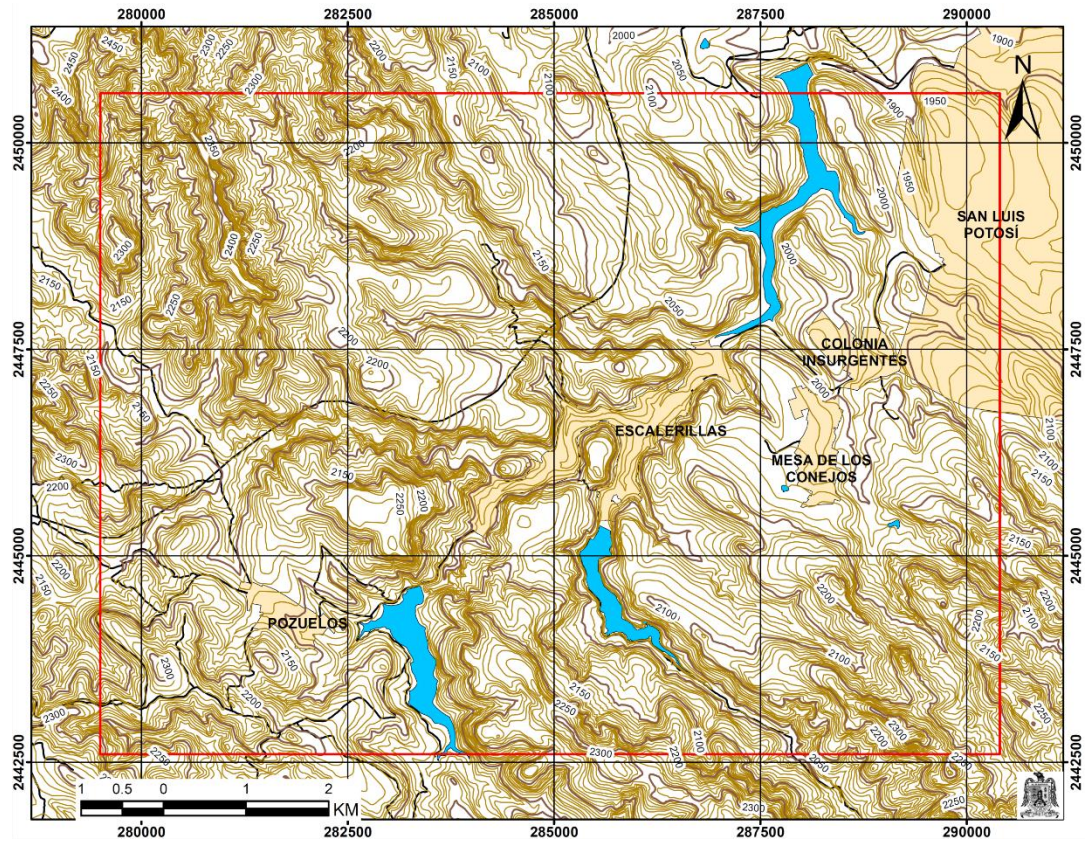


Figura 21. Mapa base de la zona de estudio escala 1:20 000, el cual contiene: zona de estudio (línea continua roja), localidades, carreteras y caminos, cuerpos de agua y curvas de nivel. (Base de datos Carta Tepetate F14A83, INEGI).

Al mismo tiempo se utilizaron fotografías aéreas escala 1:10,000 (Figura 22) para realizar ejercicios de fotointerpretación y poder localizar zonas de interés. Esto se llevó a cabo observando rasgos como: lineamientos, depresiones y cambios texturales, que posteriormente fueron confirmados en las visitas al campo. De igual manera se generó en el *software Arcgis* © el mapa geológico-estructural tomando como base la integración geológica de la parte SW del Estado de San Luis Potosí escala 1:50,000 realizada por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) y el conjunto de datos vectoriales escala 1:50,000 de la carta topográfica Tepetate (F14A83) descargada previamente del INEGI. El mapa geológico-estructural se realizó a escala 1:15,000 lo cual nos permite detallar esta porción del Estado de San Luis Potosí. El mapa contiene aspectos tales como: polígono de la zona de estudio, localidades, carreteras, caminos, cuerpos de agua, curvas de nivel, fractura/falla inferida, falla normal inferida y unidades geológicas, también contiene los

datos de rumbo y buzamiento de las estructuras de falla que se han ido registrando. Como parte de la integración geológica realizada por Labarthe-Hernández *et al.* (1982), se vectorizaron estructuras tales como: fractura/falla sin especificar y fallas normales.

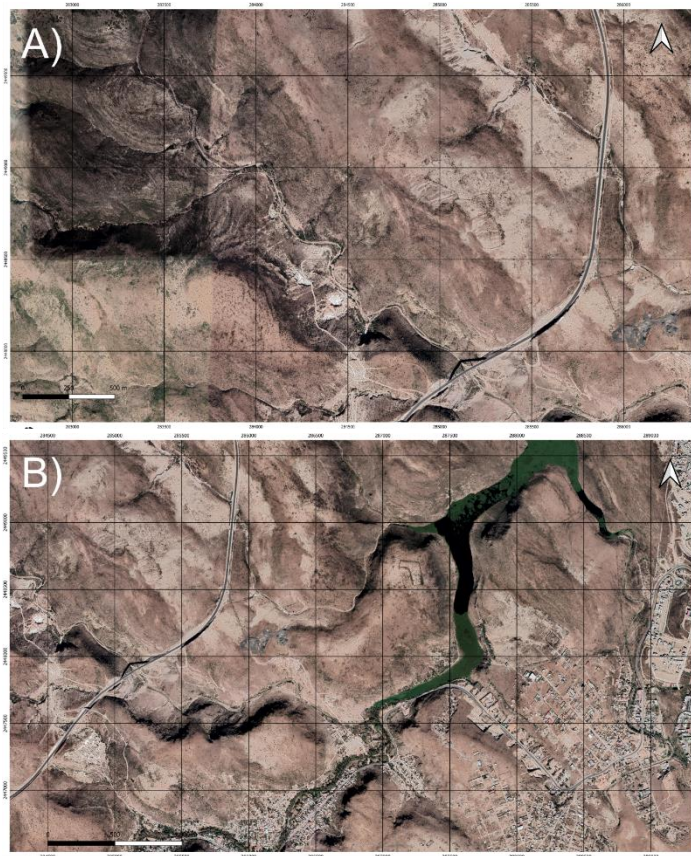


Figura 22. Fotografías aéreas 1:10 000, las cuales fueron utilizadas para resaltar rasgos, como, por ejemplo: lineamientos, cambios texturales, etc., que nos indicaron zonas de interés que cubrimos en la etapa de campo. La fotografía A) corresponde a la porción norte de la zona de estudio y la B) a la porción este.

4.1. Trabajo de campo.

En esta etapa realizamos caminamientos dentro del área comprendida de la zona de estudio en la cual se realizó la toma de datos estructurales de las estructuras de falla con ayuda de una brújula en notación azimutal y de un formato elaborado para tener un mejor control de la información que se iba registrando. Este formato contiene espacios para completar las coordenadas del punto de interés, tipo de estructura, rumbo y buzamiento de la estructura de falla, así como la información de los indicadores

cinemáticos encontrados en la superficie de la estructura de falla (estrías, marcas de media luna, escalones, grietas de tensión, etc.) con el fin de documentar de manera detallada el arreglo y trayectoria de las fallas de la zona de estudio (Figura 23 A). Del mismo modo, en el campo se registran datos como: foliación de flujo, contactos litológicos, foliación magmática y diques (Figura 23 B). Al mismo tiempo plasmamos la información recabada sobre el mapa geológico-estructural y fotografías aéreas con ayuda de la herramienta de GPS para ubicar estas estructuras espacialmente tomando sus coordenadas en el sistema métrico tipo UTM (Universal Transversal de Mercator). Finalmente, se recopiló la información recabada en la presente etapa y se generó el mapa geológico-estructural con ayuda del programa *Arcgis* ©, el cual es uno de los productos principales del estudio.

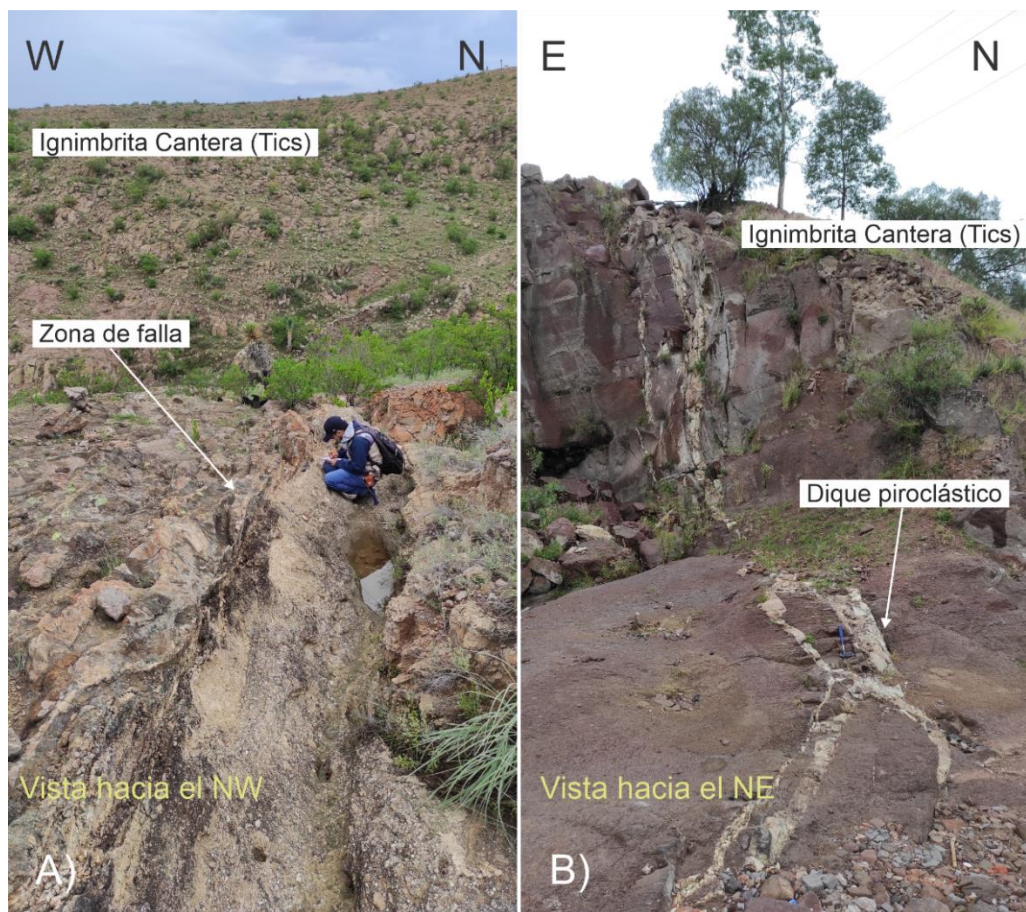


Figura 23. A) Muestra la toma de datos realizada en la etapa de campo, con el objetivo de documentar la geometría de la estructura de falla. B) Muestra un dique piroclástico que corta la unidad ignimbrita Cantera, parte del trabajo de campo fue tomar mediciones de estructuras como foliación de flujo, foliación magmática, diques, etc.

4.2. Trabajo de gabinete.

En este subapartado se describe la metodología a seguir para el procesamiento de la información, así como una breve introducción al programa utilizado para la evaluación de datos estructurales frágiles y la determinación de los principales paleoesfuerzos de la zona de estudio que nos ayudaron a determinar el modelo cinemático y dinámico. La metodología descrita en el presente subcapítulo se desarrolló a cargo del Prof. Dr. Christophe Pascal en la Ruhr-Universität Bochum.

En primer lugar, se elaboró un formato en una hoja de Excel en el cual se vaciaron sólo los datos que cumplían con los requerimientos para describir correctamente la geometría de las estructuras de falla. Este formato cuenta con espacios en los cuales se agrega el identificador del dato, coordenadas UTM, rumbo y buzamiento de la estructura de falla, pitch e inmersión de la estría, cinemática interpretada previamente en campo y finalmente parámetros que se determinaron en el campo para saber si la medición fue certera, probable o supuesta. En segundo lugar, se definieron 17 estaciones estructurales de acuerdo con la distribución de los datos recolectados en la zona de estudio y 4 estaciones de estructuras de tensión (diques). Estos datos se trabajaron mediante dos programas diferentes, a continuación, se da una breve descripción de los programas utilizados y posteriormente el procedimiento llevado a cabo para el procesamiento de la información.

4.2.1. Procesamiento Win-Tensor.

Win-Tensor© es un programa desarrollado por Delvaux (2012), el cual tiene como objetivo probar los diferentes códigos para el manejo de datos estructurales frágiles, y así, realizar la reconstrucción de paleoesfuerzos.

Por principio, ingresamos de manera manual los datos de las mediciones por estación (Figura 24). La información que se debe ingresar al programa es: el rumbo y buzamiento de la estructura medida en el campo (para este estudio se utilizó la notación *dip-direction dip*), el pitch y dirección de buzamiento de la estría, así como el movimiento

de la falla (normal, inverso, dextral, sinistral o desconocido) y finalmente definir el nivel de confianza de la medición (certero, probable, supuesto o desconocido).

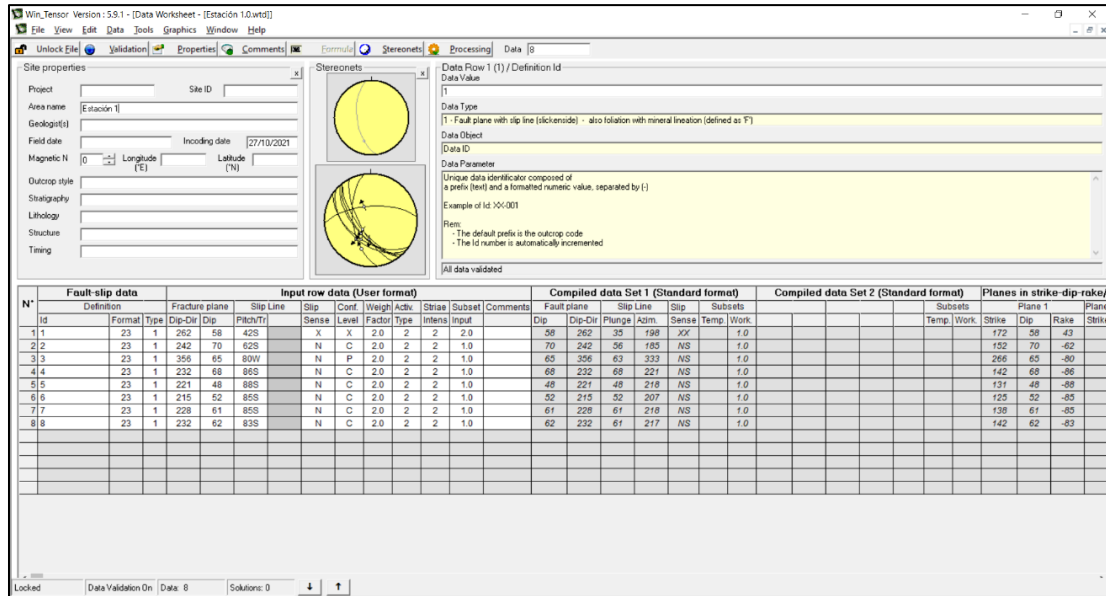


Figura 24. Ventana principal que muestra el programa *Win-Tensor* ©, versión 5.9.1., e ingreso de los datos estructurales que se tiene que realizar para cada estación estructural. Nótese que al ingresar cada uno de los datos, el programa lo muestra en el *stereonet*, lo cual permite observar la dirección, buzamiento y el dato de la estría ingresados.

En el siguiente paso seleccionamos la pestaña de procesamiento en la cual nos aparecerán varios métodos con los cuales se puede procesar la información, por ejemplo: P B T axes, R. Dihedron, R. Optim. F5, etc. Para el procesamiento de los datos de este estudio se utilizó la función F5 de optimización, la cual, previamente mencionamos que consta de dos condiciones: (1) orientación y sentido y (2) las magnitudes resueltas para optimizar las magnitudes de los esfuerzos cortantes y normales resueltos para favorecer el deslizamiento en el plano (Delvaux, 2012). Obteniendo el valor de F5 el cual es la suma de estos dos términos. Dicho en otras palabras, intenta optimizar el esfuerzo cortante mediante un rango entre la estría que se mide en el campo y la que se calcula para que sea mínima. Como resultado obtenemos un gráfico (Figura 25) que muestra las principales direcciones de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3), así como otros valores que ayudan a determinar la calidad de los resultados. Sumado a lo anterior, se observa el diagrama de Mohr para

los esfuerzos resueltos (Figura 26) que de igual manera contribuye a las interpretaciones que se obtuvieron de cada una de las estaciones.

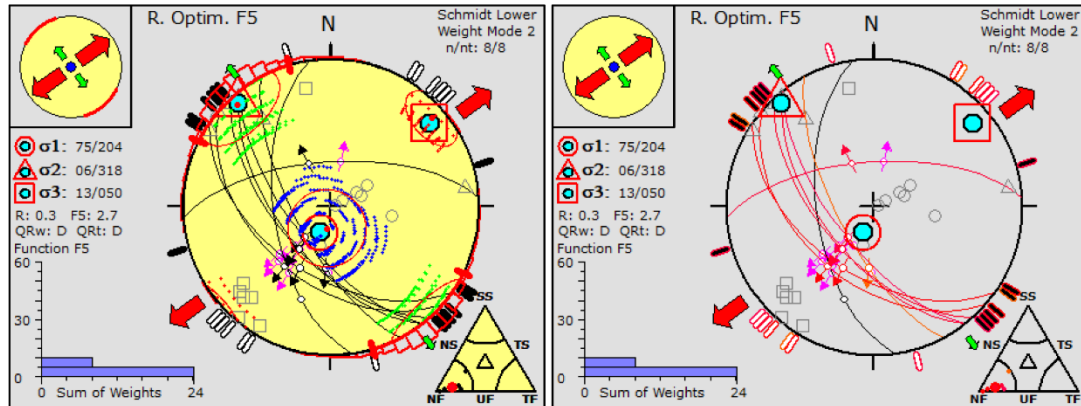


Figura 25. Gráfico obtenido después del procesamiento de la información de la primera estación estructural mediante la función F5 de optimización con el programa Win-Tensor, versión 5.9.1. ©. Muestra la posición de los principales esfuerzos, la suma de los pesos y ángulo de desajuste de la estría calculada a partir del programa como la medida en el campo.

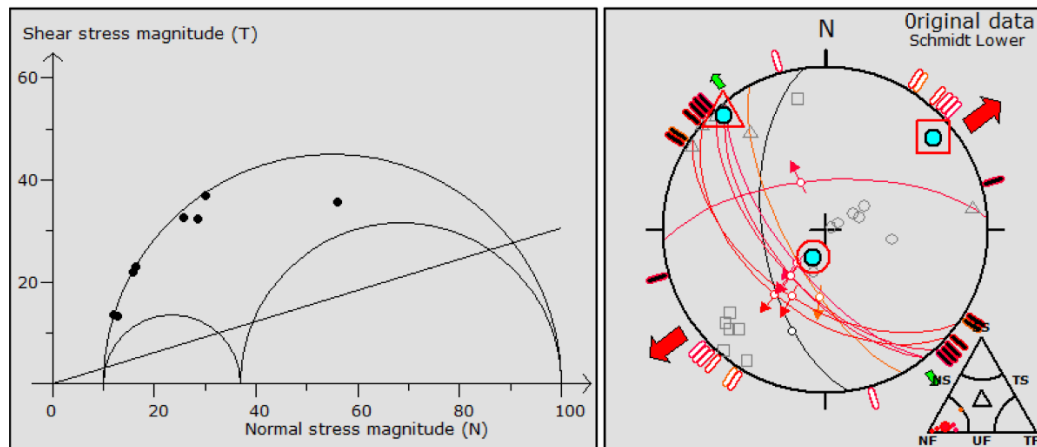


Figura 26. Gráfico que muestra la posición de los datos en el Circulo de Mohr (esfuerzo normal en el eje x y esfuerzo cortante en el eje y). Y la posición de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3).

Este proceso se realizó para las 17 estaciones distribuidas en la zona de estudio, obteniendo la dirección de los esfuerzos actuantes en esta porción mediante el método ya mencionado.

4.2.2. *Procesamiento Structural Geology to PostScript (SG2PS).*

SG2PS es un programa de aplicación gráfica para el procesamiento de datos estructurales colectados en el campo (Figura 27), los cuales pueden trabajarse para diferentes objetivos de estudio. Este programa fue desarrollado por Sasvári y Baharev (2014).

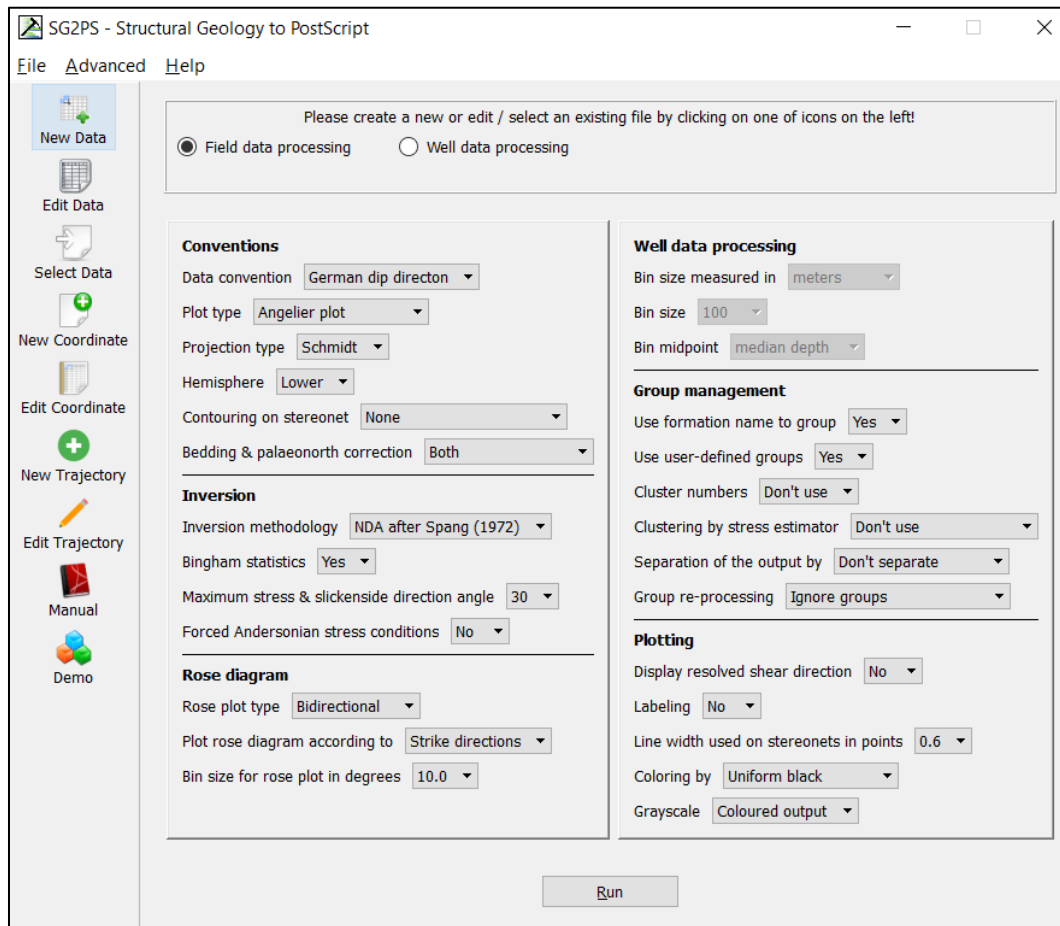


Figura 27. Ventana principal del programa *Structural Geology to PostScript* ©. Muestra la convención o notación de los datos ingresados, el método por el cual se desea procesar la información e información adicional que dependerá de lo que se quiera trabajar con el programa.

Comenzamos por dar clic en la opción “*New Data*” lo cual nos abrirá una hoja de Excel en donde ingresaremos los datos de la estación que deseamos procesar. La información que debemos ingresar en la hoja de Excel es: el número de dato, código de grupo, código de color, locación, tipo de dato, *dip-dir*, *dip* de la estructura de falla, *dip-*

dir de la estría, dirección de la estría y el movimiento de la falla. Posteriormente, guardaremos los cambios realizados en la hoja de Excel e iremos a la ventana del programa. Aquí, seleccionaremos la convención de los datos, tipo de *plot*, la proyección, el método de inversión que se desea utilizar para el análisis de la información y algunas otras especificaciones que desee el usuario. Para este estudio se utilizó la metodología de inversión de Mostafa (2005). Entonces, el programa comienza con la solución de Angelier (1990), ubica un símbolo y en el gráfico se puede observar cómo se movieron los ejes hasta definir la solución final (Figura 28). Por último, el programa genera varias carpetas en las que muestra los resultados del procesamiento de manera gráfica en formato PDF y *PostScript*, y un bloc de notas con los datos de procesamiento del software.

