



UASLP

Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

***“Análisis estructural del Graben de
Santa Rosa San Luis Potosí y Guanajuato”***

T E S I S

Que para obtener el grado de:
Maestra en Ciencias en Geología Aplicada

P R E S E N T A

Ing. Angela Griselda Soto García

Becaria CONACyT N° 1082712

Asesor:

Dr. Ramón Torres Hernández

Co-asesora

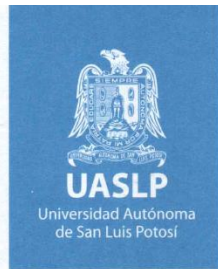
Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**

San Luis Potosí, S. L. P.

Septiembre 2022



19 de mayo de 2022

**ING. ÁNGELA GRISELDA SOTO GARCÍA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. José Ramón Torres Hernández y Sonia Alejandra Torres Sánchez** Asesor y Coasesora de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra 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 estructural del Graben de Santa Rosa San Luis Potosí y Guanajuato”.

1. Introducción.
2. Marco teórico del Graben de Santa Rosa.
3. Marco geológico y antecedentes del sur de la Mesa Central de México.
4. Resultados estructurales y geocronológicos del Graben de Santa Rosa
5. Discusión.
6. Conclusiones.
Bibliografía.
Anexos.

“MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO”

A T E N T A M E N T E


DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR



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”

Agradecimientos

Agradezco enormemente a **Dios**, por todo su amor y bondad hacia mi, porque en todo momento ha guiado mis pasos y jamás me ha dejado flaquear.

A mi esposo **Juan Martín Zabala López** por ser mi pilar y mi apoyo en todo momento y por motivarme a seguir creciendo profesionalmente ¡Gracias Amor!. Gracias a mi hija **Mia Guadalupe** por ser mi gran motor.

A mi abuelita **Francisca Nevares** porque siempre creyó en mi, aún cuando muchos dudaban. Siempre me motivó a ser alguien en la vida y tener una profesión. ¡Gracias abuelita Kika, la amo mucho! Sin usted jamás lo hubiera logrado.

Gracias a **Mama Chayo, Adrián y Gysela** por ser la familia que no tuve cuando llegue a esta ciudad y por acogerme en su hogar de forma desinteresada durante muchos años, nunca podré pagarles todo el apoyo y amor brindado en los momentos más difíciles de mi carrera y por tratarme siempre como una hija y hermana, son mis ángeles. Dios los bendiga siempre, los quiero mucho.

Agradezco enormemente a mi suegra **Rosalinda López Orduña** por su gran apoyo incondicional, motivación; por quererme y protegerme como si fuera una hija más, pero agradezco mucho más, el apoyo brindado al cuidar y querer tanto a mi hija.

Agradezco mucho el apoyo brindado por mi asesor de tesis al **Dr. José Ramón Torres Hernández** por su paciencia, dedicación y orientación para la realización de éste documento; por su experiencia ha sabido direccionar mi carrera y motivarme a seguir adelante. Gracias por sus palabras de aliento y oraciones brindadas hacia mi y mi familia en los momentos mas difíciles, Dios lo bendiga siempre Doctor.

Gracias al **Dr. Margarito Tristán González** por la orientación incondicional brindada y el acompañamiento a campo durante la realización de éste documento de manera externa. Mil gracias por todas sus observaciones y su guía. Bendiciones

Gracias a mis compañeros de Posgrado: **Geovani** por tu acompañamiento en campo; **Fernanda, Helios y Diego** por su apoyo incondicional ante cualquier duda para la realización y tramites de éste documento.

Gracias a mis sinodales los Doctores: **Pascal Sieck, Miguel Morales Gámez y Sonia Torres** por las observaciones y sugerencias para mejorar éste escrito.

También agradezco al **Ing. Erasmo Mata** por el apoyo brindado en la elaboración de las láminas delgadas

Agradezco mucho al **M.C Marco Rojas** por la disposición, orientación y guía en la descripción de las láminas delgadas

Gracias a **CONACyT** por el apoyo económico brindado durante mi posgrado.

Dedicatoria

A mi hermosa familia a quienes amo con todo mi ser, a mi pequeña hija **Mía Guadalupe** por ser la luz de mi vida y la motivación para salir adelante, gracias por cada beso y caricia, pero sobre todo muchas gracias por tu paciencia mi niña hermosa; a mi esposo **Martín**, mi pilar y sustento en las buenas y en las malas siempre juntos amor. Los amo tanto, tanto, tanto.

A mi abuelita **Kika**, mi madre desde los ocho años y quien siempre ha velado y preocupado por mí, quien siempre ha dejado todo por compartirlo con sus nietas (os) y siempre ha estado pendiente de mi vida. Te amo mucho abuelita, usted es mi reina más hermosa, muchas gracias por tan infinito amor que tiene para compartírnos a todos.

A mi padre **Jaime Enrique Soto Nevares** † siento mucho amor por tí y sé que desde el cielo me acompañas a cada instante de mi vida y sobre todo en los momentos mas difíciles. Se que donde estás, te sientes orgulloso de tu flaca, un beso hasta el cielo Papi.

A mi madre **Flora Cruz García** por darme la vida y por apoyarme en esta etapa de mi vida; a mis hermanos **Lupe, Claudia, Víctor y Marisela** por acompañarme a distancia en todo momento y por sus palabras de motivación y aliento.

A mis queridas primas **Diana Laura y Fany** por ser como unas hermanas para mí. Las quiero mucho.

Índice general	pág
Índice de figuras.....	vi
Resumen	viii
Abstract.....	x
CAPITULO 1. Introducción	12
1.1. Localización y vías de acceso.....	15
1.2. Justificación	16
1.3. Planteamiento del problema.....	18
1.3.1. Objetivo general	19
1.3.2. Objetivos específicos.....	19
1.4. Hipótesis	20
1.5. Metodología de trabajo	21
1.5.1. Gabinete	22
1.5.2. Trabajo de campo	23
1.5.3. Análisis de laboratorio.....	23
1.5.4. Interpretación de los resultados.....	26
CAPITULO 2. Marco teórico del Graben de Santa Rosa	27
2.1. Generalidades sobre los <i>grabens</i>	27
2.1.1. <i>Grabens</i> más grandes del mundo	31
2.2. Conceptos básicos para la formación de los <i>grabens</i>	36
2.2.1. Elementos estructurales	38
CAPITULO 3. Marco geológico y antecedentes del sur de la Mesa Central de México	45
3.1. Marco geológico del Graben de Santa Rosa	45
3.2. Antecedentes de la parte suroriente de la Mesa Central de México	49
3.3. Estratigrafía	55
3.3.1. Paleógeno	57
A. Ignimbrita Santa María (Pis).....	57
B. Traquita Ojo Caliente (Poc).....	61
C. Clásticos El Rosario (PcgoR).....	63
D. Latita Portezuelo (Plp).....	64
E. Riolita San Miguelito (Psm)	66
F. Basalto Santa Rosa (Pbsr)	66
G. Ignimbrita Panalillo Superior (Prp).....	68
3.3.2. Cuaternario (Depósitos clásticos)	71

A. Gravas (Qcgp y Qcg).....	71
B. Depósitos fluvio-lacustres (Qla).....	73
C. Pumicita del Desierto (Qpd).....	73
D. Suelos residuales	75
E. Aluvión (Q)	75
CAPITULO 4. Resultados estructurales y geocronológicos del Graben de Santa Rosa. ..	77
4.1. Cartografía actualizada	77
4.2. Geología estructural.....	80
4.2.1. Análisis estructural.....	85
4.3. Petrografía de unidades volcánicas de la secuencia del Graben de Santa Rosa	99
4.3.1. Descripción petrográfica de láminas delgadas de la secuencia volcánica.....	100
4.4. Geocronología de la Ignimbrita Santa María (Pis) y Latita Portezuelo (Plp)	127
CAPITULO 5. Discusión.....	129
CAPÍTULO 6. Conclusiones.	133
Bibliografía.	136
Anexos.....	142

Índice de figuras

Figura 1. Modelo de elevación digital del Graben de Villa de Reyes S.L.P. y otras fosas tectónicas secundarias.....	13
Figura 2. Localización y vías de acceso	17
Figura 3. Fotomicrografías de circones y cátodoluminiscencia de las muestras MG09-2 y MG13-2.....	25
Figura 4. Esquema de un sistema LA-ICP-MS compuesto por una fuente láser	26
Figura 5. Ilustración idealizada de Horst y Graben según Lippert.....	28
Figura 6. Sistema de horst y grabens generados por fallas normales	29
Figura 7. Inicio del rifting: Un par de fallas normales conjugadas falladas.....	30
Figura 8. Depresiones más grandes del mundo	33
Figura 9. Ilustración de fuerzas extensivas para la formación de los grabens	34
Figura 10. Estructuras de graben ideales de acuerdo a su formación	36
Figura 11. Clasificación de fracturas de acuerdo al modo de apertura	38
Figura 12. Distintos tipos de fracturas secundarias asociadas a un plano de falla principal M.....	39
Figura 13. Esquema ilustrativo de las partes de una falla geológica.....	41
Figura 14. Bocetos de acuerdo al modelo de Anderson (1905), para los diferentes tipos de fallas	42
Figura 15. Modelo de Anderson, para fallas conjugadas con movimiento a) Normal, b) Inverso y c) de rumbo o desgarre.....	44
Figura 16. Imagen de satélite de elevación digital de los diferentes complejos volcánicos en el sur de la Mesa Central de México	47
Figura 17. Columna geológica del Graben de Santa Rosa San Luis Potosí-Guanajuato	55
Figura 18. Mapa geológico estructural del Graben de Santa Rosa San Luis Potosí-Guanajuato.....	56
Figura 19. Ignimbrita Santa María (Pis) con un basculamiento muy pronunciado	58
Figura 20. Diferentes características de la Ignimbrita Santa María (Pis)	59
Figura 21. Diques piroclásticos en la Ignimbrita Santa María (Pis)	61
Figura 22. Falla norte de la zona de estudio que pone en contacto a unidades antiguas con unidades más jóvenes.....	62
Figura 23. Conglomerado El Rosario (PcgoR).....	63
Figura 24. Afloramiento de Latita Portezulo (Plp)	65
Figura 25. Afloramiento de la unidad Riolita San Miguelito (Psm).....	67
Figura 26. Basalto andesítico del Graben de Santa Rosa (Pbsr)	68
Figura 27. Contacto del Basalto Santa Rosa (Pbsr) con un horizonte de epiclástos (Pep) del miembro inferior de la Ignimbrita Panalillo	69
Figura 28. Afloramiento de Ignimbrita Panalillo Superior (Prp) con fuerte soldamiento en la base y textura esferulítica en la cima	70
Figura 29. Conglomerado polimíctico en diferentes zonas del GSR	72
Figura 30. Depósito fluviolacustre localizado en el centro del GSR	74
Figura 31. Afloramiento de Pumicita del Desierto (Qpd) dentro del GSR	75
Figura 32. Suelo residual desarrollado de forma incipiente en diversas zonas del GSR.....	76
Figura 33. Ampliación de la zona norte del GSR donde se muestran nuevas unidades litológicas.....	78
Figura 34. Nuevas unidades y características nunca antes reportadas para el GSR	79
Figura 35. Dique de la Latita Portezulo (Plp) dentro de la Traquita Ojo Caliente (Poc)	80
Figura 36. Depósito basáltico encima de otro depósito de la Ignimbrita Santa María (Pis)	81
Figura 37. Imagen panorámica de una falla en un afloramiento de cantera del GSR, que pone en contacto a la unidad mas antigua de la secuencia con las unidades más jóvenes	82
Figura 38. Escalón de falla en la parte norponiente del GSR.....	83
Figura 39. Perfiles geológico- estructurales dentro del GSR.....	84
Figura 40. Mapa de elevación digital dividido en 3 zonas de acuerdo a su estudio estructural con estereogramas	86
Figura 41. Estereogramas generales de planos de fallas normales de acuerdo a cada zona dentro del GSR.....	87

Figura 42. Estereograma representando varias familias de fallas normales hacia la zona norponiente del GSR.....	87
Figura 43. Estereogramas de tres familias de fallas con diferentes rumbos e inclinaciones en la zona norponiente del GSR (zona I)	88
Figura 44. Estereograma representando varias familias de fallas normales hacia la zona centro-oriente del GSR.....	89
Figura 45. Estereogramas representando grupos de familias de la zona centro del GSR (zona II) con diversas orientaciones	91
Figura 46. Estereograma representando varias familias de fallas normales hacia la zona sur del GSR..	92
Figura 47. Estereogramas representando a tres familias de planos de fallas en la zona sur del GSR ...	94
Figura 48. Falla normal en Ignimbrita Santa María (Pis) con alteración a óxidos y un fuerte fracturamiento	94
Figura 49. Estereograma que representa los basculamientos del GSR.....	95
Figura 50. Diferentes basculamientos de algunas unidades dentro del GSR	96
Figura 51. Estereograma que representa a familias de PF inversas y de rumbo dentro del GSR.....	98
Figura 52. Plano de falla con movimiento lateral derecha y conjunto de fallas de bajo ángulo en el corte de las vías del tren	98
Figura 53. Fotomicrografía en nicoles cruzados y paralelos de la muestra MG-04-1	101
Figura 54. Fotomicrografía en nicoles paralelos y cruzados de la muestra MG-04-2	103
Figura 55. Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG 04-3.....	104
Figura 56. Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 06-1	106
Figura 57. Fotomicrografía en nicoles cruzados y paralelos de la muestra MG 04-8	107
Figura 58. Fotomicrografía en nicoles paralelos y cruzados de la muestra MG 02-2	109
Figura 59. Fotomicrografía en nicoles cruzados y paralelos de la muestra MG 07-1	111
Figura 60. Fotomicrografía en nicoles cruzados y paralelos de la muestra MG 02-3	112
Figura 61. Fotomicrografía en nicoles cruzados en lente 4x y 10x de la muestra MG 02-3	114
Figura 62. Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG-04-10 vista en dos secciones diferentes de la muestra	116
Figura 63. Fotomicrografía en nicoles paralelos y cruzados de la muestra MG-05-1	117
Figura 64. Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG 04-6.....	119
Figura 65. Fotomicrografía en nicoles paralelos y cruzados de la muestra MG 08-1	120
Figura 66. Fotomicrografía en nicoles paralelos y cruzados de la muestra MG-02-1	122
Figura 67. Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 04-5.....	124
Figura 68. Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 03-3.....	125
Figura 69. Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 03-1	127
Figura 70. Diagramas de concordia (206Pb/238U vs. 207Pb/235U) y de edad media ponderada de las muestras recolectadas MG09-2 y MG13-02, junto al mapa de localización	128

Resumen

El Graben de Santa Rosa es una depresión tectónica desarrollada durante el Oligoceno Medio, ligada al proceso de extensión que ocurrió en la Provincia de Cuencas y Sierras en una amplia zona del oeste y parte central de México. El estudio a detalle escala 1: 20, 000 de esta estructura, ha permitido documentar que tectónica y el vulcanismo contenido en el bloque subsidente estuvieron ligados, y que al menos en dos interrupciones del proceso, se depositaron sedimentos.

Se presentan dos nuevas dataciones U/Pb en zircones, documentan que el proceso estuvo activo como mínimo a los 31.89 (edad de la Ignimbrita Santa María y otra edad de 31.59 Ma para la Latita Portezuelo dentro del área de estudio) y que quizás se prolongó hasta los 27 Ma; debido a la edad reportada en trabajos previos para el miembro superior de la Ignimbrita Panalillo, lo que le daría, en su etapa final, una historia compartida con el Graben de Bledos; esto queda pendiente por definir con nuevas dataciones de las unidades volcánicas más jóvenes contenidas en el graben. La primera etapa estuvo marcada por vulcanismo de composición riolítica (Ignimbritas Santa María, Traquita Ojo Caliente, Latita Portezuelo) y la segunda etapa, alternaron unidades riolíticas y basálticas (Ignimbritas Panalillo Superior e Inferior y Basalto Santa Rosa, nombrado de forma informal en este documento), con respecto a su contraste petrográfico pone en evidencia un proceso bimodal. Ambas etapas ocurrieron en un proceso de subsidencia escalonado, evidenciado por fallas en la parte norte de la estructura, y diques alimentadores de las unidades posteriores a la Ignimbrita Santa María que afloran en la parte NW del área de estudio, emplazados en dichas fallas. De los dos sistemas de fallamiento dominantes: el de orientación NW-SE y el de orientación

NE-SW, este último se asume como más joven, porque corta al primero, lo cual es sobre todo documentado en la parte NW del área mapeada. Una etapa de reacomodo tardío en el interior del *graben* que generó una depresión tectónica discreta permitió la acumulación de material fluvio-lacustre de probable edad Plioceno-Pleistoceno, sugiere una posible reactivación de fallas, que pudieran conectar con patrones heredados de discontinuidades del basamento, tal como lo han sugerido otros autores, para el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende.

Palabras clave: Provincia, graben, ignimbrita Santa María, tectónica, bimodal

Abstract

The Santa Rosa Graben is a tectonic depression developed during the Middle Oligocene, linked to the extension process that occurred in the Province of Basin and Range in a wide area of western and central Mexico. The detailed 1:20,000 scale study of this structure has documented that tectonics and volcanism contained in the subsiding block were linked, and that at least in two interruptions of the process, sediments were deposited.

Two new U/Pb dates in zircons are presented, documenting that the process was active at least at 31.89 (age of the Ignimbrite Santa María and another age of 31.59 Ma for the Portezuelo Latite within the study area) and that perhaps it was prolonged until 27 Ma; due to the age reported in previous works for the upper member of the Panalillo Ignimbrite, which would give it, in its final stage, a shared history with the Bledos Graben; this remains to be defined with new dating of the younger volcanic units contained in the graben. The first stage was marked by volcanism of rhyolitic composition (Ignimbritas Santa María, Traquita Ojo Caliente, Latita Portezuelo), and the second stage, alternating rhyolitic and basaltic units (Ignimbritas Panalillo Superior and Inferior and Basalto Santa Rosa, informally named in this paper), with respect to its petrographic contrast evidences a bimodal process. Both stages occurred in a stepwise subsidence process, evidenced by faults in the northern part of the structure, and feeder dykes of the units posterior to the Santa María Ignimbrite that outcrop in the NW part of the study area, emplaced on these faults. Of the two dominant fault systems: the NW-SE oriented and the NE-SW oriented, the latter is assumed to be younger, because it cuts the former, which is mostly documented in the NW part of the mapped area. A late stage of rearrangement within the

graben that generated a discrete tectonic depression allowed the accumulation of fluvio-lacustrine material of probable Pliocene-Pleistocene age, suggests a possible reactivation of faults, which could connect with inherited patterns of basement discontinuities, as suggested by other authors, for the Taxco-San Miguel de Allende fault system.

Keywords: Province, graben, Santa María ignimbrite, tectonic, bimodal.

CAPITULO 1. Introducción

El Graben de Santa Rosa (GSR) localizado en la porción meridional del Estado de San Luis Potosí y septentrional del Estado de Guanajuato; se ubica hacia el suroriente de la Mesa Central de México (MCM) y a su vez, se fusiona con la gran Provincia magmática de la Sierra Madre Occidental (SMOc) (Figura 1), en la cual se encuentran volúmenes grandes de ignimbritas y lavas riolíticas del Oligoceno con alto contenido de sílice (Ferrari et al., 2002 y 2007; Aguirre-Díaz et al., 2008; Ferrari et al., 2018), las cuales se emplazaron por medio de fisuras, la mayoría con tendencia regional de las fallas de Cuencas y Sierras, las cuales sirvieron como conductos para su emplazamiento (Aguirre-Díaz et al., 2003). Labarthe-Hernández et al., (1982) reportaron que la secuencia volcánica Oligocénica de esta parte de la MCM puede caracterizarse en dos conjuntos significativos, el Campo Volcánico del Río Santa María (CVRSM), y el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), para este último, Torres-Sánchez et al., (2019) reportan un origen cortical superior de rocas volcánicas félsicas del Oligoceno. Así mismo estos campos volcánicos son cortados por una gran estructura, el Graben de Villa de Reyes (GVR), de orientación N-NE (Labarthe-Hernández et al., 1982; Tristán-González, 1986; Tristán-González, et al., 2009). Las fallas extensionales que delimitan al GVR, truncan una serie de semi-*grabens* y *grabens* de orientación NW-SE, uno de los cuales es el graben de Santa Rosa (GSR), el cual está documentado dentro de la Cartografía Geológica de la Hoja Melchor (Labarthe-Hernández et al., 1983), y en la estratigrafía y tectónica del GVR (Tristán-González, 1986), los cuales se rellenaron con productos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior y basaltos, en una etapa de vulcanismo

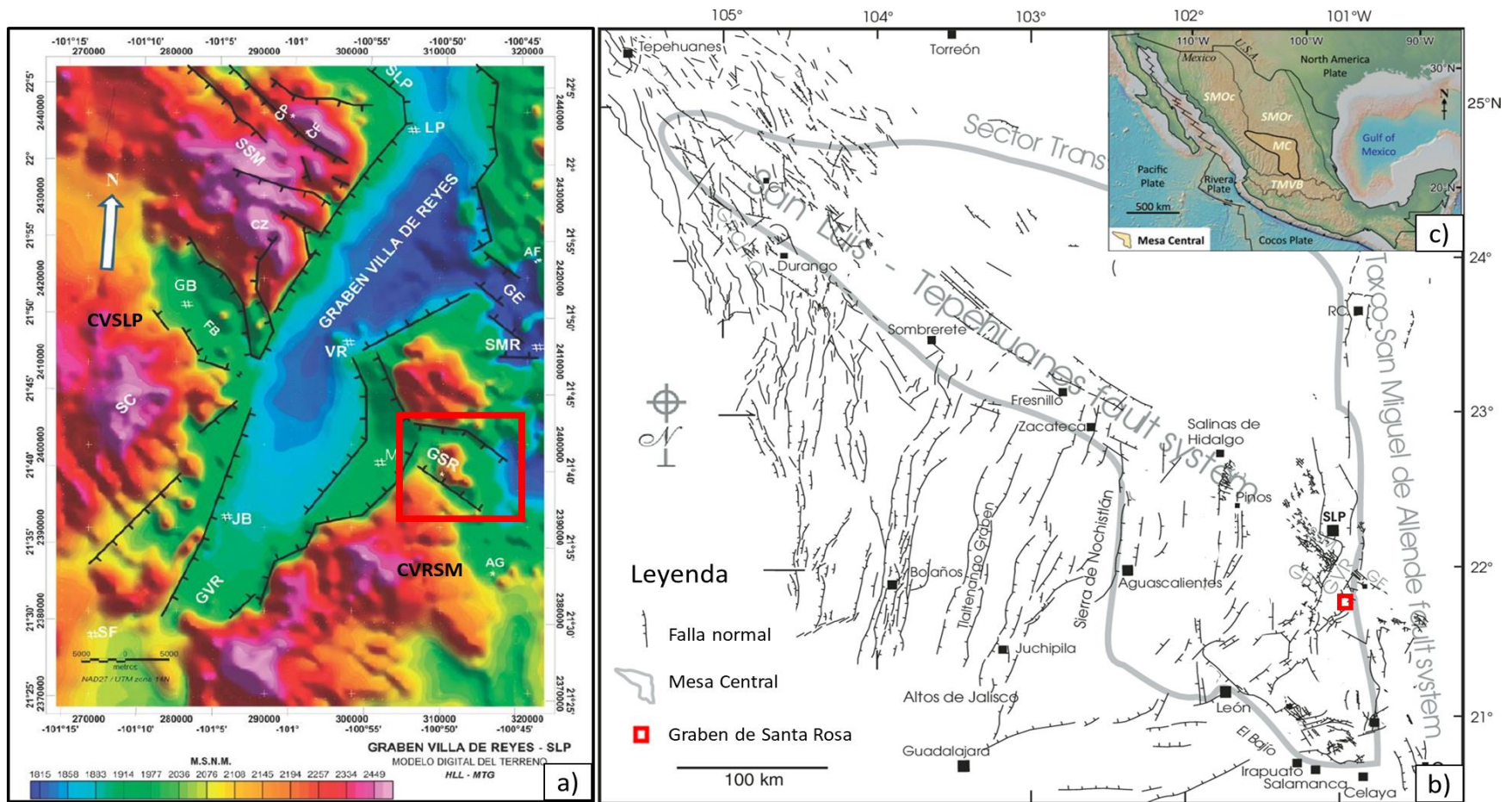


Figura 1 a) Modelo de elevación digital del Graben de Villa de Reyes S.L.P. y otras fosas tectónicas secundarias: GSR: Graben de Santa Rosa, GB: Graben de Bledos, GE: Graben de Enramadas. Dentro de dos campos volcánicos, CVSLP: Campo volcánico de San Luis Potosí, CVRSM: Campo volcánico Rio Santa María. También se observan algunas poblaciones, B: Bledos, JB: Jaral de Berrios; M: Melchor; LP: La Pila; SF: San Felipe; S.L.P: San Luis Potosí; S.M.R: Santa María del Río; V.R: Villa de Reyes. b) Mapa de localización de las estructuras mayores de la Mesa Central y del área de estudio enmarcada con el recuadro de color rojo, correspondiente al Graben de Santa Rosa; c) Entorno tectónico y fisiografía de México según Ferrari, et al. (2007), SMOr: Sierra Madre Oriental; SMOc: Sierra Madre Occidental; MC: Mesa Central; TMVB: Eje Volcánico Transmexicano (Ilustraciones modificadas y tomadas de López-Loera y Tristán-González 2013; Nieto-Samaniego et al., 2005; Del-Pilar et al., 2020).

bimodal (Labarthe-Hernández et al., 1998; Torres-Aguilera, 2005, Tristán-González et al., 2008; Tristán-González et al., 2009; Rodríguez-Ríos, et al., 2009).

Según lo documentado por los autores citados, vulcanismo y extensión ocurrieron entre los 32 y 27 Ma, donde la etapa de máxima extensión del área ocurrió entre los 29 y 27 Ma (Labarthe-Hernández et al., (1982), Labarthe-Hernández et al., (1992); Aranda-Gómez et al., 2000).

En el GSR el relleno es principalmente de origen volcánico félsico, de tipo explosivo, formado por una secuencia gruesa de depósitos de flujo piroclástico y oleadas piroclásticas (*“pyroclastic surges deposits”*) de la Ignimbrita Panalillo Inferior(¿?), a la cual cubre parcialmente depósitos epiclásticos de espesor variable, y derrames esparcidos de basalto. En las mesetas de la parte norte del graben y en afloramientos aislados en el interior de esta fosa, la secuencia es cubierta por una ignimbrita con soldamiento fuerte “Ignimbrita Panalillo Superior”.

En los hombros de la fosa no se había cartografiado la secuencia piroclástica que rellena el graben, por lo que se puede pensar que el emplazamiento de los productos de esa etapa de vulcanismo estuvo ligado a la evolución de la subsidencia de la fosa tectónica; es decir, que tectónica y vulcanismo fueron sincrónicos, algo que han planteado en otras estructuras semejantes en la región por los autores antes citados (Torres-Hernández, et al., 2001; Torres-Hernández, 2009; Tristán-González et al., 2008).

La geometría del GSR es atípica en comparación con otros *grabens* de la región y, por lo cual, se determinaron los controles estructurales del vulcanismo piroclástico que rellena el *graben* a mayor detalle y se documentó la relación de corte de las fallas de orientación NW-SE y NE-SW en distintos puntos del mapa, con la finalidad de proponer

el origen de ésta estructura (GSR) con relación a la del GVR. En este trabajo de tesis se aporta para la discusión sobre la viabilidad de uno de los modelos; el de considerar que el fallamiento extensional en la MCM en esta región ocurrió por un mecanismo de cizalla pura, con fallas escalonadas formando *semigrabens* y *grabens* de orientación NW-SE y *grabens* de orientación NE-SW, a NNE-SSW, lo cual ha sido interpretado como producto de un sistema tridimensional formando estructuras de geometría rómbica (Nieto-Samaniego et al., 2005). O el que propone Torres-Hernández, (2009) donde se argumenta que el arreglo que presentan estos *grabens* se debió a dos eventos extensionales distintos, donde el Graben de Villa de Reyes (de orientación NE-SW) se habría formado de manera posterior al Graben de Santa Rosa (de orientación NW-SE).

Por lo anteriormente expuesto, los resultados obtenidos en el presente trabajo, modifican la visión sobre la tectónica extensional que se ha reportado en trabajos previos.

1.1. Localización y vías de acceso

El GSR cubre una extensión superficial aproximada de 219 km² está localizado en la parte central de México, en los límites estatales de San Luis Potosí y Guanajuato, tiene una orientación NW-SE, entre las coordenadas geográficas 21° 42'37'' de Latitud Norte y -100° 38'58'' de Longitud W para el área meridional del estado de San Luis Potosí; y en las coordenadas geográficas 21° 36'20'' de Latitud Norte y -100° 10'39'' Longitud E en la porción septentrional del estado de Guanajuato se encuentra (Figura 2).

Las principales vías de acceso son:

1.- Partiendo de la Ciudad de San Luis Potosí, se toma la carretera federal 57, tramo San Luis- Querétaro hasta el km 25.5 donde se toma la desviación hacia Villa de Reyes,

en la carretera federal 37 que va de Villa de Reyes S.L.P a San Felipe Gto., por donde se avanza aproximadamente de 10 a 11 km de distancia y antes de llegar a la ciudad de Guadalupe Gto., se encuentra una desviación, cuya carretera lleva hacia el poblado de Fábrica de Melchor Gto., con una distancia de 8 km aproximadamente, de donde se toma el punto de partida hacia diferentes flancos del *graben*.

1.2. Justificación

En la porción sur y suroccidental de la MCM se encuentran una serie de estructuras tectónicas tipo fosas y pilares tectónicos, las cuales han sido estudiadas desde el punto de vista estratigráfico y tectónico relacionadas a una tectónica extensional ocurrida contemporánea al vulcanismo efusivo y piroclástico del Oligoceno, como ejemplo el Graben de Aguascalientes (Aranda-Gómez, 1989), Graben de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986), Graben de la Saucedá, Guanajuato (Nieto-Samaniego et al., 1990-1992).