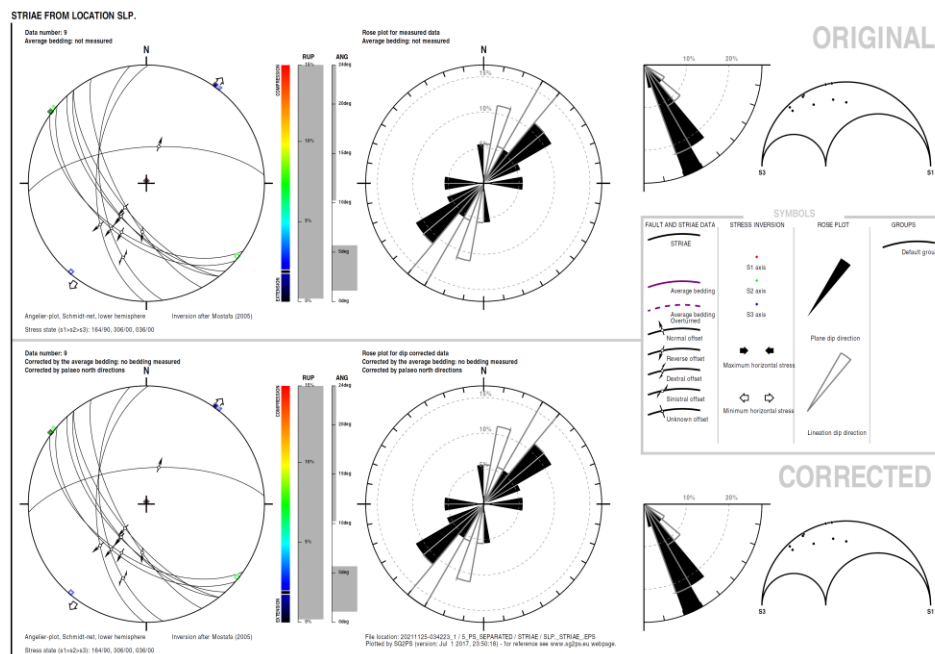


Figura 28. Gráfico que muestra la dirección de los principales esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3). Además, muestra el porcentaje de RUP que nos ayuda a interpretar la calidad de los datos y finalmente, un diagrama de rosetas que muestra la dirección del esfuerzo menor (σ_3) y la posición de los datos en el Círculo de Mohr.

El proceso mencionado anteriormente se realizó para cada una de las 17 estaciones estructurales, permitiendo obtener las direcciones de orientación de los esfuerzos, así como otros valores que permiten definir la calidad de los datos como por ejemplo: el

estimador RUP que varía de 0 a 200%, siendo una calidad buena si $RUP \leq 50\%$, aceptable si $50\% < RUP \leq 75\%$ y mala en caso contrario (ver Angelier, 1994).

4.2.3. Inversión de fracturas de tensión.

La reconstrucción de paleoesfuerzos mediante la inversión de datos de fracturas por tensión es un método relativamente reciente. El método considera la distribución espacial de las fracturas por tensión (diques, vetas, etc.), de un conjunto de fracturas para determinar las orientaciones de los ejes principales de esfuerzo (Pascal, 2021).

Después de haber realizado la inversión de las estaciones estructurales del presente trabajo, se optó por trabajar la inversión de fracturas de tensión medidas en la etapa de campo. Para esto, primero trabajamos los datos en el programa SG2PS en el cual pudimos observar la distribución de los datos y obtener la orientación mediante un diagrama de rosetas, lo cual nos permite tener una idea de la ubicación del esfuerzo mínimo (σ_3) (Figura 29), que es lo que se realizaba antes de que existiera la inversión de diques con el método de Yamaji y Sato (2011).

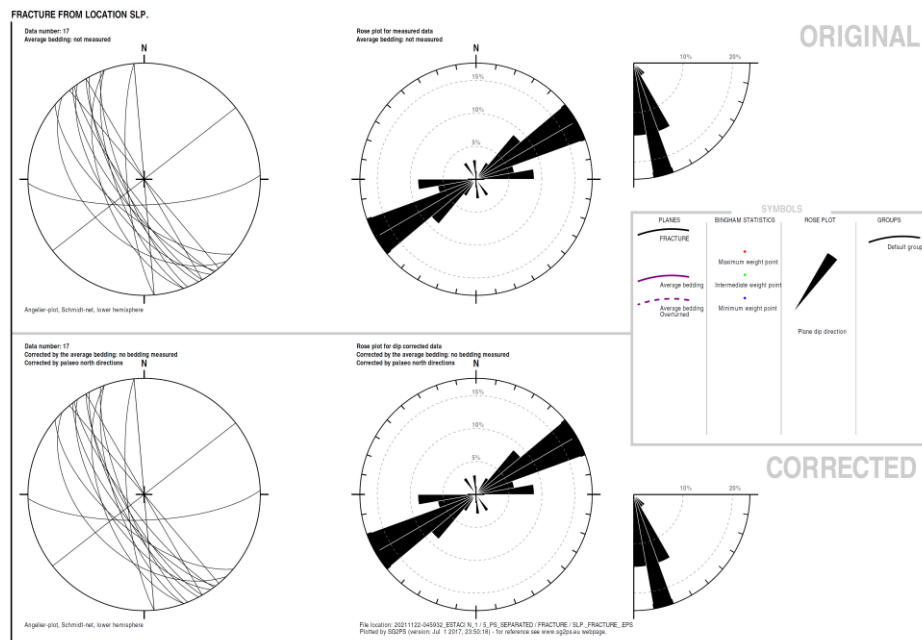


Figura 29. Gráfico de Schmidt que muestra la dirección de los diques y el diagrama de rosetas, el cual indica la dirección del esfuerzo mínimo (σ_3), así como, el buzamiento promedio de los datos de los diques ingresados.

Luego de tener una idea de la orientación del esfuerzo mínimo (σ_3) para las 4 estaciones de diques, procedimos a utilizar el método de inversión de estructuras de tensión (diques) de Yamaji y Sato (2011). Para poder procesar la información es necesario tener el programa de Matlab instalado en nuestro equipo y utilizar el programa *GArcmB Software Package* ©. Después de ingresar los datos, el programa busca los diferentes grupos y puede separar los datos ingresados en diferentes fases de deformación. Eventualmente, devuelve los resultados tanto de manera gráfica (Figura 30) como en bloc de notas.

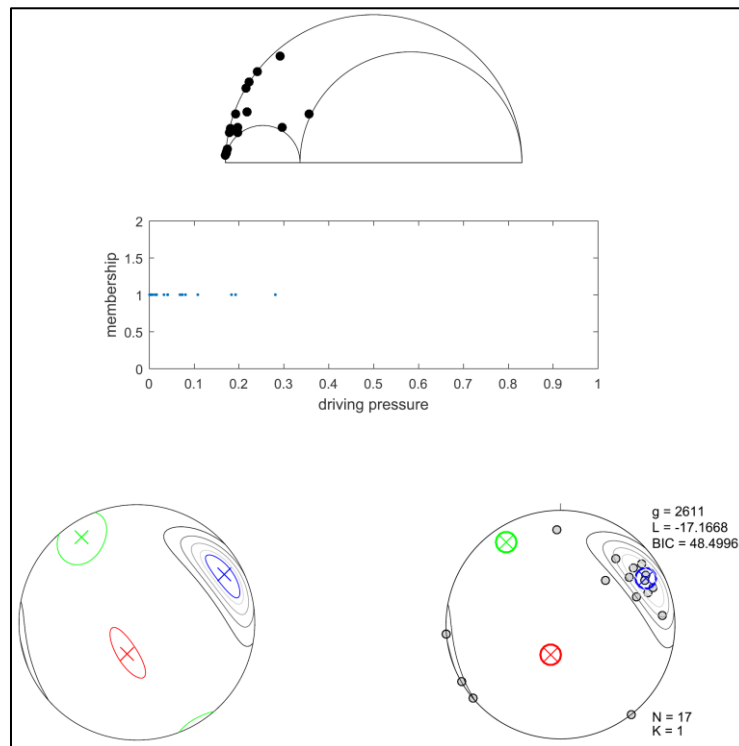


Figura 30. Resultados de la inversión de diques de la estación 1 de la zona de estudio, mediante el método de Yamaji y Sato (2011). En la parte superior tenemos representados los 17 polos de las discontinuidades (fracturas) reactivadas en tensión para esta estación. En la parte central de la figura, representando uno de los factores de los que depende la apertura de la fractura: la presión de poro relativa que calcula el programa. Finalmente, en la parte inferior se observa la orientación de los principales esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) para esta estación.

Finalmente después de realizar el procesamiento de los datos de las 4 estaciones ubicadas en la zona de estudio, se recopiló la información para poder comparar los resultados obtenidos con los resultados de las estaciones de fallas y discutirlos en la sección correspondiente.

5. RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

El mecanismo de deformación planteado para las estructuras de fallas con orientación NW-SE en esta porción del Campo Volcánico de San Luis Potosí, específicamente en el Complejo Sierra San Miguelito pertenece a un mecanismo de extensión tipo cizalla pura (Xu *et al.*, 2004). Lo cual está de acuerdo con el arreglo tipo “dominó” propuesto por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992; 1993; 1994) en el cual determinan que dicho basculamiento va de 15° a 20° al NE. Por otra parte, Nieto-Samaniego *et al.* (1997) propone que las fallas de orientación NW-SE y NE-SW, sugieren una deformación triaxial formada en un sólo evento, no obstante, el presente escrito analiza las estructuras con orientación NW-SE que son las de mayor presencia en esta porción del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Tomando en cuenta lo mencionado, se realizó el presente trabajo de Maestría con el cual se buscó definir si en esta porción (Figura 2) se tiene un sistema de fallas, el cual estaría compuesto por dos o más familias de fallas que se movieron bajo el mismo régimen tectónico o se tiene un patrón de fallas, lo que sería un ensamblaje geométrico que puede incluir varios sistemas y resultar de varios eventos tectónicos. Esto determinando el régimen de paleoesfuerzos, a partir de definir la orientación de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3).

En la etapa de campo se recolectaron 596 datos dentro de los cuales se encuentran: datos estructurales, foliación de flujo, contactos litológicos, foliación magmática y diques. A partir de esto se generó el mapa geológico estructural de la zona de estudio (Figura 31) escala 1:15 000. Cabe mencionar que se tomó como base la integración geológica de la parte SW del Estado de San Luis Potosí escala 1:50 000 realizada por Labarthe-Hernández *et al.* (1982). Además, con el fin de comprender la disposición de las unidades que aparecen en la zona de estudio y el papel que juegan las estructuras de falla, se realizaron tres secciones (Figura 32). En las cuales, de manera general, se determinó que la posición estratigráfica entre las unidades que comprenden la zona de estudio es un buen indicador para determinar la secuencia de los eventos. Lo cual Labarthe-Hernández *et al.* (1982)

utilizan para determinar la edad del fallamiento extensional entre la emisión de la ignimbrita Cantera (29.0 Ma., K-Ar) y el miembro superior de la riolita Panalillo (26.8 Ma., K-Ar). Esto al observar la disposición de las unidades, ya que estas se encuentran basculadas hacia el NE, excepto el miembro superior de la riolita Panalillo. Tomando en cuenta lo anterior, fue de gran ayuda en la construcción de las secciones, además, de las observaciones que complementaron los datos levantados en el campo. En cuanto a la parte estructural, la zona de estudio contiene bastantes fallas normales, principalmente con dirección NW-SE, las cuales presentan un arreglo anastomosado (Figura 31) y que ponen en contacto a las unidades presentes en la zona de estudio. Algunas estructuras de falla en ciertos segmentos no reflejan una expresión en superficie, sin embargo, eso no significa que no la encontraremos a profundidad, además de que en algunas porciones se encuentran cubiertas por conglomerado. Este sistema de fallas normales escalonadas fue denominado como de tipo “dominó” por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) tomando en cuenta la disposición de las unidades con la influencia de las estructuras de falla que definen un arreglo de bloques (Figura 31). Como resultado de la elaboración del mapa geológico de la zona de estudio se realizaron tres secciones que se describen a continuación:

Sección A-A’

La sección A-A’ (Figura 32) va desde la coordenada UTM 283,690 m E, 2,442,595 m N, en línea recta hasta la coordenada 290,390 m E, 2,447,832 m N. Comienza con la formación ignimbrita Cantera, la cual tiene una disposición aproximadamente de 20° hacia el NE. Sobreyaciendo la formación ignimbrita Cantera se encuentra el miembro inferior de la riolita Panalillo y encima el miembro superior de la riolita Panalillo. Este punto de la zona de estudio es importante ya que podemos observar tres de las unidades de la zona de estudio y su actitud, las cuales son: ignimbrita Cantera, el miembro inferior de la riolita Panalillo y su miembro superior. Posteriormente, tenemos la formación ignimbrita Cantera y un pequeño afloramiento del miembro inferior de la riolita Panalillo.

Las fallas presentes en esta sección son normales con dirección NW-SE, las cuales presentan buzamientos que van desde los 50° hasta los 70° y en algunos de estos planos se registraron fallas normales con componentes laterales. Es importante notar el papel que juegan las estructuras de falla en cuanto al acomodo de las unidades estratigráficas que se puede observar en la figura 32 para la sección A-A’.

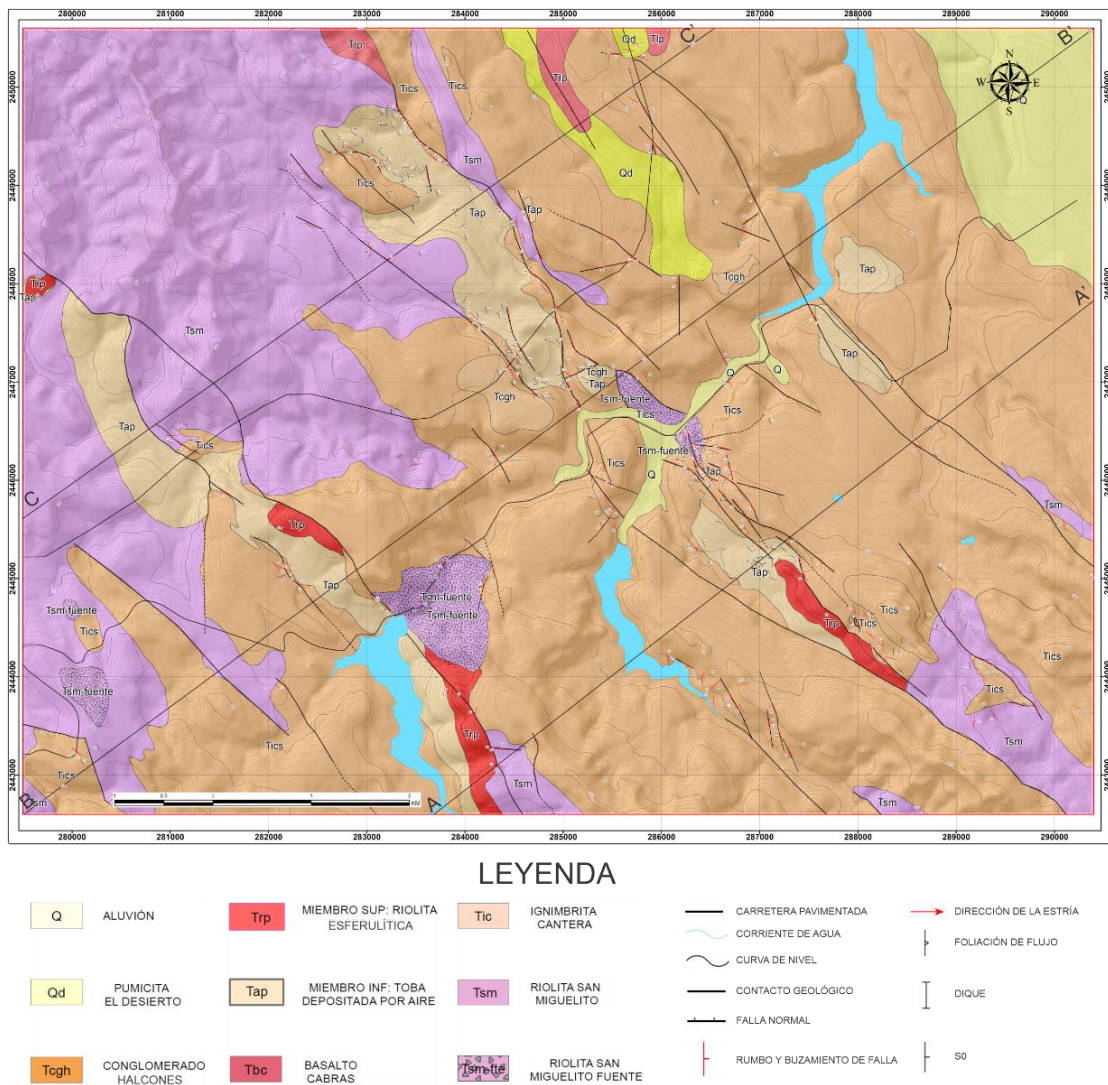


Figura 31. Mapa geol3gico estructural de la zona de estudio y con l3nea continua negra se se3alan las 3 secciones geol3gicas realizadas (A-A’, B-B’ y C-C’).

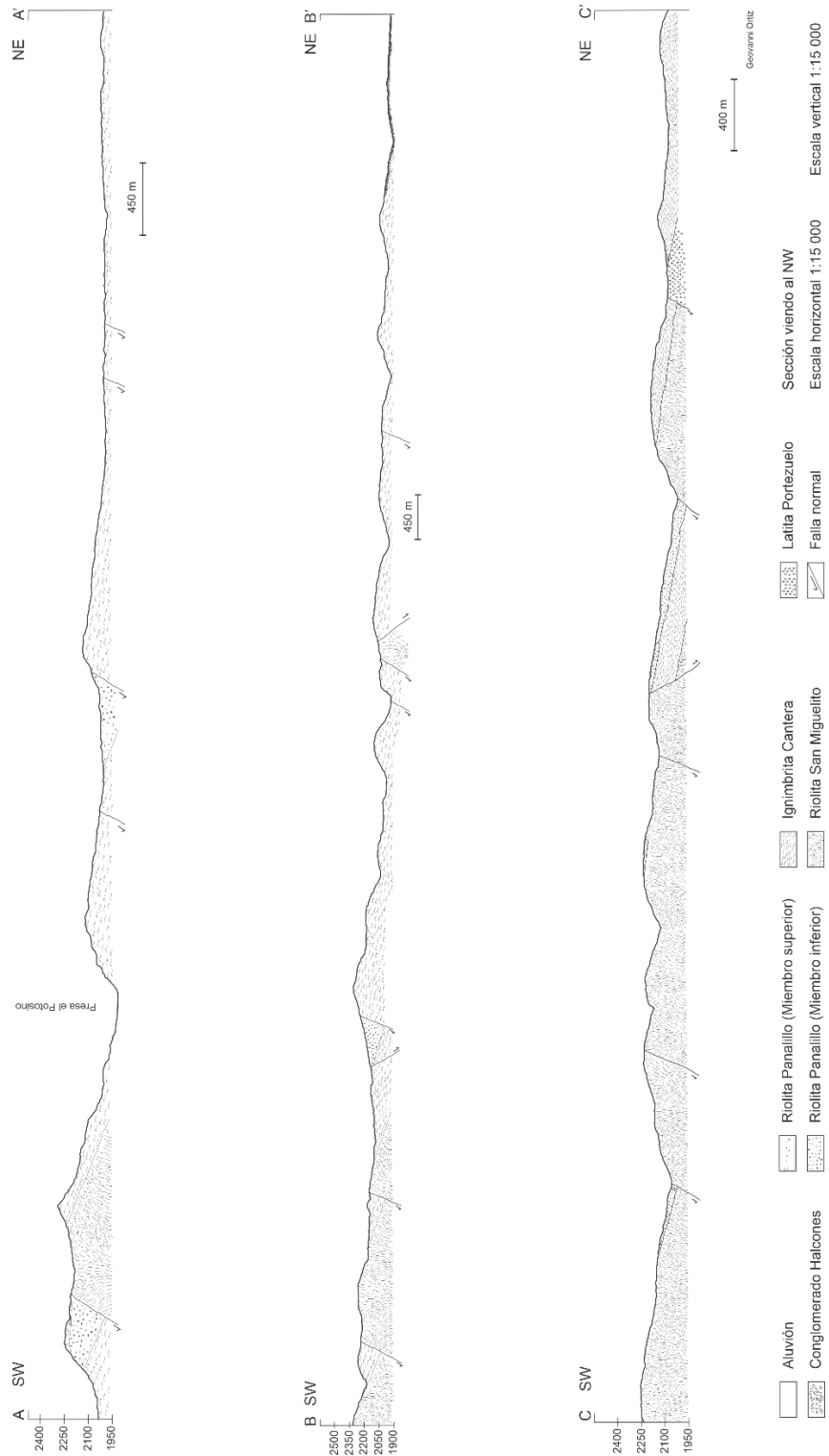


Figura 32. Líneas de sección que abarcan la zona de estudio A-A', B-B' y C-C' y que se muestran en el mapa geológico estructural en la figura 30.

Sección B-B'

Esta sección va desde la coordenada UTM 279,510 m E, 2,442,607 m N, en línea recta hasta el punto 290,397 m E, 2,450,598 m N. Inicia con la riolita San Miguelito y en seguida se encuentra dispuesta hacia el NE la ignimbrita Cantera con 16° de buzamiento, en donde una falla normal pone en contacto estas dos unidades. Continuando sobre la sección, tenemos dos fallas normales que nos generan un graben que se encuentra rellenado por el miembro inferior de la riolita Panalillo (Figura 32). La sección B-B' corta un punto de la zona fuente de la riolita San Miguelito que sobresale entre la ignimbrita Cantera. Finalmente, hacia la ciudad de San Luis Potosí encontramos aluvión encima del conglomerado Halcones del cual se desconoce el espesor ya que es material que rellena el valle. Las estructuras de falla en esta sección siguen predominando con orientación NW-SE, sin embargo, dos de estas estructuras se encuentran buzando hacia el NE, una generando el graben mencionado anteriormente. Los indicadores cinemáticos encontrados en los planos de falla en esta sección siguen siendo consistente con fallas normales, sin embargo, en algunos planos de falla se registró estrías con bajos ángulos, lo cual corresponde a una componente lateral en su mayoría derecha. También se registraron indicadores cinemáticos como: medias lunas, surcos, grietas de extensión, etc. Pero para definir la cinemática de las estructuras se ponderó como indicador más certero a las estrías encontradas sobre la superficie de la estructura de falla.

Sección C-C'

A continuación, la sección C-C' comienza desde la parte oeste de la zona de estudio, específicamente desde la coordenada UTM 279,510 m E y 2,445,620 m N, hasta la coordenada 286,537 m E y 2,450,601 m N. En esta porción oeste encontramos la riolita San Miguelito con alturas de 2,370 msnm, al menos en esta parte de la zona de estudio. En esta sección observamos mayormente la riolita San Miguelito y gracias al corte de la carretera Lbe. Pte. de San Luis Potosí que deja expuesto el corte de esta unidad a los lados de la carretera, se pueden observar los flujos casi verticales de las lavas de una manera

espectacular. De igual manera hacia el final de la sección, encontramos la unidad latita Portezuelo, la cual corresponde a nuestra unidad más antigua de la zona de estudio. Aunque sólo aflora en esta porción a 800 m hacia el sur de la iglesia del Desierto.

La disposición de las unidades está controlada por las fallas normales, lo cual muestra la correlación que tienen y que se puede observar en la figura 32, recordemos que la deformación comenzó con el emplazamiento de la ignimbrita Cantera y culminó con el emplazamiento del miembro superior de la riolita Panalillo (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992). Ahora bien, la escala a la que se realizó el mapa y las secciones 1:15,000 permite observar a buen detalle la disposición de las unidades, así como, el rol de las estructuras de falla.