Estas fosas generalmente están rellenas por productos volcánicos que se emplazaron contemporáneos a la formación de las fosas principalmente bajo un régimen de cizalla pura, formando un sistema de fallas conjugadas. Sin embargo, aún hay muchas dudas sobre si ambos sistemas de fallas se formaran al mismo tiempo, o corresponden a dos eventos distintos. En el caso del GVR, las fallas marginales que lo delimitan cortan a fallas normales de orientación NW-SE que forman fosas estrechas como el caso del Graben de Santa Rosa que ocupa esta investigación y que se encuentra dentro de la secuencia volcánica del Oligoceno del Complejo Volcánico del Río Santa María (CVRSM;

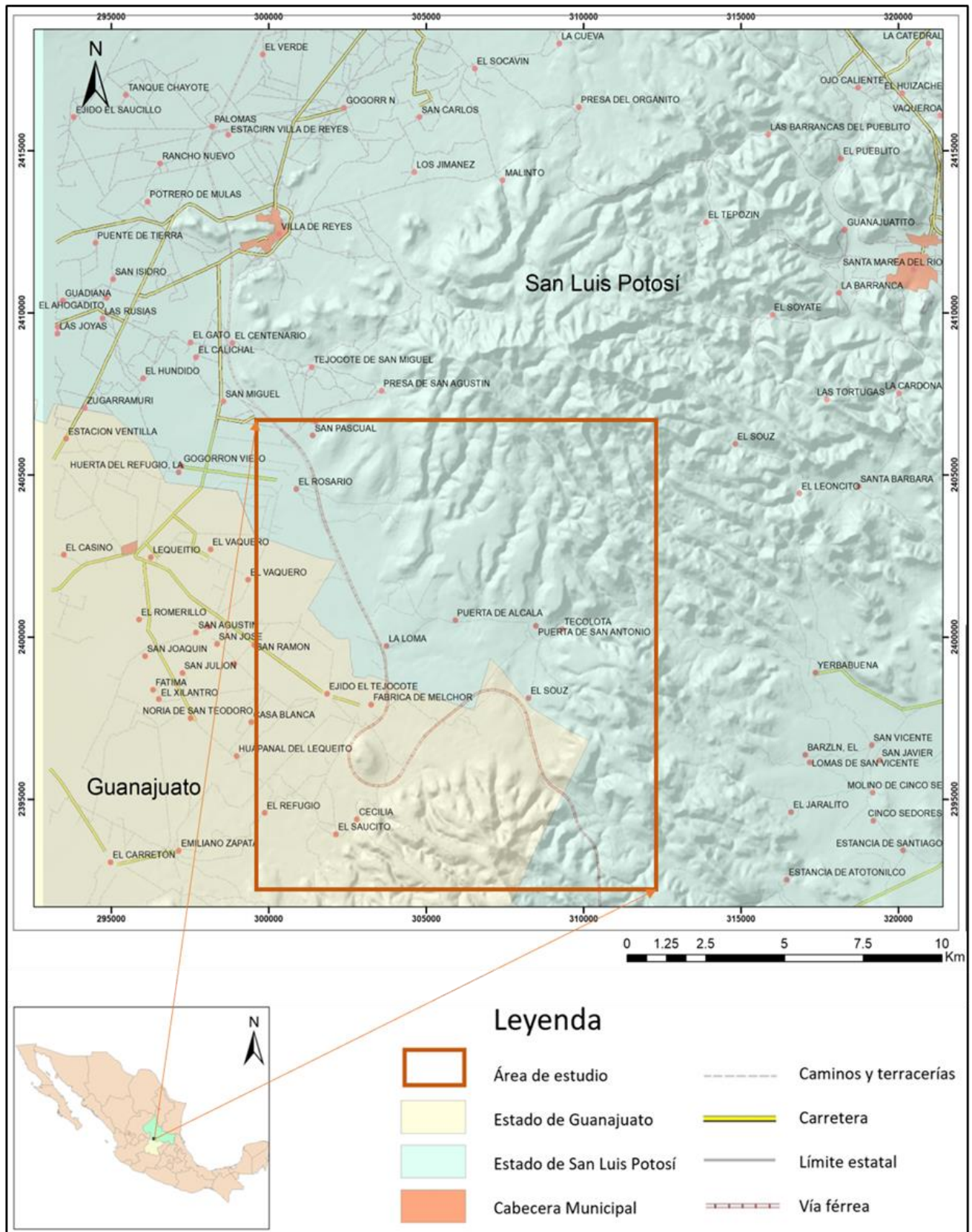


Figura 2. Localización y vías de acceso

Tristán-González et al., 2009). La relación de corte de este sistema de fallas, no ha sido documentado con exactitud; Nieto-Samaniego et al., (2005) proponen que las fallas NW-SE están relacionadas al sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y relacionan las fallas de la Sierra de San Miguelito y las asociadas con el GVR con un sistema de fallas en un patrón romboédrico, generados en esfuerzos triaxiales ($\sigma_2 = \sigma_3?$). Recientemente Del Pilar et al., (2020), estudió un segmento del GVR en la zona entre San Felipe y Nuevo Valle de Moreno, Guanajuato, menciona que el sistema de fallas en esa zona obedece a una deformación triaxial con extensiones horizontales ENE y NNW, apoyando lo propuesto por Nieto-Samaniego et al., (2005).

Sin embargo, en la literatura encontrada sobre la zona de estudio (Labarthe-Hernández et al., 1982; Tristán-González, 1986) dentro de la cartografía 1:50, 000 de la carta F14C24 de Melchor y F14C13 de San Francisco sugieren, o podría interpretarse que el GSR podría ser parte de la continuación del Graben de Bledos cortado por la fosa del GVR. En base a esto, el presente trabajo tiene como objetivo principal conocer la evolución estructural del Graben de Santa Rosa y, además establecer la relación de corte respecto a los dos sistemas de fallas de los cuales está constituido, las NW-SE y las NE-SW, para establecer si ocurrieron de manera sincrónica, o en dos etapas, y cual evento precede al otro. Se reporta, además de la caracterización petrográfica de la secuencia piroclástica que se emitió durante su formación.

1.3. Planteamiento del problema

Es importante analizar esta estructura tectónica, e inferir su evolución en relación con la tectónica estructural que se ha reportado en trabajos previos y (tectónica extensional relacionada a la Provincia de Cuencas y Sierras en México). En este sentido, considerar

los dos modelos que se han propuesto para el fallamiento extensional en la parte sur de la Mesa Central de México. Primero: el que considera un mecanismo tipo cizalla pura con fallas sintéticas y antitéticas dando lugar a *grabens* de orientación NW-SE y semi-*grabens* de orientación NE-SW, NNE-SSW. Lo cual ha sido interpretado como producto de un sistema de extensión tridimensional, formando estructuras de geometría rómbica (Nieto-Samaniego et al., 2005). Segundo: el que considera dos eventos de extensión cortical separados en el tiempo, aunque dentro del Paleógeno (Oligoceno), según lo propuesto por Torres-Hernández (2009).

1.3.1. Objetivo general

Documentar la evolución tectónica del GSR y la temporalidad de formación del sistema de fallas de orientación NW-SE y NE-SW presente en el interior de la fosa y la relación de estos últimos con las fallas del hombro oriental del GVR, con el fin de determinar su relación de corte mediante un análisis cinemático, y determinar el mecanismo que jugaron las fallas para emplazamiento de las rocas intra-fosa.

1.3.2. Objetivos específicos

-Caracterización de las unidades volcánicas involucradas, mediante el estudio petrográfico de la secuencia expuesta en el interior de la fosa.

-Realizar un levantamiento a detalle del sistema de fallas que se encuentran en el interior de la fosa y mediante un análisis determinar su cinemática.

-Documentar los indicadores cinemáticos presentes en los planos de falla, que permitan establecer la dinámica del fallamiento y la posible relación de corte de las fallas de orientación NW-SE y NE-SW.

Un objetivo adicional, pero de gran importancia en el análisis, es realizar una revisión cuidadosa en el campo, de las secuencias afectadas por las fallas, dado que en el hombro sur del GSR se encuentra una unidad más joven, la Riolita San Miguelito (Psm) sobre la unidad índice que constituye la Ignimbrita Santa María (Pis), en tanto que en el bloque del hombro norte le sobreyacen a ésta ignimbrita unidades más antiguas, Traquita Ojo Caliente (Poc), Toba El Tule (Ptu) y la Latita Portezuelo (Plp).

1.4. Hipótesis

1.- El graben de Santa Rosa se formó en un proceso extensional en el Oligoceno medio, donde las fallas indujeron (controlaron) el vulcanismo, produciendo estructuras volcano-tectónicas en dos direcciones conjugadas (deformación triaxial). En el caso del Graben de Villa de Reyes y el Graben de Santa Rosa. Dicha hipótesis puede analizarse documentando los datos estructurales y basculamientos de las unidades que afloran en el GSR, principalmente la "Ignimbrita Panalillo Inferior", según lo documentaron (Labarthe-Hernández et al., (1982), Labarthe-Hernández et al., (1992); Aranda-Gómez et al., 2000), donde mencionan que el fallamiento extensional ocurrió entre los 27 y 29 Ma., es decir, durante el depósito de dicha unidad. Posteriormente, estudios realizados por Aranda-Gómez et al., (2000); Torres-Hernández (2006 y 2009) quienes documentaron que el vulcanismo sucedió de manera sincrónica al tectonismo durante el emplazamiento de ésta unidad.

2.- El fallamiento de orientación NW-SE (en este caso el Graben de Santa Rosa) es el que se asoció al vulcanismo del Oligoceno medio y el GVR se formó posteriormente.

3. Considerar un proceso de subsidencia de un bloque de geometría irregular bajo la influencia de esfuerzos extensionales, donde alternaron etapas de vulcanismo explosivo y una interrupción que permitió un depósito conglomerático en la zona; o, dado que predomina con mucho el relleno volcánico en la estructura, considerarlo un graben-caldera.

En este trabajo se enfocó en determinar la evolución estructural de la fosa para tratar de establecer la relación de corte entre las fallas NNE del GVR y las NW-SE y NE-SW del Graben de Santa Rosa y el papel que estas fallas jugaron en el control emplazamiento de las rocas volcánicas intra-fosa, ya que hasta el momento los estudios de la zona no han documentado esta relación tectónica que explique el mecanismo con detalle; de poder demostrar esta relación tectónica entre los diferentes patrones de falla se podrá interpolar el mecanismo que explique de manera regional la relación tectono-volcánica para esta región del CVSLP. Para cumplir con el objetivo se realizó un levantamiento lo más detallado posible de las fallas localizadas del área de la fosa para explicar su relación cinemática y un muestreo de las unidades de roca volcánica para tener un control litológico que explique el tipo de vulcanismo intra-fosa seccionando en dos una estructura mayor, cuyo complemento está ahora bajo el relleno de este graben.

1.5. Metodología de trabajo

La metodología para este trabajo de investigación consistió en una serie de etapas, que incluyeron trabajo de gabinete y trabajo de campo para su posterior análisis e interpretación.

1.5.1. Gabinete

En la primera etapa se recopiló información bibliográfica de trabajos previos en el área y lugares cercanos de la zona de estudio con información que involucra al área, que ha sido de mayor utilidad en la elaboración de este trabajo, además se tomó de base la información de los Folletos Técnicos 59, 67, 85, 92, 114 y 124 elaborados por Labarthe-Hernández et al., (1978; 1980; 1982; 1983; 1992; 1998) y por Tristán-González (Folleto 107), proporcionados por el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, así como estudios regionales elaborados por Nieto-Samaniego et al., (1990; 1997; 2005; 2007); Tristán-González, et al., (2009); Torres-Hernández, (2009), López-Loera y Tristán-González (2013); entre otros autores. También se realizó la elaboración de secciones geológicas, mapas de localización, geológicos y de elevación digital a una escala de 1:20,000 para mejor detalle en la documentación de las fallas que definen la estructura. El análisis se realizó con ayuda de los programas de modelamiento *Leapfrog Geo 5.1*, *Arc Map 10.3*, *AutoCAD Map 3D 2016*, y para el análisis estructural se utilizó el programa *Stereonet 9.0*.

La parte teórica, fue importante, en cuanto a investigar los diferentes mecanismos que generan deformación extensional de la corteza continental, por lo que también se documentó en base a trabajos clásicos sobre formación de *grabens*, tipos de *grabens* (y *semigrabens*), y sobre las diferentes técnicas de análisis (indicadores cinemáticos y uso de *softwares*).

1.5.2. Trabajo de campo

En esta segunda etapa se planearon recorridos en diferentes puntos del *graben*, de lo cual se tomó de apoyo de los mapas topográficos de las cartas de Melchor F14C24 y la carta Santa María del Río F14C14, e imágenes satelitales tomados de *Google Earth* escala 1:50, 000 con la finalidad de trazar y posteriormente documentar los datos estructurales e indicadores cinemáticos presentes en los planos de falla. En estos recorridos también se recolectaron muestras para su posterior elaboración de láminas delgadas para el análisis petrográfico de las mismas, incluyendo dos muestras para geocronología en circones por el método de (LA-ICPMS).

1.5.3. Análisis de laboratorio

Esta etapa consistió en la elaboración y descripción petrográfica de láminas delgadas y descripción megascópica de muestras de mano con la finalidad de conocer la composición de las rocas de la zona y deducir si hubo algún factor de alteración de interés y nos ayude a coadyuvar a la resolución de la interpretación estructural y estratigráfica del *graben*.

Además, se realizaron dos dataciones U-Pb, una para la Ignimbrita Santa María (Pis); siendo ésta, una de las unidades más antiguas de la secuencia y la cual se encuentra como base sobre la cual descansan las unidades que constituyen el relleno de la fosa tectónica estudiada. También se obtuvo la datación de la denominada Latita Portezuelo (Plp) debido a que, hacia la parte norte del graben se encontró a ésta unidad atravesando a unidades más antiguas (Pis y Poc); lo cual podría indicar la posible fuente de ésta unidad.

Para la preparación de las muestras a datar se inició con la trituración de las rocas que se recolectaron en el campo, pasándolas por una trituradora de quijada hasta llegar a unos polvos que serían tamizados en una malla de 50 micras, las muestras colectadas fueron lavadas posteriormente en una batea, depurando los componentes ligeros con minucioso cuidado para dejar solo un concentrado de minerales pesados en donde se encontrarían los circones para su posterior recolección y separación, con ayuda del microscopio marca Leica; se pudieron recolectar cerca de 40 circones para la muestra preparada de Pis y 100 circones para la muestra preparada de Plp, los cuales fueron pegados en bases de vidrio con cinta adhesiva doble cara, posteriormente fueron enviados al centro de Geociencias de la UNAM unidad Juriquilla Qro. Donde se montaron en resina epóxica y subsecuente pulimiento para su posterior análisis y con ello obtener un fechamiento de datación U-Pb por LA-ICPMS de los circones seleccionados para cada una de las muestras (Figura 3).

El equipo empleado fue un sistema LA-ICPMS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) capaz de realizar análisis selectivos de elementos e isótopos de diversos materiales, su diseño consiste en una fuente de láser pulsado, una óptica de entrega del haz, una celda de muestreo hermética operada a presión atmosférica, una línea de transporte y un detector ICP-MS (Figura 4). Durante el proceso de ablación se libera una mezcla heterogénea de grupos, partículas y agregados, lo que ocasionalmente da lugar a un muestreo "no representativo", a menos que se empleen estándares de calibración con una matriz compatible. Para suprimir la aparición de interferencias moleculares formadas dentro del ICP antes de la detección por MS y para

proporcionar un rendimiento iónico óptimo necesario para la cuantificación de oligoelementos (Joachim Koch y Detlef Günther, 2017).

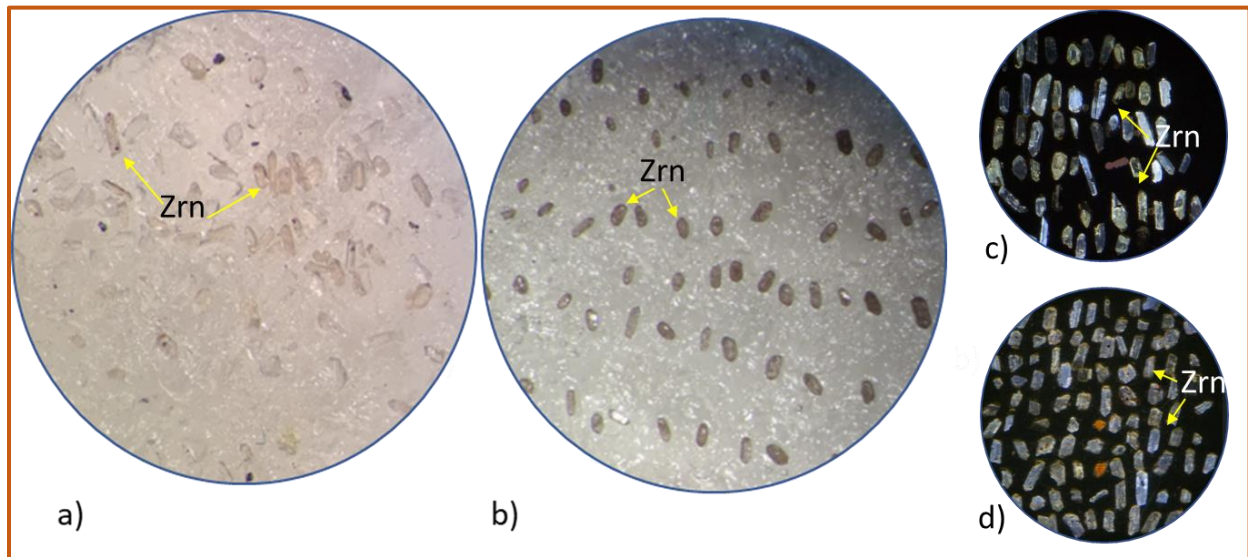


Figura 3. Fotomicrografías de circones (Zrn) recolectados, a) muestra MG09-2, b) muestra MG13-2, c) y d) imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de circones de las muestras MG09-2, MG13-2 respectivamente (abreviación mineralógica tomada de Whitney and Evans 2010).

La ventaja de este método es la precisión obtenida en el fechamiento, ya que se utilizan circones estandarizados con concentraciones de U y Th de edades conocidas para calibrar el quipo, posteriormente los circones de edad desconocida son analizados de forma alternada con circones estándar con la finalidad de obtener relaciones isotópicas, a través de las cuales es posible obtener gráficas y con ello calcular las edades de las muestras.

Otro factor de gran interés al utilizar el método de datación U-Pb en circones se debe a la gran resistencia de la estructura cristalina de estos minerales y con ello se podría decir que son un reloj natural de la tierra, su contenido de uranio y torio repele a los átomos de plomo con lo cual se asume el origen radiogénico en el contenido molecular del circón.

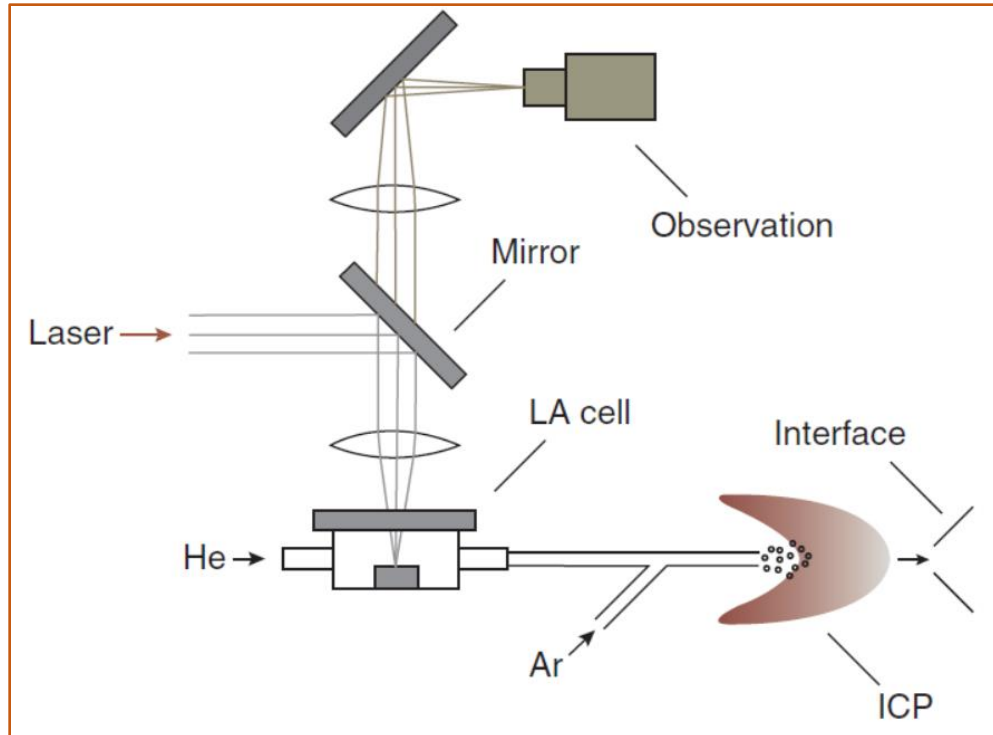


Figura 4. Esquema de un sistema LA-ICP-MS compuesto por una fuente láser, una célula LA, una línea de transporte y un detector ICP-MS (no se muestra la MS; ilustración tomada de Joachim Koch y Detlef Günther, 2017).

1.5.4. Interpretación de los resultados

La interpretación final, se muestra en un capítulo posterior donde se presenta toda la información y donde se unen todos los elementos estudiados y recolectados, tanto del mapa, secciones estructurales, datos geológico-estructurales, estudio petrográfico y geocronológico. Lo cual, con las observaciones obtenidas en campo se podrá entender la historia de formación del *graben*.

CAPITULO 2. Marco teórico del Graben de Santa Rosa

2.1. Generalidades sobre los *grabens*

A mediados del siglo XIX se realizaron las primeras aportaciones a la geología estructural a partir de bosquejos o ilustraciones que se pueden encontrar en algunos sitios web y libros de difícil acceso (recuperado de <https://www.geovirtual2.cl/geoliteratur/tecLudwiggraben01.htm>). Sin embargo, esta información nos refleja el gran interés que ha existido siempre por conocer y entender las formas y relieves presentes en nuestro planeta. No obstante, la importancia por dilucidar entornos geológicos, ha llevado a un sinfín de geólogos y profesionistas a estudiar las formas, estructuras y problemáticas que existen en la tierra y con ello entender la dinámica global.

Una de las primeras imágenes propuestas de un sistema de *graben* que se puede encontrar en literaturas antiguas es un esquema idealizado y plasmado por el alemán Rudolph en 1861 (recuperado de la red geovirtual Agosto-2020); en dicho esquema, él ilustró las estructuras de *grabens* (fosas tectónicas) y *horst* (pilares tectónicos) a lo cual nombró en alemán: *Rücken* “lomas tectónicas” (Figura 5a). Aunque puede parecer un poco extraña la interpretación de los estratos dibujados encima de los pilares, es una de las primeras imágenes que se plasmaron en los libros de texto y que dejó trascendencia para posteriores ilustraciones similares, las cuales no tuvieron cambios significativos a lo largo del tiempo, puesto que dicho esquema se siguió mejorando hasta lo que hoy conocemos como un sistema de *horts* y *grabens*, lo cual se ha seguido estudiando, con la finalidad de conocer la historia de formación de dichas estructuras.

Posteriormente, Lippert en 1878, (recuperado de la red geovirtual en Agosto-2020) realizó el dibujo de un perfil de un *horst* (pilar tectónico) en el cual presentó fallas, "desplazamientos" y discordancias (Figura 5b). Sin embargo, el origen de las estructuras tectónicas era un poco oculto. Lippert mencionó que las fuerzas pudieron ser a causa de derrumbes subterráneos, donde diferentes comportamientos de estratos podrían producir "desplazamientos". Él pensó en fuerzas parecidas a las deformaciones dentro de un domo de sal.

Como la mayoría de las situaciones tectónicas básicas no se ha cambiado mucho hasta la actualidad. La palabra alemán "*graben*" se usa generalmente hasta hoy. Kayser en 1912 (recuperado de la red geovirtual en Agosto-2020), menciona la existencia de estructuras pequeñas y grandes (hoy: "*megagrabens*"). Él nombra: valle del río Rin (Alemania) y el gran Graben Africano (oriente de África). Importantes estructuras por sus grandes dimensiones y complejidades, la última de ellas es de gran interés en las discusiones de teorías globales.

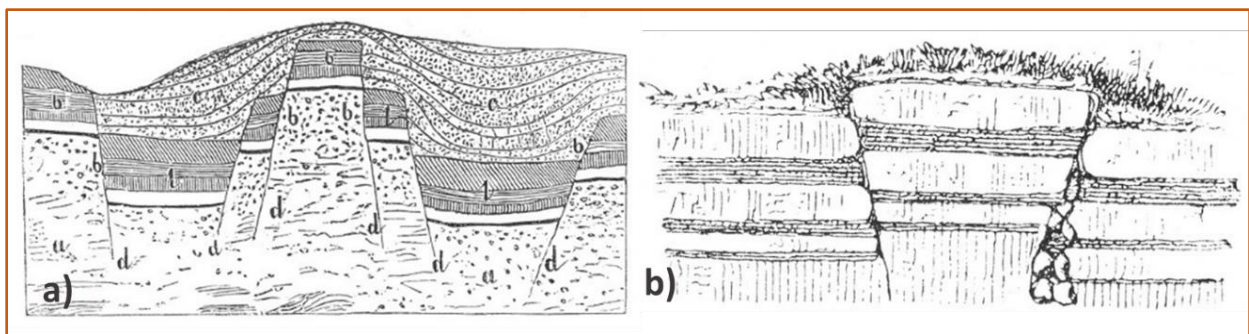


Figura 5 a) Ilustración realizada por el Alemán Rudolph (1861) la cual muestra una estructura de Horst y Graben a lo cual denominó como: "Lomas tectónicas". b) Perfil que muestra un horts realizado por Lippert (1878) en el cual es apreciable el levantamiento de los estratos en el pilar central dando lugar a esta estructura. (Ilustraciones recuperadas de la red geovirtual Agosto-2020).

Otra estructura de gran interés, son los *riffts* continentales los cuales se caracterizan por tener rasgos largos y estrechos limitados en uno o ambos lados por fallas normales a lo largo de las cuales se ha producido un desplazamiento de varios kilómetros, dando lugar a profundos valles de *rift* que forman cuencas sedimentarias. En otras palabras, es cuando se rompe la corteza continental dando lugar a éstas y otras estructuras como *graben* o fosas tectónicas, como consecuencia del hundimiento de los bloques centrales además se forman bloques levantados a lo que se les conoce como *horst* (Figura 6).

Una aportación importante para estas estructuras fue realizada por Scholz et al., (1998) para los rifts de Tanganica y Malawi (sur de África), para los cuales, desarrollaron un modelo mecánico para explicar características de formación de los *riffts*, de primera instancia mencionan que un *rift* se inicia con la formación de un conjunto de fallas normales que se cruzan en el centro de la capa sismogénica. Una de ellas se convierte

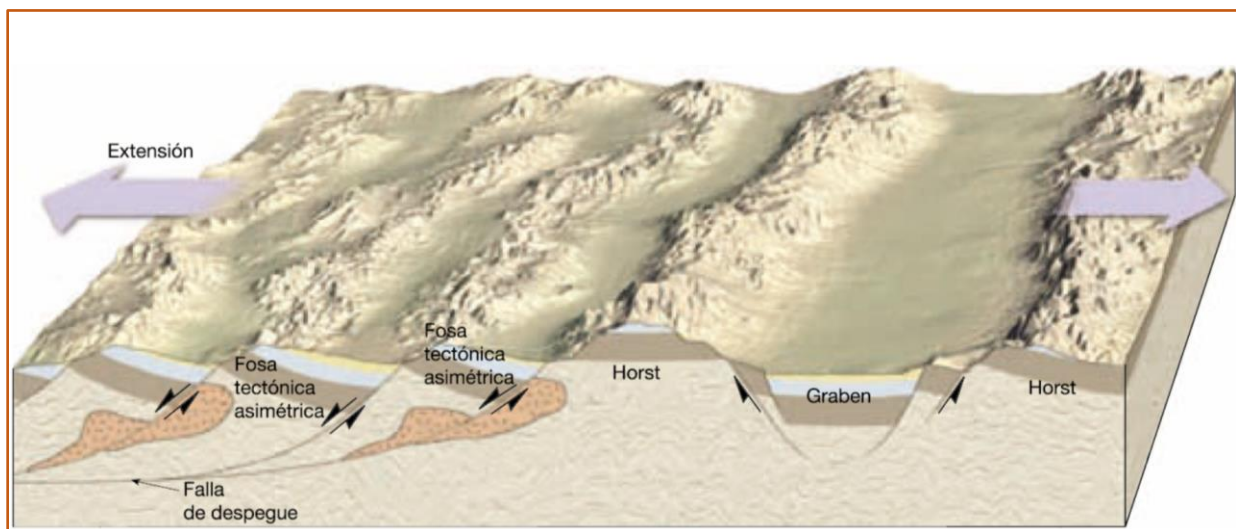


Figura 6. Sistema de horst y grabens generados por fallas normales, se puede observar que los horst forman bloques levantados, mientras que los grabens forman depresiones tectónicas, éste sistema de esfuerzos tensionales dan lugar a cuencas y montañas accidentadas, típicas de la fracturación normal en la provincia Cuencas y Sierras (tomado de Tarbuck and Lutgens, 2005).

en el sistema de fallas límite; la otra, la falla conjugada fallada (al estar desplazada por la primera), se bloquea al principio de la historia del *rifting*. De ahí se forma un *graben* asimétrico, que es el componente básico de los *riffts*. La falla conjugada fallada tiene propiedades distintivas que le permiten distinguirse fácilmente de otras fallas (Figura 7). La primera falla seguirá propagándose y acumulando desplazamientos, convirtiéndose en el sistema de fallas límite, mientras que la segunda se convertirá en la falla conjugada fallada. Este bloqueo de la falla conjugada fallada en las primeras etapas de la historia de la ruptura es lo que da lugar a la asimetría de la estructura, que no es realmente una media fosa, sino una fosa asimétrica. Ejemplos de estas fallas de los *riffts* de Tanganica y Malawi, Scholz et al., (1998).

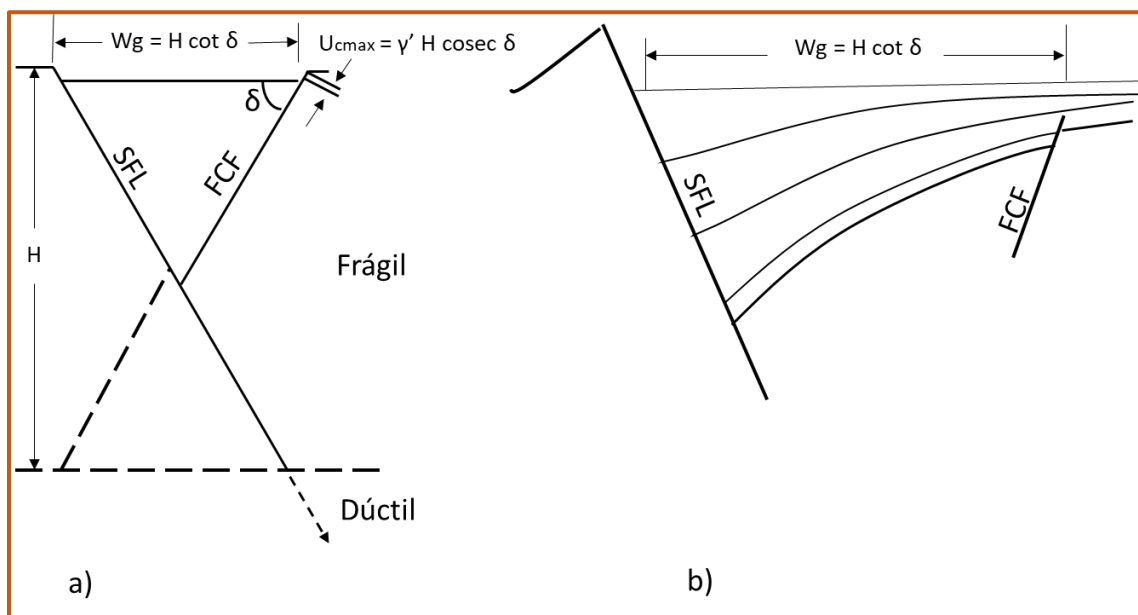


Figura 7 a) Inicio del rifting: Un par de fallas normales conjugadas se propagan. Una desplaza a la otra, bloqueándola. La primera se convierte en un sistema de fallas límite (SFL); la segunda se convierte en una falla conjugada fallada (FCF). b) Cuenca en un momento posterior. La falla conjugada fallada desplaza al basamento pero no a las unidades posteriores. W_g es la anchura del graben asimétrico, U_{cmax} es el desplazamiento máximo del basamento de la falla conjugada fallada. H es el espesor sismogénico. (Tomado de Scholz et al., 1998).