Inversión de deslizamiento de fallas

El análisis de fallas para la zona de estudio se realizó mediante dos métodos: (1) Inversión directa. (2) Función de optimización F5. Esto con el objetivo de determinar la dirección de los principales esfuerzos de una manera crítica y conocer el régimen de esfuerzos para esta porción del Campo Volcánico de San Luis Potosí, por lo que se optó por realizar, además, la inversión de estructuras de tensión (diques) mediante el método de Yamaji y Sato (2011), el cual es un método reciente y el obtener los resultados con este método sirvió para compararlos con los resultados obtenidos de la inversión de deslizamiento de las fallas. Esto nos permite saber si los resultados son consistentes con los métodos anteriores y reafirmar o no los resultados obtenidos. Además de lo anterior, se realizaron 17 estaciones estructurales (anexo 1) en las cuales se obtuvieron 8 mediciones promedio por estación. Se siguió la recomendación de Pascal (2021), capítulo 10 del libro *“Paleostress Inversión Techniques and Applications for Tectonics”*, de agregar una tabla de resultados al trabajo (tabla 1 y 2) que muestre los resultados del estudio y las cifras obtenidas de cada estación estructural tras el procesamiento mediante los métodos computacionales aplicados. La tabla 1 muestra el resultado del análisis obtenido mediante los dos métodos para la determinación de paleoesfuerzos. Se observan

Análisis de paleoesfuerzos durante el Oligoceno en la porción central del Campo
Volcánico de San Luis Potosí, México.
Ortiz-Ochoa, G.D., 2022.

los valores de la posición de los principales ejes de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3), el régimen de esfuerzos, la relación de forma (Φ), número de datos utilizados (N), estimador de la calidad de los datos (RUP y α°), la calidad considerada a partir del número de datos utilizados (Calidad), litología en la cual se levantaron los datos estructurales, edad de la formación y finalmente el método utilizado para la inversión de los datos de falla.

Tabla 1. Resultados de la determinación de paleoesfuerzos para las 17 estaciones estructurales ubicadas en la porción central del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP). La relación de forma (Φ), RUP y α° , son estimadores de la calidad de los datos. La calidad para cada estación se determinó a partir del número de datos en cada una de estas. Se documenta la litología del lugar en el que se obtuvieron los datos estructurales para cada estación, y su edad. Por último, el método utilizado para la inversión (ver el texto para más detalles).

Localidad	UTM 14N		σ_1		σ_2		σ_3		Régimen	Φ	N	RUP %	α°	Calidad	Litología	Edad de la formación.	Método
	Este	Norte	trend°	plung.°	trend°	plung.°	trend°	plung.°									
SLP., México.																	
Estación 1	288000	2444600	204 160	75 90	318 306	6 0	50 36	13 0	N N	0.3 0.38	8 9	- 15	12.9 8.6	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 2	286351	2446080	30 89	80 90	285 290	3 1	195 300	10 0	N N	0.36 0.32	8 9	- 22	11.2 10.6	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 3	286330	2446344	97 97	69 90	309 295	18 0	216 205	10 0	N N	0.36 0.34	9 8	- 18	11.7 12.5	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 4	287279	2443426	233	59	18	26	115	16	N	0.48	7	-	10.1	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 5	286650	2443743	146 328	65 90	358 140	22 0	263 230	12 0	N N	0.3 0.2	7 6	- 48	11.2 7.9	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 6	286147	2444176	66 335	76 90	302 216	8 0	210 126	11 0	N N	0.62 0.45	5 5	- 42	19 19.7	C	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 7	285440	2445976	219 220	84 89	86 125	4 0	355 35	4 1	N N	0.3 0.25	6 5	- 37	15.5 19.4	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 8	285060	2447170	211 254	75 87	339 123	9 2	71 33	12 2	N N	0.6 0.1	7 5	- 12	2.1	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 9	285800	2447056	302 240	82 89	122 118	8 0	212 28	0 0	N N	0.33 0.21	7 7	- 32	1.5	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 10	284582	2448600	109 115	88 90	305 301	2 0	215 211	0 0	N N	0.4 0.3	7 7	- 37	8.6 7.7	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 11	282000	2449200	183 63	82 90	314 281	5 0	45 191	6 0	N N	0.33 0.24	7 7	- 24	11.6 5	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 12	285880	2449550	59 113	18 89	123 299	9 1	218 209	30 0	N N	0.5 0.18	10 7	- 36	14.1 9.7	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 13	282311	2445030	18 218	70 90	111 117	1 0	202 27	20 0	N N	0.58 0.22	7 6	- 42	17 13.6	B	Riolita Panalillo inf.	27.98 ± 0.5 Ma	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 14	283280	2444660	295 86	88 89	115 273	2 1	205 183	0 0	N N	0.33 0.3	6 6	- 38	14.1 12.7	B	Riolita Panalillo inf.	27.98 ± 0.5 Ma	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 15	284140	2447700	249 246	83 89	115 98	5 0	25 8	5 0	N N	0.4 0.1	5 6	- 36	2.4 2.9	B	Riolita Panalillo inf.	27.98 ± 0.5 Ma	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 16	289760	2443700	337 73	84 85	135 307	6 3	225 217	2 4	N N	0.6 0.2	5 6	- 12	2.2 2	B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)
Estación 17	285730	2450200	79 90	82 79	289 291	7 11	199 200	4 4	N N	0.32 0.37	12 8	- 44	8.3 5.5	A	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	R. Optim. F5 Mostafa(2005)

En cuanto al análisis de estructuras de tensión mediante el método de Yamaji y Sato (2011), se trabajaron 4 estaciones (anexo 2) con 61 datos de rumbo y buzamiento de estructuras de tensión (diques). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 2, en donde se reporta la posición de los principales ejes de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3), régimen de esfuerzo para cada estación, la relación de forma (Φ), número de datos utilizados para el procesamiento (N), la calidad de la estación considerando el número de datos utilizados (Calidad), litología, edad de la formación y finalmente el método utilizado para la determinación de paleoesfuerzos.

Tabla 2. Resultados de la determinación de paleoesfuerzos mediante el método de Yamaji y Sato (2011) para estructuras de tensión (diques).

Localidad	UTM 14N		σ_1		σ_2		σ_3		Régimen	Φ	N	RUP %	α°	Calidad	Litología	Edad de la formación.	Método
	Este	Norte	trend°	plung.°	trend°	plung.°	trend°	plung.°									
SLP., México.																	
Estación 1	283312	2448979	61.4	16.6	327	15	197.4	67.4	N	0.25	17			B	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.	Yamaji y Sato (2011)
Estación 2	284351	2447475	71.4	4.2	339	31	168	59	N	0.25	16		B	Riolita Panalillo inf.	27.98 ± 0.5 Ma		
Estación 3	286261	2446258	227	3	318	7	113	82	N	0.49	8		C	Ignimbrita Cantera	29.0 ± 1.5 Ma.		
Estación 4	286854	2445090	60	8	150	5	274	80	N	0.12	20		B	Riolita Panalillo inf.	27.98 ± 0.5 Ma		

Sin embargo, los resultados mostrados en la tabla 1 y 2, quedan limitados al entendimiento de geólogos que tienen experiencia con el manejo de este tipo de datos. Por lo cual, se realizó un mapa estructural de la zona de estudio (Figura 33) que integra los resultados mencionados anteriormente y muestra de manera gráfica la dirección de los principales paleoesfuerzos, así como la ubicación de cada una de las 17 estaciones estructurales y las 4 estaciones para los diques.

Como producto de esta información, determinamos a partir de la consistencia de los resultados que la cinemática de las fallas es normal y el régimen de esfuerzos para la zona de estudio de acuerdo con las 17 estaciones estructurales es un régimen de esfuerzos normal, en el cual la dirección de extensión es NE-SW. En cuanto a los resultados de las 4 estaciones de diques, concuerdan con las direcciones obtenidas de las estaciones de las fallas, lo cual es bastante coherente.

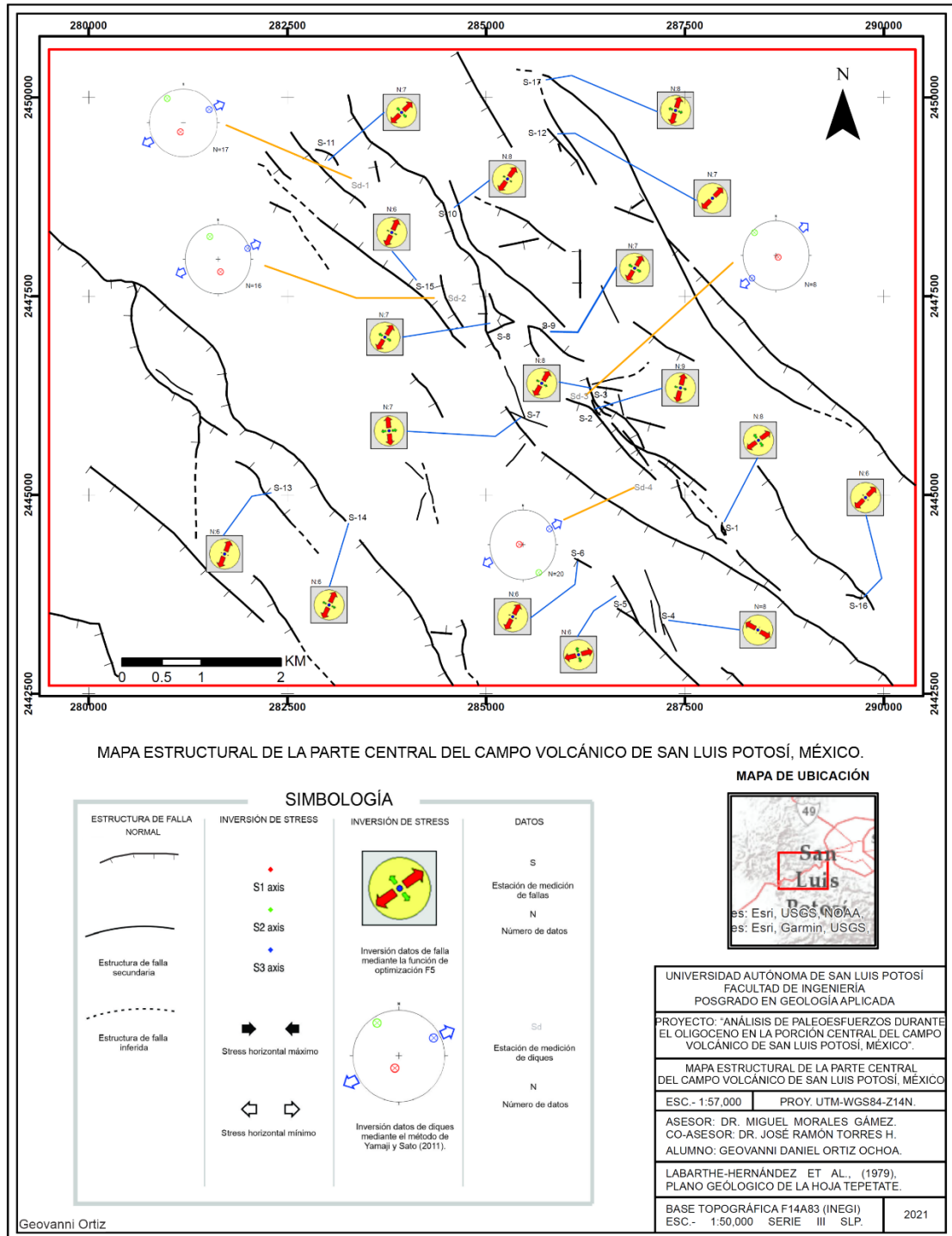


Figura 33. Mapa estructural de la zona de estudio que muestra los resultados de la inversión de deslizamiento de las fallas y diques. Para la inversión de los esfuerzos de falla, las flechas de color rojo indican la dirección del esfuerzo mínimo (σ_3) y para la inversión de los diques el esfuerzo mínimo (σ_3) está denotado por la flecha con contorno color azul (Los resultados por estación se pueden consultar en la tabla 1 y 2).

Por otra parte, con la dirección de los 116 datos de direcciones de fallas se obtuvo un gráfico de rosetas que indica la dirección y buzamiento de estas (Figura 34).

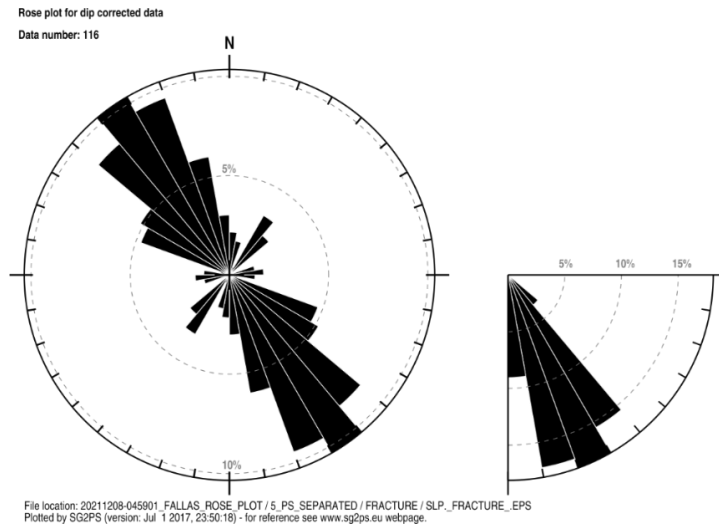


Figura 34. Diagrama de rosas que muestra las direcciones de los datos de falla utilizados en las 17 estaciones estructurales, al igual que el buzamiento promedio de los mismos. Se observa que la dirección promedio de rumbo de las estructuras de falla de este estudio es 310° - 340° y el buzamiento varía de 60° a 80° .

Finalmente, como resultado de la estadística de las estrías se obtuvieron los polos de las fallas con la representación de Hoepfner, en donde las flechas indican los azimuts de las estrías (Figura 35). Esto se realizó, con el objetivo de observar la distribución e interpretar si corresponden a fallas neoformadas o fracturas que estuvieron reactivadas, información que servirá para la discusión del presente escrito.

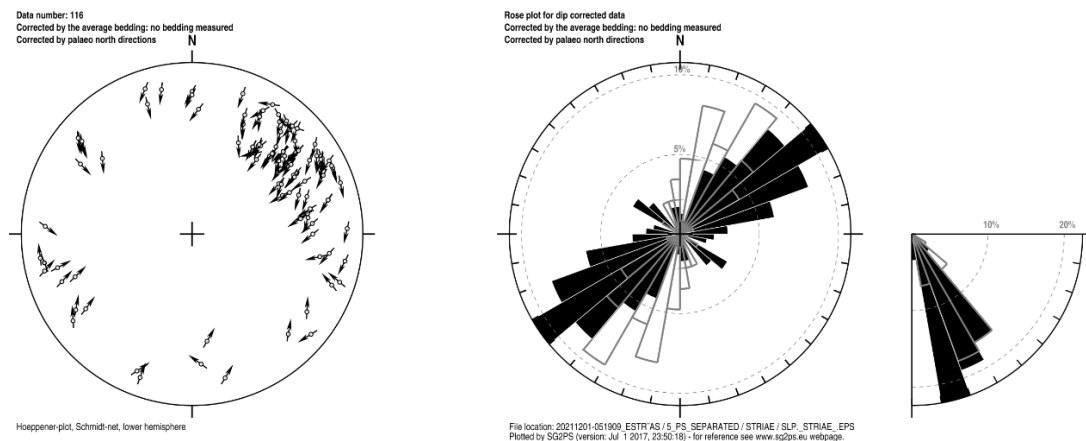


Figura 35. Diagrama de Hoepfner que muestra la distribución de las estrías y diagrama de rosas de los mismos datos.

5.1. Resultados gráficos de la determinación de paleoesfuerzos.

Como parte importante de los resultados, se muestran y explican los gráficos que presentan las principales direcciones de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3), obtenidos mediante el procesamiento de la información con el programa *Win-Tensor* © y *SG2PS* © para las 17 estaciones estructurales ubicadas en la zona de estudio, así como los resultados de las 4 estaciones de las fracturas por tensión (diques).

Comenzamos presentando la simbología correspondiente a los resultados gráficos del programa *Structural Geology to PostScrip* © (Fig. 36). Con la finalidad de aprovechar el espacio de las figuras presentadas y mantener un mismo formato para las 17 estaciones estructurales.

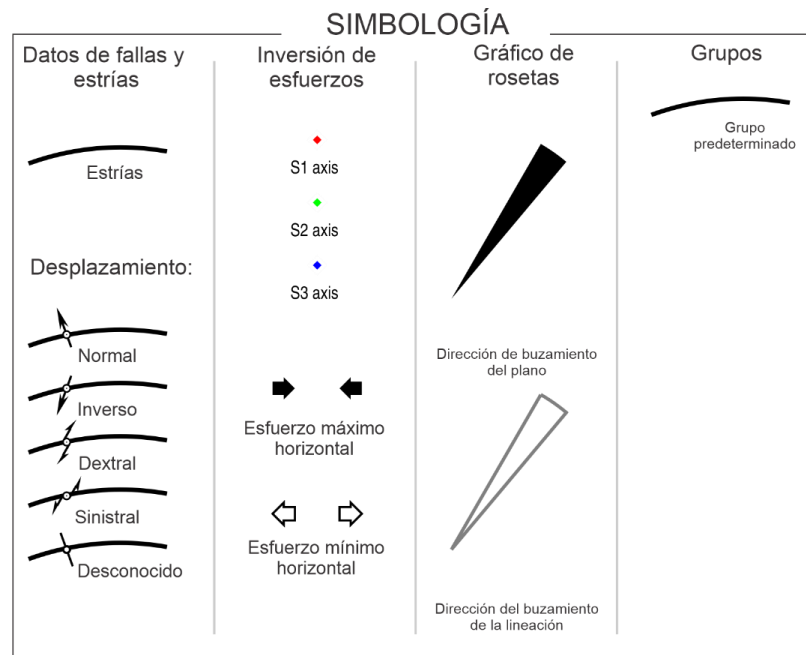


Figura 36. Simbología de la determinación de los ejes de esfuerzo utilizando la metodología de inversión de Mostafa (2005).

A continuación, se muestran los resultados gráficos obtenidos de la inversión de paleoesfuerzos mediante el procesamiento de la información con el programa *Win-Tensor* © y *SG2PS* © de las 17 estaciones estructurales localizadas en la zona de estudio (Figs. 37 a 53) y que se abordan en el siguiente capítulo. En el pie de figura de cada una se resaltan algunos aspectos importantes a considerar.

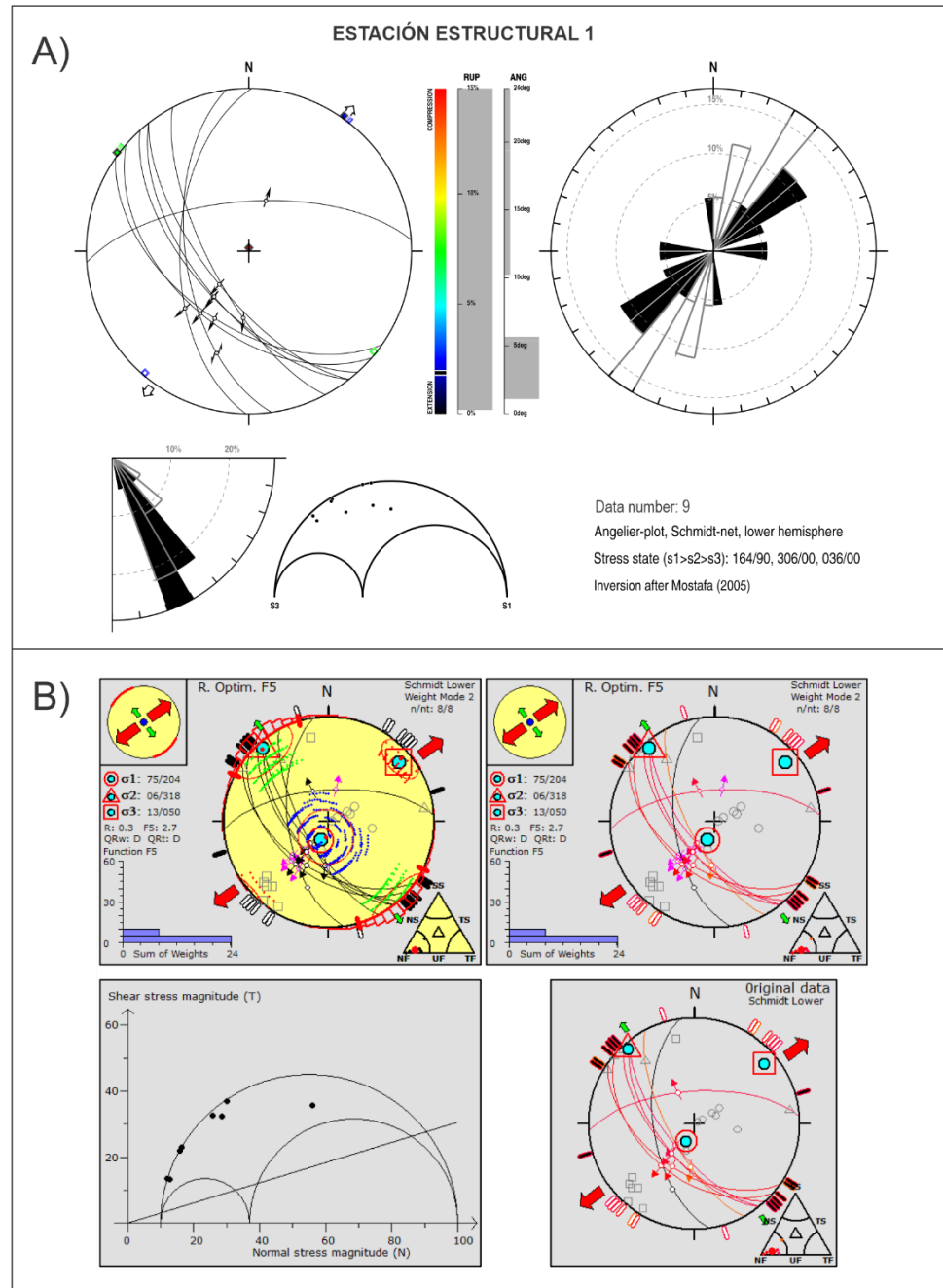


Figura 37. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 1. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, se observa que las estructuras de fallas predominan con orientación NW-SE. También se observa una estructura que va casi oeste-este que se interpreta es una estructura reactivada, ya que no se pudo haber formado bajo el mismo campo de esfuerzos. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, se observa que la distribución de las fallas en el círculo de Mohr se ubica por encima de la envolvente o línea de fricción, lo cual indica que los esfuerzos de cizalla son mayores y efectivamente ocurre el deslizamiento.

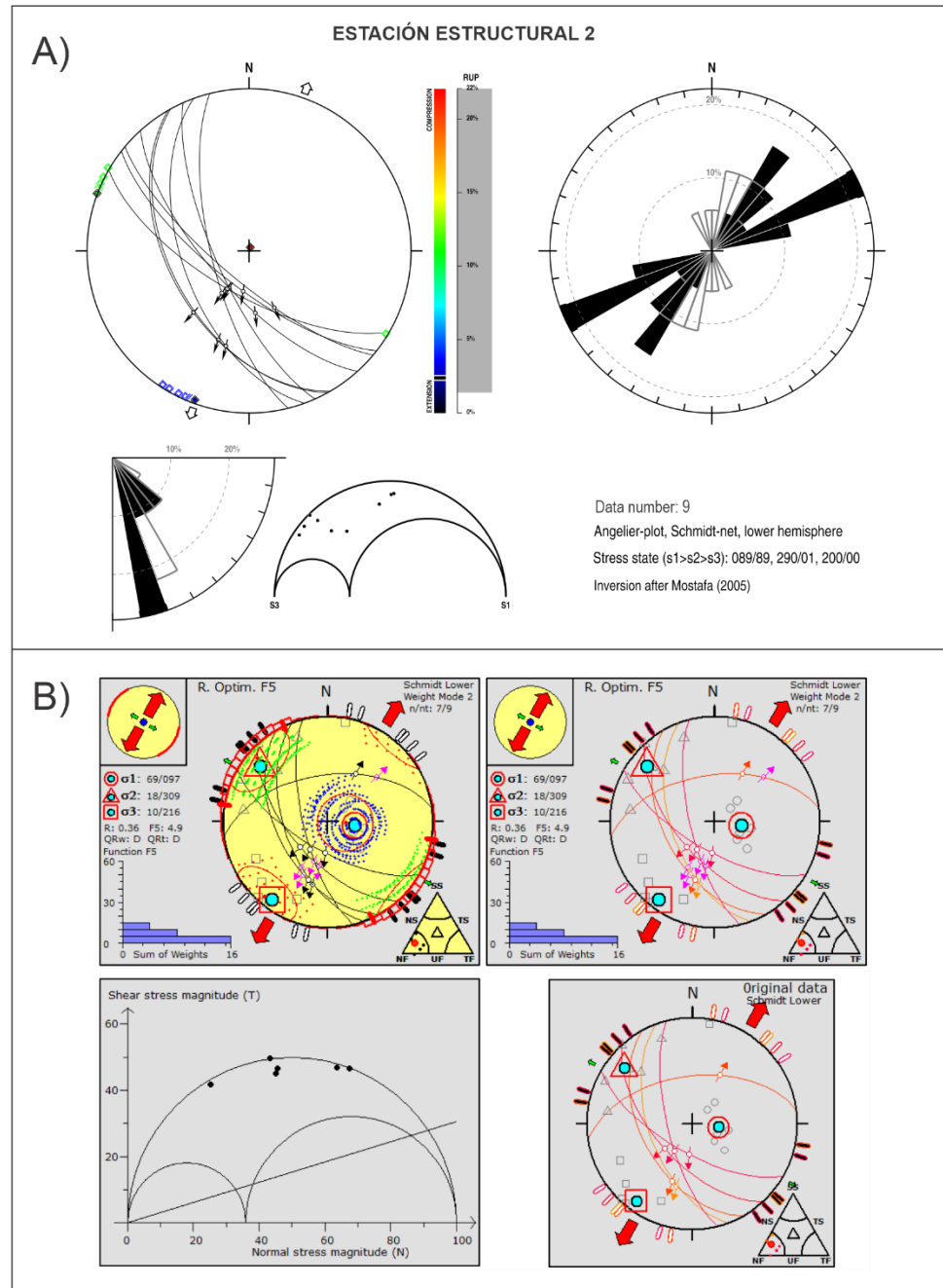


Figura 38. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 2. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, se observa que las estructuras de fallas predominan con orientación NW-SE y buzamiento al SW. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©.