Finalmente, estos mismos autores concluyen que los *grabens* asimétricos se nuclean espontáneamente a lo largo de la tendencia del naciente valle de *rift* de la falla. A medida que estos crecen tanto en el desplazamiento de la falla y longitud, los segmentos de falla vecinos se unen para formar un sistema de fallas límite. Cuando el sistema de fallas límite alcanza su máxima longitud, no puede crecer más, por lo que la extensión debe ser transferida a un sistema de falla límite independiente, que a menudo es de polaridad inversa en el del *rift*, pero que también puede tener la misma polaridad, pero desplazada de la primera. Los sistemas de fallas limítrofes adyacentes deben traslaparse durante cierta distancia, en las regiones en las que sus respectivos desplazamientos se reducen a cero, para igualar la extensión neta a lo largo del *rift*. No es necesario que haya una falla transversal que los conecte. La extensión por fallas normales también se produce en la provincia de Cuencas y Sierras del poniente de Estados Unidos y México, aunque los *riffts* estrechos no son formados allí. Ésta provincia es el ejemplo clásico de *riffts* amplios.

2.1.1. *Grabens* más grandes del mundo

Todos los *grabens* están enmarcados por dos fallas de deslizamiento convergentes, que separan bloques de cuña descendentes. Las unidades de corteza que las enmarcan están a menudo inclinadas hacia arriba en dirección a la fosa. Los marcos en su conjunto forman una cúpula, mientras que la fosa generalmente divide la cúpula a lo largo de su línea crestal. En muchos casos, la cuña-bloque está desintegrada por numerosas fallas de deslizamiento lístricas a lo largo de las cuales los bloques inclinados giran, normalmente de forma antitética. Subsidiado los bloques en cuña y los bloques inclinados rellenan el espacio lateral que ha sido creado por extensión horizontal normal

al eje del *rift* Henning-Illies (1981). La corteza, atenuada por la grieta, a menudo es penetrada por extrusiones volcánicas. Y las fracturas abiertas asociadas a los *rifts* permiten la convección hidrotermal y las anomalías de flujo de calor positivo en estas regiones. Existen *grabens* de diversos tamaños hasta llegar a tamaños muy grandes como lo son los *rifts* del Baikal y Graben del Rin, los cuales tienen sus raíces en el manto superior o en la astenosfera, en otros casos, el *rifting* puede estar controlado por una extensión lateral normal al eje de la fosa como es el caso del sistema de *rift* de África Oriental, o puede ser una cizalla extensional que gobierna el *rifting* y la propagación del valle de *rift*, un ejemplo de ello puede ser el *rift* del Mar Muerto; estos son solo algunos ejemplos de las grandes depresiones formadas por las fuerzas generadas por tensiones en la corteza (Figura 8).

Otras estructuras de tipo *rift* son las de la Provincia de Cuencas y Sierras a lo largo del Río Owens y del Río Grande entre los límites de Estados Unidos y México las cuales pueden referirse a fuerzas tensionales como consecuencia de la interacción de las placas del Pacífico y Norteamérica. Cualesquiera que sean las condiciones locales de la formación de los *grabens*, la división de la corteza continental ha efectuado una serie de procesos posteriores que habían evolucionado comúnmente de forma congruente bajo diferentes condiciones previas.

Por ello y en relación con los ejemplos ya mencionados, se intentará explicar cómo se ha producido el mecanismo de formación de las fosas y sus implicaciones.

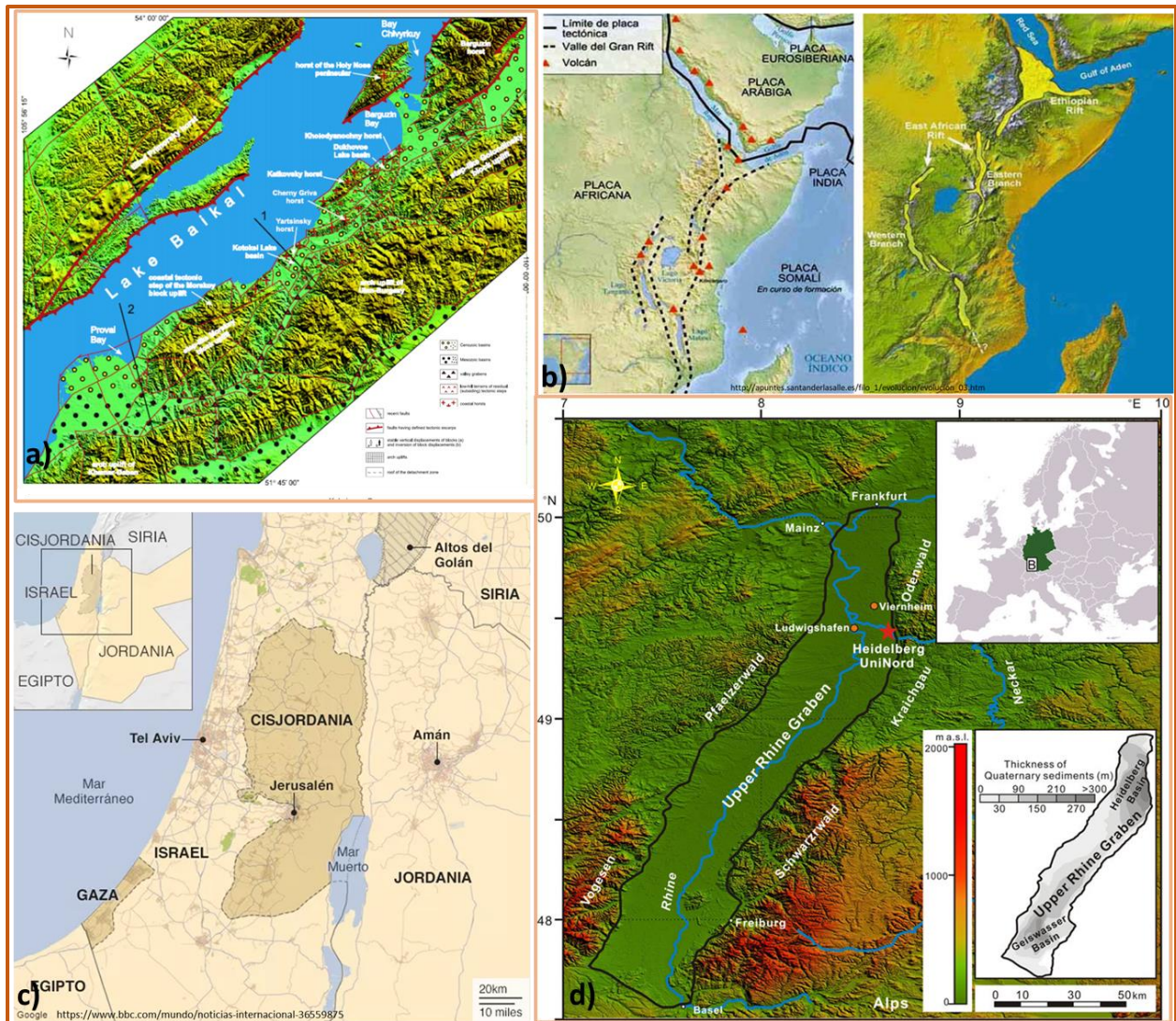


Figura 8. Depresiones más grandes del mundo a) Valle de Baikal (Tomado de Shchetnikov et al., 2012), b) Valle de Rift Africano, c) Rift de Mar Muerto, d) Valle del graben de Rin (Tomado de Yan Li, et al., 2018).

En primer lugar, en el ámbito del pre-rift se pueden observar algunas congruencias y demostrar que la mayoría de las estructuras de las fosas siguen las zonas de debilidad preexistentes en el basamento (Figura 9). Muchos *grabens* cenozoicos en el oriente de África, el rift del Mar Rojo, el rift del Lago Baikal o el graben de Rin están orientados en paralelo a zonas de cizalla o de enjambres de diques de edad ebrriense o hercínica Henning-Illies (1981). El rift ha seguido zonas de debilidad dadas a lo largo de las cuales

la resistencia a la tracción de la litosfera había disminuido en relación con la unidad de placa adyacente.

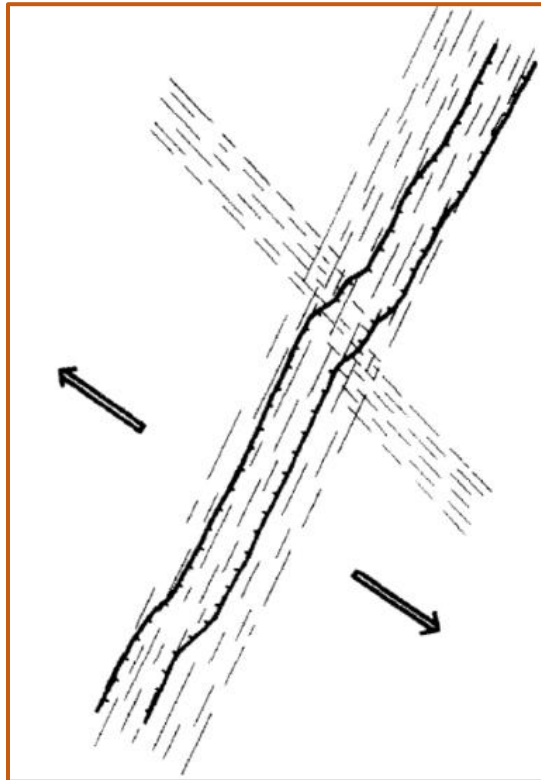


Figura 9. Los grabens, en la mayoría de los casos, están controlados por el basamento. Si hay fuerzas tensionales, la división de la corteza aprovechará las zonas de debilidad preexistentes en la medida en que sus tendencias se ajusten a la dirección de tensión máxima (tomado de Henning-Illies, 1981).

Los *grabens* forman un bloque en cuña, sus fallas maestras convergentes presentan buzamientos de entre 60° y 65° de media. Siguiendo este concepto, la anchura media de un *graben* parece ser una función de la profundidad de un bloque-cuña triangular (Figura 10a). El hundimiento del bloque en cuña y la desintegración de la cuña en un mosaico de bloques basculantes en rotación indican una extensión lateral de la corteza. La extensión horizontal implica una atenuación vertical de la misma. Para el manto superior subyacente el hundimiento de la corteza la cual provocará un efecto de descarga posterior y una reducción de la densidad del material afectado. Un cuerpo de material

del manto de baja densidad crecerá hasta crear una cúpula subcrustal ininterrumpida y de gran extensión, bajo el fenómeno de la grieta fisiográfica (Figura 10b).

El abultamiento ascendente del manto hace posible que los bloques de los hombros de los *grabens* se deslicen gravitacionalmente hacia los lados, alejándose de la cresta de la protuberancia del manto. Durante esta etapa, las tensiones gravitacionales se superponen y, en caso de congruencia, aumentan las condiciones de tensión regionales. Esto desencadenará la propagación longitudinal de los valles de *rift* y la propagación transversal de la corteza. Como efecto adicional, el hundimiento externo de los bloques en cuña y rotaciones internas de bloques inclinados. La actividad volcánica, alimentada por el material del manto de baja densidad, penetrará en las fracturas abiertas asociadas con la propagación de la grieta. Los hombros de la fosa se elevarán pasivamente en respuesta a un reajuste isostático del astenolito en expansión de material caliente de baja densidad. En consecuencia, la deformación de los hombros a menudo seguirá de forma bilateral-simétrica en los flancos opuestos del valle de *rift* (Figura 10c). En caso de que aún no se haya formado un valle de *rift* discreto, el levantamiento de la meseta o los bloques de *horst* sustituirán al hundimiento de la falla. Este tipo de elevación de unidades de bloques intra-*rift* es un proceso autónomo sin necesidad de equilibrarlo con el correspondiente hundimiento de la falla en la región circundante. Por el contrario, si las condiciones de tensión favorecen un mayor deslizamiento gravitacional la propagación de la corteza por rotaciones de los bloques de inclinación y las erupciones de las fisuras serán soportadas. Aparecerá un rasgo de *rift&rift* sobre el cuerpo de manto ascendente (Figura 10d). Durante esta etapa, las condiciones de tensión extrema en la protuberancia

de la parte superior del manto favorecerán el desarrollo de fisuras abiertas e inyecciones de diques relacionadas en la parte interior del valle de la grieta.

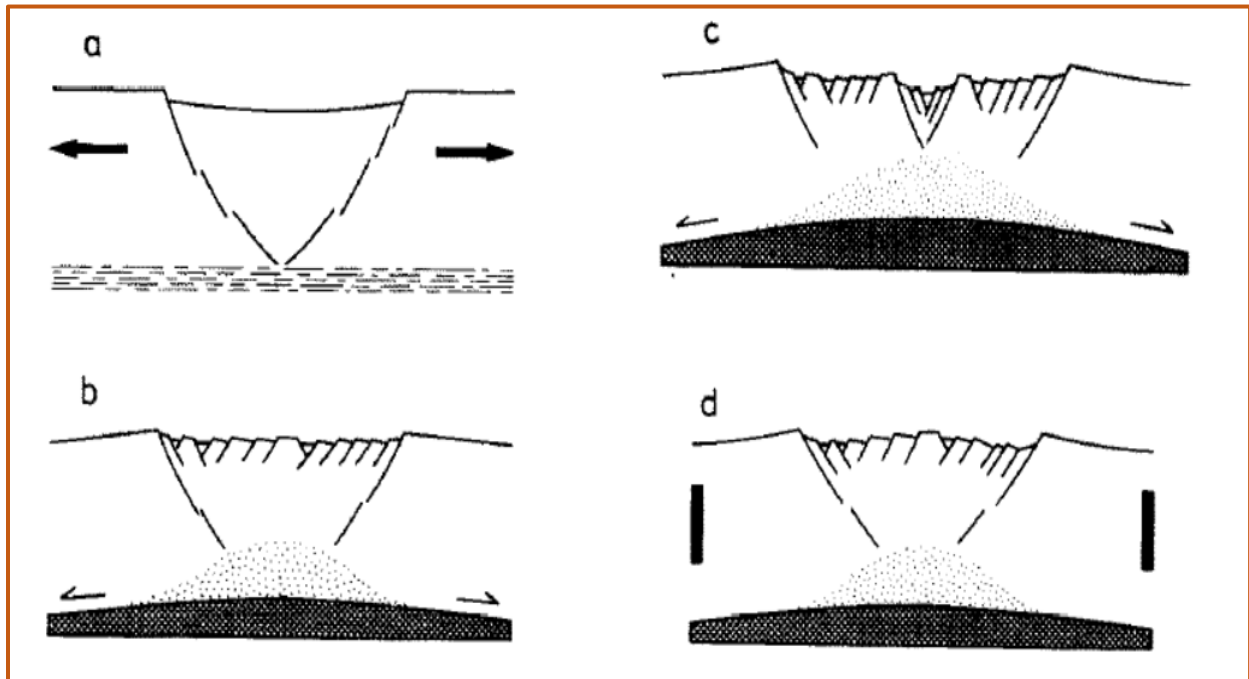


Figura 10 a) Las estructuras de graben ideales se definen como bloques de cuña, su vértice comienza en una capa de referencia de desacoplamiento mecánico. b) El proceso continuo de ruptura conduce a la elevación del manto, la elevación de una cúpula térmica y la reabsorción parcial de la zona de la raíz del bloque de cuña. La elevación externa del hombro y las rotaciones internas del bloque de inclinación se conocen como implicaciones geológicas. c) Un astenolito ascendente soportará el deslizamiento por gravedad, hacia los lados alejándose del abultamiento del manto. Las características de fisura en fisura están involucradas en una mayor expansión de la corteza. d) En caso de que la tectónica Las condiciones de contorno impiden el deslizamiento por gravedad, por lo que se observará el consiguiente levantamiento regional del piso del graben (Tomado de Henning-Illies, 1981).

2.2. Conceptos básicos para la formación de los *grabens*

Para que se generen estas estructuras tiene que existir un sistema de fuerzas compresionales y extensionales que actúen sobre el material rocoso, y den lugar a una deformación frágil o dúctil-frágil. Debido a este campo de esfuerzos se genera un desplazamiento en la roca y por lo cual se produce un cambio de posición de éste.

La geología estructural consiste en estudiar las características resultantes de la deformación, que se generan a menor escala y pueden servir de interpretación para las grandes estructuras antes mencionadas. Entre éstas se encuentran las fracturas, las fallas, los pliegues, los budines, zonas de cizalla, clivajes, foliaciones y lineaciones. A partir del análisis de estas estructuras, se pretende comprender la deformación finita (es decir, el producto final de largas historias de deformación, a veces polifásicas) y la deformación incremental (es decir, los pequeños incrementos de deformación, cuya acumulación de los cuales conduce a la deformación finita).

Cuando una roca ha sufrido acortamiento, alargamiento, o pérdida de volumen, se forman estructuras de fracturas, juntas y fallas, que son el resultado de la cohesión de la roca. En geología estructural se utiliza una clasificación basada en la naturaleza del desplazamiento en la discontinuidad, la cual se divide en tres tipos: fracturas de tensión (modo I) ocurre cuando el desplazamiento de los bloques es normal al plano de fractura y las fracturas de cizalla (modos II y III). En el modo II ocurre cuando el desplazamiento es paralelo al plano de la fractura y normal al frente de propagación de la fractura. En el modo III ocurre cuando el desplazamiento de los bloques es paralelo tanto al plano de la fractura como al frente de propagación de la fractura (Niemeyer-Rubilar, H., 1999; R.J. Padilla y Sánchez 2021), (Figura 11).

En el caso de las fallas y las zonas de cizalla, es importante comprender su cinemática (es decir, el sentido relativo del movimiento de los bloques que separan), y la magnitud del desplazamiento implicado. También conocer la dirección de la tensión máxima y

mínima a partir de pequeños rasgos de deformación, como las fracturas extensionales a escala centimétrica y juntas estilolíticas asociadas.

Por lo tanto, la importancia de conocer los siguientes conceptos que dan la base para la futura interpretación de las estructuras geológicas se consultaron las fuentes bibliográficas de Niemeyer-Rubilar, H., 1999; Tarbuck, E.J.; Lutgens, F. K., 2005 y R.J. Padilla y Sánchez 2021.

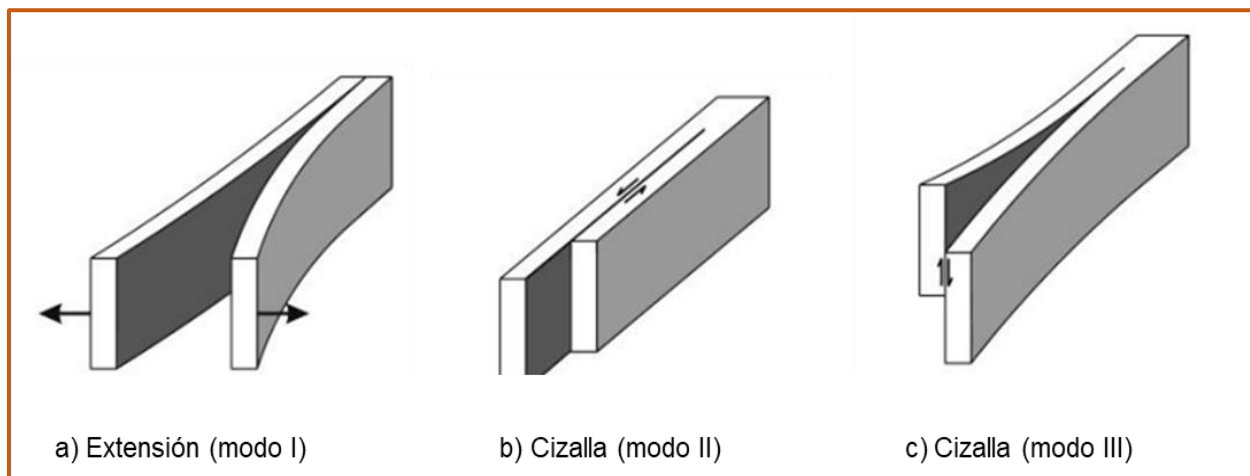


Figura 11. Clasificación de fracturas de acuerdo al modo de apertura, las flechas indican el sentido del movimiento (Modificado de Padilla y Sánchez 2021).

2.2.1. Elementos estructurales

I. Fracturas

Son superficies o planos de discontinuidad en la roca, a lo largo de los cuales se pierde la cohesión del material, generando con ello un comportamiento quebradizo de la roca en el que los bloques de ésta son desplazados, uno con respecto al otro a través de estrechas discontinuidades. Éstas se forman cuando la tensión aplicada alcanza el umbral de fluencia, es decir, la tensión en la que la roca se fractura; pueden ser extensionales o por cizallamiento.

A. Fracturas extensionales (modo I)

Se forman cuando los bloques adyacentes se alejan uno del otro en una dirección subperpendicular al plano de fractura. La dirección de apertura de la fractura es paralela a la de menor resistencia. (es decir, el menor estrés). A menudo, las fracturas extensionales definen "arreglo en *échelon*" o incluso un arreglo conjugado en *échelon*". Las fracturas extensionales también se conocen como "cortes de tensión". Muy a menudo, estas fracturas están cementadas con minerales que precipitan de la solución que llena el espacio poroso de la roca el cual puede ser sílice, calcita o yeso que normalmente sellan las fracturas o se mantienen entre los intersticios generados de las mismas, , para poder identificarlas existen numerosos indicadores cinemáticos (Figura 12).

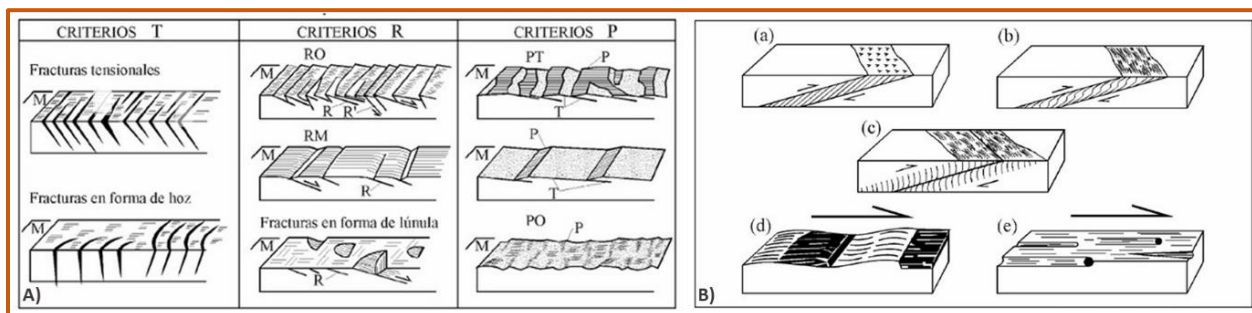


Figura 12 A). Distintos tipos de fracturas secundarias asociadas a un plano de falla principal M. Las fallas Riedel sintéticas y antitéticas de bajo y alto ángulo respecto del movimiento a lo largo del plano de falla principal, son R y R'. Las fracturas de tensión son T. Las fallas P presentan bajo ángulo respecto del plano principal pero opuesto a la orientación de R. (b) Tres tipos de indicadores cinemáticos en fallas con comportamiento frágil: criterios T, criterios R y criterios P. B). Criterios cinemáticos adicionales en fallas frágiles, (a) Fibras de relleno, (b) Fábrica sigmoidal en salbanda, (c) clivaje en rocas carbonatadas, (d) saltos rellenos con material fibroso, (e) marcas de clastos, (Ilustración tomada de Niemeyer-Rubilar, H., 1999).

B. Fracturas por cizallamiento (modo II y III)

Implican el desplazamiento de bloques paralelos al plano de fractura. A medida que los bloques adyacentes se deslizan entre sí, la deformación afecta la región de contacto o daño. Los pliegues de arrastre y un pequeño desplazamiento en capas preexistentes en la zona de daño ayudan a inferir la cinemática de las fracturas por cizallamiento. En geología estructural se le llama "cinemática de una falla" o "cinemática de una fractura por cizallamiento" al sentido relativo de movimiento paralelo a la discontinuidad. Sin embargo, las fracturas por cizallamiento, pueden ocurrir a cualquier escala, desde micrones hasta cientos de kilómetros, y a menudo son sismogénicas en otras palabras se puede decir que están asociadas con terremotos.

II. Falla tectónica

Corresponde a una estructura que se forma a partir de la rotura en el macizo rocoso y como resultado se genera un desplazamiento, debido a una diferencia de tensiones de las fuerzas tectónicas, dichos movimientos tienen su origen principalmente en la corteza terrestre, los cuales provocan roturas en la litosfera (Figura 13a y 13b). La falla ocurre cuando la tensión diferencial máxima (es decir, tensión máxima σ_1 menos tensión mínima σ_3) excede la resistencia al corte de una formación rocosa intacta, o la resistencia a la fricción de una falla preexistente, el ejemplo más claro ha sido tomado del modelo de Anderson (1905), para los diferentes tipos de fallas, las cuales se pueden clasificar de acuerdo a su simetría y orientación en el terreno (Figura 14 y 15). La mayoría de las fallas son verticales o subverticales, dentro de una inclinación de 90° y 45° y su desplazamiento puede ser vertical, oblicuo u horizontal.

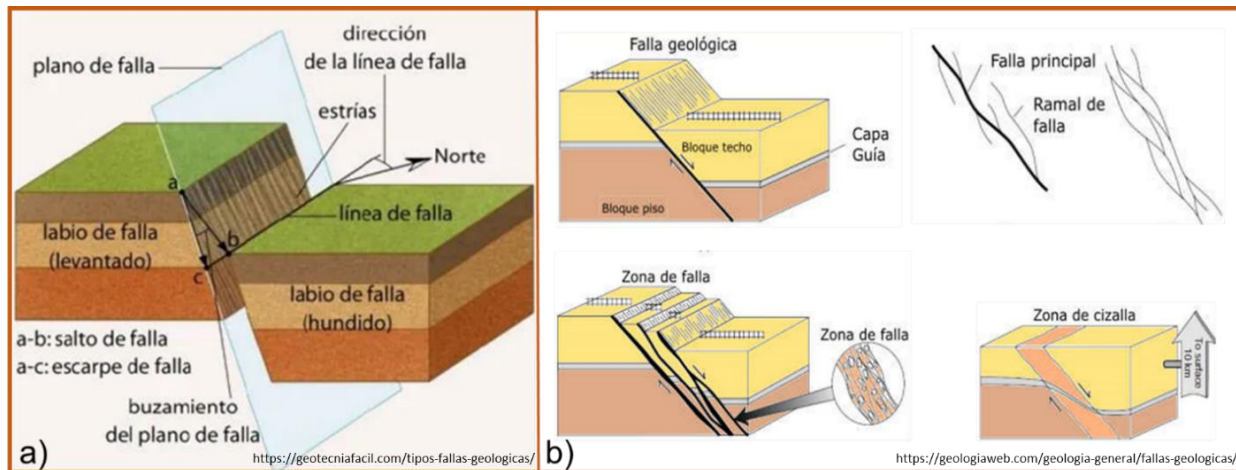


Figura 13 a) Esquema donde se ilustran las partes principales de un falla geológica. b) Esquema interpretativo de lo que puede ser una falla geológica vista en campo con diferentes indicadores cinemáticos (Ilustraciones recuperadas de la red Agosto 2020).

III. Tipos de fallas

A. Fallas normales

Este tipo de falla es de alto ángulo, casi verticales, el muro colgante se desplaza hacia abajo con respecto al muro del piso. Las fallas normales dominan en régimen tectónico extensional (el esfuerzo máximo σ_1 es vertical (Figura 15a). la mayoría de las fallas normales tiene buzamientos de unos 60° , que tienden a disminuir con la profundidad. Sin embargo, existen algunas fallas con desplazamiento vertical que tiene buzamientos mucho menores, aproximándose en algunos casos a la horizontal.

B. Fallas inversas

Al igual que las fallas normales; este tipo de fallas suelen ser de alto ángulo con buzamientos $> 45^\circ$, solo que el muro colgante se mueve hacia arriba con relación al muro del piso. Las fallas inversas son comunes en el régimen tectónico de contracción (el esfuerzo mínimo σ_3 es vertical), se puede decir que las fallas inversas producen una

“duplicación” de la roca al generarse este tipo de movimiento genera un engrosamiento doble de los estratos que podría confundir a quien desconoce estas estructuras. Sin embargo suelen ser pequeñas y acomodan desplazamientos locales en regiones dominadas por otros tipos de fallas.