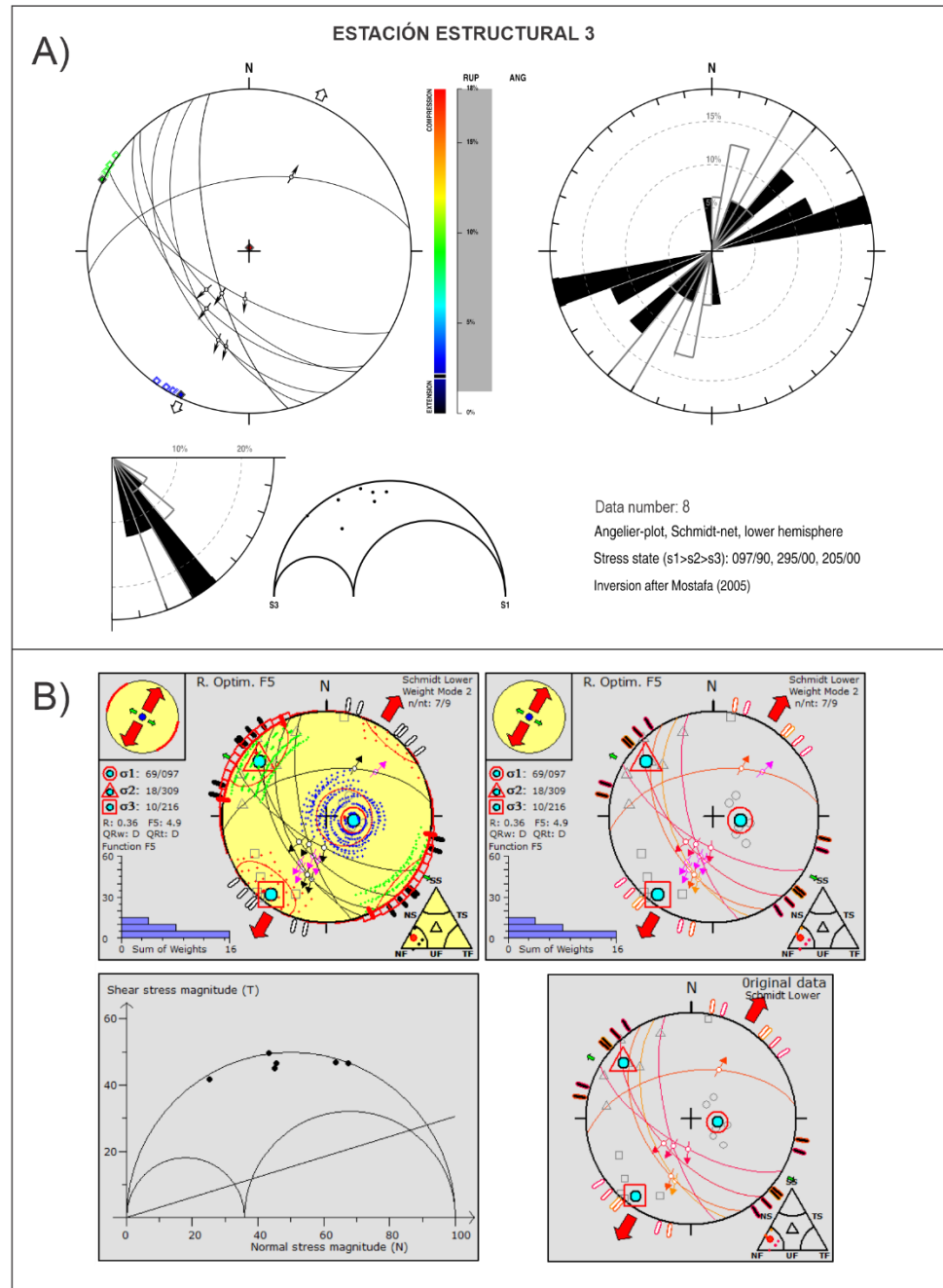


Figura 39. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 3. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, el estimador RUP va de 2 a 18% lo cual se interpreta como buena calidad. Y una estructura que va casi oeste-este que posiblemente es una estructura reactivada, ya que no se pudo haber formado bajo el mismo campo de esfuerzos. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, el esfuerzo mínimo (σ_3) es dirección NE-SW.

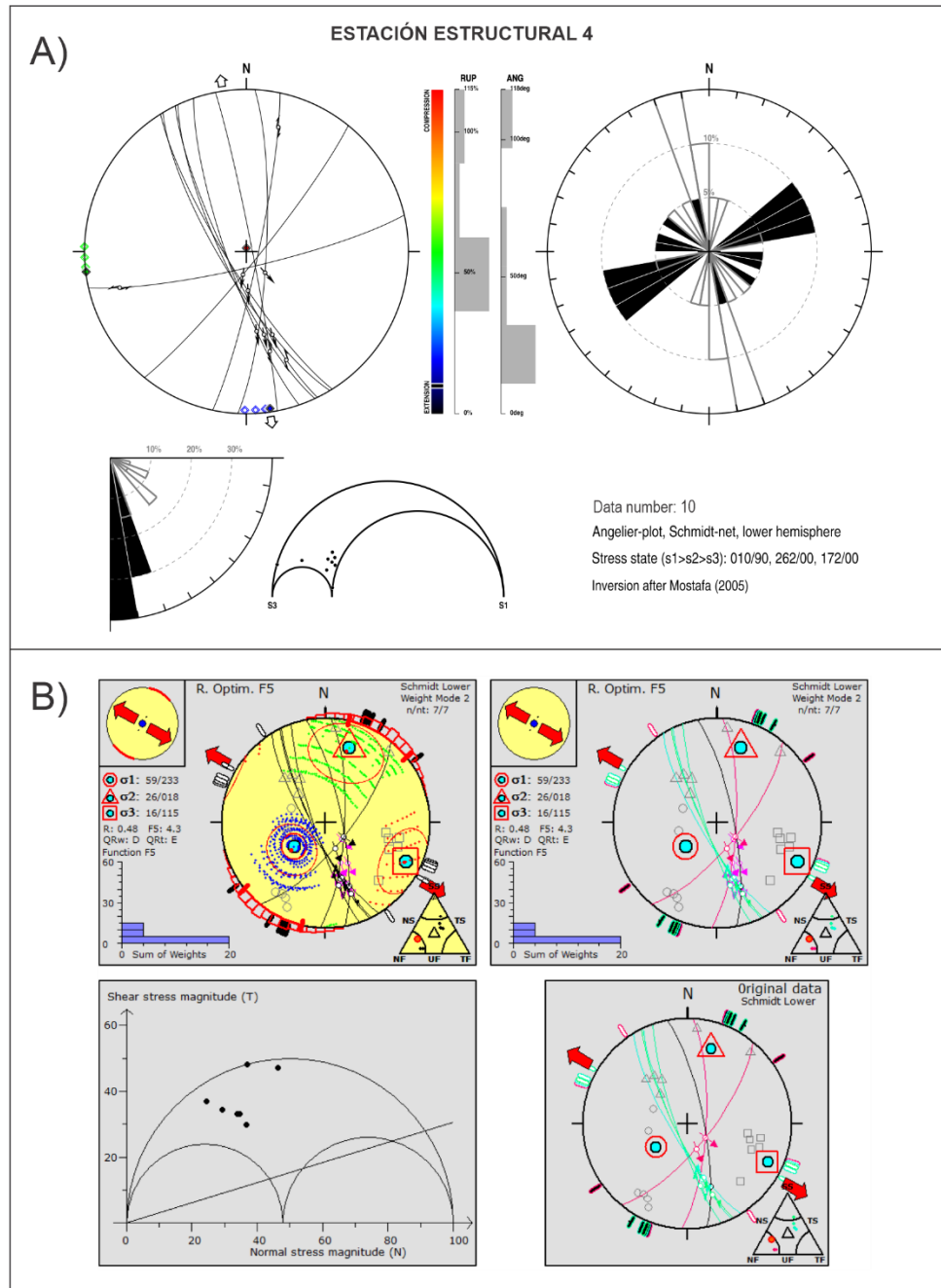
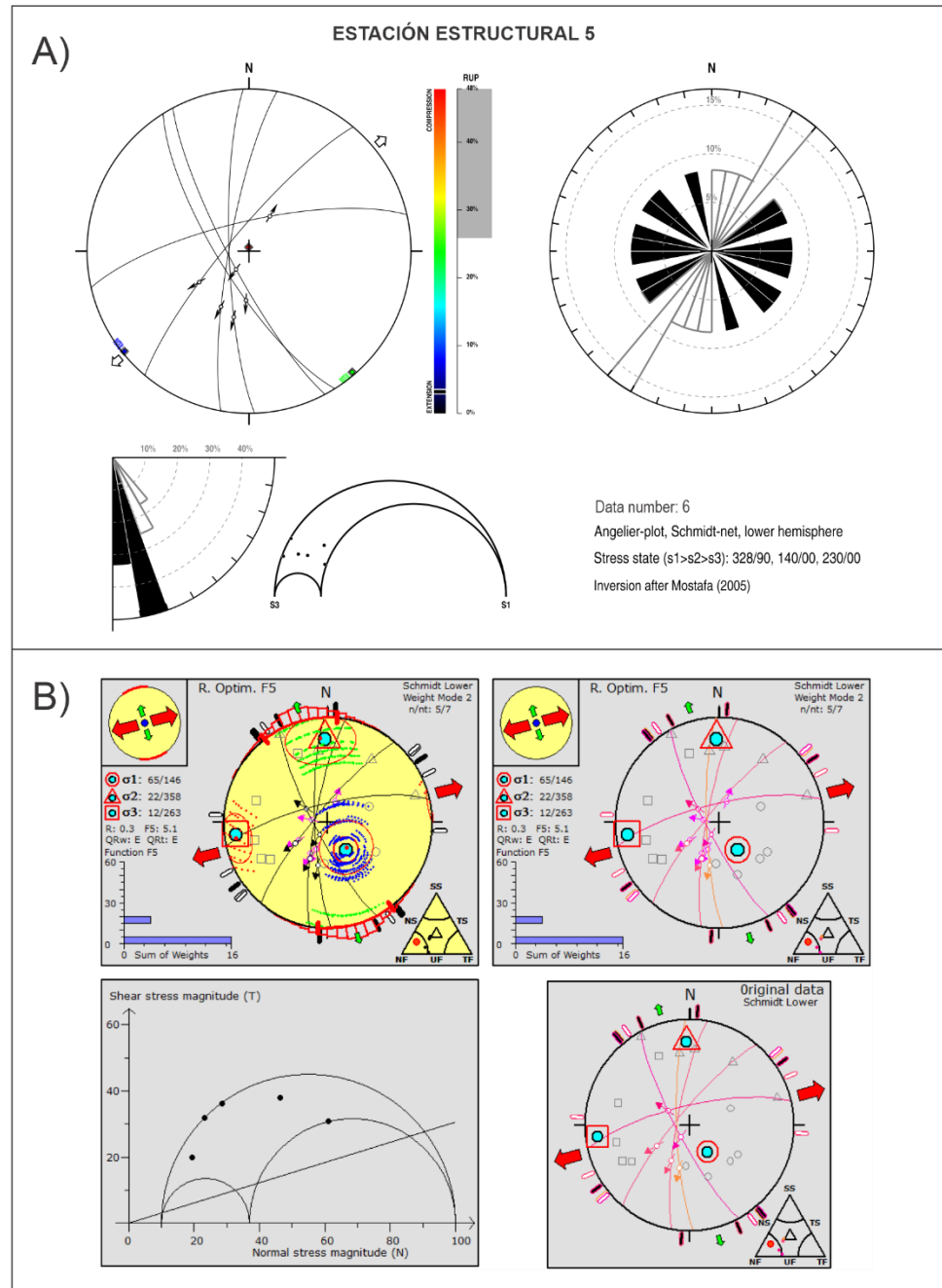


Figura 40. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 4. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, se interpreta que posiblemente en esta estación estructural se tiene una perturbación local. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* © (Ver figura 33).



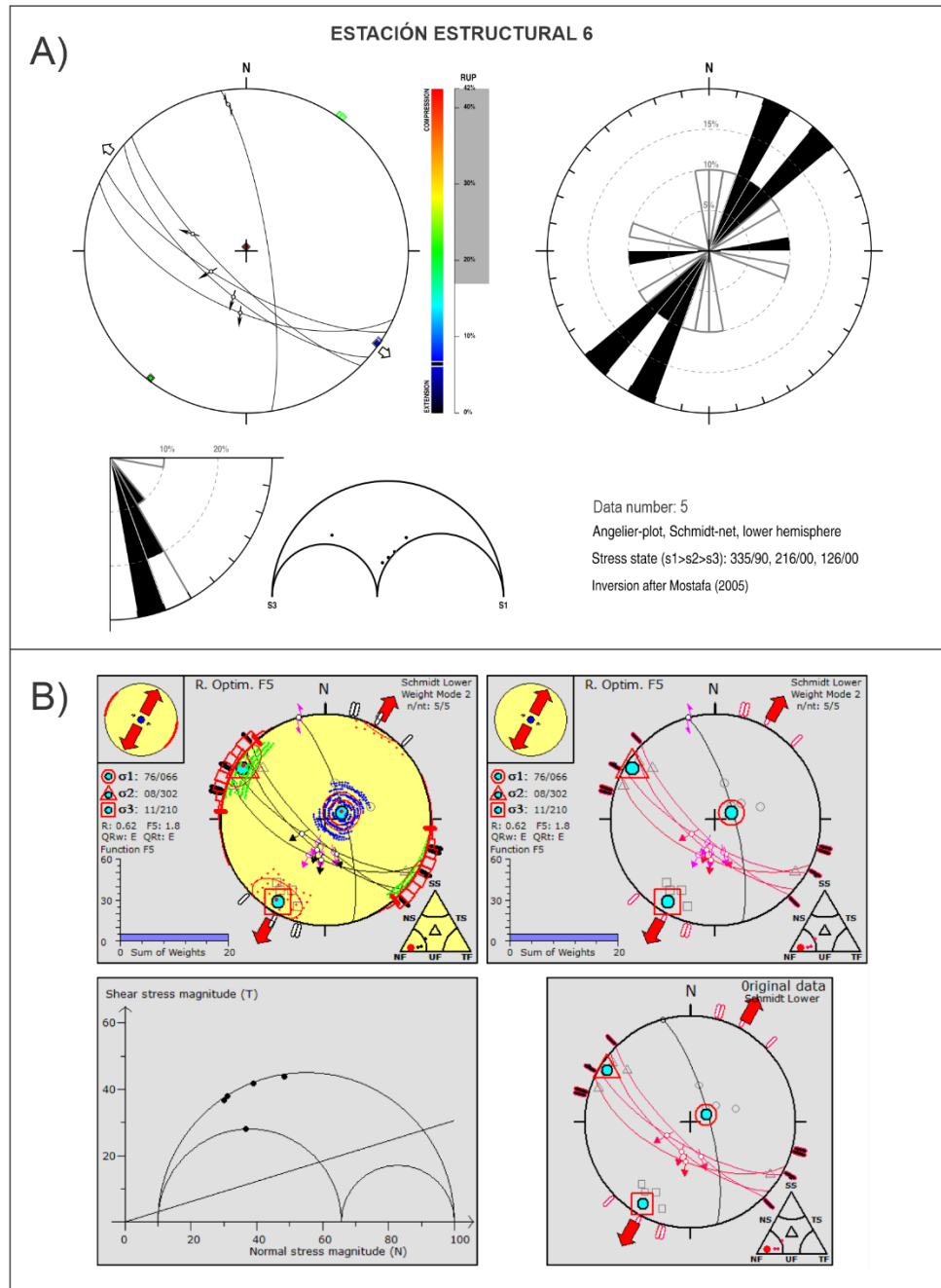


Figura 42. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 6. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, la orientación de las fallas va NW-SE, con buzamiento al SW. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.62 y la dirección del esfuerzo mínimo (σ_3) es dirección NE-SW.

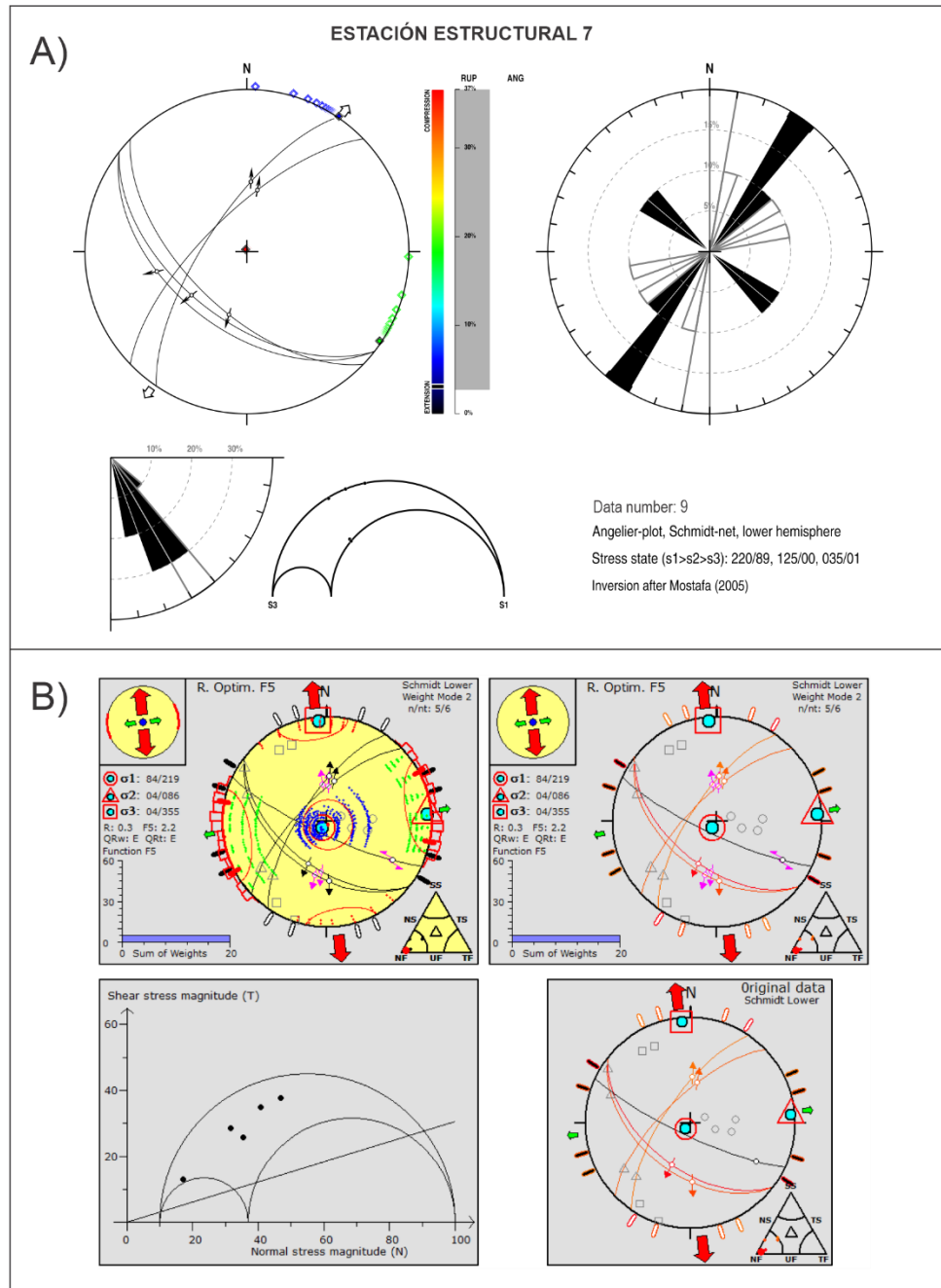


Figura 43. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 7. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©.

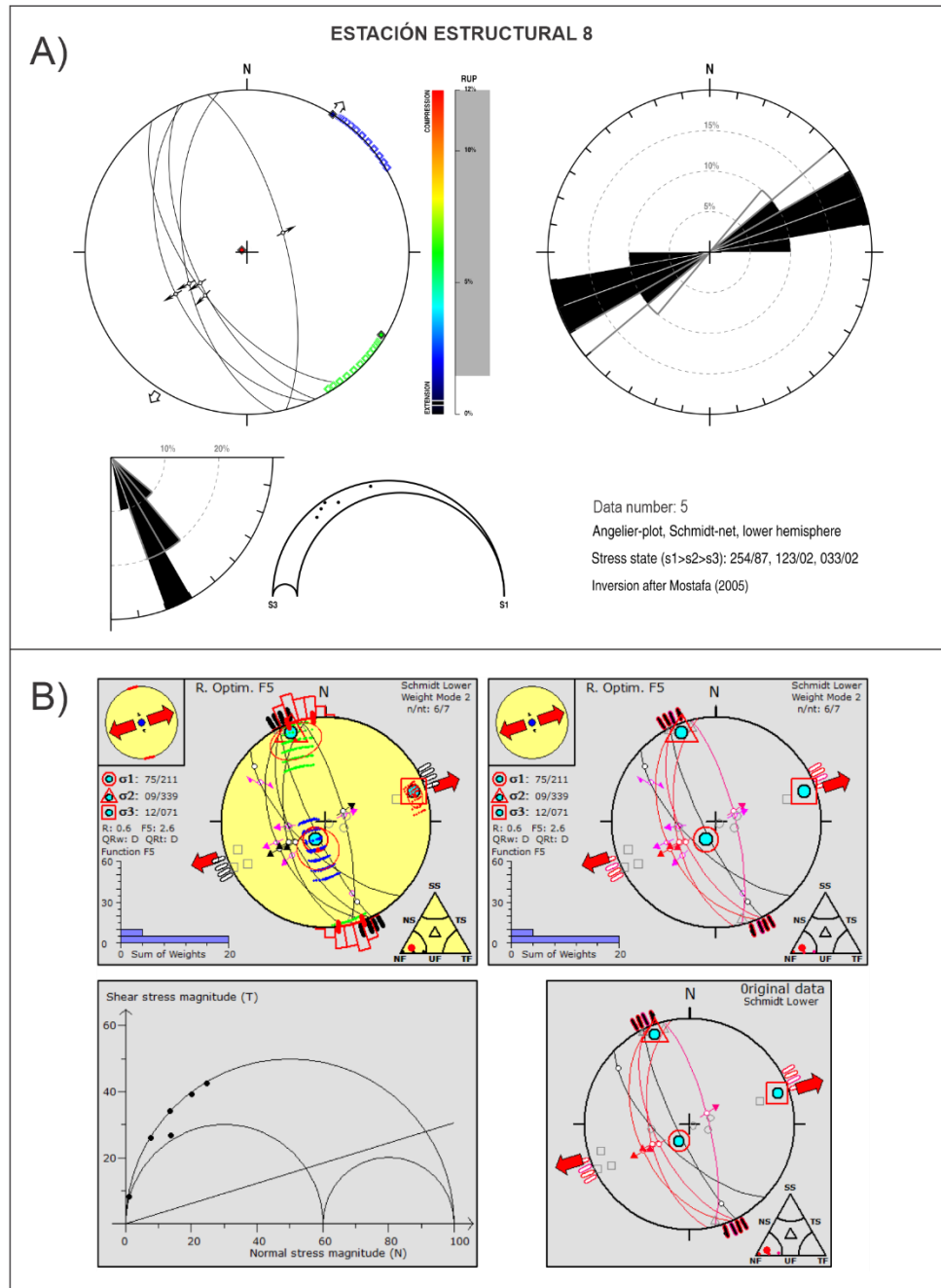


Figura 44. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 8. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, la orientación de las fallas va NW-SE y se observa su falla conjugada. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.6.

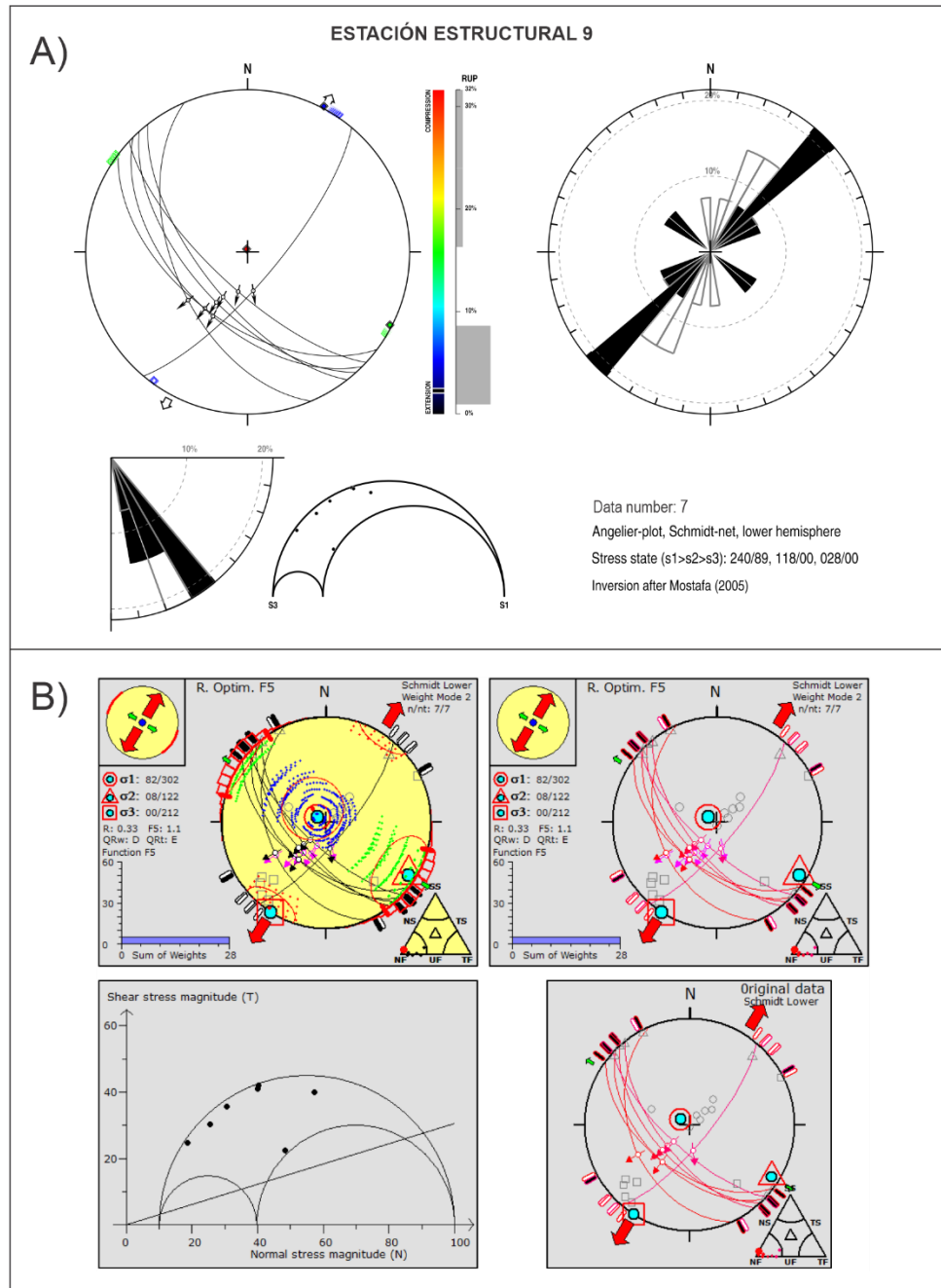


Figura 45. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 9. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, se observa una de las fallas que va paralela a la dirección de mínimo esfuerzo (σ_3), lo cual interpretamos que es una estructura reactivada. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la distribución de las fallas en el círculo de Mohr se ubica por encima de la línea de fricción, lo cual indica que los esfuerzos de cizalla son mayores y efectivamente ocurre el deslizamiento.

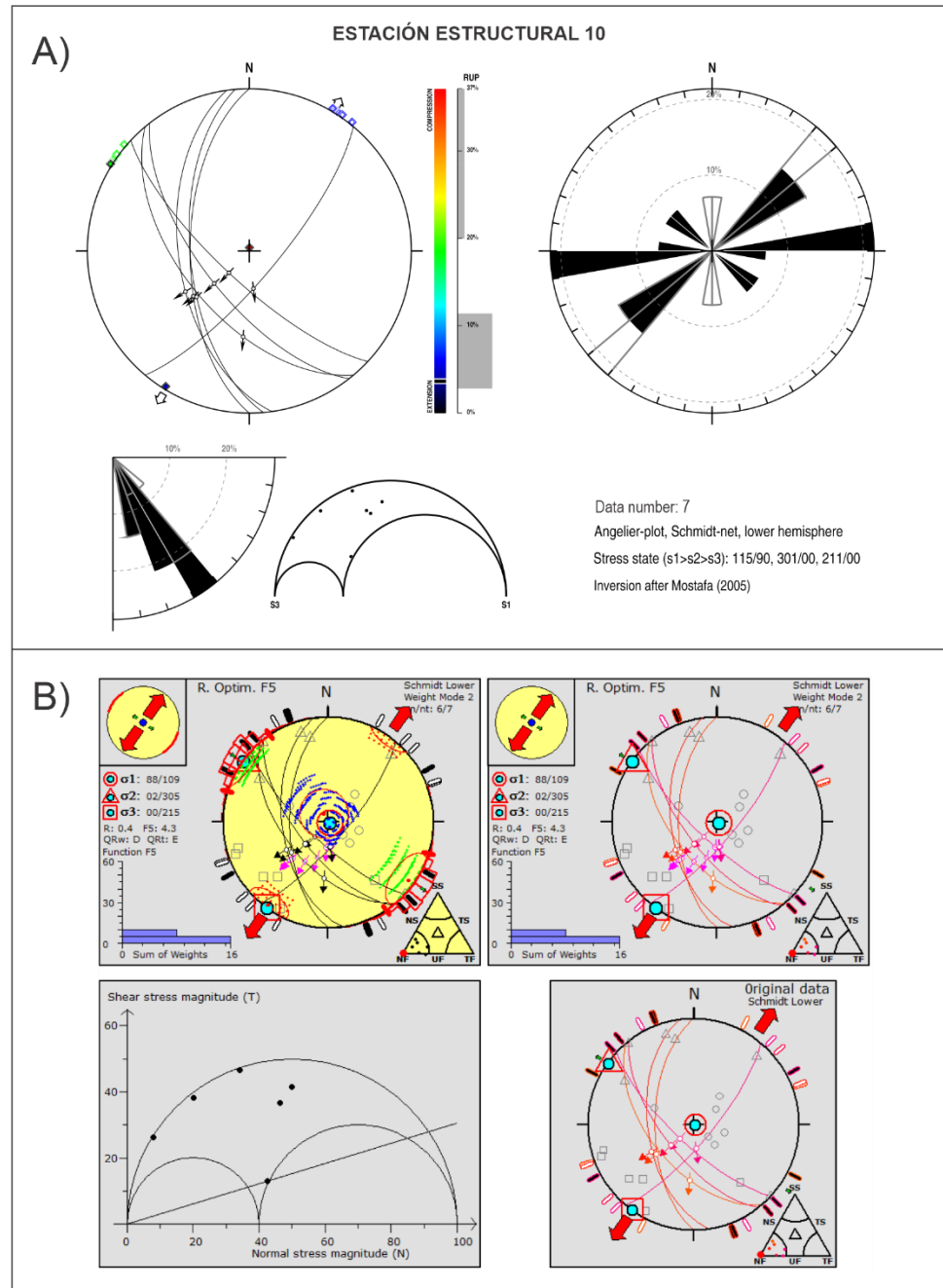


Figura 46. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 10. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, la orientación de al menos 3 fallas va N-S y una falla que es reactivada. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.4.

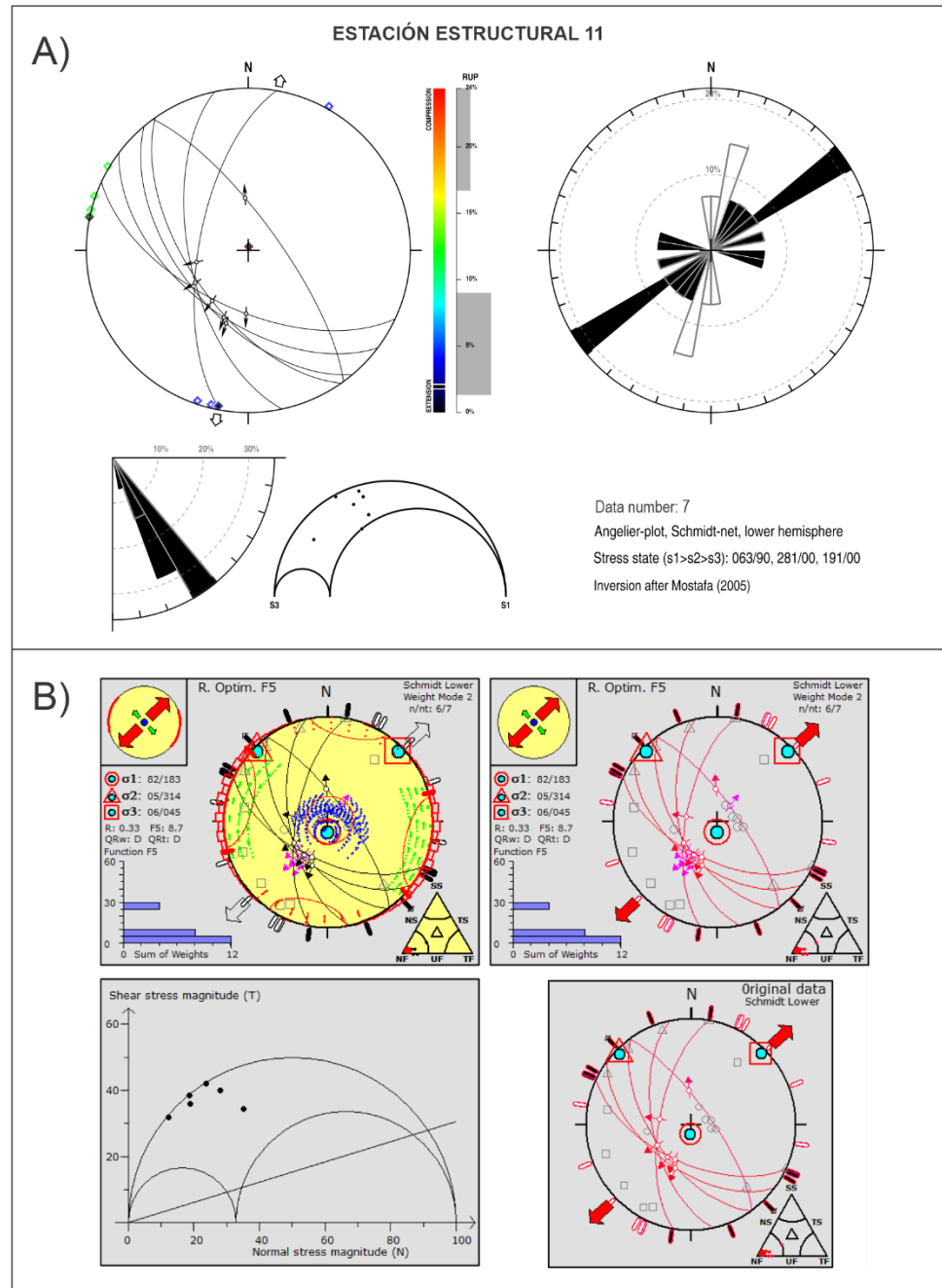


Figura 47. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 11. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, el buzamiento varía entre $60^\circ - 70^\circ$ para esta estación. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.33 y la distribución de las fallas en el círculo de Mohr se ubica por encima de la línea de fricción.

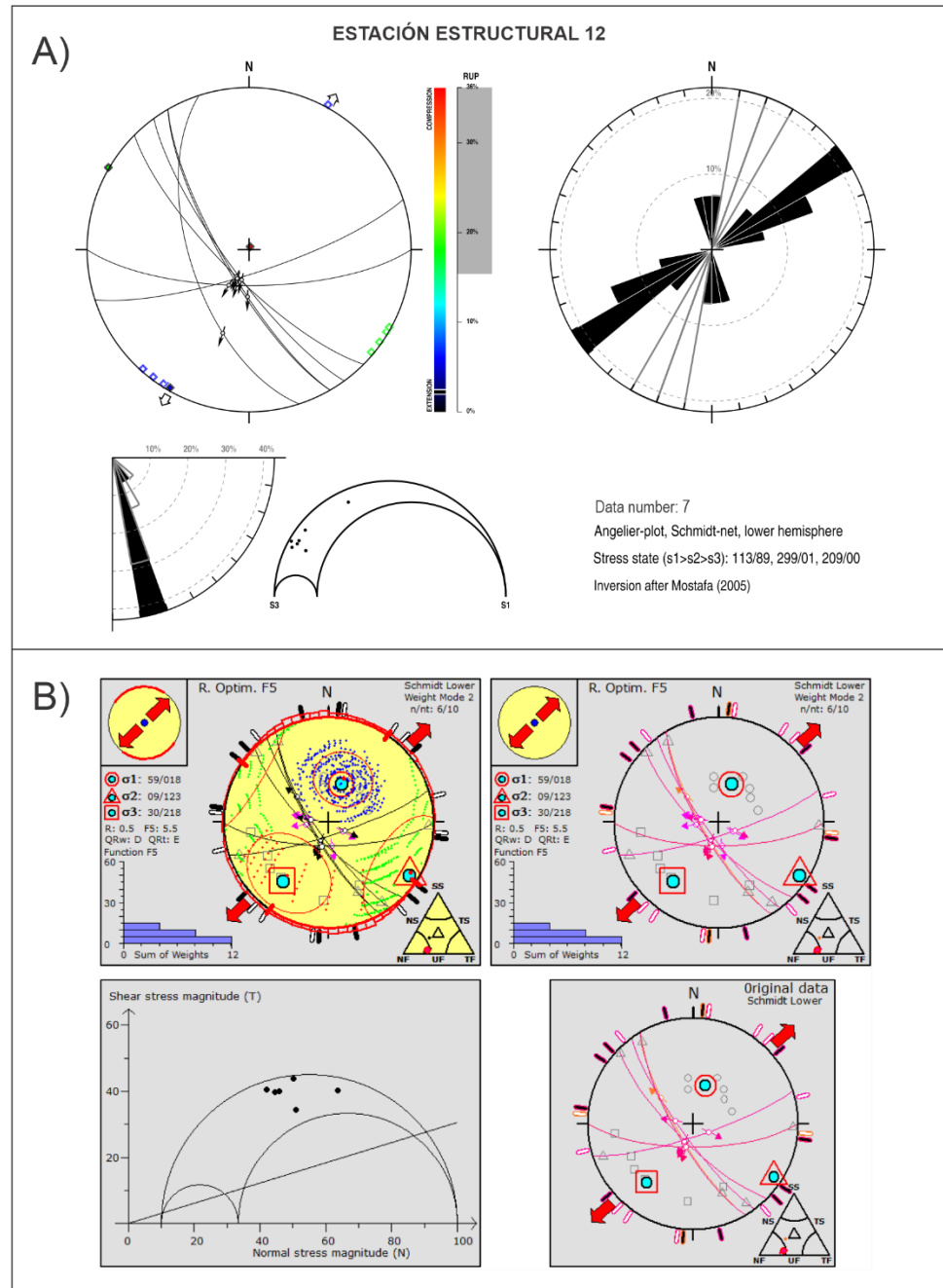


Figura 48. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 12. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, la dirección de extensión es NE-SW para esta estación estructural. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.5.

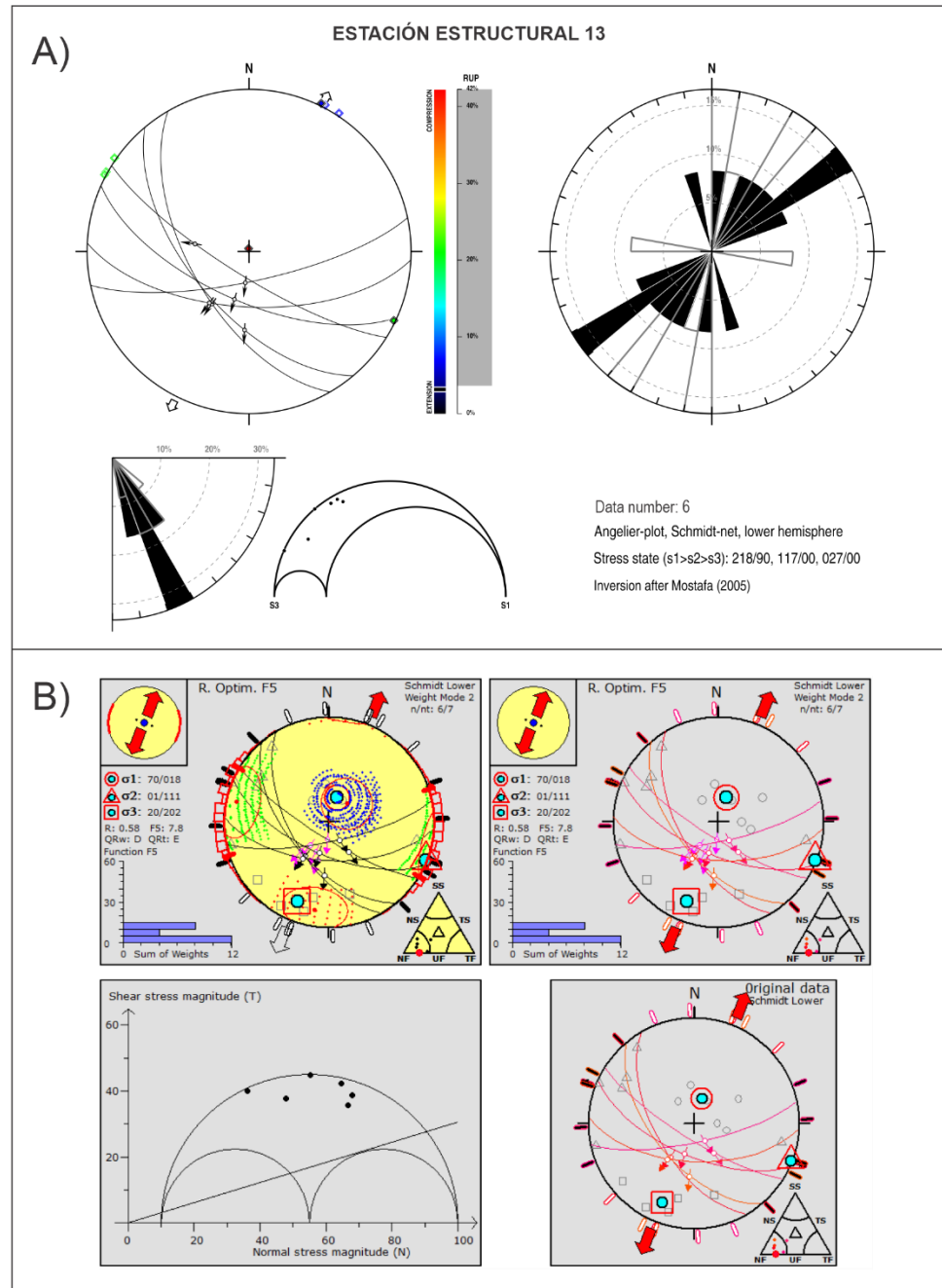


Figura 49. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 13. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, el buzamiento varía entre $60^\circ - 80^\circ$ para esta estación. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.58 y la distribución de las fallas en el círculo de Mohr se ubica por encima de la línea de fricción.

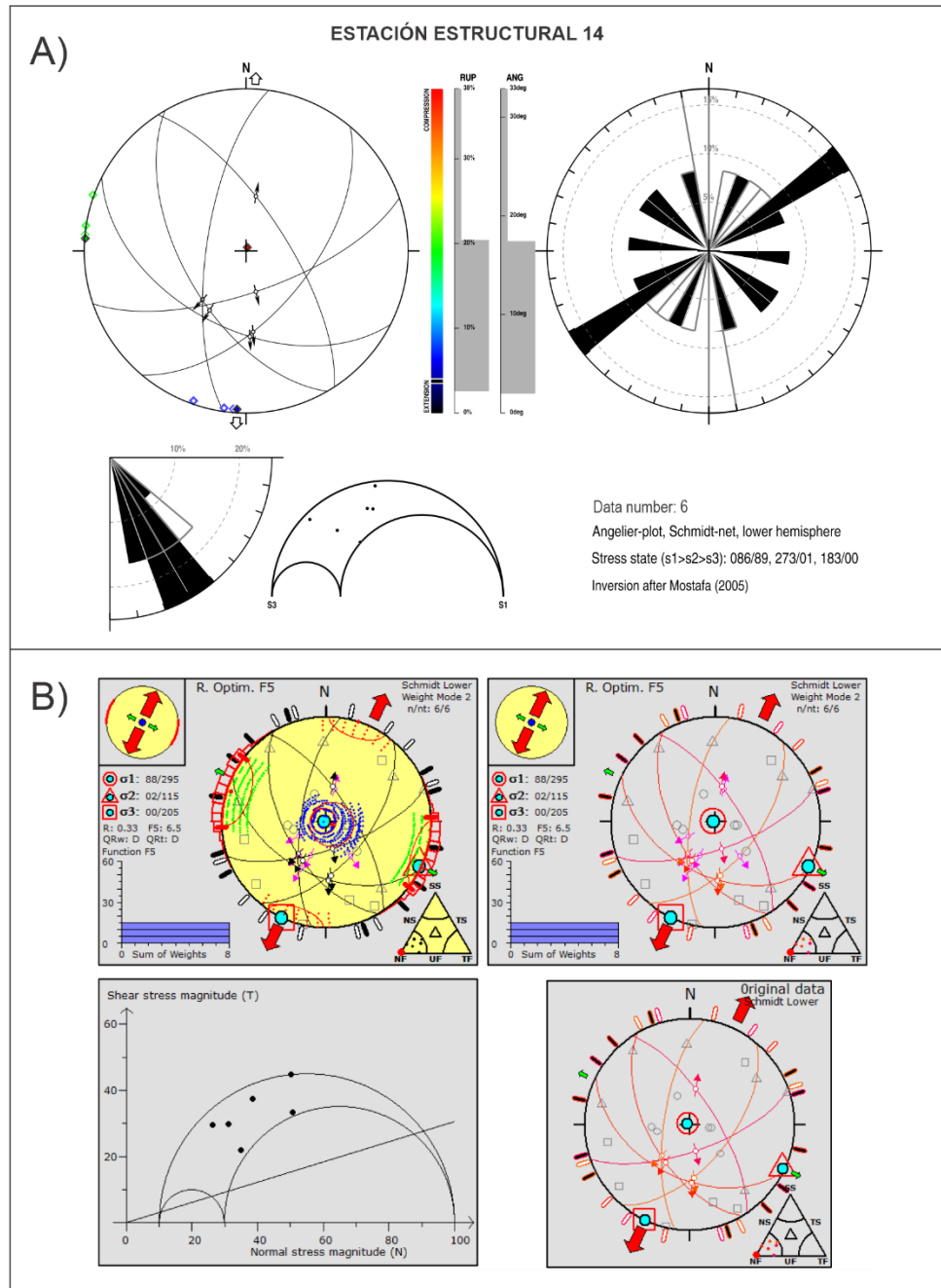


Figura 50. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 14. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, el estimador RUP va de 4 a 21% lo cual se interpreta como buena calidad. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©.