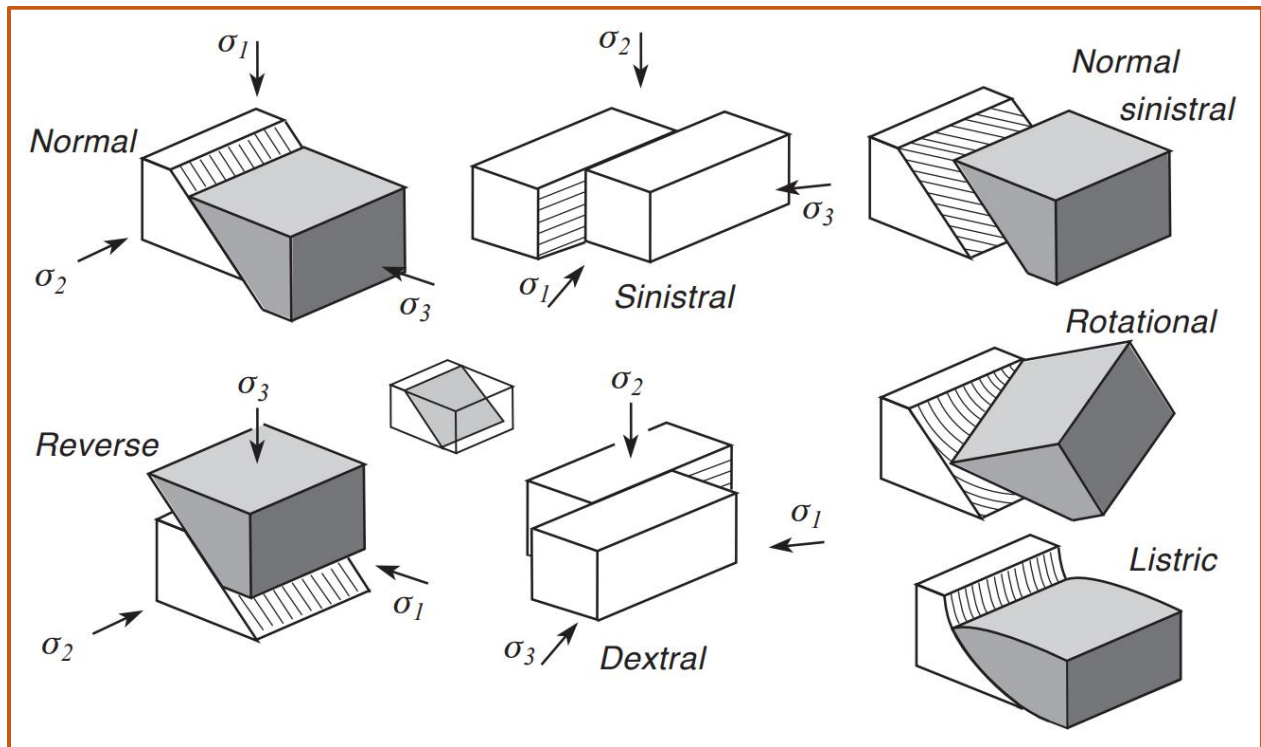


Figura 14. Bocetos de acuerdo al modelo de Anderson (1905), para los diferentes tipos de fallas y geometrías complicadas con direcciones oblicuas al plano de la falla y en sentido rotacional (Ilustración tomada de Rey, 2016).

Las fallas normales e inversas pueden ser de dos tipos de acuerdo al movimiento y dirección de los estratos, se le llama “falla homotética”, cuando la falla y los estratos tienen la misma dirección de inclinación; se llama “falla antitética” cuando los estratos y la falla tienen inclinaciones en direcciones opuestas (Figura 15b).

C. Fallas de deslizamiento o de rumbo (dextral o siniestral)

También son conocidas como fallas de desgarre, las cuales consisten en un movimiento de los bloques de manera horizontal, uno al lado del otro. Las fallas de choque-deslizamiento a menudo indican un régimen tectónico transcurrente (el esfuerzo intermedio σ_2 es vertical y el cual no tiene desplazamiento). Estas suelen ser en dos movimientos, dextral, lo cual indica un movimiento horizontal en sentido de las manecillas del reloj y un movimiento siniestral, lo cual indica un movimiento horizontal en sentido contrario a las manecillas del reloj (Figura 15c). Las zonas de fallas tienen un ancho que va desde milímetros hasta cientos de metros. Los movimientos o desplazamientos (salto total) pueden ser pequeño (milímetros) hasta muy grandes (cientos de kilómetros).

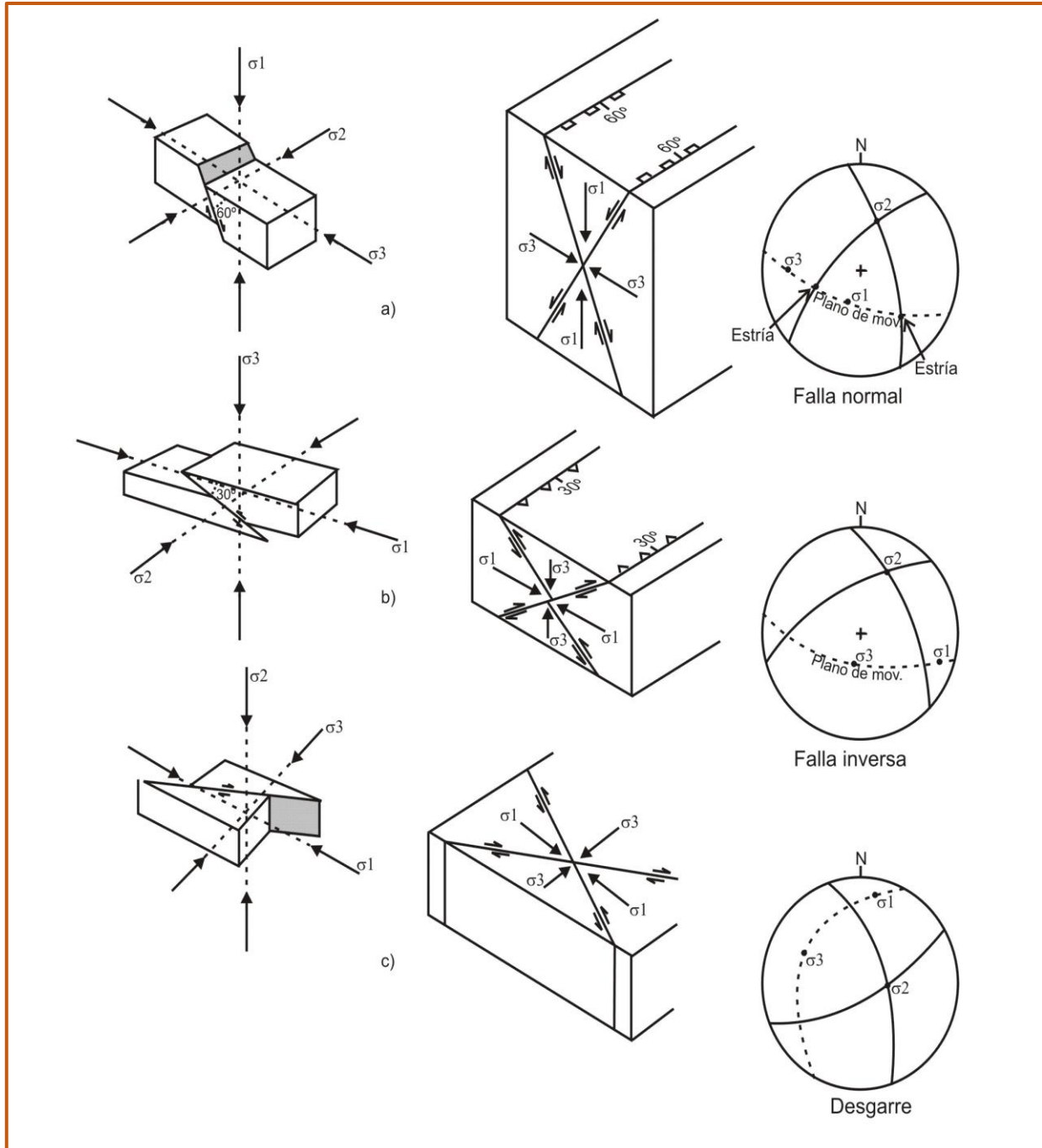


Figura 15 a) Modelo de Anderson, para fallas conjugadas con movimiento a) Normal, b) Inverso y c) de Rumbo o desgarre, se muestran los bloques, diagramas y estereogramas resultantes para cada tipo de movimiento, en cada uno de los ejemplos es importante conocer el movimiento principal o de mayor esfuerzo, denotado por σ_1 y el de menor esfuerzo denotado por σ_3 , estos reflejan la dirección de los esfuerzos resultantes e indican hacia donde surgió el desplazamiento (Tomado de Babín-Vich et al.,2010).

CAPITULO 3. Marco geológico y antecedentes del sur de la Mesa Central de México.

3.1. Marco geológico del Graben de Santa Rosa

El GSR se ubica hacia la parte suroriente de la provincia de la Mesa Central de México (MCM); la cual, a su vez se encuentra fusionada hacia el límite sur de la provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMOc), conocida por su grandes volúmenes de ignimbritas con alto contenido de sílice (Ferrari et al., 2002 y 2007; Aguirre-Díaz et al., 2008; Ferrari et al., 2018). Esta provincia importante se extiende de manera continua desde los Estados Unidos de Norteamérica hasta los alrededores de Guadalajara México, de donde se extiende una franja de la misma provincia, hacia los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, la cual consiste de mesas elevadas con altitudes que en ocasiones pueden superar los 2000 m.s.n.m abarcando los estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas, Aguascalientes y San Luis Potosí (Nieto-Samaniego et al., 2005 y 2007; Tristán-González et al., 2009). Esta provincia provee un registro geológico que abarca desde el Oligoceno hasta el presente, representada por rocas sedimentarias y volcánicas de gran volumen y cortadas por diversos sistemas de fallas normales.

La MCM está dividida en dos regiones o sectores, los cuales remarcan diferenciados y contrastantes rasgos geológicos; hacia la parte norte se encuentra afectada por procesos de erosión muy fuertes. Sin embargo, hacia la parte sur, su morfología está comprendida por sistemas de *horst* y *grabens*, formados a partir de sistemas de fallas normales originadas en ambientes extensionales ocurridas durante el Cenozoico, afectando a las secuencias volcánicas de edades comprendidas entre el Paleogeno-Neogeno (Nieto-

Samaniego et al., 2005 y 2007; Tristán-González et al., 2009, Torres-Hernández et al., 2001,2014).

La provincia de MCM está limitada hacia el norte y oriente por la provincia de la Sierra Madre Oriental (SMOr), hacia el occidente con la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y hacia la porción sur se encuentra en los límites con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Nieto-Samaniego et al., 2005 y 2007), estructuralmente la MCM está enmarcada en su porción poniente y suroriente por varios sistemas de fallas, hacia la parte semi-central se encuentra un sistema de fallas con orientación NW-SE, correspondiente al sistema de fallas San Luis- Tepehuanes, hacia la parte oriente se encuentra un sistema de fallas con orientación N-S correspondiente al Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y hacia la parte sur está limitada por la falla del Bajío (Nieto-Samaniego et al., 2005 y 2007; Del Pilar et al.,2020). Además, en los límites de la porción occidental de la MCM se encuentran una serie de estructuras tectónicas que siguen un patrón con orientación NE-SW (ver figura 1b) (Nieto-Samaniego et al., 2005; Tristán-González et al., 2009).

Entre las estructuras tectónicas más prominentes que se ubican en la parte sur de la MCM, está el Graben de Villa de Reyes (GVR), de orientación N-NE, el cual separa dos campos volcánicos; reportados por (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986); el de la Sierra de San Miguelito (CVSSM) y Río Santa María (CVRSM), posteriormente, divididos como complejos volcánicos (Tristán-González, et al., 2009),(Figura 16).

Las secuencias volcánicas que caracterizan estos centros volcánicos consisten de lavas e ignimbritas riolíticas de edad principalmente Oligoceno y Mioceno (Torres-Hernández

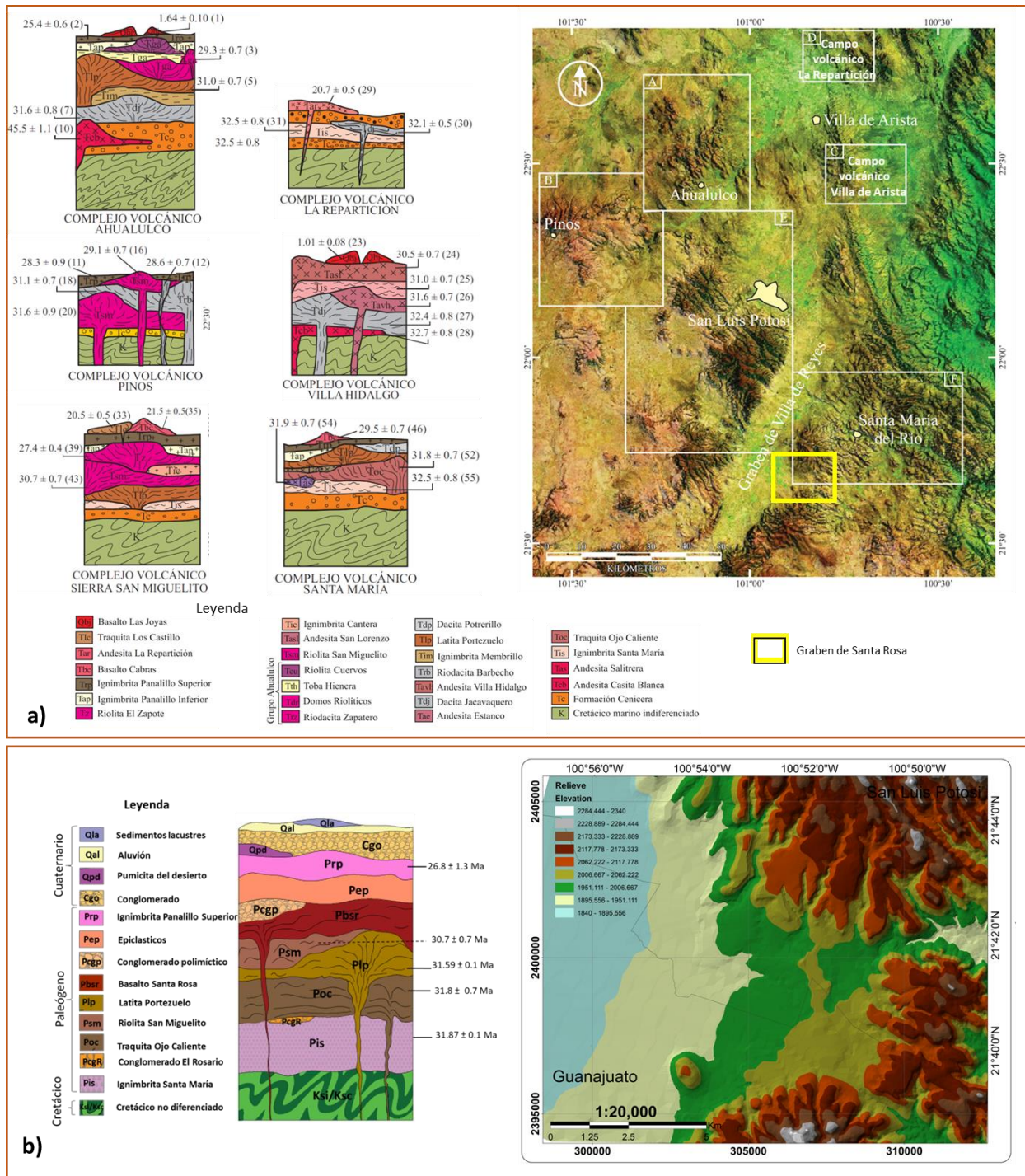


Figura 16. a) Imagen de satélite de Elevación Digital de los diferentes complejos volcánicos en el sur de la Mesa Central de México con columnas litológicas de cada uno de ellos (modificado de Tristán-González, et al., 2009). b) Modelo de elevación digital del Graben de Santa Rosa con columna litológica.

et al., 2006; Tristán-González et al., 2009), con algunas unidades aisladas de basaltos intercalados entre éstas, lo cual les confieren un carácter bimodal (Rodríguez-Ríos et al., 2009). Según lo documentado por los autores citados, vulcanismo y extensión ocurrieron entre los 32 y 27 Ma, donde la etapa de máxima extensión del área ocurrió entre los 29 y 27 Ma (Labarthe-Hernández et al., 1997; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez et al., 2000). Sin embargo, Del Pilar et al., (2020) reportó fechamientos U-Pb para la parte sur de la MCM comprendidas entre 23.5 Ma. Y 34.4 Ma., donde argumenta nuevamente que el fallamiento ocurrió de manera coetánea con la emisión volcánica para esa zona. Algunas de las lavas contienen alto contenido de flúor, lo que se manifiesta en la presencia de topacio, lo cual las identifica como riolitas “topacíferas” (Rodríguez-Ríos et al., 2007 y 2009). No obstante, estudios recientes en rocas riolíticas del Oligoceno dentro de la MCM, indican la presencia de granates de tipo almandino, lo cual sugiere una cristalización a baja profundidad dentro de la corteza a partir de un huésped riolítico (Sieck et al., 2019).

El CVRSM está constituido principalmente por un vulcanismo de composición félsica, que inició con coladas de lava andesítica y depósitos piroclásticos riolíticos, que fueron cubiertos por un paquete de lavas con composición que varía de traquitas a riolitas; en sitios puntuales existe la presencia de basaltos alcalinos, por lo que algunos autores infieren un vulcanismo bimodal para ésta zona de la MCM (Torres-Aguilera, 2005; Rodríguez-Ríos et al., 2009). No obstante, el occidente del CVRSM fue afectado por una serie de fallas normales con orientación NW-SE formando un arreglo en dominó, y fosas tectónicas estrechas, como lo son; el Graben de Santa Rosa, Enramadas y Paso Blanco.

Las fallas extensionales que delimitan al GVR, truncan una serie de *semigrabens* y *grabens* de orientación NW-SE, uno de los cuales es el (GSR), el cual está documentado dentro de la Cartografía Geológica de la Hoja Melchor, y en la estratigrafía y tectónica del GVR (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983 y Tristán-González, 1986; ver figura 1a).

3.2. Antecedentes de la parte suroriente de la Mesa Central de México

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) cartografiaron la Hoja de Santa María del Rio, S.L.P. a escala 1:50,000 en la cual documentan la secuencia de rocas volcánicas del Paleógeno (Oligoceno) que descansan sobre sedimentos clásticos continentales del Eoceno y rocas sedimentarias marinas plegadas de edad cretácica denominada Formación Caracol. En ese trabajo, los autores citados le dan nombres formacionales a algunas unidades de la secuencia volcánica del Oligoceno.

Labarthe-Hernández *et al.*, (1982) realizaron la revisión estratigráfica de la secuencia volcánica cenozoica del CVSLP, reportaron análisis químicos y fechamientos K-Ar de gran parte de la secuencia con lo cual concluyeron que estas rocas pertenecen a la facie de rocas calco-alcálicas con alto grado de potasio, las cuales se correlacionan en edad con la mayor parte de la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental el cual está compuesto por un paquete grueso dominado por riolitas, que tienen edades que varían entre 28 y 32 Ma. También hacen mención de que el Campo Volcánico de San Luis Potosí (formado por lavas e ignimbritas riolíticas) se originó en un ambiente de *rift* continental (asociado a extensión) a lo que se asoció la fusión parcial del manto y de rocas de la corteza a todo lo largo de su desarrollo, que fueron extruidas en un periodo

de tiempo relativamente corto (32 - bibl). En este trabajo los autores consideraron que el vulcanismo emitido en un ambiente extensional, puede inducir el desarrollo de calderas.

Tristán-González (1986), describe el Graben de Santa Rosa en la hoja de Melchor a escala 1:50,000, como un graben alargado de rumbo: N 50° W, más o menos perpendicular al de Villa de Reyes, al que se le une en su extremo NW. Hacia esta parte está muy abierto, con un ancho medio de 6 km., adelgazándose hacia su porción SE llegar a solo 300 m. En esta zona se une a la “Depresión de Santo Domingo” . También documentó que el Graben de Santa Rosa esta relleno por el miembro inferior (Tap) de la Riolita Panalillo, con remanentes aislados de basalto (Tb) y del miembro superior de la Riolita Panalillo. Además, en su cartografía documenta que, hacia el sur de esta estructura, existen dos *grabens* paralelos más pequeños y algunas depresiones, rellenas también del miembro inferior de la Riolita Panalillo (ver figura 1a).

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) determinaron que la edad de fallamiento responsable en la Sierra de San Miguelito, ocurrió entre el emplazamiento del miembro superior de la Riolita Panalillo de (26.8 Ma) y la Ignimbrita Cantera de (29 Ma). Relación que podría suponerse válida también para el área del Graben de Santa Rosa.

Aunque en los trabajos antes mencionados se establecieron tanto la estratigrafía, las estructuras principales y la cronología K-Ar de casi todas las unidades volcánicas aflorantes, nuevas contribuciones se van aportando desde entonces, complementando paulatinamente la visión de los eventos que formaron estructuras y vulcanismo en el lugar. A continuación, se mencionan algunas de esas aportaciones:

Torres-Hernández et al., (2001) y Torres-Hernández (2009), nombraron como Ignimbrita Panalillo miembro Superior a la unidad denominada formalmente por Labarthe-Hernández et al., (1982), como Riolita Panalillo miembro Superior, para remarcar su origen piroclástico. Estos autores mencionan que en algunos sitios de esta unidad presenta estructuras reomórficas, por lo que se infiere que se emplazó a altas temperaturas y además presenta la distribución más amplia de todas las unidades del CVSLP ($> 5000 \text{ km}^2$), ya que se extiende regionalmente a otros campos volcánicos adyacentes. Además, propone que las estructuras con orientación NE-SW en el sur de la MCM, como lo es el GVR el cual pudo haber ocurrido posteriormente a las estructuras con orientación NW-SE de la misma zona.

Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) plantearon que el emplazamiento de la mayoría de las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental está asociado en espacio y tiempo con el régimen extensional de la Provincia de Cuencas y Sierras que formó sistemas de fallas normales con rumbo NW-SE. Estos autores proponen que las zonas fuente de las ignimbritas se encuentran relacionadas a dichas fallas y que los miembros asociados de co-ignimbritas, diques piroclásticos y domos riolíticos se encuentran asociados a esas fallas. Con base a estas evidencias, concluyen que el emplazamiento de la gran mayoría de las ignimbritas fue por fracturas y no por asociación caldéica, proponiendo el término “ignimbritas de fisura”.

Xu et al., (2004 y 2008) al igual que Torres-Hernández et al., (2006) utilizaron un modelo de semi-graben en el cual dan explicación de la ocurrencia y mecanismo de emplazamiento de diques piroclásticos emplazados en secuencias volcánicas

oligocénicas en el centro del CVSLP, así como esclarecer el comportamiento mecánico rotacional del Sistema de fallas normales San Luis-Tepehuanes, un ejemplo notablemente particular de deformación extensional del sector meridional de la Mesa Central.

Nieto-Samaniego et al., (2005 y 2007) mencionan la existencia de un mayor número de fallas normales más pequeñas al sistema de fallas San Luis-Tepehuanes que cruzan a la Mesa Central con orientación NW-SE, las cuales forman áreas pequeñas con un patrón romboédrico y los cuales son visibles en los mapas.

Tristán-González (2008) menciona para la porción sur-oriental de la MCM que ocurrió un periodo de transición tectónica de transpresión-transtensión regional, posterior a la compresión Laramídica y anterior al régimen extensional de Cuencas y Sierras. Este periodo inició en el Paleoceno-tardío-Eoceno temprano, actuó de forma episódica hasta el Oligoceno medio, y como consecuencia, hubo levantamiento de bloques corticales que muestran basamento Mesozoico, formando cuencas regionales tipo “*pull-apart*”, donde se acumularon sedimentos clásticos continentales, para finalizar con el emplazamiento de un volcanismo voluminoso del Oligoceno medio a tardío perteneciente a la formación del CVSLP.

Tristán-González et al., (2009) reportan nuevas edades K-Ar para las secuencias volcánicas que afloran hacia la parte SE del CVSLP; dónde mencionan tres edades diferentes para el miembro superior de la Ignimbrita Panalillo que van desde 25.4 Ma a 28.9 Ma. Posteriormente González-Naranjo et al., (2012) reporta edades Ar/Ar para esa misma unidad y hace mención de que dicha unidad está formada por al menos dos

eventos magmáticos distintos con características litológicas similares comprendidos entre 26.5 Ma, para el área de la Pendencia y 28.1 Ma para los alrededores de San Luis Potosí.

Tristán-González et al., (2009b) registraron eventos tectonovolcánicos hacia el centro y oriente de la Mesa Central de México, estos autores mencionan la existencia de sierras orientadas NW-SE, las cuales se encuentran delimitadas por fallas formadas de manera posterior a la culminación de la orogenia Laramide y anterior al evento extensional de Cuencas y Sierras. Proponen que este evento pudo haber estado relacionado de manera transicional en un periodo dentro del Paleoceno tardío-Eoceno temprano, caracterizado por un sistema de cizalla dextral con orientación NNW y NNE, el cual fue denominado como evento de transpresión-transtensión.

Aguillón-Robles et al., (2009), argumentaron que la mezcla de magma basáltico con magma riolítico en la cámara de magma pudo haber contribuido a la génesis de lavas dacíticas y traquíticas extruidas a lo largo del CVSLP y CVRSM (Traquita Ojo Caliente y Latita Portezuelo. Además, que en la parte sur de la Mesa Central, un evento extensional rápido formó un patrón de fallas utilizado para el ascenso de magmas de las dos fases volcánicas más jóvenes (Mioceno) y finalmente en el Plio-Cuaternario, se emplazaron principalmente basalto y basanitas de tipo OIB subalcalino a alcalino que derivaron de grados de fusión variables del manto enriquecido y experimentaron cantidades limitadas de fraccionamiento.

Aguillón-Robles et al., (2014), propusieron que en el CVSLP se identificaron cinco episodios volcánicos basados en características texturales y químicas de cada episodio,

que representan distintos eventos volcano-tectónicos que tuvieron lugar en el centro de México desde el Eoceno al Pleistoceno. El cuarto episodio incluye basaltos alcalinos de 12 Ma y andesitas que brotaron de fisuras. Estos magmas derivados del manto evolucionaron a andesitas por anatéxis cortical y fraccionamiento de cristales dentro de un régimen intraplaca continuo y extensional.

Sieck et al., 2019. Argumenta la presencia de granates de tipo almandino hacia la parte sur de la MCM, formados a partir de cuatro fases de cristalización y asimilación magmática dentro de la corteza inferior a partir de un magma huésped a baja profundidad. En la tercer fase, debido al ascenso directo y favorecido por el régimen extensional hubo el emplazamiento del magma riolítico La Herradura, que contiene granates.

Torres-Sánchez et al., (2020) hacen mención de que el vulcanismo en el Complejo de la Sierra de San Miguelito estuvo activo entre 34 y 21 Ma en el cual hubo tres episodios eruptivos: una fase inicial caracterizada por domos e ignimbritas riolíticas, seguida de una segunda fase de vulcanismo representada por rocas intermedias intercaladas con rocas piroclásticas de composición riolítica; una tercera fase caracterizada por lavas aisladas de composición máfica.

Botero et al., (2020) argumentan que el patrón de fallas dentro del Complejo Volcánico de Santa María pueden estar atribuidos a que están en la terminación de una zona de falla mayor y a la reactivación de discontinuidades preexistentes, en especial las orientadas hacia el NW con geometría planar y curviplanar. Además, argumentan que

éstas fueron propensas a reactivación en el Paleógeno y pudieran estar asociadas al Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes.

3.3. Estratigrafía

La estratigrafía del lugar la conforman una serie de rocas volcánicas con edades oligocénicas de 32 y 27 Ma, así como basaltos alcalinos de edades más recientes. Dichas rocas volcánicas se encuentran en contacto de manera discordante con depósitos sedimentarios (Figuras 17 y 18).

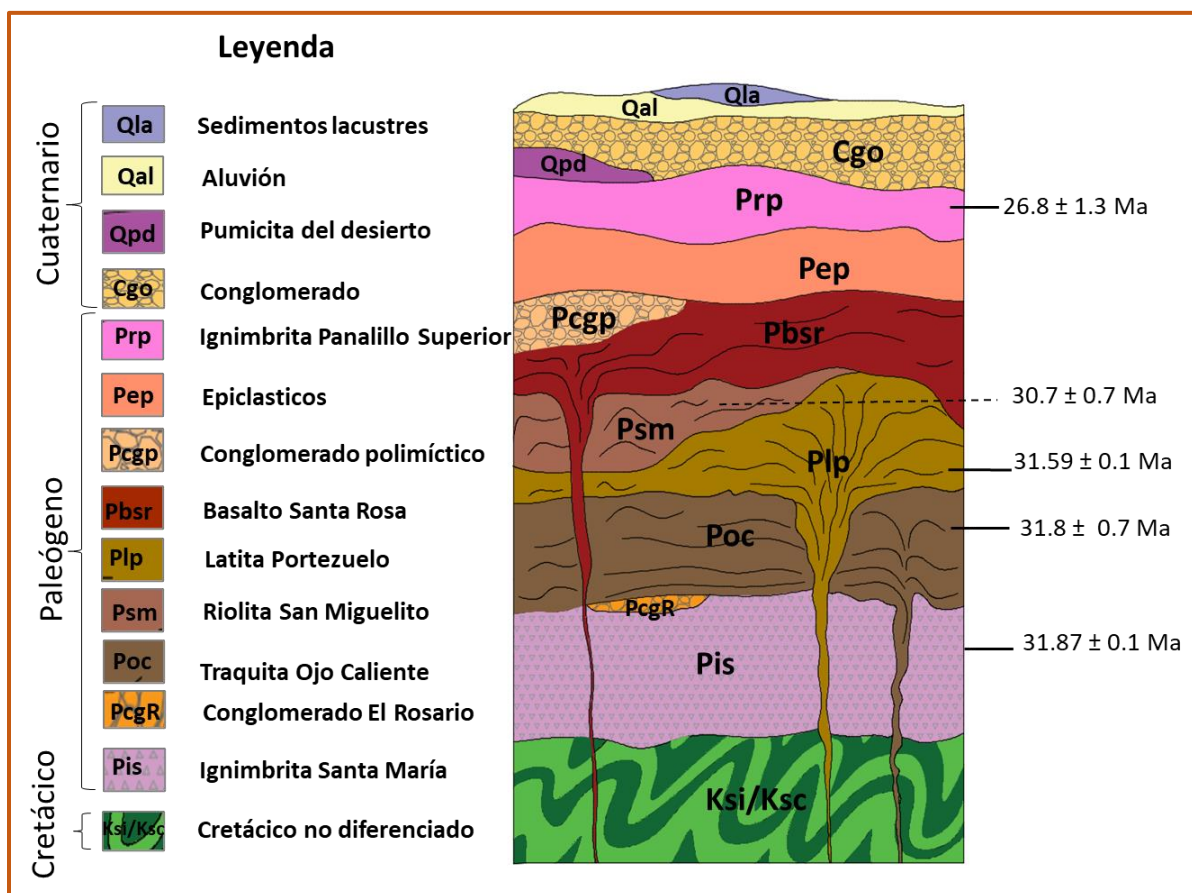


Figura 17. Columna geológica del Graben de Santa Rosa San Luis Potosí-Guanajuato

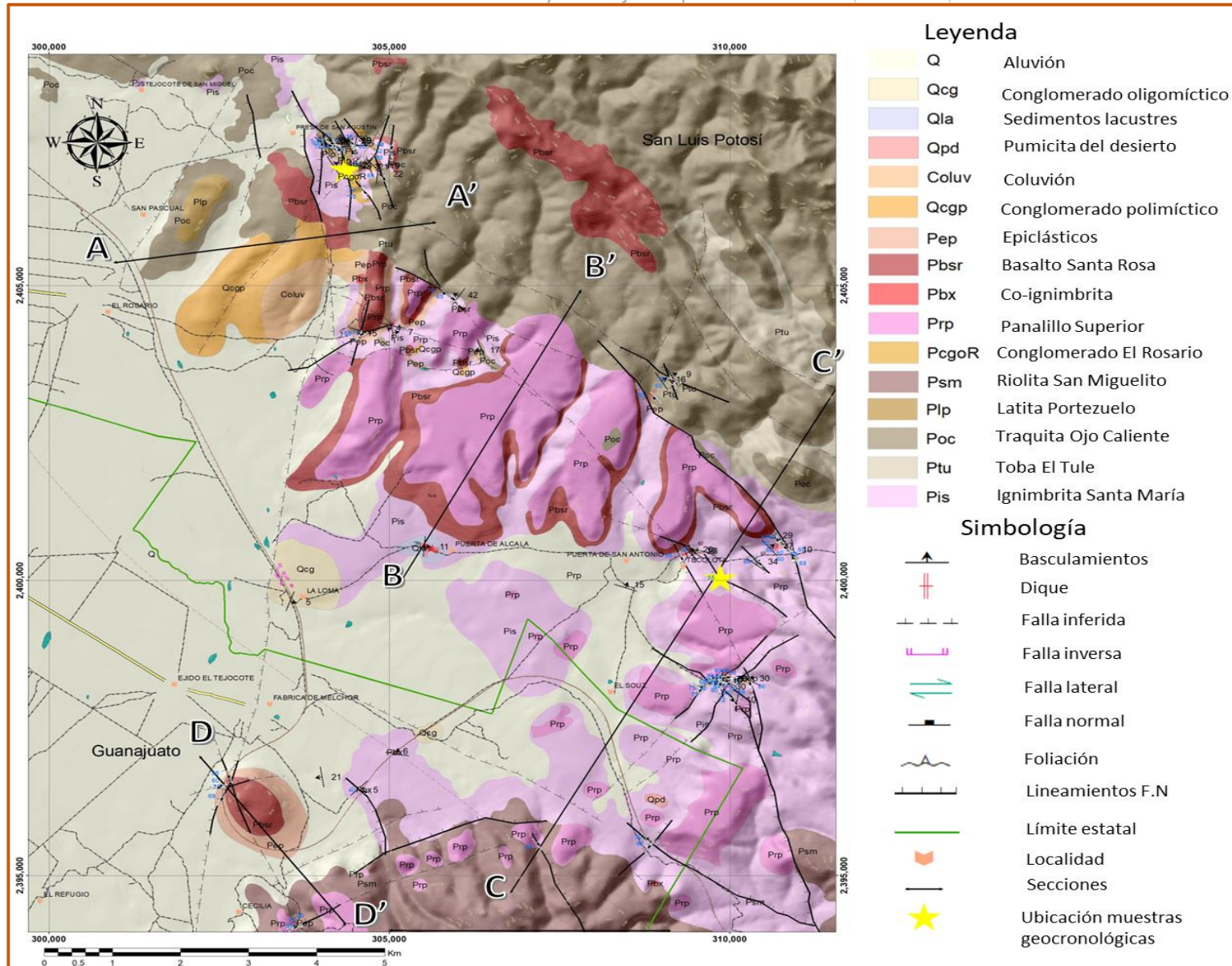


Figura 18. Mapa geol3gico estructural del Graben de Santa Rosa San Luis Potos3 y Guanajuato

3.3.1. Paleógeno

A. Ignimbrita Santa María (Pis) Paleógeno (Oligoceno 31.87 ± 0.17 Ma)

Fue descrita de manera informal por Labarthe- Hernández et al., (1980) en la carta Santa María del Río, S.L.P como una serie de flujos piroclásticos. Posteriormente, fue propuesta formalmente por Labarthe- Hernández et al., (1982) como Ignimbrita Santa María con su localidad tipo en los cerros ubicados al norte de la población de Santa María del Río, S.L.P. Dentro del área de estudio se encuentra hacia la parte norponiente, centro y suroriente, ubicándose los principales afloramientos al oriente de la localidad Puerta de San Antonio, con una orientación principal NW-SE. En la parte oriental del área mapeada, la ignimbrita se presenta afectada por alteraciones hidrotermales, y una de las fallas principales la pone en contacto con unidades más jóvenes correspondientes al miembro superior de la ignimbrita Panalillo. En algunas zonas se encuentra fuertemente básculada, con echado de hasta 46° (Figura 19).

Esta unidad se presenta como una roca félsica de color gris rosáceo con textura porfirítica en ocasiones de manera eutáxica con 15 a 25 % de fenocristales de 1- 4 mm de cuarzo y sanidino, los cristales tienen formas subhedrales y ehedrales, y contienen minerales ferromagnesianos como accesorios dentro de una matriz con soldamiento medio y parcialmente desvitrificada. Contiene pómez colapsadas de longitudes que van desde 1 cm hasta 10 cm. (Figura 20a).



Figura 19. Ignimbrita Santa María (Pis) con un basculamiento muy pronunciado (líneas punteadas color naranja; (las líneas blancas punteadas delimitan otra sección de la misma unidad con un basculamiento menor y contrastante).

Cabe señalar que dentro del GSR, se encuentra con diferencias texturales y estructuras de depósito (dunas y antidunas), lo que permite especular que tuvo diferentes pulsos o emisiones mostrando en algunos casos de manera masiva, otras veces se presenta de manera pseudoestratificada, otras con brechas líticas o depósitos co-ignimbriticos y otras

de forma muy deleznable debido a procesos de alteración, posiblemente por hidrotermalismo secundario (Figura 20).

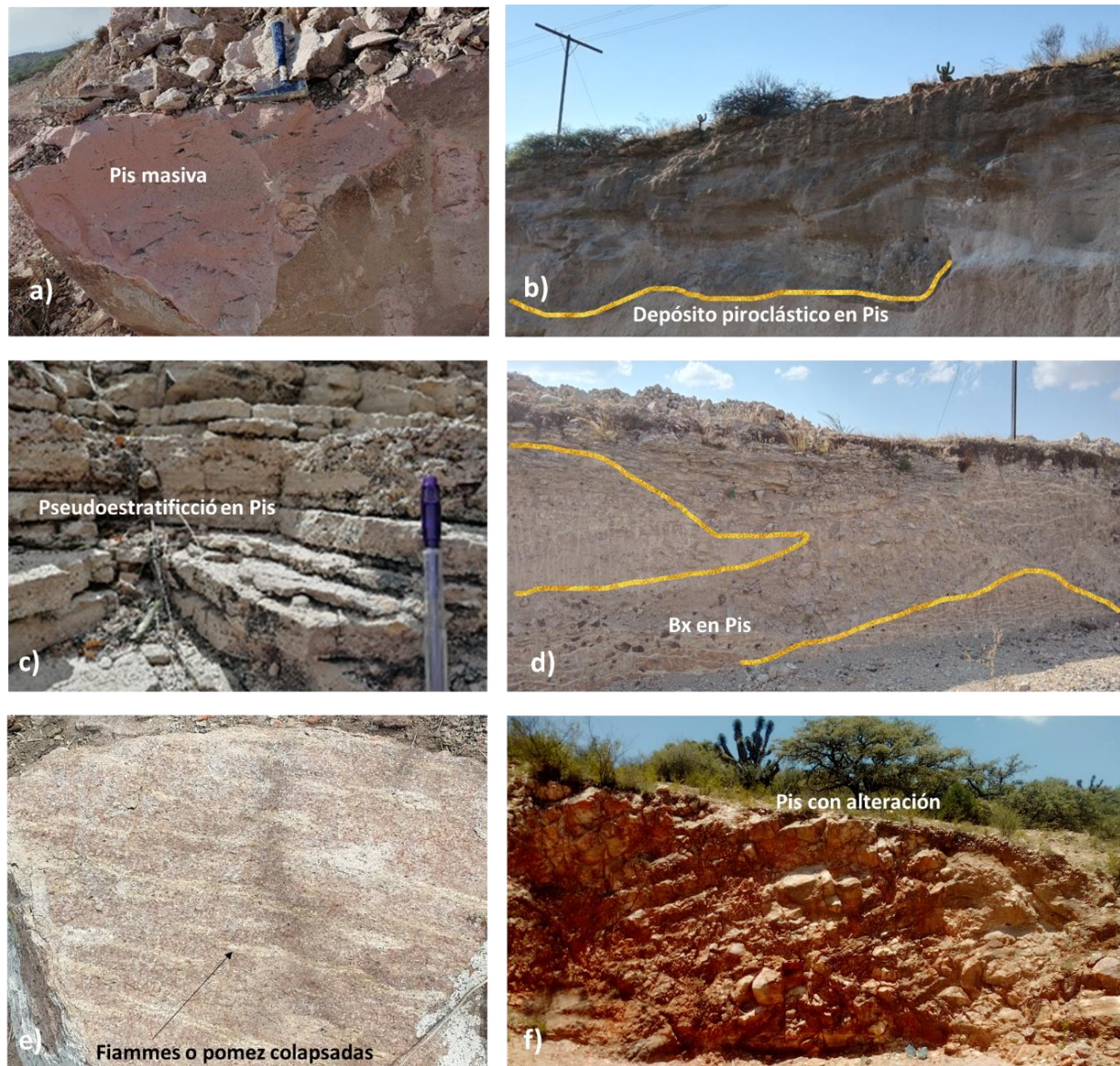


Figura 20. Diferentes características de la Ignimbrita Santa María (Pis), la cual se presenta a) de manera masiva, b) con flujos piroclásticos, c) con pseudoestratificación, d) con pulsos intermitentes que generaron brechas líticas, e) pómez colapsadas o “fiammes” en una matriz con fuerte soldamiento, f) con fuerte alteración hidrotermal de forma secundaria? (las líneas de color amarillo representan los contactos litológicos).

Hacia el centro del graben aflora ésta ignimbrita, y siendo la base del GSR, se puede observar donde existe nula presencia de suelo, en otras ocasiones se presenta en contacto con algunos conglomerados (uno polimíctico constituido por clastos de las unidades más jóvenes, otro oligomíctico con clastos de esta misma unidad. Hacia la parte norte está en contacto con un conglomerado polimíctico constituido por clastos de las unidades Pis, Poc y Pbsr.

Labarthe- Hernández et al., (1980 y 1983) estimaron un espesor aproximado de 300 m cerca de la rancharía del Cerrito dentro del municipio de Santa María del Río, entre las formaciones Cenicera y Andesita Golondrinas, también la clasificaron como un flujo de cenizas con amplia distribución y atribuyeron su origen probable en zonas localizadas hacia el oriente de la Carta Melchor.

La Pis, se encuentra subyaciendo a la Taquita Ojo Caliente (Poc) y de manera discordante a las unidades (Pbsr y Prp). A ésta unidad la atraviesan una serie de diques piroclásticos de espesores variables llegando a medir desde algunos centímetros hasta 2.5 metros de ancho con un acomodo tabular y paralelo a las paredes del conducto. En los diques se observan relictos de ésta ignimbrita, y esferulitas desvitrificadas de tamaños de 2 a 7 cm en una matriz de ceniza. En algunos lugares se puede observar una pseudoestratificación alineada a la pared de la roca que encajona a los diques (Figura 21); tal como lo expresa Torres-Hernández et al., (2006).

Esta unidad se puede considerar que pudo haberse asociado a la formación de una caldera como lo proponen para la fuente de emisión de la Caldera de Milpa Grande

(Grasel (1979); Labarthe-Hernández et al.,1984), pero a la fecha no se ha podido confirmar esta estructura.

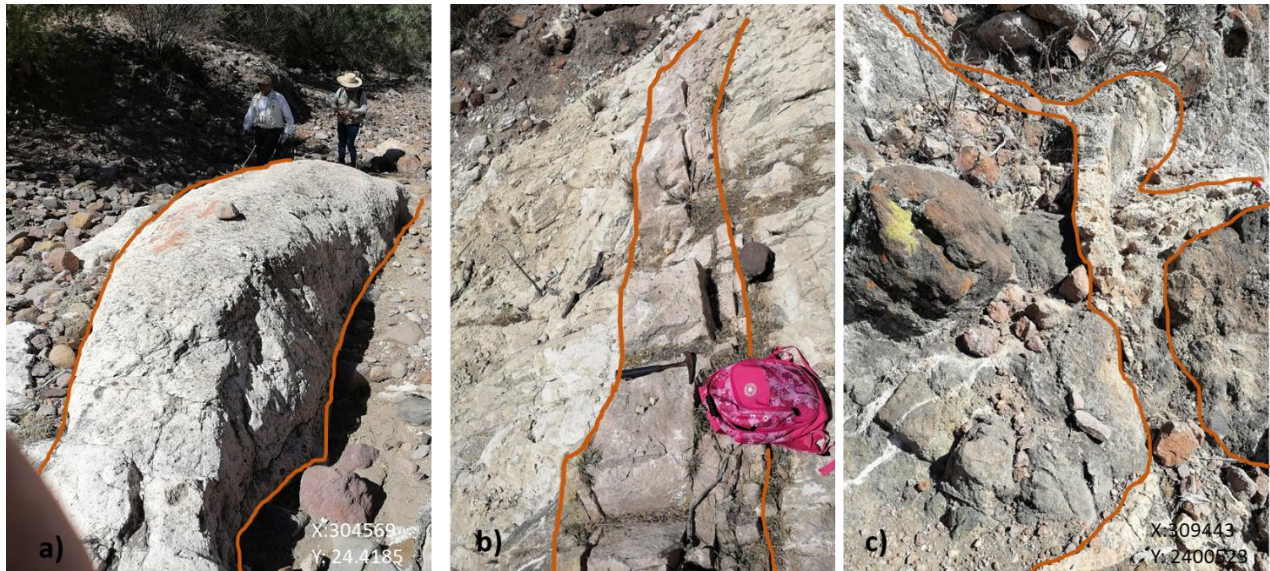


Figura 21. Diques piroclásticos de material muy fino color blanquesino y rosáceo en la Ignimbrita Santa María (Pis) con espesores que van de 20 cm hasta 2.5 m de espesor (las líneas color naranja delimitan a los diques de a cuerdo a sus formas y espesores).

B. Traquita Ojo Caliente (Poc) Paleógeno (Oligoceno 31.8 ± 0.7 Ma)

Fue descrita originalmente de manera informal por Labarthe-Hernández et al., (1980) en la cartografía de la Hoja Santa María del Rio S. L. P., y fue propuesta de manera formal por Labarthe- Hernández et al., (1982) como Traquita Ojo Caliente (Poc) considerando su localidad tipo en el poblado de Ojo Caliente S.L.P. En la parte nororiente del área de estudio se encuentra sobreyaciendo a la Ignimbrita Santa María (Pis) en contacto por una falla normal y en ocasiones también está en contacto con algunos conglomerados y basaltos de la zona. También se observa en contacto con unidades más jóvenes. (Figura 22). Además, se encuentra en contacto con un depósito piroclástico a la cual se le dio el

nombre de toba El Tule (Ptu) dentro de la cartografía preexistente de los autores antes citados la cual separa en dos a esta unidad (a la Pis y a la Poc).

Esta unidad se presenta como una roca de composición intermedia con coloraciones que van desde tonos grises a café claro, con texturas porfirítica, eutáxica y holocristalina con fenocristales euhedrales a subhedrales de feldespatos alcalinos, plagioclasas alteradas y minerales ferromagnesianos oxidados, con tamaños que van de 1 - 5 mm. En menor proporción se encuentran fenocristales de cuarzo en una matriz desvitrificada (Labarthe Hernández et al., 1982).

En el área de estudio sobreyace discordantemente a la Ignimbrita Santa María (Pis) y hacia la parte NW es atravesada por un dique de la unidad Latita Portezuelo (Plp); observándose, en varios sitios de la carta y en el arroyo de La Tecolota un conglomerado de 0.3 a 0.5 m de espesor (Figura 22b).

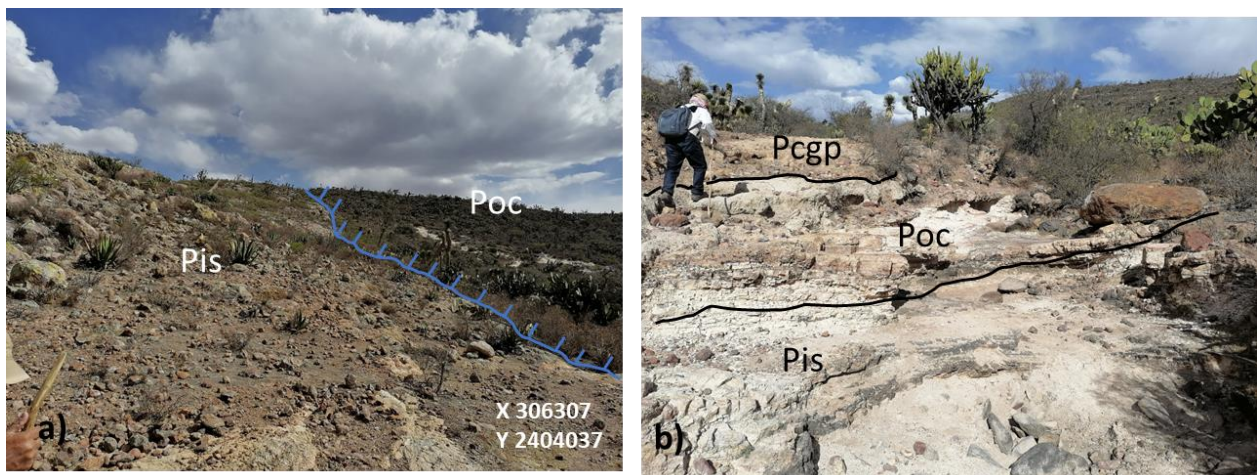


Figura 22 a) Falla norte de la zona de estudio en la cual se pueden observar un cambio litológico, marcado por el relieve y vegetación donde se encuentran las unidades Traquita Ojo Caliente (Poc) con la Ignimbrita Santa María (Pis) en contacto por falla normal de orientación NW-SE (marcada con líneas en color azul). b) Traquita Ojo Caliente (Poc) en contacto con la Ignimbrita Santa María (Pis) que a su vez esta en contacto con un conglomerado polimíctico de edad mucho mas reciente (líneas negras delimitan los contactos litológicos).

C. Clásticos El Rosario (PcgoR)

Esta unidad no se había documentado en trabajos previos, y consiste de un depósito constituido por bloques de hasta 30 cm y clastos de hasta 0.5 cm subangulosos, mal clasificados de las unidades Pis > Poc > Pbsr, con soporte en matriz de grano fino a medio de coloraciones crema a amarillenta, en general está mal consolidado, y en algunos horizontes, cementado por sílice. Los clastos alargados presentan una imbricación en dirección S20°E. En las coordenadas: X= 304 605, Y= 2 406 482, los bloques y clastos varían en diámetros de 20 cm hasta llegar a clastos 0.5 cm en una matriz con parcial consolidación y litificación (Figura 23).

Este depósito no había sido reportado en trabajos previos, por lo cual aquí se le dio un nombre informal de clásticos El Rosario (PcgoR).



Figura 23. Conglomerado El Rosario (PcgoR) con clastos imbricados (señalados con las flechas amarillas), reportado por primera vez en este trabajo de investigación. Consiste de bloques de hasta 30cm predominando los menores a 10 cm muy mal clasificados cuyos componentes son clastos de Pis >Poc>Pbsr.

D. Latita Portezuelo (Plp) Paleógeno (Oligoceno 31.59 ± 0.17 Ma)

Su descripción inicial fue realizada por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) quienes la denominaron Latita Porfirítica en la cartografía de la Hoja de San Luis Potosí. Posteriormente fue propuesta formalmente con el nombre de Latita Portezuelo por Labarthe-Hernández et al., (1982) teniendo su localidad tipo en los cerros al oriente del poblado de Portezuelo, S.L.P. En el área estudiada existen pequeños afloramientos hacia la parte NW.

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) la describen como una roca de color gris claro con textura holocristalina, porfirítica, inequigranular, con un 15 % de fenocristales de 2-6 mm de plagioclasa, y en menor proporción sanidino y poco cuarzo, englobados en una matriz afanítica. Puede presentar magnetita, zircón y apatito como minerales accesorios. Estos mismos autores registraron un espesor en la Hoja de Melchor de 25 m sin estar cubierta por otras rocas. En el GVR, donde se encuentra hundida, los cortes litológicos realizados durante la perforación de algunos pozos para agua, por parte de la CFE, registraron espesores de 208 a 530 m de esta unidad.

En el área estudiada existe un pequeño afloramiento hacia la parte norponiente, donde incluso están expuestos los diques alimentadores de ésta unidad. Los diques atraviesan a la Traquita Ojo Caliente y a la Ignimbrita Santa María, en partes, uno de los diques se observa como un vitrófido de 2 m de espesor presenta fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa > sanidino > cuarzo con textura fluidal dentro de una matriz desvitrificada fuertemente soldada con coloraciones rosadas a café claro. (Figura 24).



Figura 24. a) Afloramiento de Latita Portezulo (Plp) donde se puede apreciar minerales alineados (líneas color naranja claro), que podrían reflejar las direcciones de flujo durante su emplazamiento, b) y c) Dique de la Plp (delimitado por líneas amarillas) atravesando unidades mas antiguas (Traquita Ojo Caliente “Poc” e Ignimbrita Santa María “Pis”) hacia la parte norponiente del GSR.

E. Riolita San Miguelito (Psm) Paleógeno (Oligoceno 30.7 ± 0.7 Ma)

Se trata de una secuencia de flujos de lava que formó domos de varias dimensiones, los mayores de los cuales los constituyen el Cerro Grande, y Cerro El Potosí. Esta unidad fue descrita originalmente con este nombre de manera informal por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) en la carta de San Luis Potosí; posteriormente fue propuesta formalmente por Labarthe-Hernández et al., (1982), llamándola Riolita San Miguelito, con su localidad tipo en la Sierra de San Miguelito.

En el área de estudio aflora hacia la parte sur y está constituida por derrames lávicos de composición riolítica de color gris claro y textura porfirítica. Contiene fenocristales de feldespatos alcalinos > cuarzo > plagioclasa que van de los 2 a 5 mm (Figura 25). También puede presentar esferulitas y minerales ferromagnesianos oxidados. Presenta una matriz afanítica y parcialmente desvitrificada. Autores antes citados reportaron un espesor de 70 m al oriente de la Hacienda de San Pedro. En el área de estudio se encuentra subyaciendo a la ignimbrita Panalillo Superior (Prp), la cual se encuentra cubriendo de manera aislada las partes altas de algunos cerros.

F. Basalto Santa Rosa (Pbsr)

Originalmente se había descrito como “basalto” en la carta de San Francisco mencionando una intercalación entre los dos miembros de la Riolita Panalillo. En éste trabajo se nombra de manera informal como “Basalto Santa Rosa” (Pbsr), haciendo alusión a su contraste petrográfico con otros basaltos cercanos dentro de la región.



Figura 25. Afloramiento de la unidad Riolita San Miguelito (Psm) hacia la parte suroriente del mapa, en contacto con unidad mas antigua Ignimbrita Santa María (Pis).

Consiste de una roca de color gris oscuro a negro de composición melanocrática y textura afanítica, holocristalina y en ocasiones vesicular, puede presentar fenocristales de hasta 3 mm en ocasiones se presentan como microcristales de plagioclasa subhedrales y olivinos que pueden llegar a alterarse dentro de una matriz devitrificada de manera muy masiva, también puede presentar minerales ferromagnesianos en los intersticios, de acuerdo con su composición mineralógica, se interpreta como una roca de composición andesítica. En zonas puntuales se encuentra hacia la base como un vitrofito con alteración óxidos (Figura 26).

En el área de estudio aflora en la parte norte del Graben de Santa Rosa, subyaciendo discordante dentro de la fosa en los remanentes con la Riolita Panaillo superior (Prp)

donde se encuentra delimitado por la falla norte de la zona de estudio (ver figura 22a). También se encuentra hacia el surponiente como un remanente aislado, sobreyaciendo a un depósito de epiclásticos de la ignimbrita Panalillo Inferior (Figura 27).

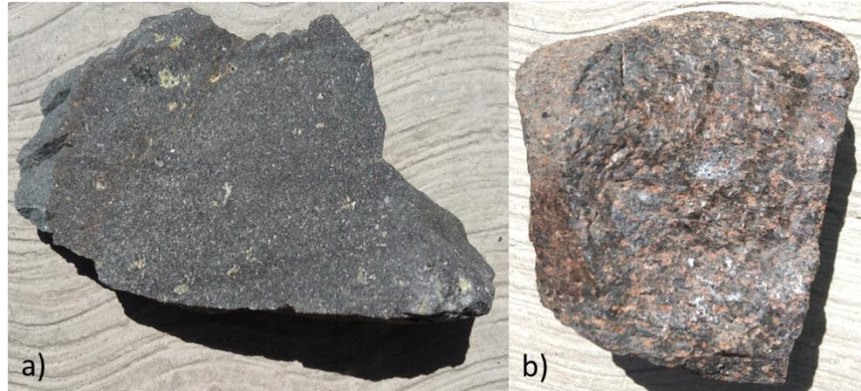


Figura 26 a) Basalto andesítico del Graben de Santa Rosa (Pbsr) con textura afanítica en una matriz desvitrificada de forma masiva. b) Muestra de mano correspondiente a un vitrofido del Pbsr con fuerte soldamiento y óxidos entre los intersticios.

G. Ignimbrita Panalillo Superior (Prp) Paleogeno (Oligoceno 26.8 ± 1.3 Ma)

Aflora en la parte central, S y SE de la zona a manera de relleno en los valles y arroyos que conforman el graben de Santa Rosa. En algunos casos se presenta cubriendo otras unidades volcánicas de la zona. Tristán-González et al., (2009) argumenta que el emplazamiento de ésta unidad, ocurrió durante una etapa tardía de volcanismo orogénico con carácter bimodal.

Consiste de una ignimbrita con fuerte soldamiento, con coloraciones cafés, rojos y café claro de textura merocrystalina, porfirítica y eutáxica con 5 a 10 % de fenocristales de cuarzo > sanidino con tamaños que van de 1 a 5 mm, en general de forma subhedral,

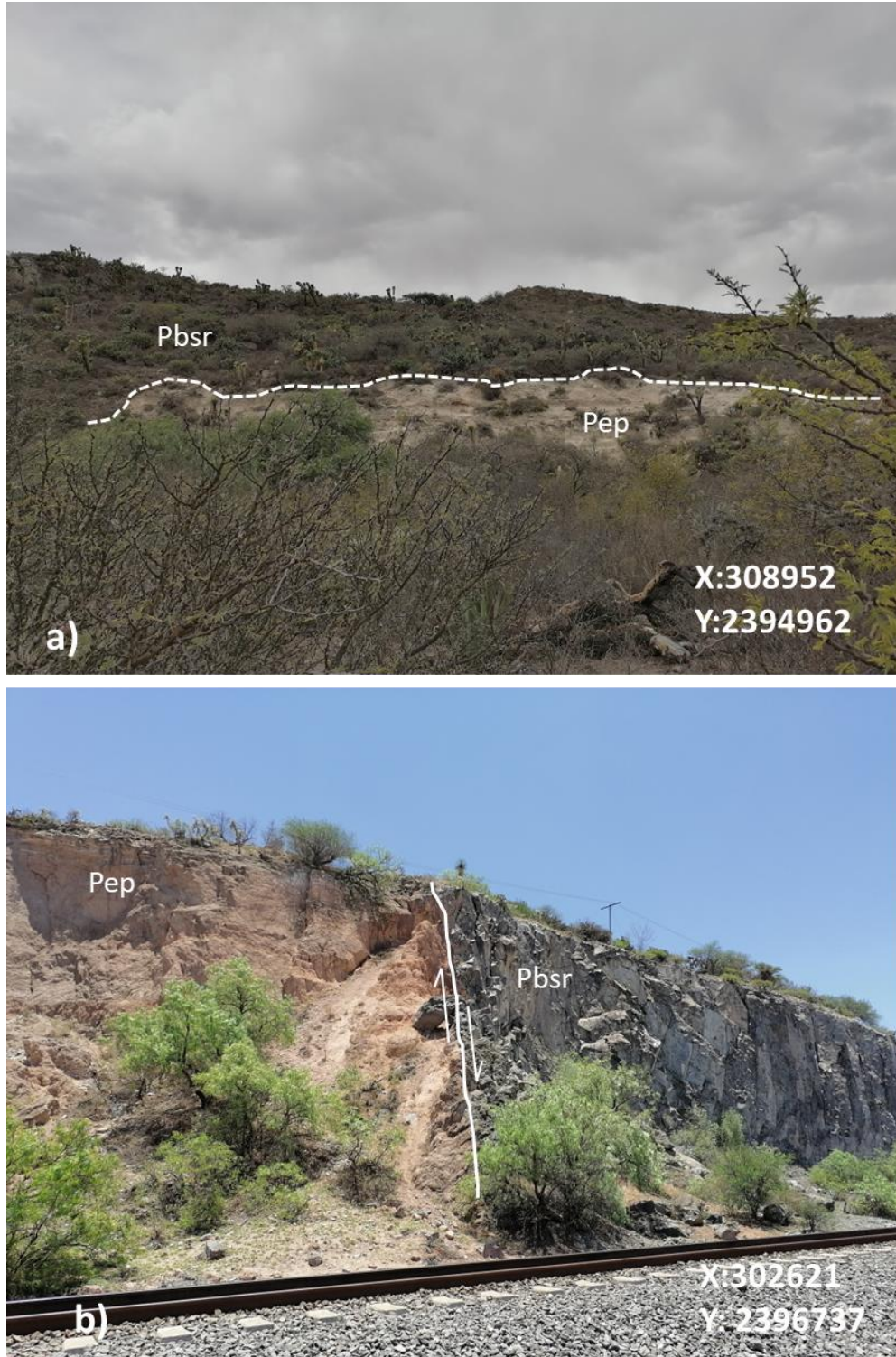


Figura 27 a) Contacto del Basalto Santa Rosa (Pbsr) con un horizonte de epiclastos (Pep) del miembro inferior de la Ignimbrita Panalillo (delimitado por la línea punteada de color blanco) b) Basalto Santa Rosa (Pbsr) en contacto por falla de alto ángulo (Pep) de la Ignimbrita Panalillo (línea color blanco representa el plano de falla, las flechas indican la dirección de movimiento de los bloques fallados).

en ocasiones anhedral. También presenta minerales ferromagnesianos oxidados, pómez colapsadas y líticos aislados dentro de una matriz desvitrificada; puede presentar horizontes de esferulitas, lo cual es característico de ignimbritas de alto grado originando estructuras reomórficas hacia la cima de esta unidad como lo menciona (Torres-Hernández et al., (2001) y (2009),(Figura 28). En el área de estudio se encuentra sobreyaciendo discordantemente al Basalto Santa Rosa (Pbsr), en ocasiones se encuentra de manera discordante con la Riolita San Miguelito (Psm), y sobre los depósitos epiclásticos provenientes del miembro inferior de la Ignimbrita Panalillo (Pep).