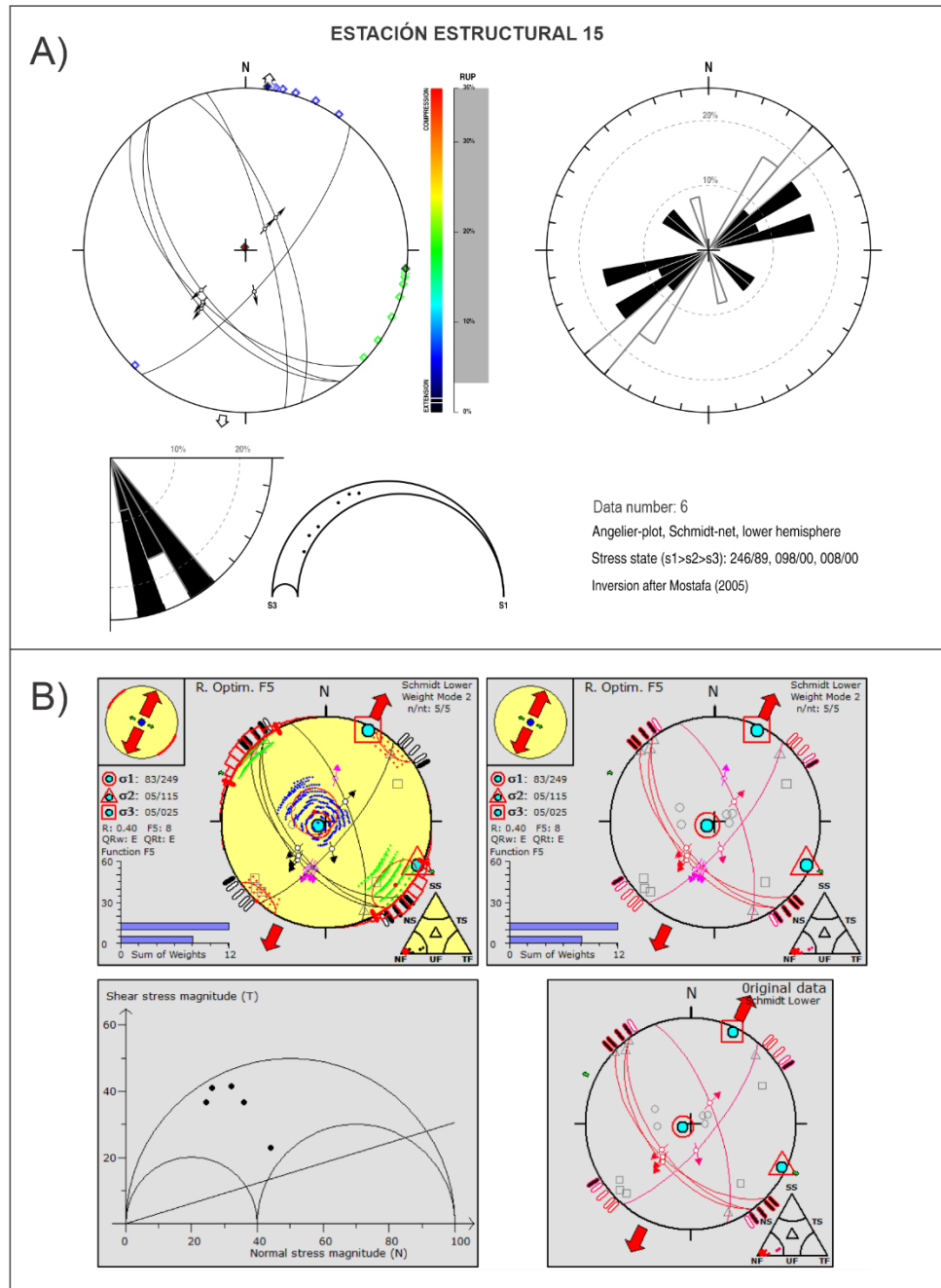


Figura 51. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 15. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, se observa una falla reactivada. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, se observa que la distribución de las fallas en el círculo de Mohr se ubica por encima de la línea de fricción, lo cual indica que los esfuerzos de cizalla son mayores y ocurre el deslizamiento.

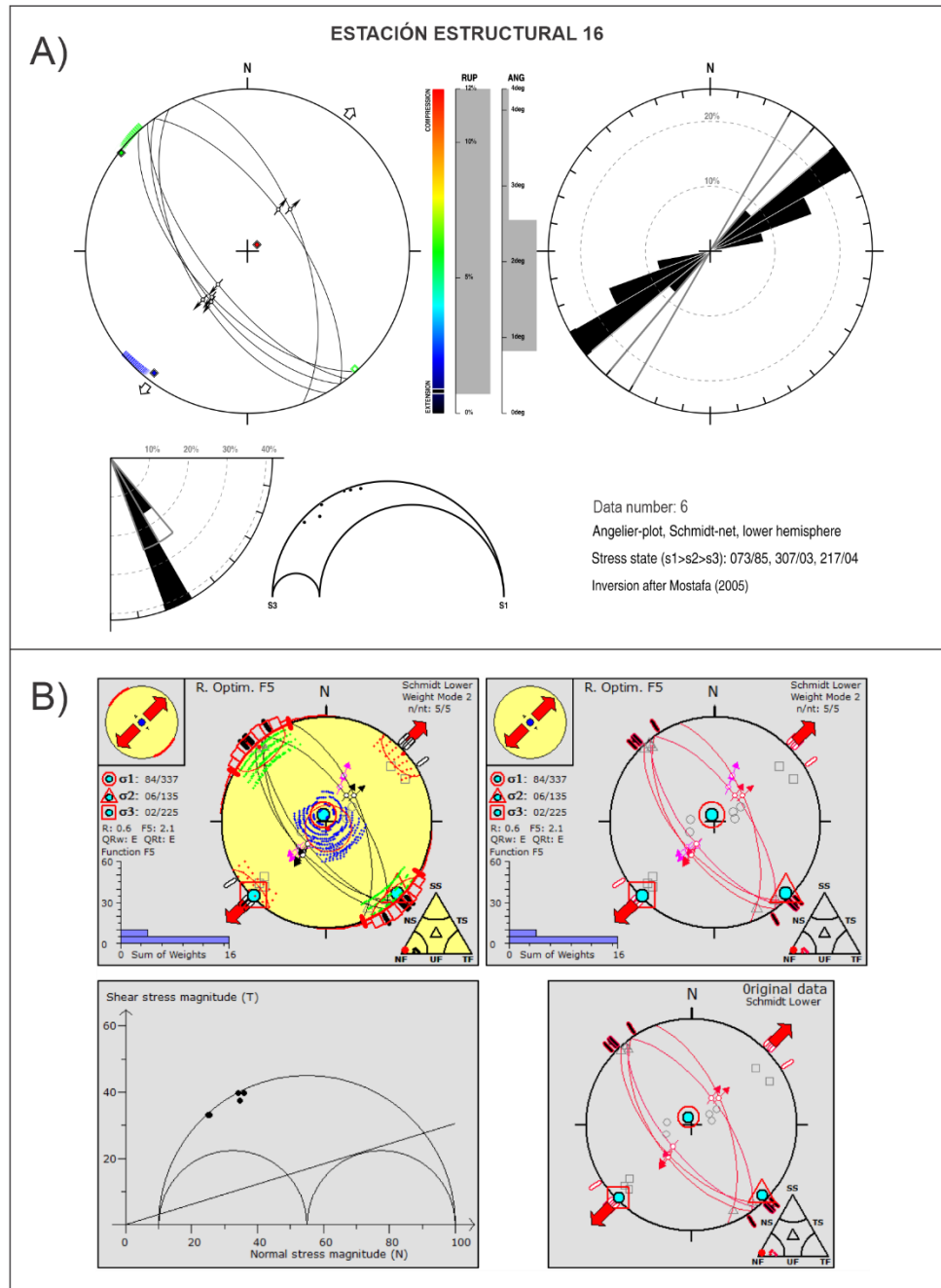


Figura 52. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 16. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©, se observan fallas conjugadas y el estimador RUP va de 2 a 12% lo cual se interpreta como buena calidad. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.6.

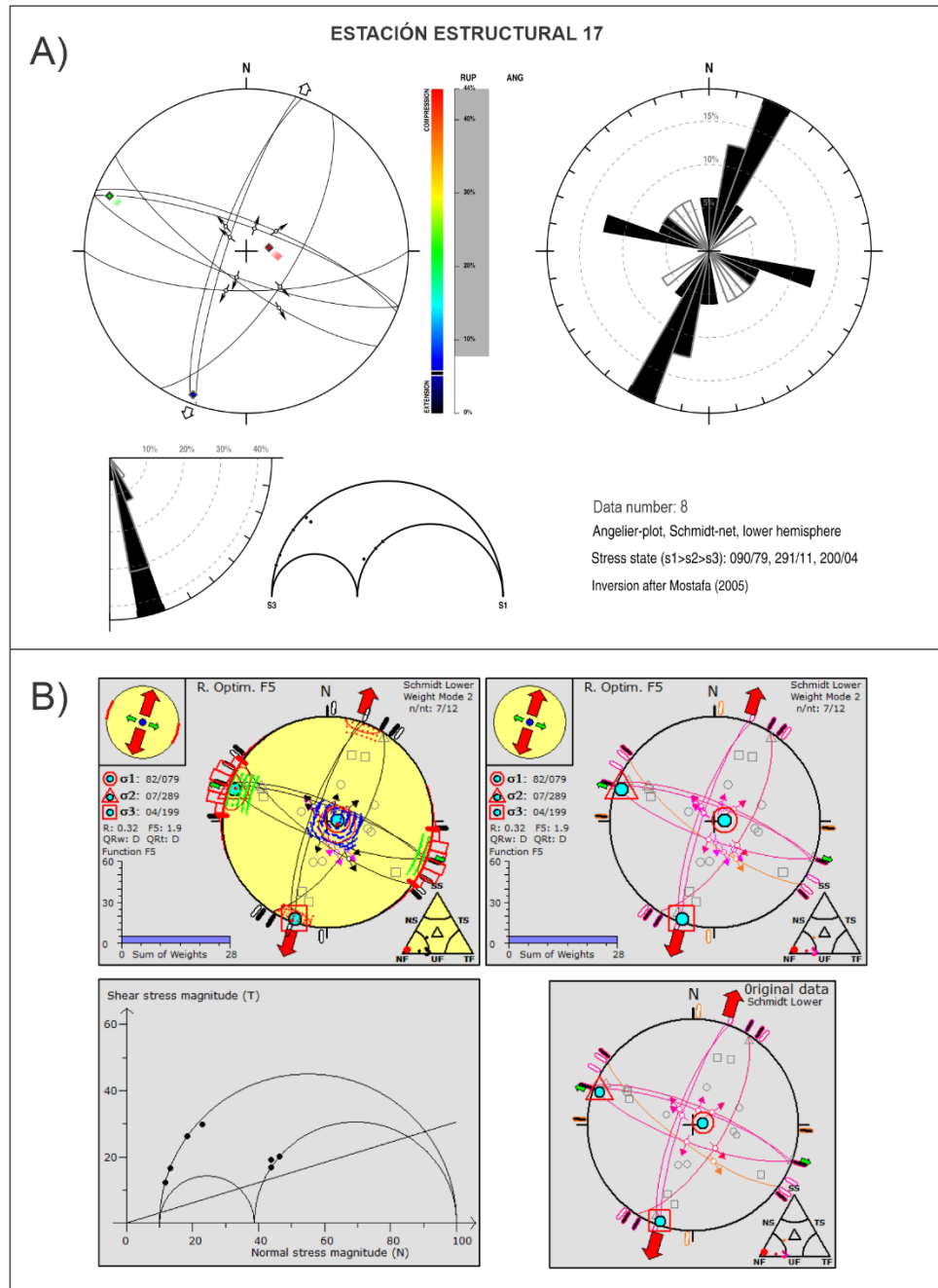


Figura 53. Resultados de la inversión de paleoesfuerzos de la estación estructural 17. A) Muestra los resultados del procesamiento con el programa *SG2PS* ©. B) Resultados del procesamiento con el programa *Win-Tensor* ©, la relación de forma (Φ) es igual a 0.32 y se observa que la distribución de las fallas en el círculo de Mohr se ubica por encima de la línea de fricción, lo cual indica que los esfuerzos de cizalla son mayores y ocurre el deslizamiento.

Por último, en la figura 54 se muestran los resultados gráficos de la determinación de paleoesfuerzos mediante el método de Yamaji y Sato (2011) que complementan los datos presentados en la tabla 2.

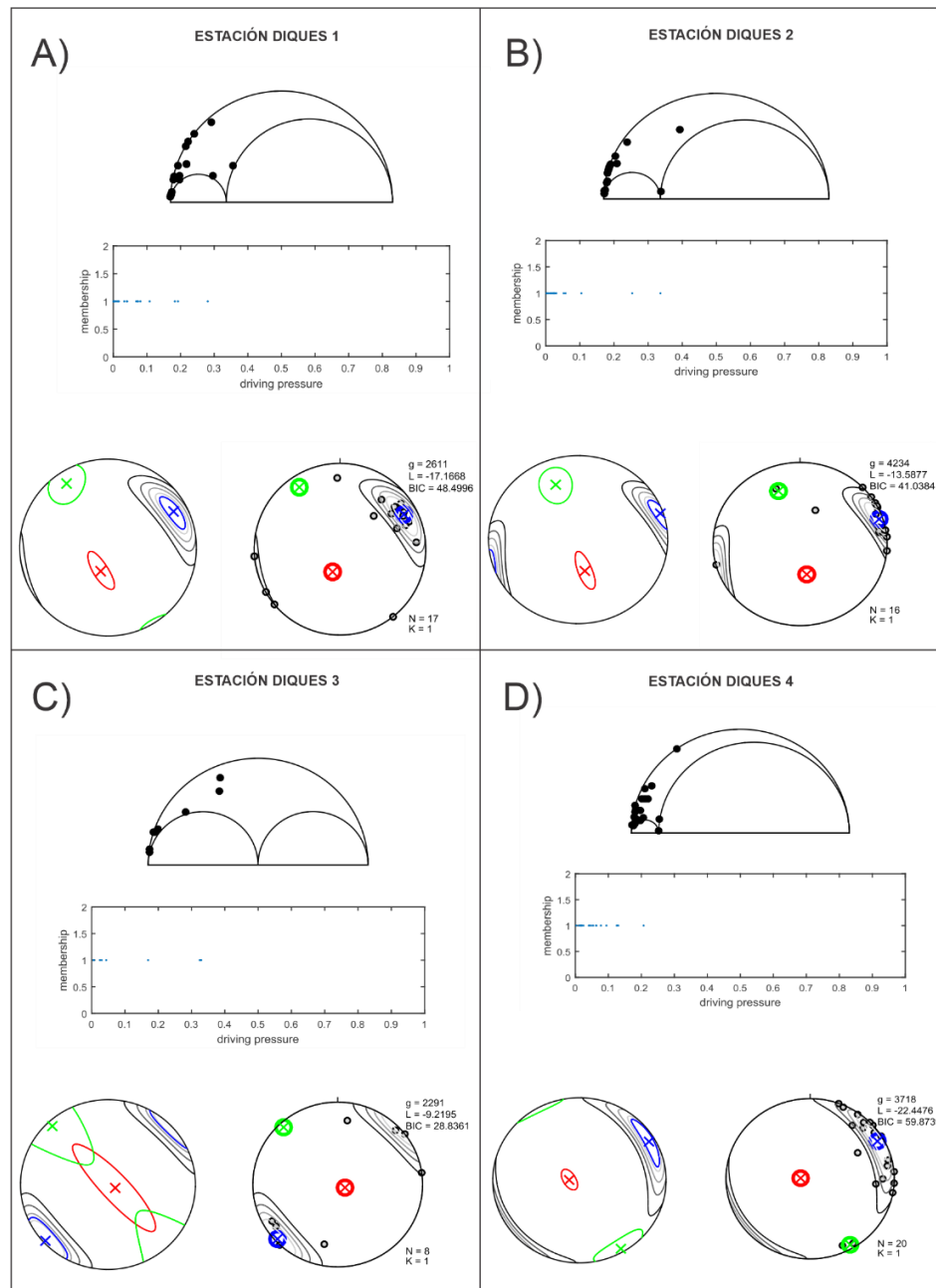


Figura 54. Resultados de la inversión de las 4 estaciones de fracturas por tensión (diques). Se observa que la dirección del esfuerzo mínimo (σ_3), denotado de color azul tiene una dirección NE-SW. El esfuerzo mayor (σ_1), de contorno rojo indica un estado de esfuerzo que promueve fallas normales para las 4 estaciones.

6. DISCUSIÓN

La inversión de los datos de deslizamiento de fallas fue tratada primeramente por Arthaud (1969). Por otra parte, los aspectos metodológicos de análisis para grupos de fallas y el desarrollo de reconstrucciones numéricas de paleoesfuerzos utilizando los datos de deslizamiento de fallas tiene aproximadamente menos de medio siglo desarrollándose (Angelier, 1994).

Es necesario discutir, que existe una diferencia entre los programas utilizados para la determinación de paleoesfuerzos en el presente escrito (Figuras 24, 27 y tabla 1). La diferencia por resaltar es el método utilizado para la determinación de la posición de los paleoesfuerzos. El programa *Win-Tensor* ©, utiliza el método de la función de optimización, para el cual Pascal (2021), señala que el objetivo de la inversión es encontrar/determinar el tensor de esfuerzo que de alguna manera minimice el desajuste entre los vectores de esfuerzo cortante determinado por la función y los deslizamientos de falla observados en el campo, así como, esfuerzos cortantes máximos. En cambio, el programa SG2PS, emplea el método de Mostafa (2005), quien modificó el método de Angelier (1990) con ciclos de cálculo adicionales. Esto a partir de realizar pruebas con datos sintéticos que lo llevaron a resolver el tensor de esfuerzo propuesto por Angelier (1990), obteniendo como resultado valores individuales del estimador de calidad (RUP) inferiores al 1% e iguales al 0% (Pascal, 2021). Por lo tanto, para el buen procesamiento de la información se definieron 17 estaciones estructurales bien distribuidas en la zona de estudio (Figura 33). Además, se utilizaron dos métodos para el procesamiento de las estaciones estructurales, por lo cual, se esperó que los resultados no variaran entre sí. Entonces, al procesar los datos de deslizamiento de fallas de las estaciones mediante dos métodos, no sólo definimos la orientación de los paleoesfuerzos, sino que, además, contamos con los estimadores de calidad de cada uno de estos métodos. Lo cual nos ayudó a verificar e interpretar la calidad de los resultados para cada una de las estaciones estructurales definidas, compararlos con literatura previa, y finalmente se pueden replicar

estos datos para estudios posteriores. Es importante notar que siempre podemos incluir un mayor número de datos, pero por el momento con la cantidad de datos que tenemos es suficiente para poder realizar una comparación regular de estos dos métodos y otra manera de llevar a cabo es con datos sintéticos que nos permita realizar este análisis o comparación.

Ahora bien, se tiene que plantear la pregunta, ¿Los métodos utilizados son los idóneos para el estudio desarrollado? Describir cada uno de los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de datos de deslizamiento de fallas sería algo excesivo, sin embargo, consideramos importante mencionar algunos de los métodos y el objetivo general de los mismos: (1) Método de diedro recto, se usa como indicador de estados de esfuerzos medios para toda una población de fallas, a grandes rasgos (Casas-Sainz *et al.*, 1990). También se utiliza cuando tienes muchos datos con poblaciones que no pertenecen a la misma fase tectónica y sirve como punto de partida, ya que muestra de manera gráfica la orientación aproximada de los ejes de esfuerzo que se ajustan para el conjunto de fallas ingresadas. Este método se deriva de la determinación clásica de los mecanismos focales de terremotos en sismología (Pascal, 2021), por lo cual muestra los resultados a manera de gráfico como pelota de playa (“*beach balls*”), en donde la mayoría de las veces, los cuadrantes de color blanco indican el diedro P, representando el diedro de compresión y los cuadrantes oscuros indican el diedro T, simbolizando el diedro extensional (Angelier, 1994). (2) Modelo de Reches (1978,1983), considera las fallas controladas por una deformación, suponiendo que hay innumerables fracturas preexistentes capaces de acomodar una deformación coaxial tridimensional aplicada, pero que la mayoría de las superficies están activadas (Yamaji, 2007). No obstante, la zona comprendida por el presente estudio carece de una geometría romboédrica característica de este modelo. Resumiendo, el objetivo de los métodos utilizados es determinar el tensor de esfuerzo, minimizando el desajuste entre los vectores de esfuerzo pronosticados y los deslizamientos de falla observados y descritos en el campo (Pascal, 2021).

Por otra parte, ¿Cuántos datos de deslizamiento de fallas son necesarios para poder definir un tensor de esfuerzo con un buen grado de certeza? Etchecopar (1984) recomienda usar al menos 15 datos de deslizamiento de fallas, sin embargo, es bien sabido que muchas de las ocasiones es complicado registrar las suficientes mediciones en una estación estructural. Es posible definir un tensor de esfuerzo con al menos 4 datos de deslizamiento de fallas, pero el resultado tendrá menos grado de seguridad que si por el contrario se hubiera calculado con 15 o más datos de deslizamiento de fallas. De igual manera, la variedad de las orientaciones de las fallas juega un papel importante, ya que nos permite calcular una solución particular. Para el caso de este estudio, se ubicaron 17 estaciones estructurales con un promedio de 8 mediciones por estación con direcciones diferentes en general, por lo tanto, consideramos que nuestros resultados son aceptables.

Una limitación fue registrar más planos de falla con su estría bien definida ya que si la estría no se observaba de manera clara sobre la superficie de falla y no eran visibles otros indicadores cinemáticos que nos ayudaran a definir la cinemática de esa estructura de falla de manera certera, optamos por no utilizar el dato al procesar la información para la determinación de los paleoesfuerzos. Esto, se compenso ubicando más estaciones estructurales dentro de la zona de estudio para poder definir de mejor manera el régimen de esfuerzos que se discute más adelante.

Sistema de fallas normales

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) estudiaron el sistema de fallas normales con rumbo similar NW-SE y buzamiento preferentemente al SW, se demostró que existe una relación entre el basculamiento regional y las unidades que bascularon hacia el NE. Con esto, deducen que la edad del fallamiento está comprendida entre la emisión de la ignimbrita Cantera (29.0 Ma) y el miembro superior de la riolita Panalillo (26.8 Ma). Destacan que la deformación se encuentra en la placa superior (*upper plate*) y refiere al sistema de fallas normales con rumbo NW-SE, como fallas que definen un arreglo de bloques tipo “dominó”. Entonces, Xu *et al.* (2004) calculan las extensiones a

lo largo de una sección y obtienen una extensión del 20%, a lo cual refiere que el mecanismo de deformación se debe a cizalla pura, ya que, esta produce gran extensión en comparación a la cizalla simple. Estos antecedentes dan cuenta del porque se ha obtenido que la cinemática de las fallas es normal y el régimen de esfuerzos es un régimen de esfuerzos normal, en el cual la dirección de extensión es NE-SW (Figura 33). De igual manera, con el diagrama de rosas (Figura 34) se obtuvo que la dirección principal de rumbo de las estructuras de falla de este estudio es 310° - 340° y el buzamiento varía entre 60° - 80° , lo cual corresponde a fallas de tipo normal (Anderson, 1905).

Respecto a la hipótesis aquí planteada, podemos señalar que esta se cumple. De acuerdo con los resultados obtenidos se encontró una asociación gráfica entre los obtenidos por Xu *et al.* (2004), realizados mediante red de áreas iguales (*equal-area net*) hemisferio inferior y los obtenidos en nuestro estudio. Esto se podría relacionar con lo que plantean Xu *et al.* (2008), donde indican que la rotación de los bloques de fallas tuvo lugar a medida que aumentaba el deslizamiento de falla y la inclinación de las capas volcánicas depende del grado de rotación del bloque de falla (Torres-Hernández *et al.*, 2006).

Es necesario considerar también que lo que se esperaría de acuerdo con las fallas normales de Anderson es que la dirección de deslizamiento en el plano de falla (*pitch*) sea $\sim 90^{\circ}$, en cambio, el resultado de la estadística de las estrías mediante la representación de Hoepfner (Figura 35), observamos que se encuentra a $\sim 80^{\circ}$. Esto es extraño ya que parece haber una pequeña perturbación y aunque 10° no es mucho, se debe hacer notar, ya que esta perturbación también se refleja en los gráficos obtenidos por Xu *et al.* (2004) mediante red de áreas iguales y en los obtenidos a partir del procesamiento de las estaciones del presente estudio, ya que el esfuerzo máximo (σ_1) no se encuentra en la vertical. Una posible explicación es que, al estar sometida esta porción del Campo Volcánico de San Luis Potosí al campo de esfuerzos del evento de extensión, en primera instancia se formaron las estructuras de falla y posteriormente como parte del mismo evento, tenemos el basculamiento de las rocas volcánicas. Durante este basculamiento, existe un acomodamiento por parte de las rocas volcánicas que quedan dispuestas hacia el

NE y durante este acomodamiento posiblemente se generó la perturbación a la cual buscamos respuesta. Considerando que la deformación comenzó con el emplazamiento de la ignimbrita Cantera (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992).