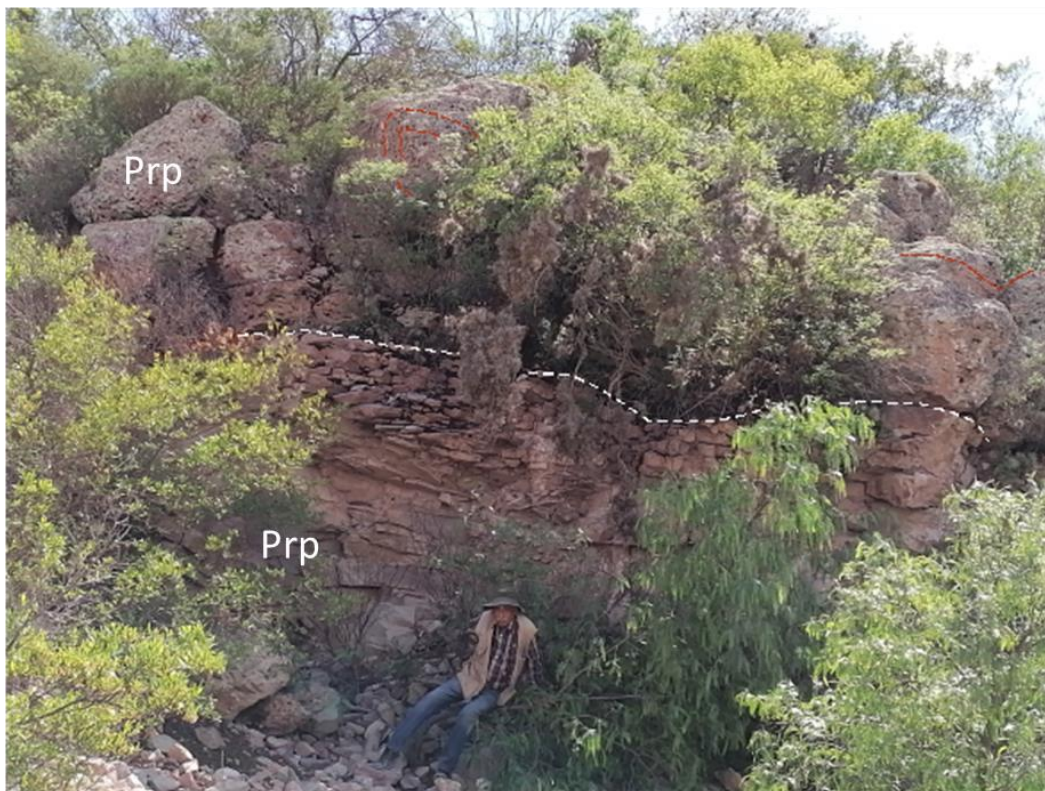


Figura 28. Afloramiento de Ignimbrita Panalillo Superior (Prp) hacia la base presenta fuerte soldamiento (líneas blancas y punteadas marcan el límite), hacia la cima se puede observar un horizonte con textura esferulítica debido al escape de volátiles durante su emplazamiento (representado con líneas rojas y punteadas).

3.3.2. Cuaternario (Depósitos clásticos)

A. Gravas (Qcgp y Qcg)

En diferentes puntos de la zona se encuentran depósitos sedimentarios, correspondientes a conglomerados oligomícticos y polimícticos con fragmentos de las rocas que afloran en el área, con clastos y bloques > 10 cm de formas subredondeadas a angulosas, con una estructura de clastos soportados y en ocasiones se muestran englobados en una matriz de ceniza, derivada de materiales removilizados de la ignimbrita Santa María (Pis). Dichos depósitos se encuentran rellenando depresiones en toda la zona. En sitios puntuales, se presenta como relictos polimícticos suprayaciendo a materiales muy finos que fueron removilizados de la misma unidad, como se muestra en la figura 29a.

Labarthe-Hernández et al., (1983) cartografiaron esta unidad al pie de las cerranías donde lo describen como una conglomerado mal clasificado y casi sin estratificación. También mencionan que en el área cercana a Santo Domingo aparece una brecha, con fragmentos de 5-40 cm sin clasificar de la riolita San Miguelito (Psm), lo cual cubre discordantemente a unidades de la zona como la Ignimbrita Santa María (Pis). Cabe mencionar que en la parte sur oriente de la zona se pudieron observar relictos de brechas de rezago o coignimbritas subangulosas con tamaños de clastos de 12 cm a menores con un espesor de 1.20 cm dentro de la unidad Pis como se muestra en la figura 29b; en otras zonas se encuentra en contacto directo con la Pis. Este conglomerado se encuentra suprayaciendo a un depósito de epiclasticos (Pep) (Figura 29c).



Figura 29 a) Relicto de conglomerado polimítico con bloques subangulosos de hasta 50 cm y clasto soportado englobados en una matriz fina de Ignimbrite Santa María (Pis), b) Conglomerado en contacto con suelos primarios de la Pis y epiclásticos, C) Conglomerado en contacto de una pseudostratificación de la Pis, ligeramente basculada y en contacto de forma incipiente con epiclásticos (líneas negras y punteadas delimitan los contactos litológicos).

B. Depósitos fluvio-lacustres (Qla) Neogeno-Plesitoceno?

Esta unidad no había sido reportada en trabajos previos. Sin embargo, en la cartografía realizada de la hoja Melchor (F14C14) aparece como un segmento del miembro inferior de la Ignimbrita Panalillo (Pap), la cual no está presente en el área; el paso del tiempo y la actividad humana dejaron al descubierto este gran depósito fluvio-lacustre.

Por ello fue posible dar con ella y reportarla en este trabajo de investigación, dicho depósito se encuentra en la zona central del GSR con coordenadas X: 305599, Y: 2400584 y tiene un espesor de entre 5 y 10 metros a nivel del suelo (Figura 30A). Sin embargo, se ignora el espesor total de dicho depósito y el cual consiste por pequeños estratos de limos y arcillas semi-consolidados de aproximadamente 5 cm y 7cm de espesor con tonalidades que van de grises claros a color crema. Dentro del mismo depósito existen algunas concreciones < 5 cm de diámetro de color blanco, además de algunas rizaduras de oleaje < 7 cm. Cabe mencionar que gracias a una excavación reciente se pueden observar pequeños diques con espesores < 10 cm de materiales muy finos, en ocasiones deleznales y acompañados de algunos óxidos, éstas estructuras se encuentran en diversas direcciones (NE-SW y NW-SE) por lo que se podría sugerir una actividad volcánica tardía y discreta. (Figura 30B).

C. Pumicita del Desierto (Qpd)

Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979) describen a ésta unidad de manera informal en la Hoja Tepetate, señalando como localidad tipo un afloramiento situado a 1 km de la ranchería La Providencia.

Se trata de un depósito de color blanco a crema grisáceo, de 0.5 a > 2 m de espesor, constituido principalmente de partículas de ceniza volcánica re trabajada, no consolidado, medianamente estratificado, que frecuentemente se mezcla con depósitos aluviales, y se encuentra entre depósitos cuaternarios.

En el área de estudio se localiza un pequeño afloramiento hacia la parte centro-oriente del GSR (Figura 31).

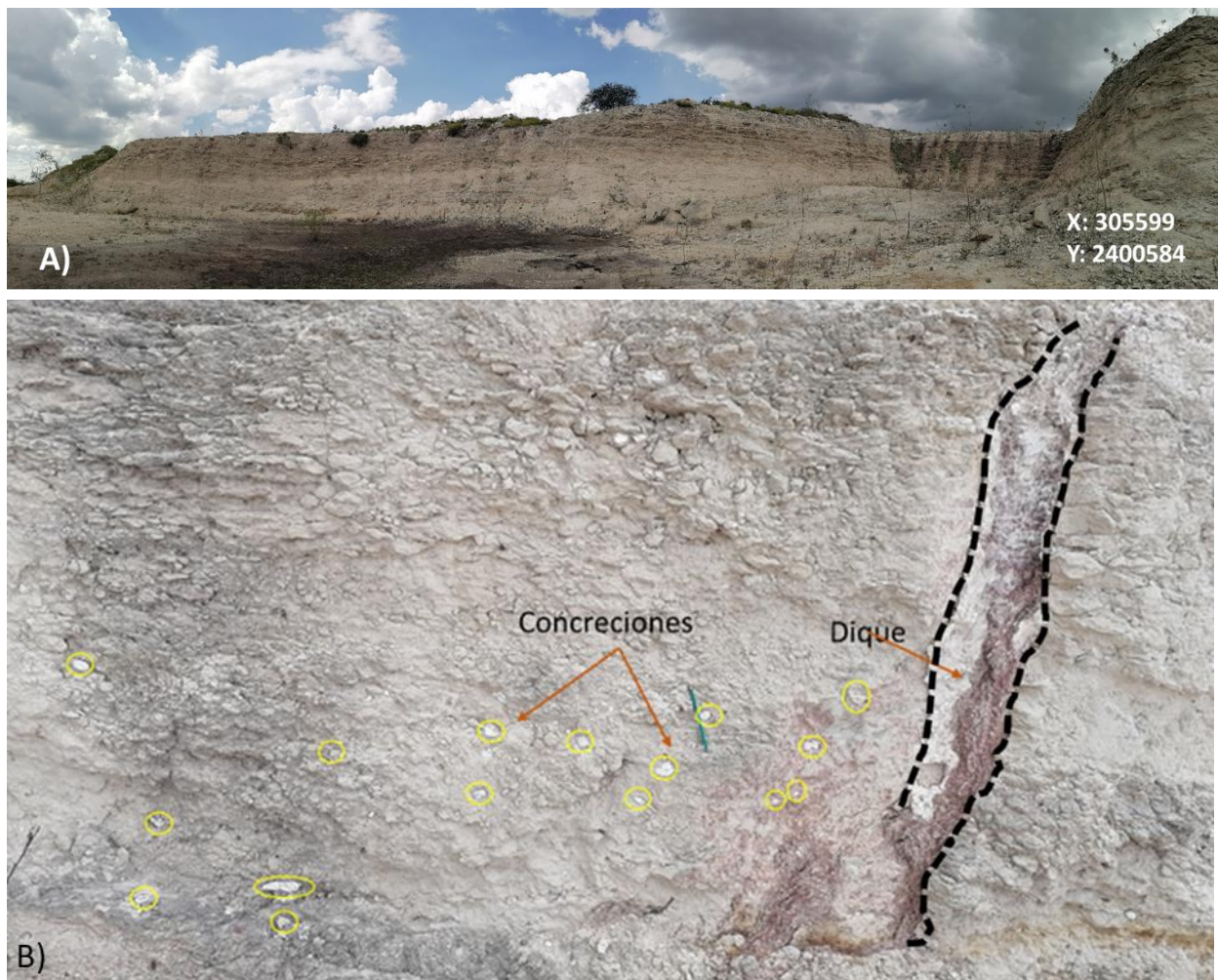


Figura 30 A. Depósito fluviolacustre localizado en el centro del GSR de hasta 10 m espesor?. B. Concreciones de hasta 5 cm de diámetro, (enmarcados en círculos amarillos). También se encuentran en el lugar algunos diques piroclásticos (delimitado en líneas negras y punteadas) con diferentes orientaciones, en ocasiones con alteración a óxidos. son algunas características que se pueden observar en el depósito.

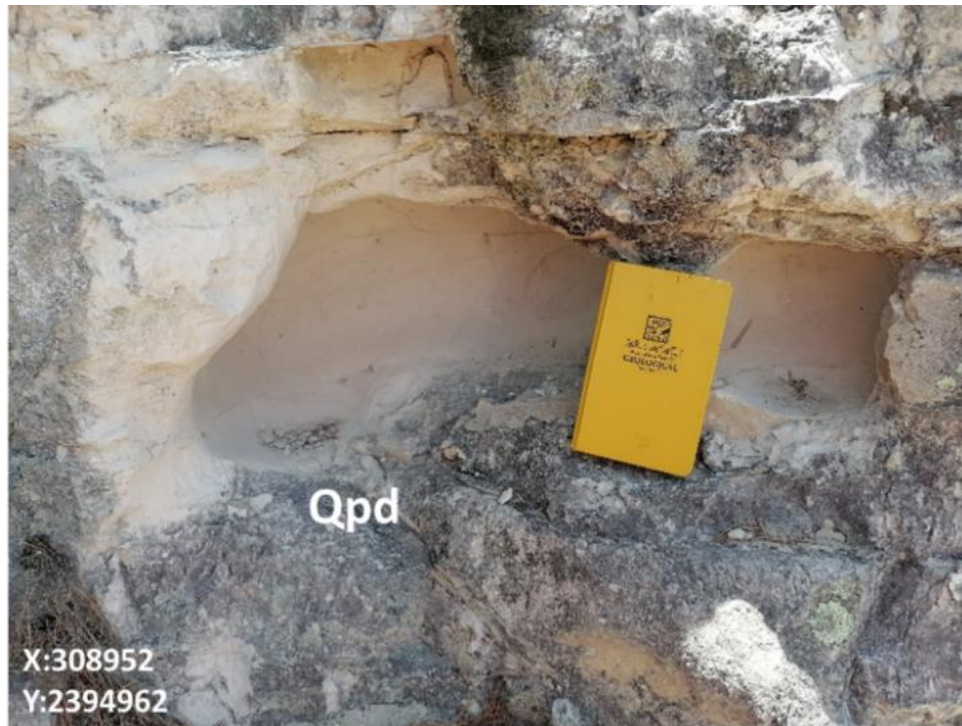


Figura 31. Afloramiento de Pumicita del Desierto (Qpd) dentro del GSR en contacto con la Ignimbrita Santa María (Pis).

D. Suelos residuales

Lo constituyen principalmente suelos meteorizados de las unidades dentro del GSR, y aparecen en sitios puntuales en todo el valle, en algunos casos coronando terrazas (Figura 32).

E. Aluvión (Q)

Lo constituyen depósitos conformados por gravas, arenas, limos, arcillas y suelos residuales en ocasiones suelen formar terrazas aluviales en los márgenes de los arroyos principales, los cuales rellenan todo el valle localizado en las fosas tectónicas del GVR, GSR entre otras estructuras circundantes.

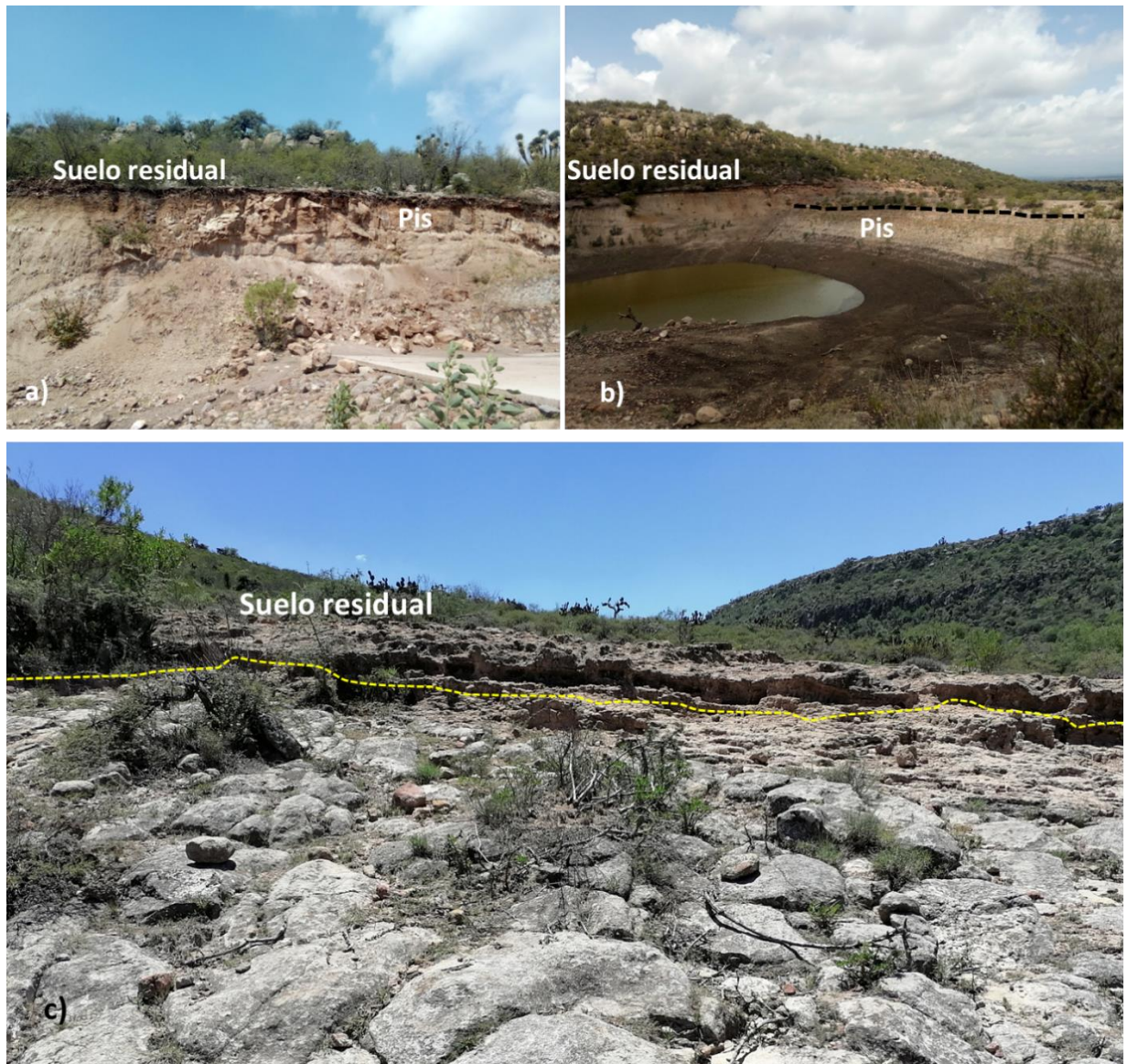


Figura 32 a) y b) Suelo residual desarrollado sobre la ignimbrita Santa María (Pis) dando lugar a terrazas, c) Terraza de suelo residual encima de un afloramiento de la Traquita Ojo Caliente (Poc), (las líneas punteadas en color negro y amarillo de las imágenes delimitan el contacto litológico del lugar).

CAPITULO 4. Resultados estructurales y geocronológicos del Graben de Santa Rosa.

4.1. Cartografía actualizada

Se realizaron diversos caminamientos de tal modo que se atravesó el GSR en diferentes orientaciones con la finalidad de tomar muestras, datos y puntos de control para actualizar la cartografía anterior a esta Tesis y realizar modificaciones necesarias. Dentro del área estudiada se agregaron nuevas características encontradas, las cuales dan una idea más compleja de la formación de esta fosa tectónica. Se agregaron nuevas unidades dentro de la secuencia y nuevas estructuras (Figura 33).

Un aporte más a esta investigación es la presencia de epiclastos provenientes de la Ignimbrita Panalillo inferior, de espesores muy considerables, en algunos lugares llegan a medir hasta 30 m de espesor, también en zonas puntuales es casi nula la presencia de suelo (Figura 34), lo cual lo hacen más interesante y no menos importante, en una zona central del graben donde se creía que la unidad que afloraba rellenando principalmente esta depresión tectónica era la ignimbrita Panalillo Inferior (¿?) (Pap) se encontró una nueva unidad fluviolacustre, probablemente de edad reciente, Pleistoceno? documentada en este trabajo (Figura 34D)

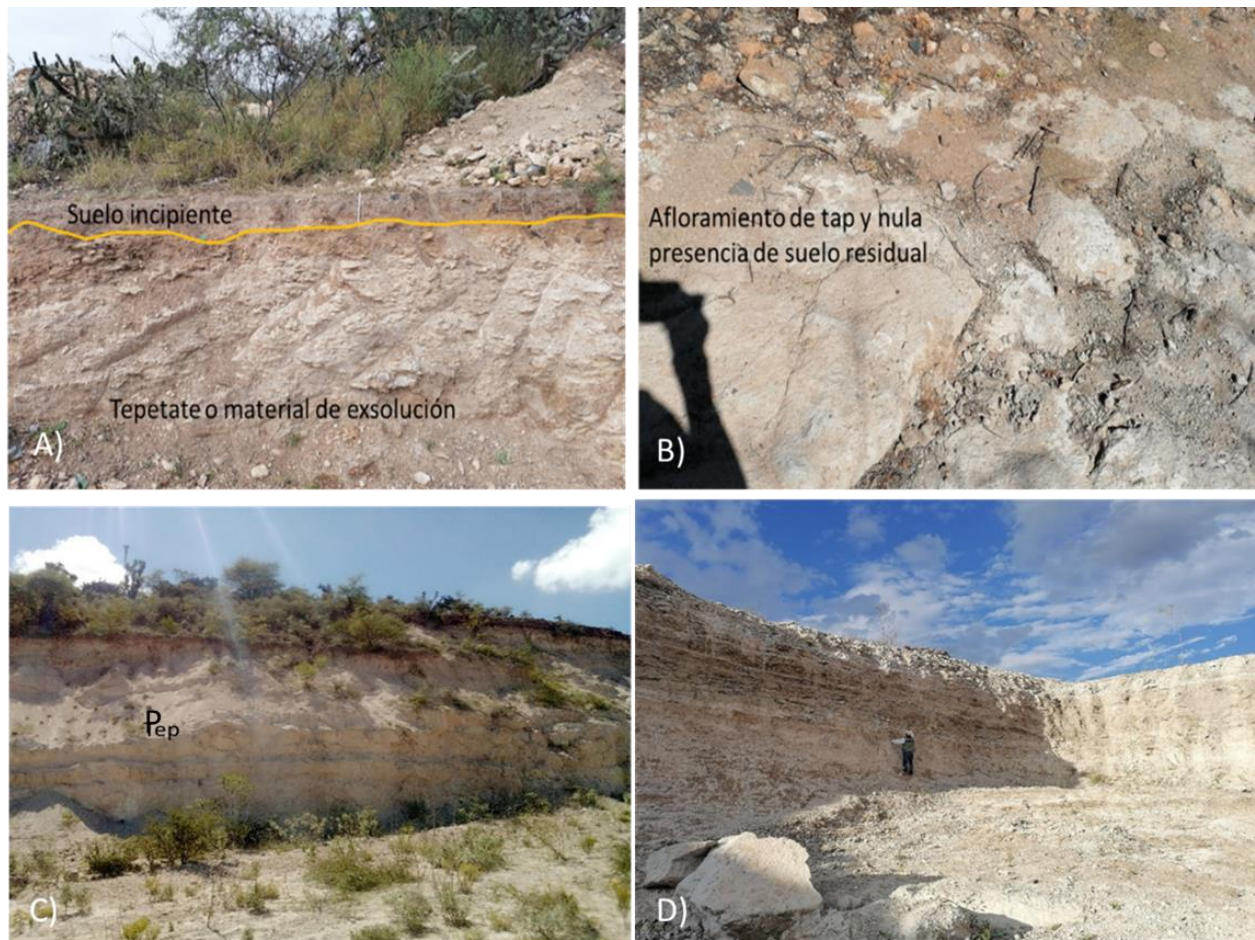


Figura 34. A) y B) muestran un suelo incipiente en el centro del GSR y la presencia casi nula del mismo, respectivamente (línea amarilla marca el límite entre el suelo y el tepetate) C) Depósitos epiclásticos provenientes de la Ignimbrita Panalillo inferior (Pap) en algunos lugares llegan a medir hasta 30 metros de espesor, D) Nueva unidad reportada en este trabajo de investigación perteneciente a un depósito fluvio-lacustre de estratos delgados de aproximadamente 5cm y 7cm de espesor constituido por limos y arcillas de coloraciones claras ubicado en la zona centro-norte del graben.

Una aportación muy importante para este trabajo es la posible fuente de emisión de las unidades Plp y Poc, hacia la parte norponiente del GSR se encuentran unas estructuras semiverticales de flujos de lava de tamaños muy considerables llegando a medir entre 75 cm y 150 cm de espesor, con características físicas y texturales de las unidades antes

mencionadas, lo que podría ser indicativo debido a la posición en la que se encuentran que probablemente pueden ser la zona fuente(¿?) (Figura 35).

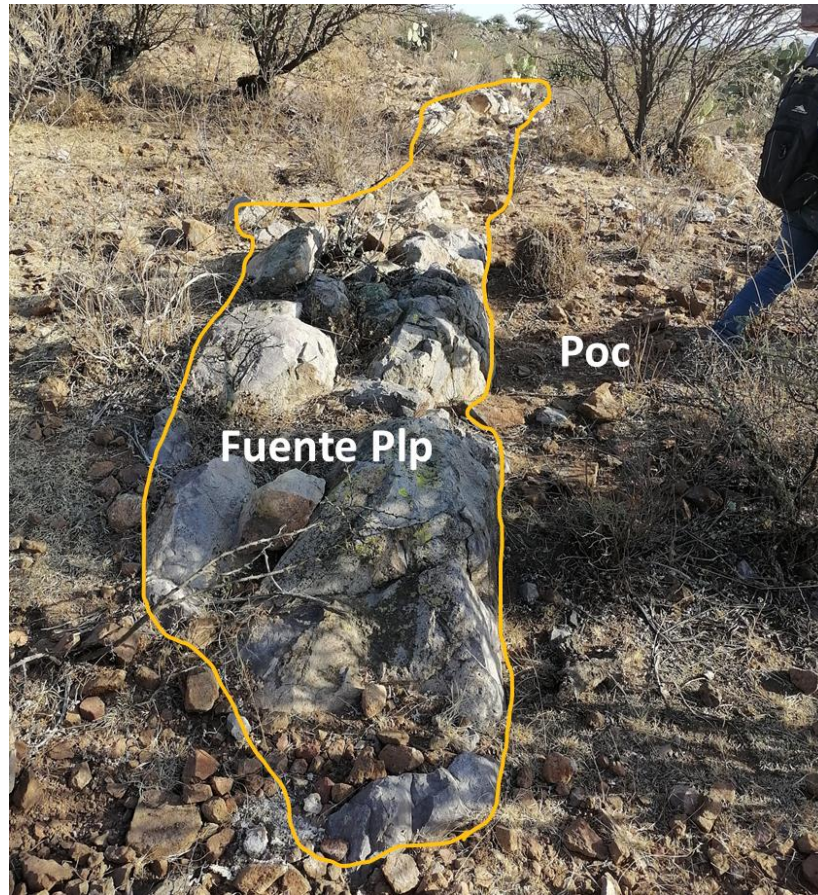


Figura 35. Dique (delimitado por la línea amarilla) dentro de la Traquita Ojo Caliente (Poc) de forma semivertical con características texturales parecidas a la Latita Portezuelo (Plp), lo cual se infiere que podría ser una posible fuente de ésta unidad.

4.2. Geología estructural

El trazo curvo de las estructuras del GSR tiene sobreimpuesto lo que podría ser un fallamiento posterior porque a diferencia de las fosas de Bledos, Enramadas y el mismo Graben de Villa de Reyes; El Graben de Santa Rosa muestra indicios de que hubo un primer fallamiento que afectó a las rocas más antiguas hacia la parte norte de graben y posteriormente hubo un fallamiento que afectó unidades del suroriente, dichos eventos

pusieron en contacto a las rocas más jóvenes como el caso de Prp y Pbsr con unidades más antiguas como lo son la Pis, Poc y Psm, como se puede apreciar en las (Figuras 36 y 37) donde, gracias a un corte realizado en la zona de la cantera abandonada cerca del pueblo de Fábrica de Melchor en las coordenadas X: 309816, Y: 2398258, es apreciable una falla pre-basáltica en la unidad que se creía era la Ignimbrita Panalillo Inferior (Pap) y que en realidad corresponde a la Ignimbrita Santa María (Pis), ahí mismo se encuentra una falla de alto ángulo post-basáltica.

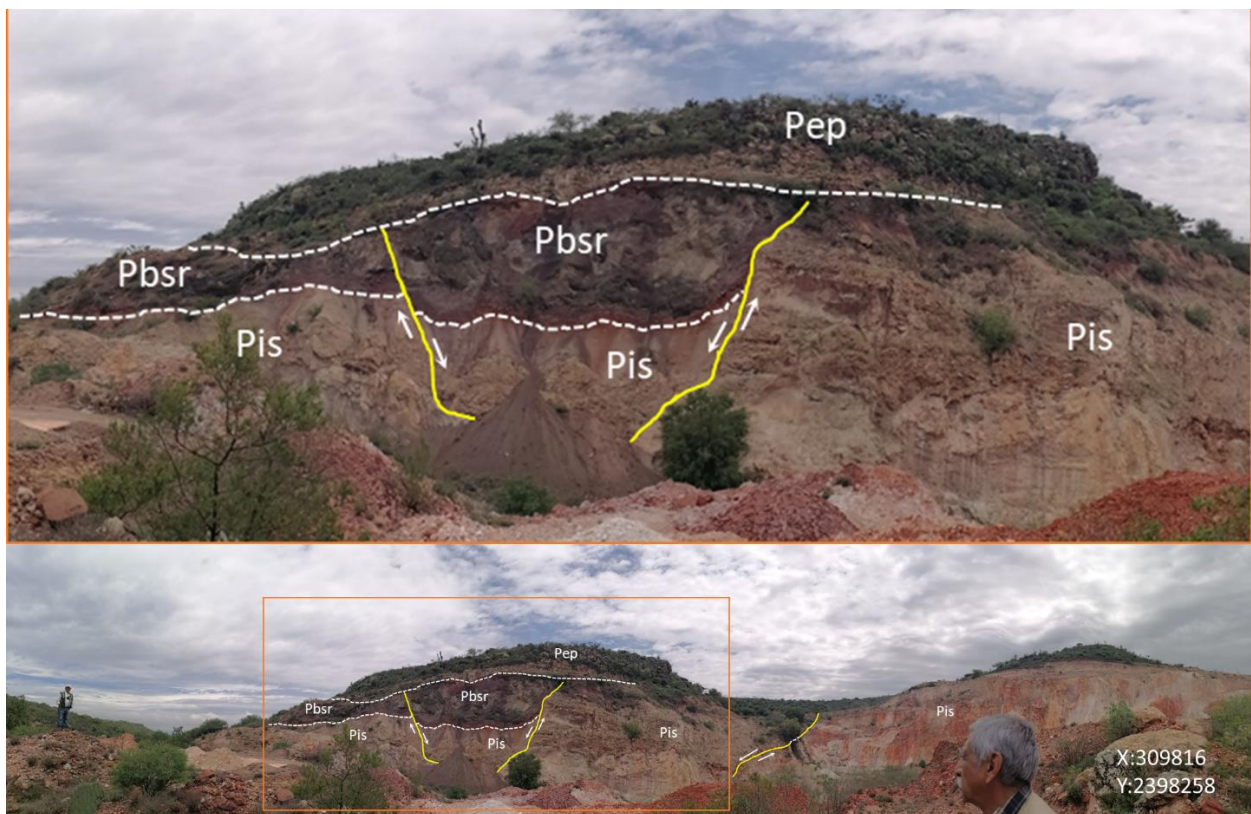


Figura 36. a) Foto tomada en la cantera donde se puede observar un flujo basáltico encima de un depósito de la Ignimbrita Santa María (Pis) (línea blanca punteada delimita a estas unidades). En este afloramiento se pueden observar dos fallas (color amarillo, una pre-basáltica (derecha) y otra post basáltica que corta a las dos unidades (izquierda), las flechas blancas indican la dirección de movimiento los bloques fallados. b) Fotografía panorámica que muestra contacto litológico de unidades jóvenes Ignimbrita Panalillo Superior (Prp), Depósitos Epiclásticos (Pep) y Basalto Santa Rosa (Pbsr) en contacto con la unidad más antigua de la secuencia del GSR en este caso la (Pis).

Este fallamiento corta a dos unidades (Pis y Pbsr) pero no corta a la unidad Panalillo Superior (Prp), lo cual puede testificar que esta unidad se emplazó después de la fase de fallamiento dentro del GSR.

No obstante, hacia la parte norponiente del GSR son apreciables diversas estructuras de gran importancia como los son escalones de falla dando lugar a esta fosa tectónica (Figura 38), además de diques grandes que sugieren que hubo una alimentación por donde se sugiere fue el emplazamiento de una de las unidades de la secuencia, en este caso la Latita Portezuelo con un emplazamiento semi-vertical como se puede observar en la Figura 35.



Figura 37. Imagen panorámica representativa de una falla tomada en un afloramiento de cantera del GSR donde se pueden apreciar la unidad más antigua de la secuencia en contacto con las más jóvenes (las líneas blancas y punteadas marcan el límite litológico, las líneas azules representan un escarpe de falla y las líneas amarillas representan fallas normales).



Figura 38. Escalón de falla en la parte norponiente del GSR.

Para poder analizar con mayor detenimiento la secuencia que aflora dentro del GSR se realizaron cuatro secciones transversales en diversas orientaciones de ésta fosa tectónica, con la finalidad de representar la cinemática que dio origen a ésta estructura (Figura 39).

Sin embargo, dentro de esta pequeña fosa tectónica, se encontraron diversas estructuras y unidades que no se habían documentado con anterioridad, algunas de ellas sugieren que en el GSR hubo dos eventos diacrónicos en tiempo y espacio como lo ha sugerido anteriormente Torres-Hernández (2009).

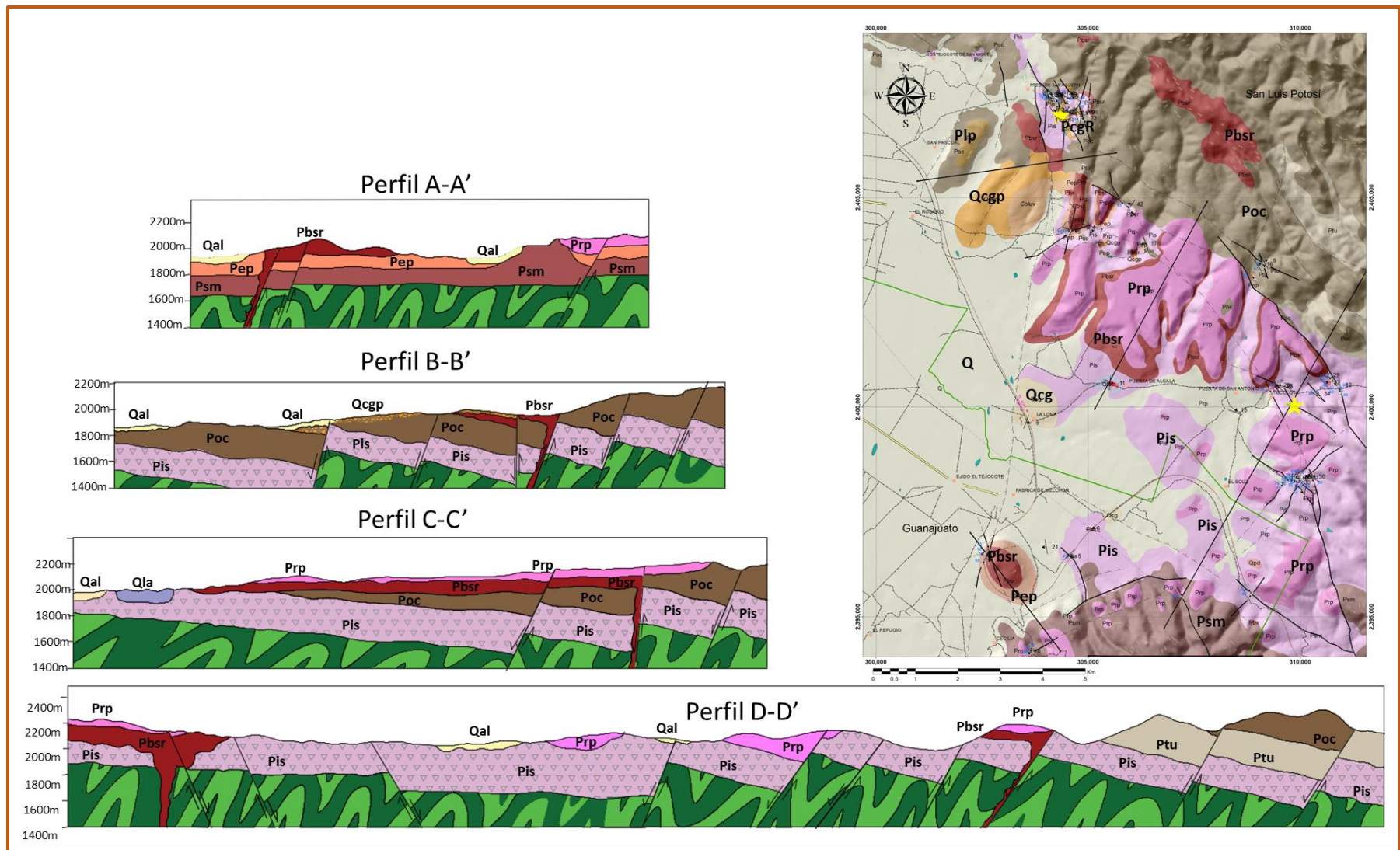


Figura 39. Perfiles geológico- estructurales dentro del GSR (A-A', B-B', C-C' y D-D') donde es apreciable la cinemática que tuvo lugar al momento de la evolución de ésta estructura. En el mapa ubicado en la parte superior derecha pueden observarse las diferentes longitudes y orientaciones de cada uno de los perfiles.

4.2.1. Análisis estructural

De acuerdo a los diversos caminamientos realizados dentro del área de estudio, se logró recolectar datos estructurales de las estructuras más importantes del lugar, con la finalidad de dilucidar la formación y geometría del GSR con respecto al GVR. (ver anexos).

Existen tres zonas de interés dentro del GSR, las cuales son de mayor relevancia para poder conocer las estructuras que dieron lugar a esta fosa tectónica, ya que de acuerdo a su geometría atípica; fue la principal característica que nos llevó a estudiarla (Figuras 40 y 41).

Hacia la parte NW del GSR se encuentran un número muy considerable de fallas geológicas principalmente con orientación NW-SE. Sin embargo, la morfología del lugar sugirió que existen otras fallas pero en diferentes sentidos a la principales, para ello se dió a la tarea de hacer diversos caminamientos en el lugar y recolectar la información pertinente. Se encontraron dos grupos de familias de fallas con diferentes rumbos e inclinaciones como se describen en el siguiente apartado.

A. Fallas normales dentro del GSR

1. Zona norponiente del GSR (Zona I)

En esta zona se encuentran una mayor concentración de fallas normales donde se ven representadas 3 familias de planos de falla (PF) con diversos buzamientos. Dichos grupos de familia se describen a continuación de acuerdo a su dirección de rumbo e inclinación (Figura 42).

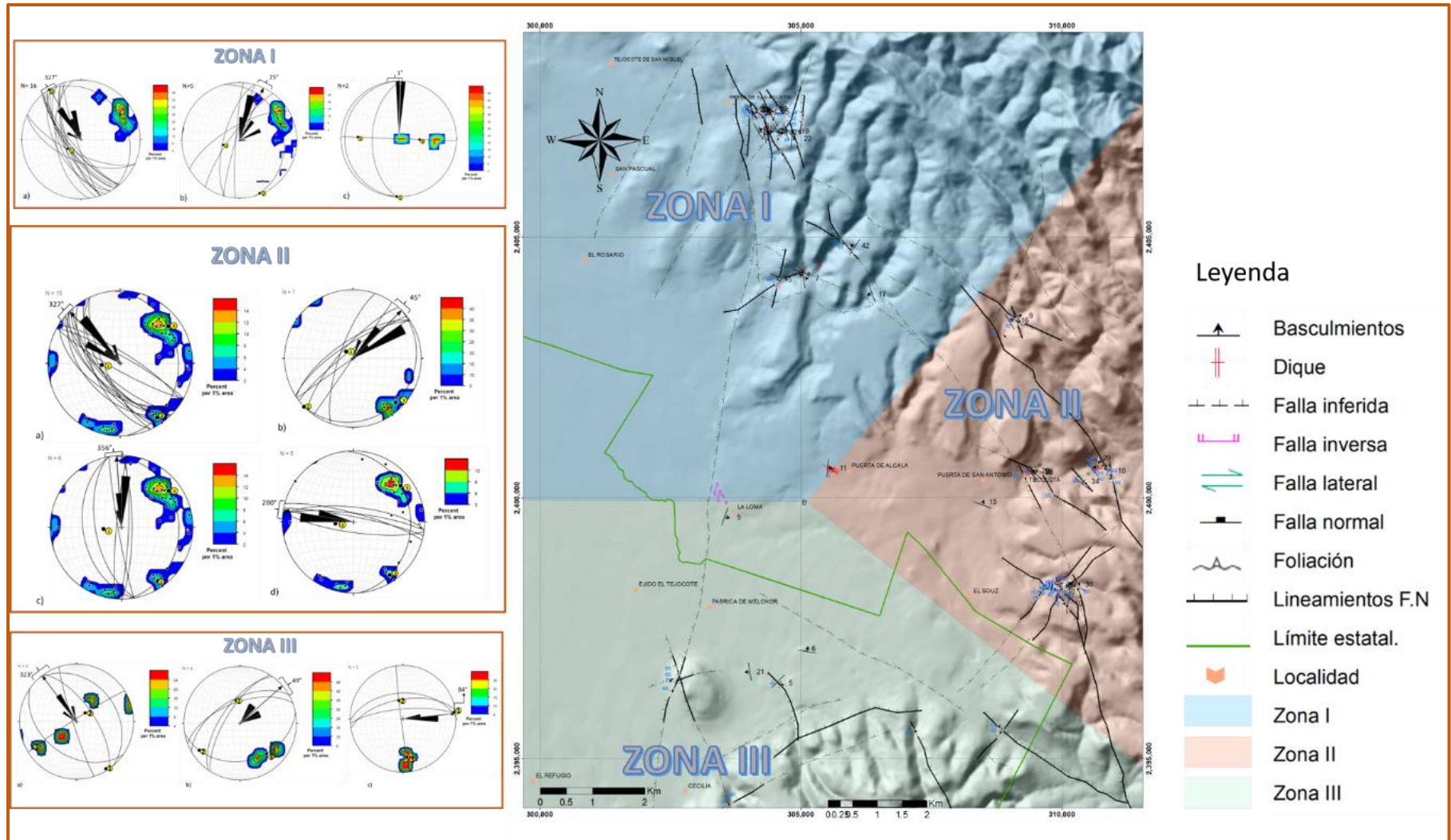


Figura 40. Mapa de elevación digital dividido en 3 zonas de acuerdo a su estudio estructural (derecha). Estereogramas representando diversas familias de fallas para las diferentes zonas dentro del GSR (izquierda)

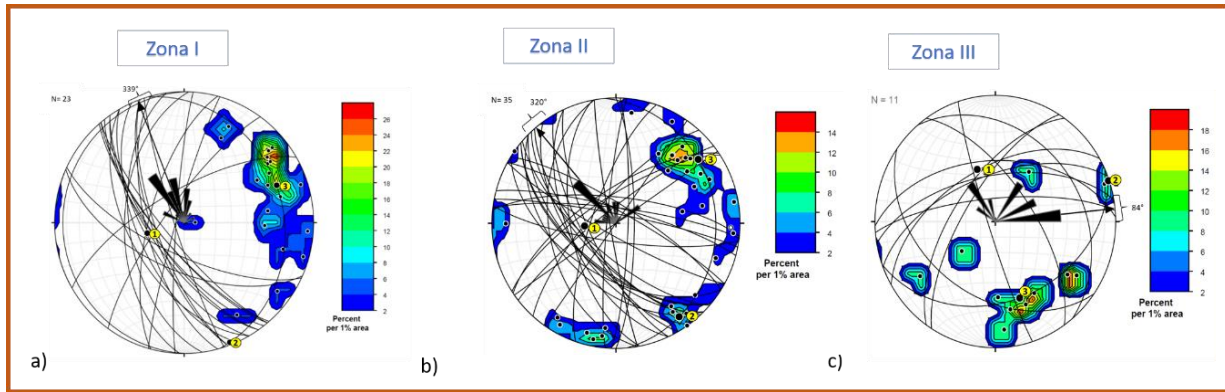


Figura 41. Estereogramas generales de planos de fallas normales de acuerdo a cada zona dentro del GSR.

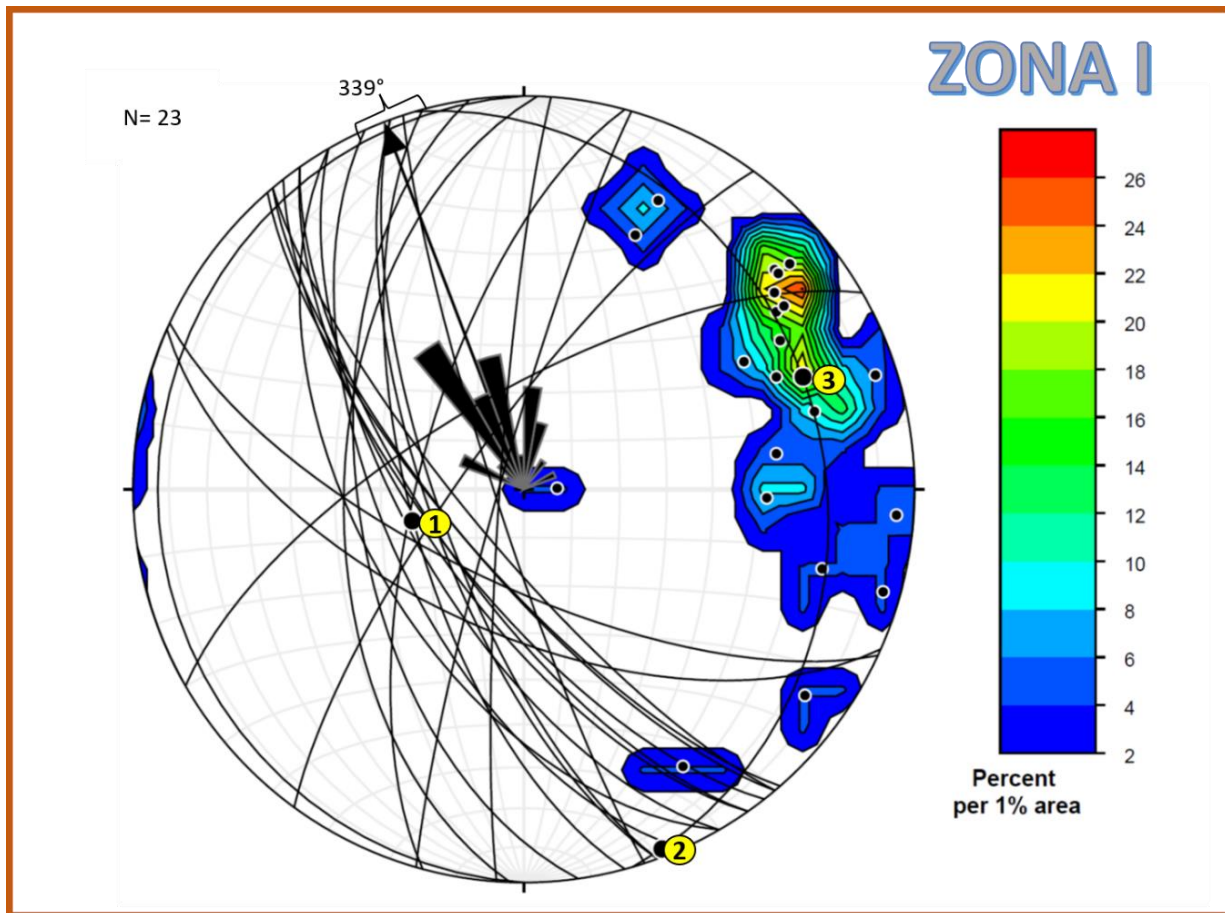


Figura 42. Estereograma representando varias familias de fallas normales hacia la zona norponiente del GSR donde se puede observar el principal grupo o familia de fallas con una orientación preferencial NW-SE (las líneas negras representan las fallas normales, la flecha, el esfuerzo principal y el área coloreada, indican la concentración de polos de las familias de fallas).

La primer familia de fallas es la de mayor concentración, está constituida por 16 (PF) con una orientación de NW-SE y un rumbo promedio 327° , los planos de inclinación muestran ángulos con valores altos a medios, oscilan entre 85° y 55° y buzanan hacia el SW. Los esfuerzos principales tienen los siguientes valores: σ_1 : $236^\circ/67^\circ$, σ_2 : $327^\circ/0^\circ$, σ_3 : $57^\circ/22^\circ$ (Figura 43a).

La segunda familia de PF tienen una orientación NE-SW y el diagrama de rosas muestra un rumbo promedio de 25° . Los planos de inclinación son de ángulos altos, con valores entre 85° y 65° , los cuales buzanan hacia el NW. Los esfuerzos principales tienen los siguientes valores: σ_1 : $253^\circ/65^\circ$, σ_2 : $159^\circ/2^\circ$, σ_3 : $68^\circ/24^\circ$ (Figura 43b).

La tercer familia de PF presenta una orientación de rumbo N-S con un rumbo promedio de 1° donde sus planos de inclinación muestran valores medios comprendidos en 57° direcciones de buzamiento hacia el W. Los esfuerzos principales tienen los siguientes valores: σ_1 : $182^\circ/0^\circ$, σ_2 : $272^\circ/30^\circ$, σ_3 : $91^\circ/60^\circ$ (Figura 43c).

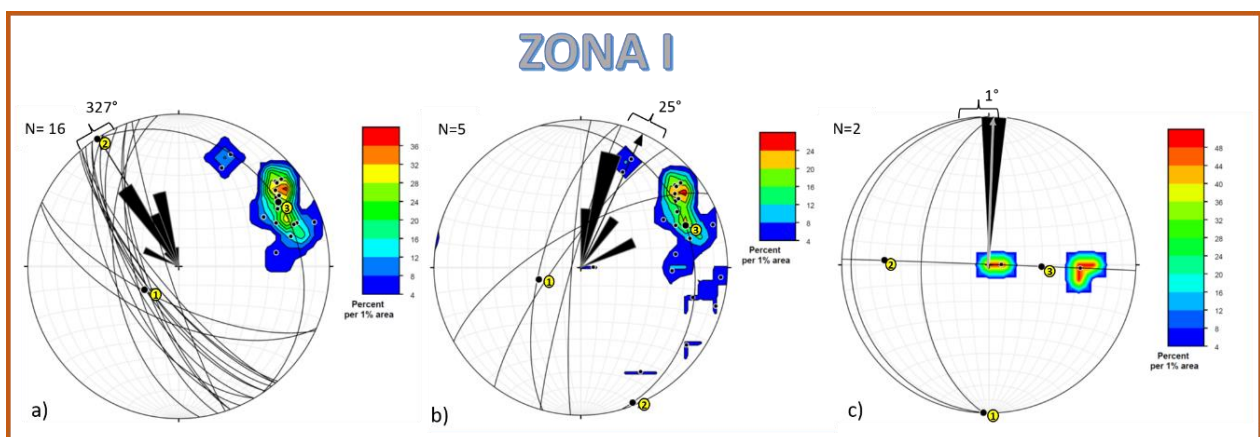
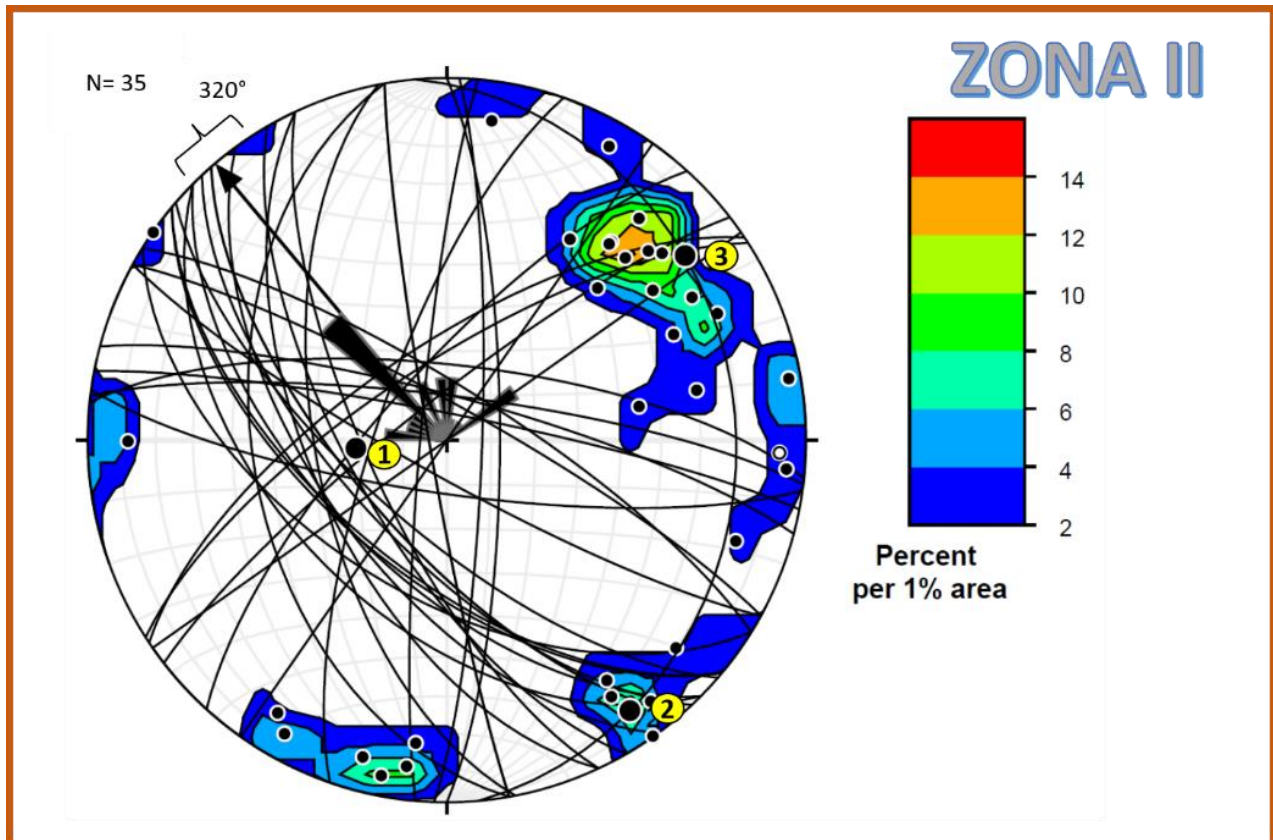


Figura 43. Estereogramas de tres familias de fallas con diferentes rumbos e inclinaciones en la zona norponiente del GSR (zona I) a) Familia 1 con rumbo preferencial NW-SE y ángulos de inclinación altos a medios, con dirección de buzamiento hacia el SW. b) Familia 2 con rumbo preferencial NE-SW buzando hacia el NW. c) Familia 3 con rumbo N-S con ángulos medios a bajos buzando hacia el W. , (las líneas negras representan las fallas normales; la flecha, el esfuerzo principal y el área coloreada, indica la concentración de polos de las familias de fallas).

2. Zona centro del GSR (Zona II)

Hacia la parte centro-oriental del GSR se encuentran un número muy considerable de fallas geológicas con diferentes orientaciones. Esta zona es de gran importancia, porque remarca los límites entre los hombros norte y sur del GSR. En esta zona se encuentran cuatro familias de PF con orientaciones de rumbo principalmente NW-SE; otras con orientación de rumbo NE-SW y en menor proporción se encuentran orientados hacia el N-S y WNW-ESE-; las cuales se describen en el siguiente apartado (Figura 44).



La primer familia es la de mayor concentración, tiene un rumbo preferencial NW-SE y está constituida por 15 planos de falla donde sus planos de inclinación varían de medios a altos ángulos (45° y 80° respectivamente) buzando en mayor proporción hacia el SW y algunos otros hacia el NE. De acuerdo al diagrama de rosetas, el valor del vector principal es de 317° , y sus esfuerzos principales, tal como se anota a continuación: σ_1 : $265^\circ/69^\circ$, σ_2 : $146^\circ/10^\circ$, σ_3 : $52^\circ/17^\circ$ (Figura 45a).

La segunda familia de PF presenta un rumbo preferencial NE-SW, con ángulos de inclinación que van de altos a medios (valores entre 89° y 68°) con una dirección de buzamiento hacia el NW. De acuerdo al diagrama de rosetas, el vector principal presenta un rumbo promedio de 45° y los esfuerzos principales como se muestran a continuación σ_1 : $316^\circ/78^\circ$, σ_2 : $225^\circ/0^\circ$, σ_3 : $136^\circ/78^\circ$ (Figura 45b).

La tercer familia de PF presenta rumbos dispersos de orientaciones N-S, NNW-SSE y NNE-SSW, con ángulos de inclinación medios a altos (valores entre 45° y 85°), mostrando direcciones de buzamiento hacia el E y W, NW y SE, NE y SE. De acuerdo al diagrama de rosetas se presenta un vector principal de 356° y σ_1 : $265^\circ/70^\circ$, σ_2 : $146^\circ/10^\circ$, σ_3 : $52^\circ/18^\circ$ (Figura 45c).

Finalmente la cuarta familia de PF presenta un rumbo preferencial con orientaciones WNW-ESE con ángulos de inclinación con valores altos $> 71^\circ$ y direcciones de inclinación hacia el NNE y SSW. De acuerdo al diagrama de rosetas, presenta el vector principal igual a 280° , y los esfuerzos principales σ_1 : $265^\circ/70^\circ$, σ_2 : $146^\circ/10^\circ$, σ_3 : $52^\circ/18^\circ$ (Figura 45d).

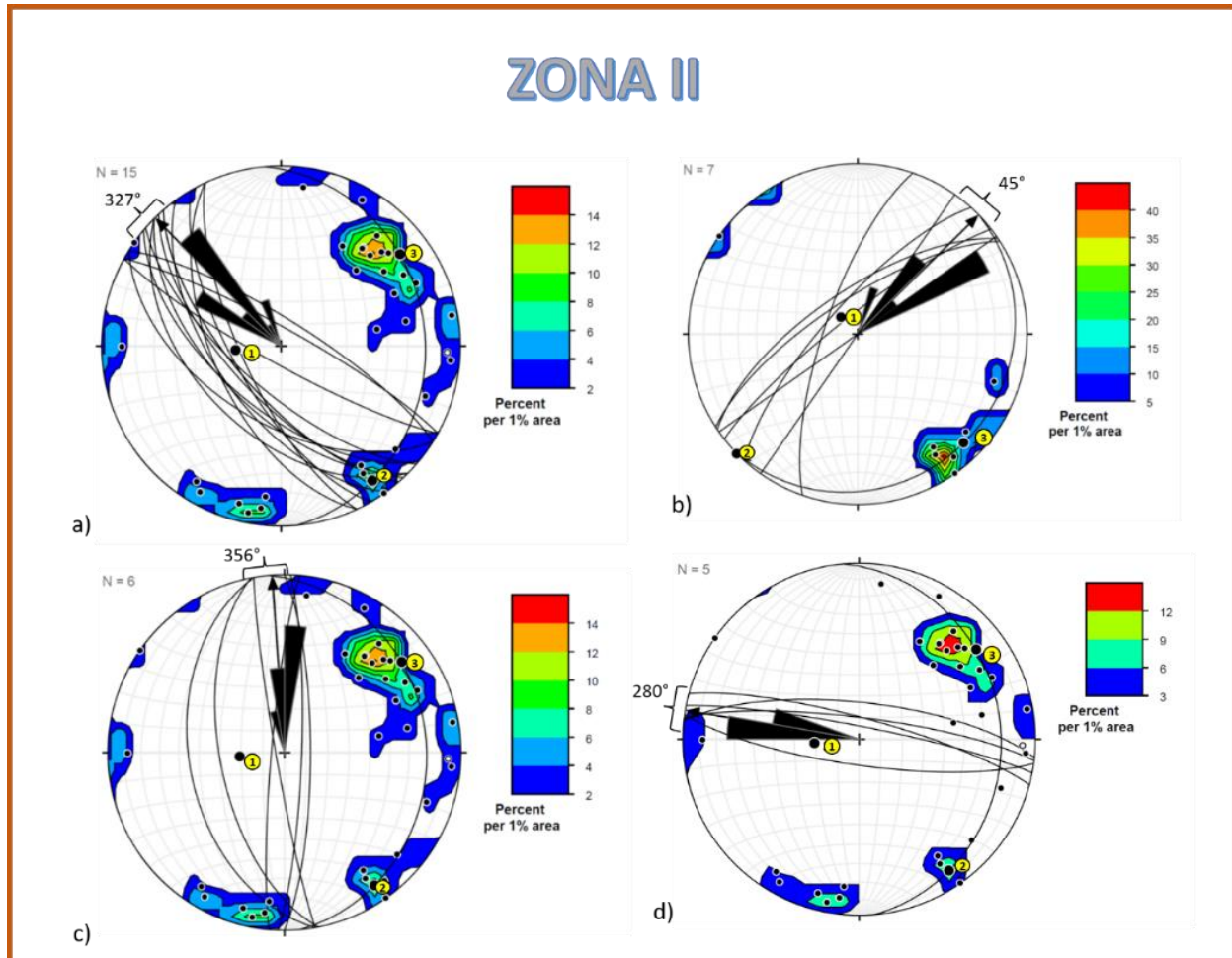


Figura 45. Estereogramas representando grupos de familias de la zona centro del GSR con diversas orientaciones. a) Primer familia de la zona centro del GSR con una orientación preferencial NW-SE y ángulos de inclinación con valores medios buzando principalmente hacia el SW y ocasionalmente hacia el NE. b) Segunda familia de fallas con rumbo preferencial NE-SW y ángulos de inclinación medios a altos buzando hacia el NW. c) Tercera familia de fallas con un rumbo preferencial N-S, NNW-SSE y NNE-SSW, ángulos de inclinación entre 45° y 85° buzando hacia E y W principalmente. d) Cuarta familia de PF con rumbos WNW- ESE con ángulos de inclinación alto, buzando hacia NE y SW.