Ahora bien, al realizar el procesado de los datos, nos encontramos con fracturas/fallas verticales con componente de deslizamiento oblicuo que fueron observadas y medidas en la etapa de campo, lo cual es extraño. Una de las consideraciones que se tuvo como respuesta a esto, es que, a profundidad, la fractura en general seguirá el campo de los esfuerzos; sin embargo, al llegar a la superficie, se orientará, por ejemplo: por la topografía, discontinuidades en el terreno, etc. Lo cual, se verá reflejado en un aumento en el ángulo de buzamiento de la fractura. Es decir, si no tienen mucho desplazamiento cuando son fallas normales, al llegar a superficie la respuesta de estas es que las observaremos como fracturas, por ejemplo: Islandia o en el Rift de África oriental. Una segunda consideración, es como afirma Botero-Santa *et al.* (2020), la reactivación de fallas/fracturas preexistentes juegan un papel importante en la evolución de sistemas de fallas durante una fase de actividad tectónica y como se muestra en la figura 34, tenemos fallas/fracturas ortogonales a las fallas con orientación NW-SE, lo cual podría corresponder a sistemas ortogonales que se desarrollan como fracturas al principio. Para el caso de nuestra zona de estudio, se podría considerar que estas fracturas/fallas o como inferencia que pudieran deberse a fracturas de enfriamiento, tienen muy baja tendencia al deslizamiento (Botero-Santa *et al.*, 2020). Finalmente, una tercera consideración es que no son fallas que reflejan el campo de esfuerzos regional, si no que pueden ser fracturas/fallas que acomodan complicaciones locales. Por tal motivo, estos datos que de alguna manera nos generaban ruido al definir las principales orientaciones de los paleoesfuerzos, fueron retirados de las estaciones ya que se determinó que son complicaciones locales y estos datos se muestran en el anexo 1, denotados con un asterisco (*).

Adicionalmente, es importante discutir los resultados de las estaciones de los diques vs el resultado de las estaciones de falla que se encuentran más cercanas a las mismas. Esta comparación se realiza tomando en cuenta el estimador de calidad (Φ), el cual corresponde a la relación de forma (Figura 55).

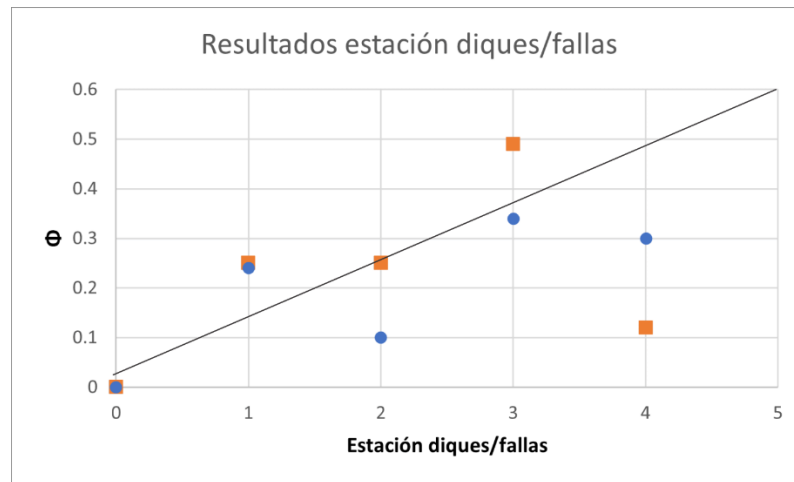


Figura 55. Diagrama de dispersión que muestra la relación de forma (Φ) de los diques (cuadrados color naranja) vs las estaciones de falla (círculos de color azul) cercanos a la de los diques, la estación 1 de los diques se compara con la estación 11 de las fallas, la estación 2 de los diques con la estación 15 de las fallas, la estación 3 de los diques con la estación 3 de las fallas y finalmente la estación 4 de los diques con la estación 1 de las fallas.

Es importante realizar esta comparación ya que permite de alguna manera validar el resultado obtenido entre ambos métodos. Cabe resaltar que el método de Yamaji y Sato (2011) es reciente y es conveniente realizar la inversión con más datos de diques para obtener resultados más confiables. Sin embargo, se puede observar que el resultado entre uno y otro no cambia considerablemente (Figura 55), y algo a resaltar es que la relación de forma (Φ) son bajos en general, entre 0.5 y 0.1, lo cual es interesante ya que representa el grado de anisotropía del estado de esfuerzo, debido a que cada valor de (Φ) corresponde a una forma específica del elipsoide de esfuerzos (Pascal, 2021).

Por otra parte, es conveniente mencionar que al realizar la estadística de las direcciones de falla (Figura 34) se observan direcciones de fallas con orientación N-S. Estas orientaciones se encuentran de manera sistemática en las estaciones de las fallas.

Esto es extraño, ya que no se tiene la evidencia completa para decir o confirmar algo, pero es importante hacerlo notar.

Así mismo, con las estadísticas de las estrías (Figura 35) podemos observar que la mayoría se encuentran cerca de *dip-slip*, lo cual nos indica que esas fallas son fallas neoformadas. No obstante, tenemos en menor proporción estrías con deslizamiento oblicuo, a partir de lo cual se puede interpretar que estas estructuras existían antes de la extensión. Para este caso de estudio en particular, inferimos que posiblemente estas estructuras pertenezcan a fracturas de enfriamiento de las ignimbritas que pudieron ser reactivadas durante el evento de extensión, ya que se observó en el campo que estas estructuras no siguen de manera continua la dirección de rumbo. Además, se observa en las estaciones que tenemos una familia principal que es perpendicular al esfuerzo mínimo (σ_3), y en algunos, tenemos una familia perpendicular que se desarrolla de manera secundaria. Eso es debido a que cuando se desarrolla una fractura en una dirección, se relajan los esfuerzos y se puede tener una rotación y fracturar en la otra dirección. Sin embargo, esta no será continua como la que se formó en un principio. Otra inferencia, podría ser que se deban a esfuerzos locales que de alguna manera influye en la zona de estudio, pero que no afecta de manera regional. Agregando a lo anterior, se observa que el ángulo de la estría en el plano de falla está cerca de los 90° (Figura 35), lo cual corresponde a fallas de tipo normal.

7. CONCLUSIONES

A partir de la información geológica y estructural del presente trabajo, puede concluirse que en la parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí se tiene un sistema de fallas, compuesto por una familia principal que se movió bajo el mismo régimen tectónico, cuya cinemática de las fallas es normal y el régimen de los esfuerzos es normal, en el cual la dirección de extensión es casi ortogonal a la dirección de las estructuras de falla. Lo anterior, reafirma el trabajo de Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) en el que sostienen que la tectónica del Oligoceno es extensional y proponen un arreglo de bloques tipo “dominó” para las fallas que delimitan y basculan la secuencia estratigráfica hacia el NE. Por otra parte, coincide con el modelo reportado por Xu *et al.* (2004), más que un sistema de fallas asociado a una deformación por cizalla simple.

Además de lo anterior, se realizó un mapa estructural escala 1:15 000 en el cual se indica la ubicación de las estaciones estructurales y a partir de donde se tomaron los datos para el análisis cinemático asociado a la deformación de las fallas. Con los datos obtenidos de deslizamiento de fallas por estación se considera que los resultados matemáticos son sustentados por el número de estaciones distribuidas en la zona de estudio, variedad en las orientaciones de las fallas, los buenos estimadores de calidad, las observaciones de campo y las secciones geológico-estructurales. Lo cual suma información que ayuda a entender a las estructuras y deformación ocurrida en este lapso de tiempo para la parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí.

Lo planteado hasta ahora, se basa en un mecanismo de deformación tipo cizalla pura, que se ajusta al modelo de extensión también obtenido e interpretado en este estudio, a partir de las orientaciones de los esfuerzos, logrado con el método de optimización e inversión directa.

El resultado del mapa estructural y los datos de la zona de estudio nos permite interpretar que la evolución tectónica de la porción central del Campo Volcánico de San Luis Potosí estuvo dominada principalmente por la tectónica extensional del Oligoceno, las estructuras con orientación preferencial NW-SE siguieron el campo de los esfuerzos en un régimen normal y en la placa superior se orientaron principalmente por la topografía, esto posiblemente se refleja en el aumento del ángulo de buzamiento de las fracturas. Se debe tomar en cuenta que el volcanismo ocurrió de manera simultánea al fallamiento (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Torres-Hernández *et al.*, 2006; Torres-Hernández, 2009; Tristán-González *et al.*, 2009b). Por lo que estas zonas de debilidad sirvieron como conductos para las rocas volcánicas, de tal manera que la reactivación de fallas y/o fracturas preexistentes juegan un papel importante en la evolución de sistemas de fallas durante una fase de actividad tectónica. Una implicación regional, es que las estructuras estudiadas se apegan al sistema de fallas San Luis Tepehuanes, en el cual resalta de manera discreta fallamiento de orientación noroeste con una componente lateral como es considerado por Xu *et al.* (2004), que posiblemente sea producto del acomodamiento de las sucesiones volcánicas o esfuerzos locales. Brevemente, como plantea Xu *et al.* (2021) aunque las características de la provincia extensional “*Basin and Range*” han sido estudiadas ampliamente, su origen es aún tema de debate.

Con los datos de estructuras de tensión obtenidos en campo se concluye que la aplicación de métodos computacionales ayuda en la determinación de un modelo de deformación, aunque se debe de hacer notar que siempre estos métodos tienen resultados más precisos a medida que se tienen más datos en la base de datos documentado en campo y dependerá también de la variedad de las orientaciones de las fallas. Se recomienda utilizar el método de Yamaji y Sato (2011) cuando el número de estructuras de tensión son los suficientes para tener una buena cantidad de datos, buscando mejorar el valor de la relación de forma (Φ) y que los resultados sean certeros.

La interacción entre datos de campo, y aplicación de métodos computacionales se puede aplicar a diferentes disciplinas: yacimientos minerales, para la determinación de la dirección de emplazamiento de estructuras mineralizadas (vetas y diques) y control estructural de obras desarrolladas en mina subterránea como a cielo abierto, (2) hidrogeología, identificar la dirección de las principales fracturas por las cuales podría recargarse el acuífero fracturado en cuestión.

Para terminar, los métodos de inversión nos ayudan a resolver problemas desde un concepto matemático de esfuerzo más completo que si se aborda el problema desde un punto cinemático.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J. J., y Solorio-Munguía, J. G. (1994).** Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el Sur del Estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 29-42.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R. A., García-Arreola, M. E., Almaguer-Rodríguez, J. D. L., y Maury, R. C. (2012).** Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María volcanic fields, México: the bearing of ICP-QMS data. *Geofísica internacional*, 51(3), 293-308.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., de Jesús Aguirre-Díaz, G., López-Doncel, R. A., Bellon, H., y Martínez-Esparza, G. (2014).** Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central México: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152-172.
- Aguirre-Díaz, G.J., y Labarthe-Hernández, G. (2003).** Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting: *Geology*, Vol 31, No 9, 773-776 p.
- Aguirre-Díaz, G. J., y McDowell, F. W. (1991).** The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13373-13388.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Reyes-Zaragoza, M. A., Orozco-Esquivel, M. T., Ojeda-García, Á. C., y Vasallo, 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., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo, L. F., y Xu, S. (2002).** El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29.
- Anderson, E. M. (1905).** *The dynamics of faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8(3), 387-402.

- Angelier, J. (1975).** Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamique et cinématique. *C. R. Acad. Sci.* 281, 1805–1808.
- Angelier, J. (1984).** Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5835-5848.
- Angelier, J. (1990).** Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103(2), 363-376.
- Angelier, J. (1994).** Fault slip análisis and paleostress reconstruction. In: *Hancock, PL, (Ed.), Continental Deformation, Pergamon Press, Oxford*, 53-100.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., y Luhr, J. F. (2000).** Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. *México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 59-71.
- Arthaud, F. (1969).** Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5), 729-737.
- Bacon, RW, 1978,** Geología del norte de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: University of Texas at Arlington, *Tesis de maestría*, 124 p.
- Baer, G., Beyth, M., y Reches, Z. E. (1994).** Dikes emplaced into fractured basement, Timna igneous complex, Israel. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B12), 24039-24050.
- Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., y Martínez-Macías, P. R. (2004).** Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 299-319.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M., y Torres-Hernández, J. R. (1999).** Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central Mexico. *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico, GSA-Special Paper*, 340, 197.
- Best, M. G., Gromme, S., Deino, A. L., Christiansen, E. H., Hart, G. L., y Tingey, D. G. (2013).** The 36–18 Ma Central Nevada ignimbrite field and calderas, Great Basin, USA: multicyclic super-eruptions. *Geosphere*, 9(6), 1562-1636.
- Bingham, C. (1974).** An antipodally symmetric distribution on the sphere. *The Annals of Statistics*, 1201-1225.

- Botero-Santa, P. A., Xu, S., Nieto-Samaniego, Á. F., y Alaniz-Álvarez, S. A. (2020).** Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1).
- Bott, M. H. P. (1959).** The mechanics of oblique slip faulting. *Geological magazine*, 96(2), 109-117.
- Burt, D. M., y Aguillón, R. A. (1988).** Structure and topaz distribution in two topaz rhyolite dome complexes, San Luis Potosi, Mexico (resumen). *Geological Society of American: Abstracts with Programs*, 7, A398.
- Carey, E. (1976).** *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement* (Doctoral dissertation, Université Paris-Sud).
- Carey, E., y Brunier, B. (1974).** Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles*, 279(11), 891-894.
- Casas-Sainz, A. M., Gil-Peña, I., y 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(5-6), 385-398.
- Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., y López-Martínez, M. (2012).** Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 179-203.
- Delvaux, D. (2012).** Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. EGU General Assembly, Vienna, 2012. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 14, EGU2012-5899.
- Dickinson, W. R. (2002).** The Basin and Range Province as a composite extensional domain. *International Geology Review*, 44(1), 1-38.
- Etchecopar, A. (1984).** *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques: approche mathématique* (Tesis Doctoral).
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (2005).** Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.

- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G. (2018).** The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Franco-Rubio, M. (1999).** Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Special papers Geological Society of America*, 211-221.
- Henry, C. D., y Aranda-Gomez, J. J. (1992).** The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20(8), 701-704.
- Henry, C. D., y Aranda-Gómez, J. J. (2000).** Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318(1-4), 1-26.
- Jolly, R. J. H., y Sanderson, D. J. (1997).** A Mohr circle construction for the opening of a pre-existing fracture. *Journal of Structural Geology*, 19(6), 887-892.
- Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., (1979).** Cartografía Geológica Hoja Tepetate, S.L.P.: *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico*, No 66, 1- 31 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., y 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*, No 85, 208.
- Labarthe-Hernández, G., y Jiménez-López, L. S. (1992).** Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito. *SLP: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico*, No 114, 1-34.
- Labarthe-Hernández, G., y Jiménez-López, L.S. (1993).** Geología del Domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito, S.L.P.: *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico*, No 117.
- Labarthe-Hernández, G., y Jiménez-López, L. S. (1994).** Geología de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito. *SLP: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico*, 120, 34.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., y Ortega-Obregón, C. (2012).** Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 243-263.

- Mostafa, M. E. (2005).** Iterative direct inversion: an exact complementary solution for inverting fault-slip data to obtain palaeostresses. *Computers & geosciences*, 31(8), 1059-1070.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., y Labarthe-Hernández, G. (1997).** La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 13-25.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., y 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(3), 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., y Camprubí Cano, A. (2005).** La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Pascal, C. (2021).** Paleostress Inversion Techniques: Methods and Applications for Tectonics. *Elsevier*.
- Reches, Z. E. (1978).** Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*, 47(1-2), 109-129.
- Reches, Z. E. (1983).** Faulting of rocks in three-dimensional strain fields II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95(1-2), 133-156.
- Rodríguez-Ríos, R., y Torres-Aguilera, J. M. (2009).** Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(3), 658-673.
- Río Varela, P. D., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ángeles-Moreno, E., Escalona-Alcázar, F. D. J., y Pilar-Martínez, A. D. (2020).** Geología y estructura de las sierras de Guanajuato y Codornices, Mesa Central, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1).
- Sasvári, Á., y Baharev, A. (2014).** SG2PS (structural geology to postscript converter)—A graphical solution for brittle structural data evaluation and paleostress calculation. *Computers & Geosciences*, 66, 81-93.
- Serna-Bafún, J.H., 2018.** Control Estructural para explicar el emplazamiento del vulcanismo final en el Norte del Complejo Volcánico de la Sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, *tesis de licenciatura*.

- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., y Nieto-Obregón, J. (2000).** A submarine fan in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 429-442.
- Torres Aguilera, J. M. (2005).** Caracterización petrográfica y geoquímica del vulcanismo bimodal en el semigraben de Bledos, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, *tesis de maestría*, 1-97 p.
- Torres-Aguilera, J. M., y Rodríguez-Ríos, R. (2005).** Hipótesis preliminares sobre el origen del vulcanismo bi-modal en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. XV Congreso Nacional de Geoquímica. *Actas INAGEQ*, 11(1), 106.
- Torres Hernández, J. R. (2009).** "Origen y emplazamiento de las ignimbritas cantera y panalillo del campo volcánico de San Luis Potosí". (*Tesis de Doctorado*). Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/77255>.
- Torres-Hernández, J. R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., y Mata-Segura, J. L. (2006).** The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite. *Geofísica internacional*, 45(4), 243-253.
- Torres-Hernández, J. M. (2009).** *Origen y emplazamiento de las ignimbritas Cantera y Panalillo del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de La Tierra* (Doctoral dissertation, tesis doctoral, 204 p).
- Torres-Hernández, J. R., Alva Valdivia, L. M., González Rangel, J. A., Caballero Miranda, C. I., Rosas Elguera, J. G., y Villalobos Romero, N. (2012).** Paleomagnetismo en la determinación de la temperatura de emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo, Juachín, San Luis Potosí, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(3), 619-638.
- Torres-Hernández, J. R., Siebe-Grabach, C., Aguillón-Robles, A., y Rodríguez-Ríos, R. (2014).** Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 66(1), 183-197.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S. K., Verma, S. P., Velasco-Tapia, F., y Torres-Hernández, J. R. (2019).** Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene–Miocene volcanic rocks from the Sierra de San Miguelito complex, central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102311.

- Tristán-González, M., 2008.** Evolución tectono-volcánica durante el Paleógeno en la porción suroriental de la Mesa Central. Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, *Tesis de Doctorado*.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J. R., y Bellon, H. (2009a).** Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471(1-2), 136-152.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., ... y Labarthe-Hernández, G. (2009b).** Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303.
- Tristán-González, J. N. O., y Gutiérrez-Palomares, I. (2011).** The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, México. *Developments in Volcanology Caldera Volcanism Analysis, Modelling and Response*, 143.
- Wallace, R. E. (1951).** Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of geology*, 59(2), 118-130.
- Xu, S., Nieto-Samaniego, Á. F., y Alaniz-Álvarez, S. A. (2004).** Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central México. *Geologica Acta*, 189-189.
- Xu, S., Nieto-Samaniego, Á. F., y Alaniz-Álvarez, S. A. (2021).** Inherited structures controlling the development of the Arista-Ahualulco graben in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103586.
- Xu, S., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., y Grajales-Nishimura, J. M. (2008).** Evolución de la geometría de fallas normales en el campo volcánico del Oligoceno en la Mesa Central, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1), 71-82.
- Yamaji, A. (2007).** Determination of stress from faults. In: An Introduction to Tectonophysics: Theoretical Aspects of Structural Geology. *Terrapub, Tokyo* (Chapter 11).
- Yamaji, A., y Sato, K. (2011).** Clustering of fracture orientations using a mixed Bingham distribution and its application to paleostress analysis from dike or vein orientations. *Journal of Structural Geology*, 33(7), 1148-1157.

Zárate del Valle, P. F. (1982). Geología y análisis metalogénico de la Sierra de Catorce, SLP. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 1-21.

ANEXOS

Anexo 1. Datos estructurales de las 17 estaciones, tomados en notación azimutal con regla de la mano derecha y utilizados para el procesamiento de la información.

Estación estructural 1.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	287962	2444578	172	58	42	SW	sinistral-normal
2	287993	2444505	152	70	62	SE	normal-dextral
3	288010	2444501	266	65	80	SW	normal-sinistral
*4	288245	2444200	181	55	62	N	normal-dextral
5	288245	2444200	131	48	88	SW	falla normal
6	288245	2444200	125	52	85	SW	falla normal
7	289384	2443604	138	61	85	SW	falla normal
*8	289285	2444010	325	65	82	NE	falla normal
9	289653	2443833	142	68	86	SW	falla normal
10	289653	2443833	142	62	83	SW	falla normal

Estación estructural 2.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	286343	2446065	128	82	80	SW	falla normal
2	286345	2446076	156	83	77	SW	falla normal
3	286434	2446086	151	50	60	SE	normal-dextral
4	286483	2446031	120	68	90	SW	falla normal
5	286520	2445845	138	70	65	SW	falla normal
*6	286520	2445845	118	75	62	SW	falla normal
7	286710	2445754	150	49	78	NW	falla normal
8	286720	2445968	163	77	22	NW	sinistral-normal

9	286347	2446210	166	71	73	SE	falla normal
10	286314	2446386	320	56	12	SE	siniestral-normal
11	286286	2446417	160	56	50	NW	sinistral-normal

Estación estructural 3.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	286479	2446425	262	53	65	SE	normal-sinistral
2	286479	2446425	73	66	18	SW	siniestral-normal
3	286314	2446386	320	56	12	SE	siniestral-normal
*4	286390	2446351	117	64	0		Falla lateral dextral
*5	286347	2446210	166	71	73	SW	falla normal
*6	286286	2446417	160	56	50	NW	sinistral-normal
7	286347	2446210	166	71	73	SE	falla normal
8	286434	2446086	151	50	60	SE	normal-dextral
9	286483	2446031	120	68	80	SW	falla normal
10	286720	2445968	163	77	22	NW	dextral-normal
11	285741	2447042	138	61	90	SW	falla normal
12	285690	2447074	135	54	85	SW	falla normal

Estación estructural 4.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
*1	287252	2443340	77	82	20	SE	sinistral-normal
*2	287252	2443340	154	80	30	SE	sinistral-normal
*3	287252	2443340	12	84	22	NE	dextral-normal
4	287204	2443395	349	87	37	SE	siniestral-normal
5	287204	2443395	3	82	80	SE	falla normal

6	287204	2443395	161	88	40	SE	dextral-normal
7	287204	2443537	155	88	45	SE	dextral-normal
8	287204	2443537	149	77	47	SE	dextral-normal
9	287204	2443537	39	89	90	SE	falla normal
10	286804	2443676	148	87	73	SE	falla normal

Estación estructural 5.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	286406	2443982	190	80	60	SW	normal-dextral
2	286406	2443982	220	80	62	SW	normal-dextral
3	286521	2443902	178	80	57	SW	dextral-normal
*4	286554	2443916	50	80	0	SE	pure dip-slip faults
5	286607	2443882	257	75	76	NW	normal
6	286670	2443836	152	80	85	SW	normal
7	286804	2443676	148	87	73	SE	falla normal

Estación estructural 6.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	286123	2444199	120	78	80	SW	normal
2	286123	2444199	135	76	65	SW	normal
3	286123	2444199	131	68	80	SW	normal
4	286123	2444199	115	65	80	SW	normal
5	286076	2444174	345	79	0	NW	pure dip-slip faults
6	286076	2444174	351	79	10	NW	dextral-normal

Estación estructural 7.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	285475	2445654	226	70	65	NE	dextral-normal
2	285475	2445654	214	70	60	NE	normal-dextral
3	285454	2445968	115	85	28	SE	dextral-normal
4	285456	2445958	160	74	20	SE	dextral-normal
5	285501	2445701	128	55	82	SW	falla normal
6	285501	2445701	128	50	62	SE	normal-dextral
7	284287	2446252	134	60	75	SW	falla normal

Estación estructural 8.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	285076	2446907	154	84	20	SE	dextral-normal
2	285036	2447083	134	67	16	NW	sinistral-normal
*3	285018	2447067	156	54	10	NW	sinistral-normal
4	284700	2446893	346	75	85	NE	falla normal
5	285102	2447353	157	48	85	SW	falla normal
6	285102	2447353	170	58	80	SW	falla normal
7	284572	2447320	144	60	85	SW	falla normal
8	284572	2447320	155	62	86	SW	falla normal

Estación estructural 9.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	285558	2447553	142	66	88	SW	falla normal
2	285719	2447060	127	54	90	SW	falla normal
3	285741	2447042	138	61	90	SW	falla normal
4	285690	2447074	135	54	85	SW	falla normal
*5	285308	2447196	134	70	25	NW	siniestral-normal
6	285102	2447353	157	43	85	SW	falla normal
7	284931	2447762	133	72	90	SW	falla normal
8	284931	2447762	40	75	77	SW	falla normal

Estación estructural 10.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	284359	2448777	140	56	60	SE	normal-dextral
2	284516	2448635	180	60	68	SW	falla normal
3	284643	2448673	172	54	75	SW	falla normal
4	284680	2448095	138	80	20	NW	sinistral-normal
5	284931	2447762	133	75	90	SW	falla normal
6	284931	2447762	40	76	77	SW	falla normal
7	285558	2447553	142	66	88	SW	falla normal
8	284763	2448275	175	60	70	SW	falla normal

Estación estructural 11.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	282683	2449362	145	60	80	SW	falla normal
2	283055	2449300	190	80	90	NW	falla normal
3	283055	2449300	115	60	90	SW	falla normal
4	283613	2449070	168	60	80	SW	falla normal
5	283685	2449281	308	48	20	SE	sinistral-normal
*6	283546	2449443	127	55	80	SW	falla normal
7	283546	2449443	324	75	68	NE	falla normal
*8	283386	2449678	130	82	48	NW	sinistral-normal
9	284359	2448777	140	56	60	S	normal-dextral

Estación estructural 12.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	285858	2449757	332	82	10	SE	sinistral-normal
2	285858	2449757	150	77	60	NW	normal-sinistral
3	285858	2449757	150	76	80	SE	falla normal
4	285907	2449437	139	77	40	SE	dextral-normal
5	285907	2449437	161	62	62	SE	normal-dextral
6	285676	2450345	90	76	85	S	falla normal

Estación estructural 13.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
*1	282256	2444981	304	83	85	NE	falla normal
2	282244	2445031	150	60	77	SW	falla normal

3	282224	2445044	78	75	85	SE	falla normal
4	282210	2445049	114	65	87	SW	falla normal
5	283200	2444710	140	58	62	SE	falla normal
*6	283066	2444795	327	70	70	SE	falla normal
7	281015	2446445	93	60	72	SW	falla normal
8	281115	2446361	122	78	65	SE	falla normal

Estación estructural 14.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	283575	2444770	71	69	88	SE	falla normal
2	283200	2444710	140	58	62	SE	falla normal
3	283066	2444795	327	70	70	NE	falla normal
4	283798	2443977	188	70	63	SW	normal-dextral
5	284260	2443266	150	58	74	SW	falla normal
6	284330	2443098	117	48	70	SW	falla normal

Estación estructural 15.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	284931	2447762	133	76	90	SW	falla normal
2	284931	2447762	40	73	77	SW	falla normal
3	284572	2447320	144	54	80	SW	falla normal
4	284077	2447635	144	60	87	SW	falla normal
5	284085	2447660	135	56	87	SW	falla normal
6	285076	2446907	154	80	20	SE	dextral-normal
7	284700	2446893	346	78	90	NE	falla normal
8	284700	2446893	346	70	80	N	falla normal

Estación estructural 16.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	289384	2443604	138	61	85	SW	falla normal
2	289384	2443604	145	60	80	SW	falla normal
3	289285	2444010	325	65	82	NE	falla normal
4	289285	2444010	340	62	78	NE	falla normal
5	289653	2443833	142	68	86	SW	falla normal
6	289653	2443833	151	58	80	SW	falla normal

Estación estructural 17.

Geometría de la estructura de falla							
N	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Inmersión	Cinemática
1	285676	2450345	90	70	80	S	falla normal
2	285717	2450215	198	80	86	NW	falla normal
110	285719	2450223	32	66	84	SE	sinistral
112	285717	2450237	200	76	82	NW	falla normal
117	285688	2450307	288	82	84	NE	falla normal
115	285705	2450271	300	88	90	NE	falla normal
118	285688	2450307	126	90	60	SE	falla normal
8	285688	2450307	48	76	80	SE	falla normal

Anexo 2. Datos estructurales de las 4 estaciones de estructuras de tensión (diques), tomados en notación azimutal con regla de la mano derecha y utilizados para el procesamiento de la información.

Estación de diques 1.

Geometría de la estructura de falla					
ID	X	Y	Rumbo (Az)	Buzamiento	DB
35	284931	2447762	167	81	SW
64	285698	2447065	136	90	SW
84	284812	2446970	150	90	SW
85	284777	2446936	153	90	SW
104	285125	2447069	113	37	SW
124	284470	2447279	145	90	SW
125	284447	2447255	175	90	SW
126	284444	2447272	170	90	SW
134	284443	2447360	185	90	NW

Estación de diques 2.

Geometría de la estructura de falla					
ID	X	Y	Rumbo (Az)	Buzamiento	DB
159	283618	2449063	175	78	SW
162	283581	2449151	232	90	NW
168	282987	2449441	320	90	NE
185	283152	2449211	145	62	SW
186	283152	2449211	160	70	SW
189	283342	2449102	135	46	SW
190	283342	2449102	130	64	SW
213	283207	2449708	355	90	NE
215	283286	2449614	88	72	SE

220	283951	2448565	160	60	SW
249	283227	2448887	330	90	NE
250	283464	2448872	355	90	NE

Estación de diques 3.

Geometría de la estructura de falla					
ID	X	Y	Rumbo (Az)	Buzamiento	DB
353	286358	2446006	325	78	NE
356	286446	2446057	136	84	SW
482	286575	2445801	98	67	SW
486	286227	2446423	172	90	SW
498	286127	2446146	282	63	NE

Estación de diques 4.

Geometría de la estructura de falla					
ID	X	Y	Rumbo (Az)	Buzamiento	DB
513	286280	2445375	150	55	SW
514	286368	2445300	127	72	SW
536	287206	2445290	245	81	NW
538	287137	2445304	185	67	NW
541	287001	2445295	143	85	SW
544	286986	2445290	114	87	SW
545	286973	2445284	190	90	NW
546	286961	2445280	132	84	SW
547	286928	2445267	170	82	SW

Nota: Coordenadas UTM-WGS84-Z14N.

Anexo 3. Datos estructurales tomados en notación azimutal con regla de la mano derecha y utilizados para la cartografía geológico-estructural.

Tabla de datos de planos de falla/fracturas

Clave	Coordenada UTM		Nombre	Rumbo	Buzamiento	Lineación (pitch o rake, plunge)				
	X	Y				Buzamiento	Inmersión/estría	Nombre		
1	285654	2450438	Falla	320	90	90	NW	Estría, pitch		
			Fractura	286	48					
			Fractura	287	66					
			Fractura	290	66					
2	285662	2450366	Falla	100	74	86	S	Estría, pitch		
			Falla	290	76					
			Fractura	288	68					
			Falla	306	84					
3	285858	2449757	Falla	332	82	10	SE	Estría, pitch		
			Falla	120	57					
			Fractura	267	90					
			Fractura	328	80					
			Fractura	320	90					
			Fractura	346	88					
			Falla	150	77				60	NW
			Falla	150	76					
4	285735	2448321	Fractura	348	55					
			Fractura	128	79					
			Falla	118	74					
			Fractura	102	80					
	285643	2448206	Falla	82	38	82	SE	Estría, pitch		
			Falla	78	42				83	SE
6	285566	2448106	Fractura	114	57					
7	284587	2447305	Fractura	150	43					
			Fractura	155	76					
8	284528	2447277	Falla	152	50					
			Falla	125	42					
9	284459	2447184	Falla	332	85					
			Falla	332	65					
			Falla	335	35					
14	283575	2444770	Falla	71	69	88	SE	Estría, pitch		
16	283772	2445147	Falla	292	67					
			Falla	83	43				60	SE
17	286123	2444199	Falla	145	26	24	SE	Estría, pitch		
			Falla	120	78				80	SW
			Falla	135	76				65	SW
			Falla	131	68				80	SW
			Falla	115	65				80	SW
			Fractura	62	81					
			Fractura	96	70					
18	286076	2444174	Falla	345	79	0	SE	Estría, pitch		
			Falla	351	79				10	NW

19	286406	2443982	Falla	220	80	62	SW	Estría, pitch
			Falla	190	80	60	SW	
20	286521	2443902	Falla	178	80	57	SW	
			Fractura	62	68			
21	286554	2443916	Falla	50	80	0	SE	Estría, pitch
22	286607	2443882	Falla	257	75	76	NW	
23	286670	2443836	Falla	152	80	85	SW	
25	287252	2443340	Falla	154	84	30	SE	Estría, pitch
			Falla	77	82	20	SE	
			Falla	12	84	22	NE	
26	287204	2443395	Falla	349	87	37	SE	Estría, pitch
			Falla	3	82	80	SE	
			Falla	161	88	40	SE	
27	287204	2443537	Falla	155	88	45	SE	Estría, pitch
			Falla	149	77	47	SE	
			Falla	39	89	90	SE	
28	286804	2443676	Falla	148	87	73	SE	Estría, pitch
31	285907	2449437	Falla	139	77	40	SE	
			Falla	125	51			
			Falla	161	62	62	SE	Estría, pitch
32	285694	2448268	Falla	345	18	11	SE	Estría, plunge
			Falla	204	72	79	W	Estría, pitch
			Falla	116	73	9	SE	
			Falla	31	88	84	SE	
33	285558	2447553	Falla	142	66	88	SW	Estría, pitch
35	284931	2447762	Falla	133	76	90	SW	
			Falla	40	73	77	SW	
			Fractura	168	62			
			Fractura	171	81			
			Fractura	157	84			
41	276917	2443712	Fractura	85	62			
			Fractura	88	51			
			Fractura	73	60			
42	277787	2443706	Falla	174	71			
43	277711	2443776	Falla	122	58			
44	280045	2443231	Falla	128	80	14	SE	Estría, pitch
45	287558	2447652	Falla	135	78	14	SE	
			Fractura	182	74			
			Fractura	180	63			
47	286499	2446345	Falla	104	70			
49	286314	2446386	Falla	320	56	12	SE	Estría, pitch
50	286479	2446425	Falla	262	53	65	SE	
	286479	2446425	Falla	73	66	18	SW	
54	286409	2446200	Falla	330	90			
57	286549	2445979	Falla	325	54			
			Falla					
60	285844	2447063	Falla	335	55			
61	285719	2447060	Falla	127	54	90		
62	285741	2447042	Falla	138	61	90	SW	Estría, pitch
63	285690	2447074	Falla	135	54	85	SW	
69	285308	2447207	Falla	122	54			
71	285308	2447196	Falla	134	70	25	NW	

76	285076	2446907	Falla	154	80	20	SE	Estría, pitch
77	285063	2446920	Falla	130	62	15	NW	Estría, pitch
80	285036	2447083	Falla	134	67	16°	NW	
81	285018	2447067	Falla	156	54	10°	NW	Estría, pitch
87	284700	2446893	Falla	346	78	90	NE	
	284700	2446893	Falla	346	70	80	N	
94	284451	2447180	Falla	5	85			
95	284429	2447153	Falla	150	81			
96	284400	2447121	Falla	245	90			
97	284572	2447320	Falla	144	54	80	SW	Estría, pitch
	284572	2447320	Falla	155	62	86	SW	
100	284937	2447596	Falla	168	90			
101	285102	2447353	Falla	157	43	85	SW	Estría, pitch
	285102	2447353	Falla	170	58	80	SW	
108	289940	2445654	Falla	150	58			
109	290095	2445538	Falla	162	68			
110	290216	2445436	Falla	205	50			
123	288589	2446354	Falla	120	90			
136	284053	2447605	Falla	308	85			
137	284062	2447609	Falla	325	55			
138	284077	2447635	Falla	144	60	87	SW	Estría, pitch
142	284085	2447660	Falla	135	56	87	SW	
152	284444	2447655	Falla	165	60			
153	284682	2448102	Falla	140	50			
154	284680	2448095	Falla	138	80	20	NW	Estría, pitch
155	284763	2448275	Falla	175	60	70	SW	
161	283613	2449070	Falla	168	60	80	SE	
175	282683	2449362	Falla	145	60	80	SW	
176	282674	2449344	Falla	340	25			
178	282764	2449295	Falla	145	62			
179	282840	2449365	Falla	120	68			
180	282900	2449336	Falla	325	78			
181	283055	2449300	Falla	190	80	90		Estría, pitch
182	283055	2449300	Falla	115	60	90		
184	283130	2449220	Falla	165	57			
193	283685	2449281	Falla	308	48	20	SE	Estría, pitch
194	284359	2448777	Falla	140	56	60	S	
			Falla	150	43			
			Falla	160	48			
			Falla	151	53			
203	283765	2449296	Falla	125	66			
204			Falla	172	42			
205	283546	2449443	Falla	127	55	80	SW	Estría, pitch
206			Falla	324	75	68	NW	
207	283395	2449665	Falla	135	72			
208	283386	2449678	Falla	130	82	48	NW	Estría, pitch
209	283305	2449810	Falla	170	72			
229	283036	2448378	Falla	345	60			
233	283063	2448342	Falla	305	79			
239	282420	2448582	Falla	113	63			
243	282369	2449110	Falla	140	66			
256	288845	2445099	Falla	133	56			

264	289311	2444152	Falla	114	36			
265	289418	2444080	Falla	128	40			
266	289615	2443872	Falla	155	56			
267	289653	2443833	Falla	142	68	86	SW	Estría, pitch
	289653	2443833	Falla	151	58	80	SW	
269	289804	2443690	Falla	160	54			
272	289610	2443735	Falla	307	72			
274	289610	2443735	Falla	302	64			
275	289610	2443735	Falla	175	78			
278	288544	2445190	Falla	140	77			
279	287962	2444578	Falla	172	38	42	SW	Estría, pitch
280	287962	2444566	Falla	154	63			
281	287993	2444505	Falla	152	70	62	SE	Estría, pitch
282	288010	2444501	Falla	266	65	80	SW	
283	288017	2444497	Falla	308	52			Estría, pitch
285	288118	2444557	Falla	337	64			
296	288245	2444200	Falla	181	55	62	N	Estría, pitch
297	288245	2444200	Falla	131	48	88	SW	
298	288245	2444200	Falla	125	52	85	SW	
302	289190	2443542	Falla	5	70			
305	289384	2443604	Falla	138	61	85	SW	Estría, pitch
	289384	2443604	Falla	145	60	80	SW	
309	288944	2444464	Falla	130	67			
312	289187	2444210	Falla	92	50			
317	289285	2444010	Falla	325	65	82	NE	Estría, pitch
	289285	2444010	Falla	340	62	78	NE	
323	288239	2444195	Falla	130	38			
324	285651	2450425	Falla	85	32			
325	285676	2450345	Falla	90	70	80	S	Estría, pitch
326	285676	2450345	Falla	310	66			
327	285923	244936	Falla	164	76			
328	282167	2443909	Falla	142	74			
334	286156	2448014	Falla	181	65	75	S	Estría, pitch
335	285755	2452043	Falla	228	76	62	SW	
336	285755	2452043	Falla	318	76			
337	285755	2452043	Falla	206	14			
338	284516	2448635	Falla	180	60	68	SW	Estría, pitch
339	284567	2448620	Falla	344	76			
341	284645	2448670	Falla	176	71			
342	284643	2448673	Falla	172	54	75	SW	Estría, pitch
349	287239	2446865	Falla	126	90	88	SW	
351	286520	2445845	Falla	138	70	65	SW	Estría, pitch
352	286520	2445845	Falla	118	75	62	SW	
354	286343	2446065	Falla	128	82	80	SW	Estría, pitch
355	286345	2446076	Falla	156	83	77	SW	
357	286434	2446086	Falla	151	50	60	SE	
361	286687	2446995	Falla	220	85			
362	286687	2446995	Falla	157	80			
363	286686	2447156	Falla	330	44	58	SE	Estría, pitch
364	286686	2447156	Falla	198	63			
366	286869	2448536	Falla	290	88			
367	286872	2448642	Falla	236	82			

368	286946	2448857	Falla	155	82			
372	284287	2446252	Falla	142	73			
373	284287	2446252	Falla	134	60	75	SW	Estría, pitch
377	283497	2446169	Falla	260	83			
387	281015	2446445	Falla	93	60	72	SW	Estría, pitch
388	281115	2446361	Falla	122	78	65	SE	
391	284190	2444937	Falla	192	41	33	SW	Estría, pitch
393	284291	2445049	Falla	164	39	30	SE	
394	284164	2445247	Falla	315	74	72	NW	
395	283200	2444710	Falla	140	58	62	SE	Estría, pitch
396	283066	2444795	Falla	327	70	70	NE	
402	282256	2444981	Falla	304	83	85	NE	
404	282244	2445031	Falla	150	60	77	SW	Estría, pitch
405	282224	2445044	Falla	78	75	85	SE	
406	282210	2445049	Falla	114	65	87	SW	
407	282173	2445059	Falla	314	66			
408	282183	2445151	Falla	120	53			
412	282016	2445338	Falla	323	41			
420	281556	2445875	Falla	122	51			
441	283594	2444206	Falla	152	82			
442	283610	2444176	Falla	144	76			
443	283688	2444089	Falla	160	82			
444	283746	2444027	Falla	135	90			
445	283798	2443977	Falla	188	70	63	SW	Estría, pitch
450	284100	2443637	Falla	182	64			
454	284386	2443270	Falla	274	64			
456	284257	2443285	Falla	120	46			
457	284260	2443266	Falla	150	58	74	SW	Estría, pitch
463	284718	2443355	Falla	148	70			
469	284700	2443029	Falla	170	73			
474	284330	2443098	Falla	117	44	70	SW	Estría, pitch
476	286390	2446351	Falla	117	64	0		
478	286483	2446031	Falla	120	68	80	SW	Estría, pitch
479	286552	2445983	Falla	140	57			
480	286661	2445807	Falla	137	69			
481	286710	2445754	Falla	150	49	78	NW	Estría, pitch
485	286286	2446417	Falla	160	56	50	NW	
487	286227	2446430	Falla	160	85			
489	286356	2446350	Falla	109	89			
492	286405	2446204	Falla	292	84			
493	286414	2446109	Falla	142	55			
494	286401	2446106	Falla	146	42			
496	286365	2446100	Falla	338	83			
499	286108	2446171	Falla	108	78			
500	286347	2446210	Falla	166	71	73	SW	Estría, pitch
501	286352	2446202	Falla	150	65			
502	285475	2445654	Falla	226	70	65	NE	Estría, pitch
	285475	2445654	Falla	214	70	60	NE	
504	285463	2445725	Falla	152	49			
508	285454	2445968	Falla	115	85	28	SE	Estría, pitch
509	285456	2445958	Falla	160	74	20	SE	
510	285423	2445849	Falla	138	66			

511	285501	2445701	Falla	128	55	82	NW	Estría, pitch
512	285501	2445701	Falla	128	50	62	SE	
515	286334	2445310	Falla	152	74			
522	286720	2445968	Falla	140	54			
523	286720	2445968	Falla	107	55			
524	286720	2445968	Falla	163	77	22	NW	Estría, pitch
525	286810	2445935	Falla	150	54			
526	287623	2445177	Falla	135	77			
527	287451	2445021	Falla	150	74			
529	287700	2444666	Falla	123	73			
530	287400	2445191	Falla	160	36			
533	287302	2445353	Falla	315	64			
561	285717	2450215	Falla	198	80	86	NW	Estría, pitch
565	285719	2450223	Falla	32	66	84	SE	
570	285717	2450237	Falla	200	76	82	NW	
575	285688	2450307	Falla	288	82	84	NE	
580	285705	2450271	Falla	300	88	90		
582	285688	2450307	Falla	126	90	60	SE	Estría, pitch
596	285688	2450307	Falla	48	76	80	SE	

Tabla de datos S0

Clave	Coordenada UTM		Formación	Rumbo	Buzamiento
	X	Y			
7	284587	2447305	Tic	331	22
	284587	2447305	Tic	292	12
8	284528	2447277	Tic	332	19
			Tic	315	14
			Tic	297	24
9	284459	2447184	Tic	301	29
20	286521	2443902	Tic	301	18
25	287252	2443340	Tic	301	7
28	286804	2443676	Tic	316	11
30	286446	2443969	Tic	304	19
41	276917	2443712	Tic	28	41
44	280045	2443231	Tic	330	15
51	286431	2446379	Tic	172	32
	286453	2446371	Tic	160	30
			Tic	155	12
52	286444	2446352	Tic	86	18
55	286382	2446281	Tic	168	25
			Tic	162	23
65	285681	2447063	Tic	317	7
67	285614	2447064	Tic	309	8
68	285481	2447141	Tic	332	14
73	284945	2447417	Tic	322	10
74	284841	2447425	Tic	289	25
75	284951	2447074	Tic	247	20
78	285000	2447000	Tic	206	10
79	285022	2447093	Tic	329	10
82	284761	2447066	Tic	130	22
83	284815	2446990	Tic	304	23
86	284732	2446901	Tic	322	23
89	284489	2446981	Tic	316	18
98	284785	2447569	Tic	2	18
103	285156	2447131	Tic	325	22
121	288640	2446321	Tic	293	20
127	284343	2447094	Tic	340	15
131	284244	2447335	Tic	340	20
135	283902	2447802	Tic	314	28
139	284066	2447624	Tap	35	40
140	284066	2447624	Tap	328	18
141	284085	2447660	Tap	338	32
143	284085	2447660	Tap	312	28
145	284096	2447656	Tap	345	23
146	284132	2447683	Tap	345	20
148	284202	2447721	Tap	340	22
149	284349	2447676	Tap	336	18
150	284419	2447653	Tap	345	23
151	284419	2447653	Tap	340	48
157	284562	2448296	Tic	285	13

160	283613	2449070	Tap	335	12
163	283491	2449178	Tap	215	12
164	283491	2449178	Tap	273	12
166	283225	2449257	Tap	320	13
170	282962	2449451	Tap	342	43
171	282739	2449449	Tap	335	22
172	282764	2449416	Tic	355	28
173	282764	2449416	Tap	337	38
187	283204	283204	Tap	323	21
188	283281	283281	Tap	310	22
191	283428	2449087	Tap	349	20
210	283275	2449703	Tap	335	12
211	283150	2449736	Tap	315	14
214	283240	2449667	Tap	337	29
216	283295	2449610	Tap	324	11
218	283982	2448574	Tap	50	32
219	283982	2448574	Tap	340	31
223	283542	2448304	Tap	343	30
227	283171	2448428	Tap	330	14
246	282554	2449135	Tic	340	27
251	283510	2448889	Tap	275	27
255	288845	2445099	Tic	305	17
257	288845	2445099	Tic	308	15
263	289186	2444211	Tic	348	16
268	289645	2443721	Tic	294	24
273	289610	2443735	Tic	300	63
304	289351	2443612	Tic	250	23
307	288692	2444620	Tic	345	20
311	289096	2444209	Tic	164	31
315	289239	2444044	Tic	275	36
316	289245	2444048	Tic	312	45
344	284617	2448741	Tap	166	17
348	283648	2449604	Tap	335	26
350	287108	2446602	Tic	336	12
365	286791	2448391	Tic	352	18
369	286888	2448988	Tic	305	17
370	286530	2448830	Tic	340	18
371	284312	2446163	Tic	12	16
374	284325	2446313	Tic	14	12
375	283842	2446234	Tic	6	23
403	282256	2444985	Tap	333	31
447	283977	2443846	Tic	140	14
477	286401	2446223	Tic	337	12
488	286226	2446429	Tap	18	7
490	286395	2446358	Tic	20	44
491	286378	2446336	Tic	65	13
495	286406	2446106	Tap	85	24
497	286138	2446138	Tic	27	6
503	285454	2445684	Tic	224	24
506	285424	2445789	Tic	290	26
516	286400	2445288	Tic	320	19
517	286467	2445263	Tic	338	20

518	287122	2445134	Tic	297	8
519	287147	2445143	Tic	314	10
532	287348	2445224	Trp	118	14
534	287297	2445314	Tap	312	9
537	287137	2445304	Tap	298	18
539	287016	2445305	Tap	315	25
548	286583	2445581	Tap	290	8
549	287774	2447813	Tic	321	13
550	287804	2448107	Tic	5	10

Tabla de datos foliación de flujo

Clave	Coordenada UTM		Formación	Rumbo	Buzamiento
	X	Y			
11	283250	2446665	Tsm	5	72
13	283449	2444695	Tsm	73	28
14	283575	2444770	Tsm	86	38
15	283676	2444964	Tsm	282	53
16	283772	2445147	Tsm	168	36
24	286861	2443573	Tsm	222	34
			Tsm	232	51
33	285558	2447553	Tsm	320	21
40	277034	2444403	Tsm	354	47
117	290111	2445702	Tsm	175	90
237	283035	2448302	Tsm	218	44
241	282147	2448729	Tsm	168	43
258	288959	2444902	Tsm	12	63
260	289027	2444637	Tsm	30	75
261	289100	2444508	Tsm	16	58
286	288118	2444557	Tsm	95	62
292	288366	2444239	Tsm	2	55
295	288443	2444339	Tsm	5	62
306	288721	2444576	Tsm	5	56
308	288881	2444587	Tsm	175	64
322	288420	2444072	Tsm	133	62
376	283516	2446224	Tsm	92	26
378	283327	2446234	Tsm	54	32
385	281174	2446552	Tsm	318	29
389	280704	2446964	Tsm	338	34
467	284576	2443271	Tsm	64	76

Clave	Litología
Trp	Miembro superior: Riolita esferulítica
Tap	Miembro inferior: toba depositada por aire
Tic	Ignimbrita Cantera
Tsm	Riolita San Miguelito

Nota: Datos estructurales tomados en notación azimutal con regla de la mano derecha.

Coordenadas UTM-WGS84-Z14N.

Mapa geológico-estructural de la zona de estudio.