3. Zona sur del GSR (Zona III)

Hacia la parte surponiente del graben se encuentra una estructura prominente que muestra en contacto a la unidad Pba con depósitos epiclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior por medio de fallas normales de alto ángulo las cuales se describen a continuación:

En la figura 46 dentro de la zona III, se puede observar la presencia de fallas en tres direcciones; una familia de PF con una orientación NE-SW, otra de orientación NW-SE y una tercera con orientación ENE-WSW con ángulos que van de medios a altos y diferentes buzamientos. A escasos metros, también se encontró una falla en sentido opuesto, la cual muestra una orientación NW-SE con su plano de falla de alto ángulo, alcanzando hasta 85° y un buzamiento ligeramente pronunciado hacia el SW y un rumbo de 340° . De acuerdo al diagrama de rosas, el valor del vector principal es de 84° .

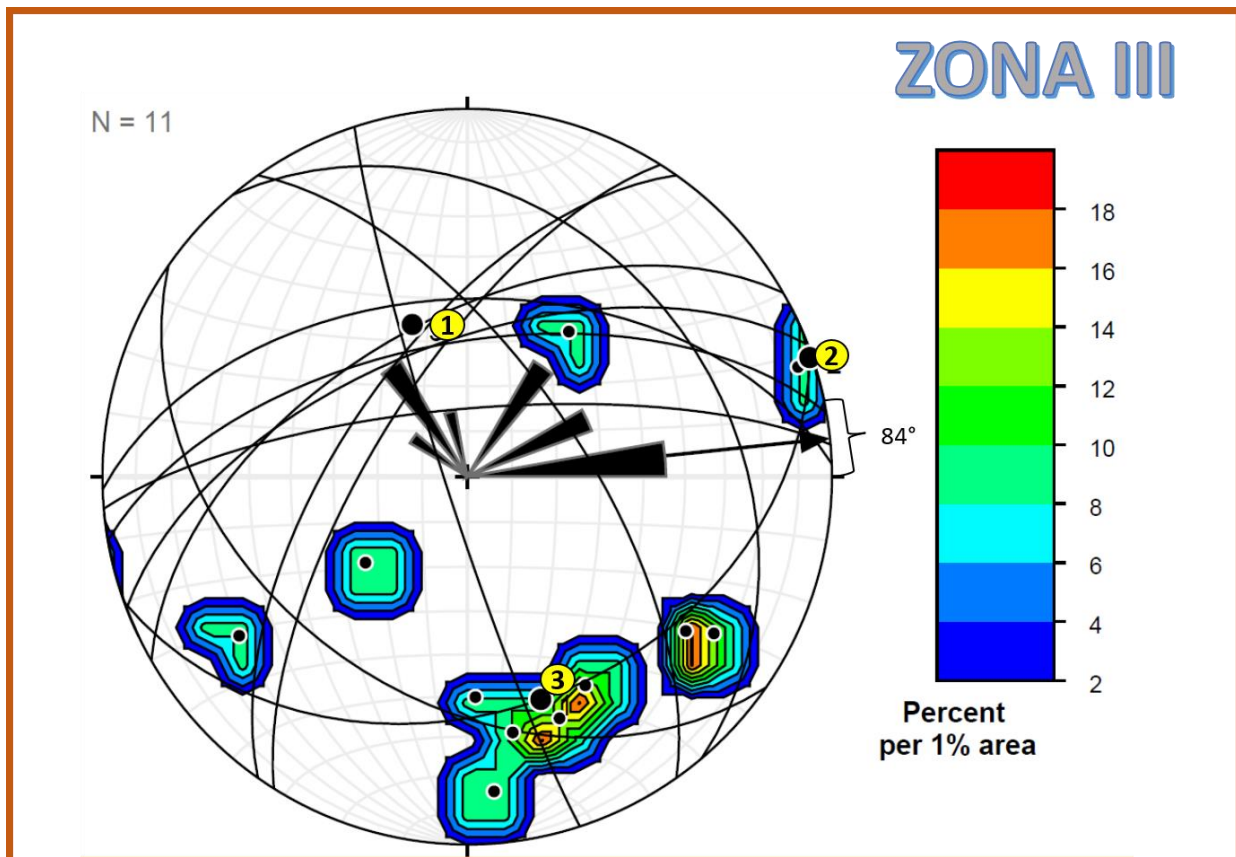


Figura 46. Estereograma representando varias familias de fallas normales hacia la zona sur del GSR donde se puede observar diversas familias de PF en menor proporción pero con diferentes orientaciones e inclinaciones (las líneas negras representan las fallas normales; la flecha, el esfuerzo principal y el área coloreada, indica la concentración de polos de las familias de fallas).

En esta zona tomaron datos estructurales de 11 PF con direcciones de rumbo preferencialmente NE-SW y algunas otras hacia NW-SE y ENE-WSW las cuales se dividieron en grupos o familias como se describen a continuación.

La primer familia de fallas muestra cuatro PF y rumbo de NW-SE. Sus ángulos de inclinación son altos, medios y bajos con valores entre 80° y 30° ; la dirección de buzamiento se muestra en dos direcciones, hacia el NE y SW. De acuerdo al diagrama de rosetas el valor del vector principal corresponde a 323° y los esfuerzos principales como se denotan a continuación $\sigma_1: 148^\circ/4^\circ$, $\sigma_2: 46^\circ/73^\circ$, $\sigma_3: 239^\circ/17^\circ$ (Figura 47a).

La segunda familia corresponde a PF con una orientación NE-SW, y ángulos de inclinación medios con valores entre 55° y 65° con direcciones de inclinación hacia el NW. De acuerdo al diagrama de rosetas el vector principal tiene un valor de 49° y los esfuerzos principales como sigue: $\sigma_1: 349^\circ/56^\circ$, $\sigma_2: 236^\circ/14^\circ$, $\sigma_3: 138^\circ/29^\circ$ (Figura 47b).

La tercer familia corresponde a PF con una orientación ENE-WSW, y ángulos de inclinación medios a altos con valores entre 49° y 76° con ángulos de inclinación hacia el N. De acuerdo al diagrama de rosetas el vector principal refleja un valor de 84° y los esfuerzos principales se denotan a continuación, $\sigma_1: 83^\circ/3^\circ$, $\sigma_2: 347^\circ/61^\circ$, $\sigma_3: 174^\circ/28^\circ$ (Figura 47c).

Dentro de ésta zona se pueden observar fallas de alto ángulo con fuerte alteración a óxidos, probable alteración hidrotermal de forma secundaria (Figura 48) además, cercana a ésta zona se puede apreciar que ésta misma falla está ligada a un basalto con dirección NW (ver figuras 36 y 37).

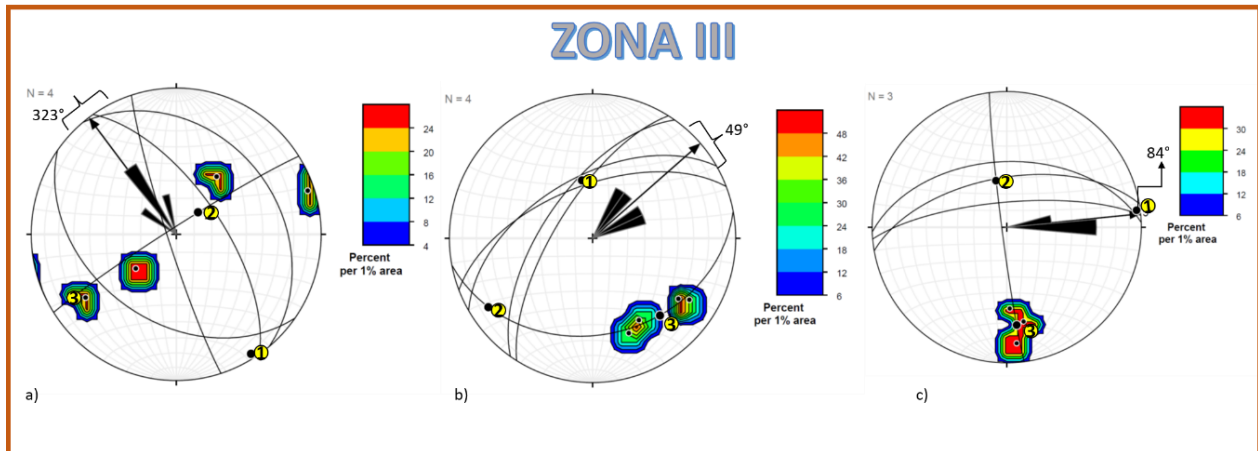


Figura 47. Estereogramas representando a tres familias de planos de fallas en la zona sur del GSR a) Primer familia de fallas con un rumbo preferencial NW-SE y ángulos de inclinación desde medios a altos buzando hacia el NE y SW. b) Segunda familia de planos de fallas con rumbo NE-SW con ángulos de buzamiento medio con dirección de buzamiento hacia el NW. c) Tercer familia de planos de falla con ángulos de buzamiento medio a alto buzando hacia el N.

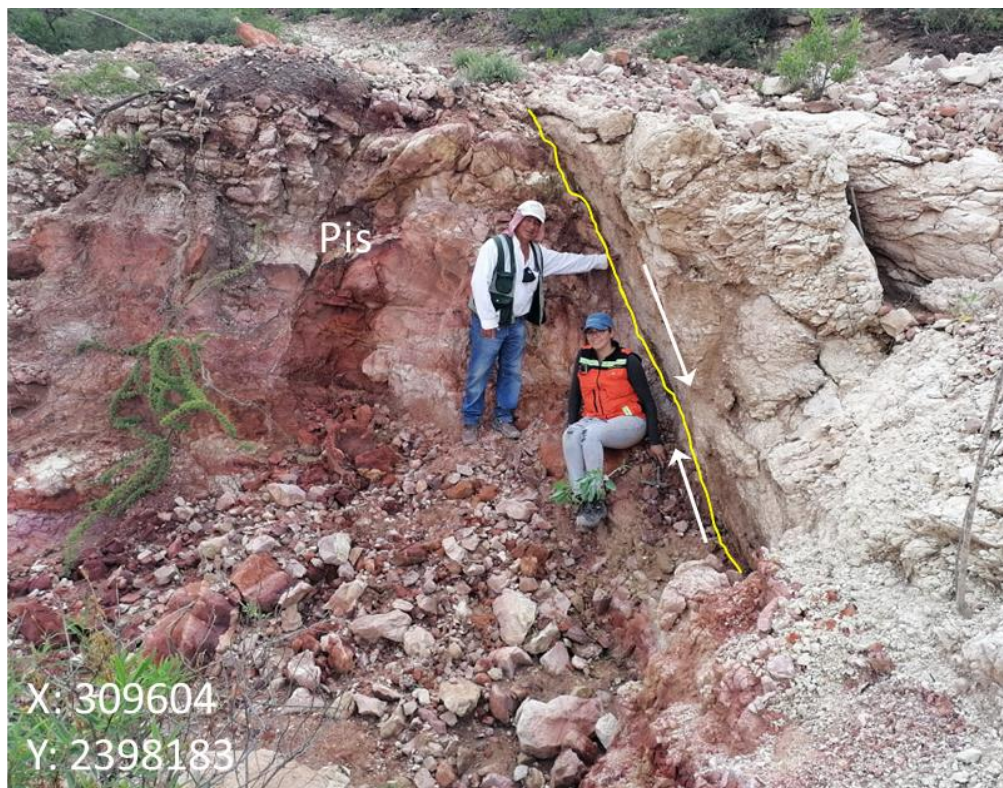


Figura 48. Falla normal en Pis con alteración a óxidos y un fuerte fracturamiento, la cual está ligada a una falla en dirección NW que corta al basalto (ver figuras 37 y 38)(la línea amarilla representa el escarpe de la falla y las flechas corresponden a la dirección que tuvieron los bloques).

B. Basculamientos del GSR

Otras estructuras de gran importancia dentro del GSR se encuentran los planos de basculamiento (PB) los cuales se presentan en mayor concentración con rumbos preferenciales NW-SE basculados hacia el NE. Sin embargo, existen algunos otros PB que tienen sentidos opuestos y diferentes a estos, mostrando orientaciones de rumbo NE-SW basculados hacia el NW y algunos otros con dirección cercana al N-S, buzando hacia el NW en menor proporción y de bajo ángulo (Figura 49).

Cabe mencionar que estos PB presentan ángulos de inclinación, en ocasiones muy variables, en algunos lugares se encuentran ángulos de 46° , en la mayoría de los planos se presentan valores entre 35 y 20° , además de ángulos menores; este último, siendo como el mínimo ángulos de 4° como puede observarse (50).

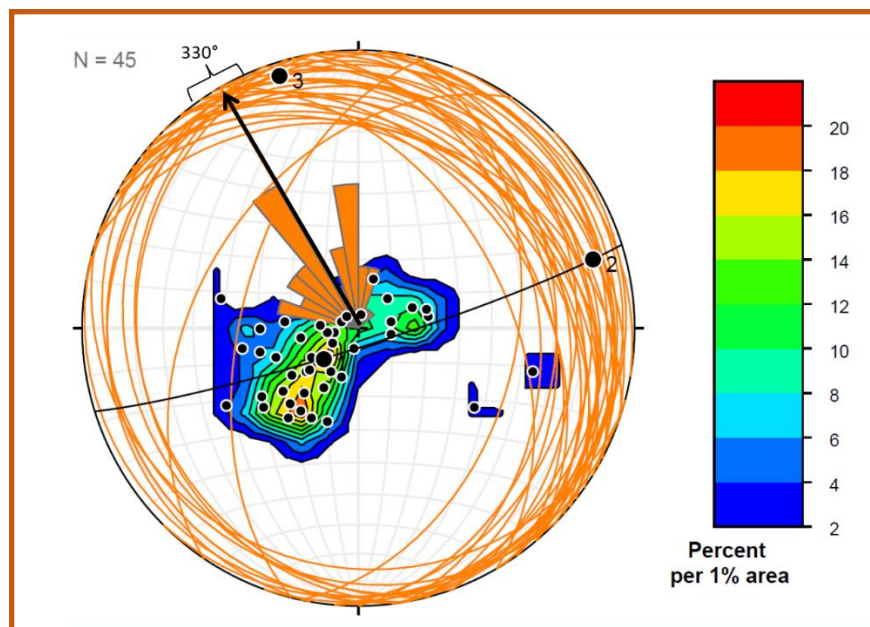


Figura 49. Estereograma que representa los basculamientos del GSR, con planos basculados preferencialmente hacia el NE y algunos hacia el NW con ángulos de inclinaciones que van desde los 4° hasta llegar a 55° en algunas zonas. (las líneas naranjas representan los planos de basculamiento; la flecha, el esfuerzo principal y el área coloreada, indica la concentración de polos de las familias de planos basculados).

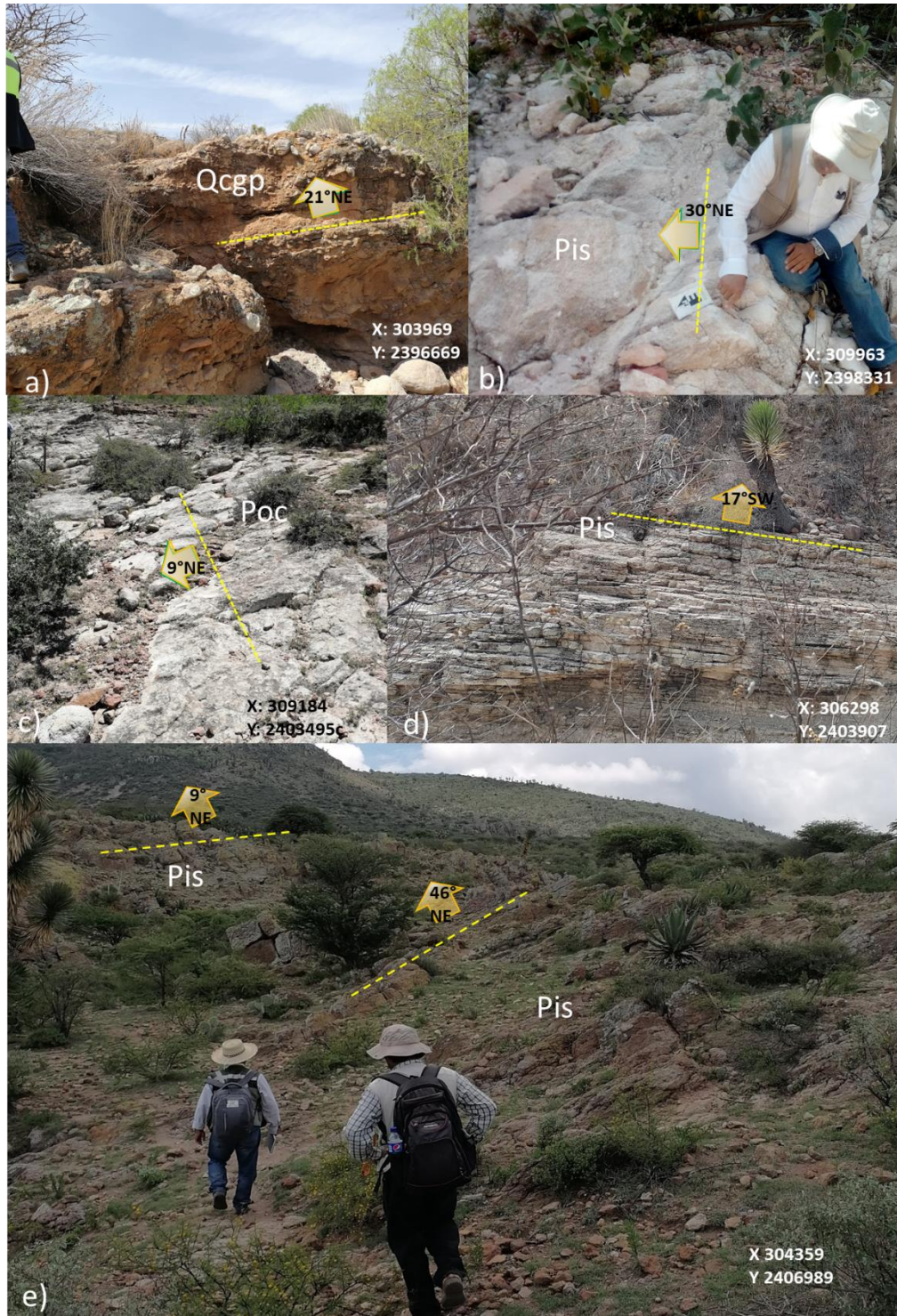


Figura 50. Diferentes basculamientos de algunas unidades dentro del GSR, los cuales van desde bajos, moderados y altos con rangos entre 9°, 30° y 46°. a) basculamiento en Conglomerado polimictico (Qcgp), b), d) y e) basculamientos en Ignimbrita Santa María (Pis), c) basculamiento en Traquita Ojo Caliente (Poc). (las líneas punteadas en color amarillo representan el plano basculado y las flechas la dirección de basculamiento).

C. Fallas inversas y laterales dentro del GSR

Dentro de esta estructura también se encuentran de manera muy puntual, fallas inversas y de rumbo o también llamadas fallas laterales o de desgarre.

Las primeras presentan dos familias de fallas con orientaciones de rumbo NW-SE y NE-SW. La primera de ellas presenta una dirección de inclinación hacia el NE y SW, con ángulos de inclinación bajos a medios (entre 18° y 50°); la segunda familia, tiene una orientación preferencial NE-SW y sus ángulos de inclinación buzcan hacia el NW y hacia el SE, con valores que van entre 35° y 46° (Figura 51a y 52a).

De acuerdo al diagrama de rosetas, todo el conjunto de PF, mostró un rumbo promedio de acuerdo al vector principal de 348° y sus esfuerzos principales σ_1 : $180^\circ/9^\circ$, σ_2 : $275^\circ/29^\circ$, σ_3 : $73^\circ/59^\circ$.

Para los PF laterales o de rumbo se determinó un vector principal. De acuerdo al diagrama de rosetas de 342° , con direcciones de rumbo NW-SE y buzamiento hacia el SW, con valores de inclinación medios a altos ángulos, los cuales corresponden a 54° a 82° respectivamente. Los esfuerzos principales se anotan a continuación: σ_1 : $172^\circ/25^\circ$, σ_2 : $306^\circ/56^\circ$, σ_3 : $72^\circ/21^\circ$ (Figura 51b y 52b).

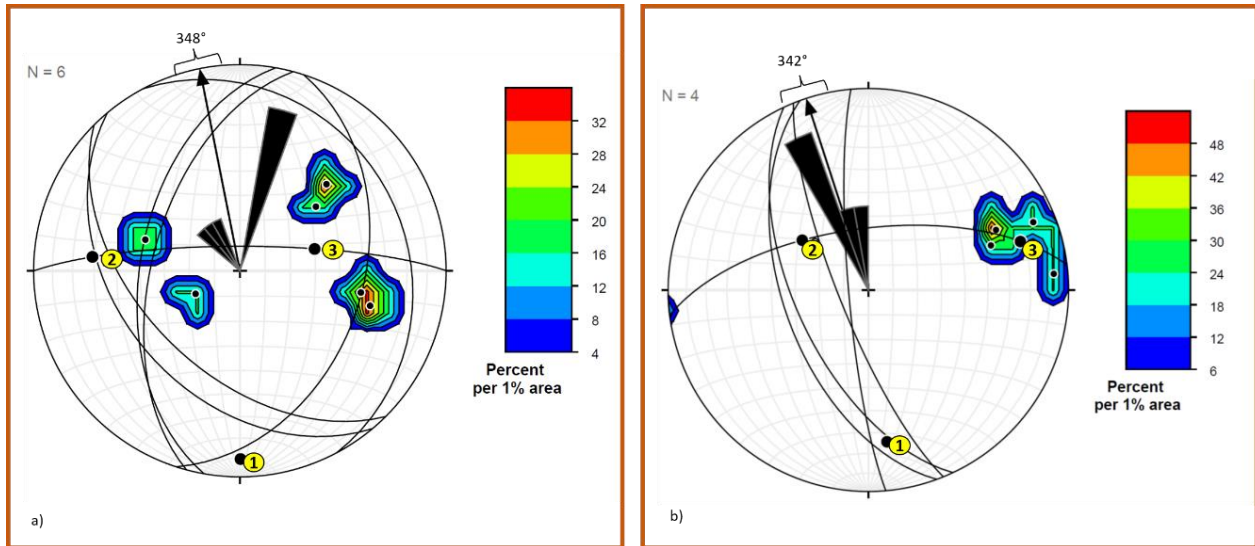


Figura 51 a. Estereograma que representa dos familias de PF inversas dentro del GSR , b) Estereograma representando una población pequeña de PF de rumbo dentro del GSR con dirección de inclinación hacia el SW (los círculos amarillos representan los esfuerzos principales y la flecha indica la dirección del vector principal).



Figura 52 a) Plano de falla con movimiento lateral derecha, b) Conjunto de fallas de bajo ángulo en el corte de las vías del tren (líneas amarillas representan la dirección del plano de falla y las flechas la dirección del movimiento de los bloques).

4.3. Petrografía de unidades volcánicas de la secuencia del Graben de Santa Rosa

Las rocas que afloran dentro del área estudiada y que corresponden al complejo volcánico Rio Santa María (CVRSM) están constituidas principalmente por un vulcanismo de composición félsica, de lavas andesíticas y depósitos piroclásticos riolíticos, mismas que fueron cubiertos por un paquete de lavas con composición que varía de traquitas a riolitas; no obstante, en sitios puntuales existe vulcanismo máfico, por lo que algunos autores lo refieren como vulcanismo bimodal (Torres-Aguilera, 2005; Rodríguez-Ríos et al., 2009) en otras partes de la región del sur de la MCM se ha registrado la emisión de basaltos alcalinos de edades más jóvenes (Plio-Cuaternario).

Dentro del Graben de Santa Rosa el relleno es principalmente de origen volcánico félsico, de tipo explosivo, formado por una gruesa secuencia de depósitos de flujo piroclástico y oleadas piroclásticas de la Ignimbrita Panalillo Inferior (“pyroclastic surges depósitos”), a la cual cubre parcialmente depósitos epiclásticos de espesor variable, y derrames esparcidos de basalto. En las mesetas de la parte norte del graben, y en aislados afloramientos en el interior de esta estructura, la secuencia es cubierta por una ignimbrita con fuerte soldamiento (Ignimbrita Panalillo Superior).

De los bloques que delimitan esta fosa tectónica, el de la parte norte, está constituido por la Ignimbrita Santa María, derrames de lavas de composición dacítica (Traquita Ojo Caliente) y depósitos esparcidos de tobas de composición riolítica. En el hombro sur, en cambio, son principalmente lavas riolíticas (que forman domos de la Riolita San Miguelito), discretos afloramientos de ignimbrita Santa María.

4.3.1. Descripción petrográfica de láminas delgadas de la secuencia volcánica.

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 04-1	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X: 305005	Y: 2404282

Roca ígnea extrusiva hipocristalina, de textura porfirítica, constituida principalmente por fenocristales de cuarzo > feldespato alcalino > plagioclasa > minerales ferromagnesianos oxidados, en menor proporción se observan pómez, minerales opacos y biotitas, en una matriz desvitrificada (Figura 53).

El cuarzo se presenta como fenocristales hipidiomorfos a alotriomorfos con tamaños que van de medio (1 y 5 mm) a fino (< 1 mm), presentado en ocasiones golfos de corrosión. También se presenta como tridimita, lo cual indica un enfriamiento a baja temperatura. Este mineral presenta texturas radiales y microlitos.

El feldespato alcalino se presenta como fenocristales hipidiomorfos a alotriomorfos con tamaños que van entre 3 y 5 mm de diámetro.

Las plagioclasas se presentan como fenocristales que van de idiomorfas a hipidiomorfas con tamaños que van < 2 mm con maclas polisintéticas. Algunas plagioclasas presentan fuerte alteración con bordes arcillosos, presentando coronas de reacción.

Dentro de la muestra también se pueden observar minerales ferromagnesianos con formas hipidiomorfas y alotriomorfas de probable ilmenita por su fuerte coloración naranja y rojo intenso hasta llegar a café oscuro, en igual proporción a estos minerales se encuentran micas de biotita con fenocristales hipidiomorfos de tamaños medios.

Existe la presencia de minerales opacos con formas alotriomorfas y tamaños finos < 1 mm, en ocasiones rellenando intersticios. Como accesorios, se observan fenocristales idiomorfos de circón con tamaño fino < 1 mm y algunos pómez de tamaño medio a grueso > 5 mm. Todos estos minerales se encuentran inmersos en una matriz desvitrificada.

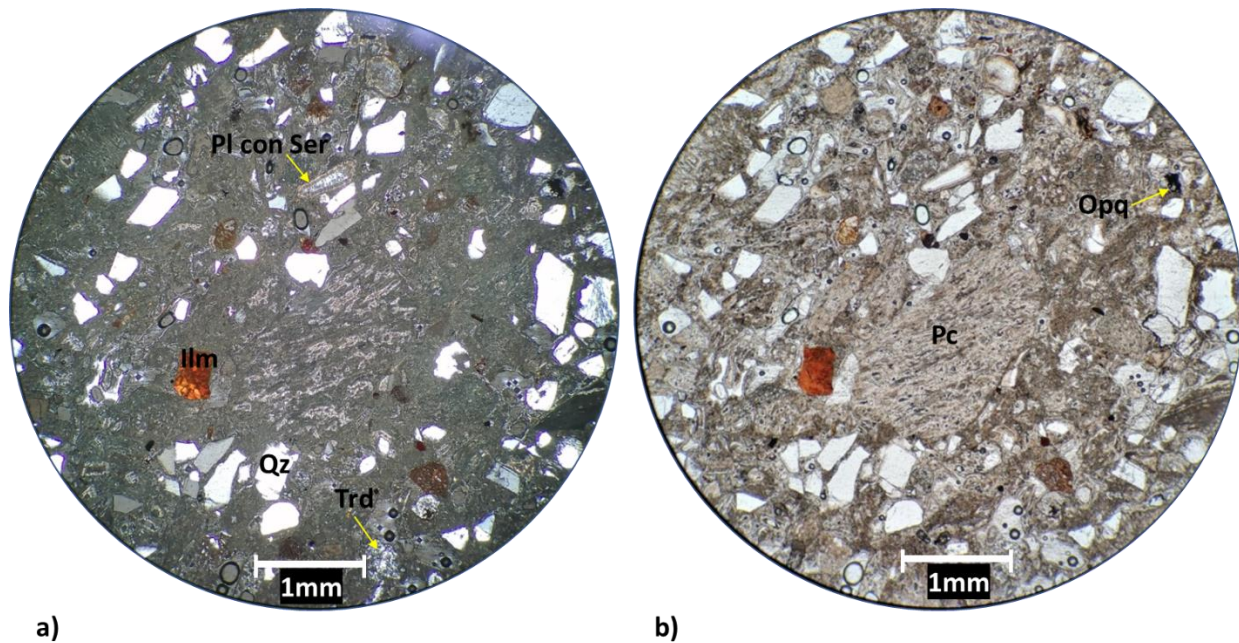


Figura 53. a) Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG-04-1 donde se observa en mayor parte fenocristales alotriomorfos de cuarzo (Qz) con colores blanco brillantes; a su vez, hacia la parte inferior se encuentra cuarzo de baja temperatura (tridimita “Trd”), dando un aspecto de textura porfírica. También se aprecian fenocristales idiomorfos de Ilmenita (Ilm), y hacia la parte superior central se encuentra un fenocristal de lo que probablemente fue una plagioclasa (Pl) con borde de alteración de exsolución dando un aspecto de corona debido a la sericita (Ser), b) misma imagen en nicoles paralelos donde se pueden apreciar un pómez (Pc) de tamaño medio de aproximadamente 3 mm en la parte central de la muestra, y también se aprecian algunos minerales opacos hacia la parte superior derecha. (Campo visual de 5 mm en microfotografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 04-2	Coordenadas	
Área: centro norte del mapa	Localidad: El Rosario	X:305005	Y: 2404282

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con textura microporfídica, vesicular y perlítica. Está constituida principalmente por feldespato alcalino > plagioclasa > minerales ferromagnesianos > pómez y cuarzo en una matriz desvitrificada (Figura 54).

El feldespato potásico se encuentra como fenocristales alotriomorfos de grano medio a fino (< 3 mm) altamente corroídos y alterados a arcillas.

Las plagioclasas se encuentran en menor proporción como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos con tamaños finos (1 mm), y maclas polisintéticas y periclinas; algunas se encuentran con fracturamiento débil a moderado mostrando cierto desgaste en bordes.

Los minerales ferromagnesianos presentan fuerte oxidación, dando coloraciones marrón intenso y tonos naranjas, a veces a manera de microlitos dispersos en toda la matriz, la cual se encuentra desvitrificada.

Existe la presencia de pómez de tamaños de grano grueso a menores > 5 mm intercaladas con escorias de tamaños medios, (entre 3 y 1 mm de diámetro). También se pueden apreciar vesículas y estructuras de contracción del vidrio volcánico, dando la formación de textura de perlitas o estructuras esferoides, debido a la contracción durante el enfriamiento.

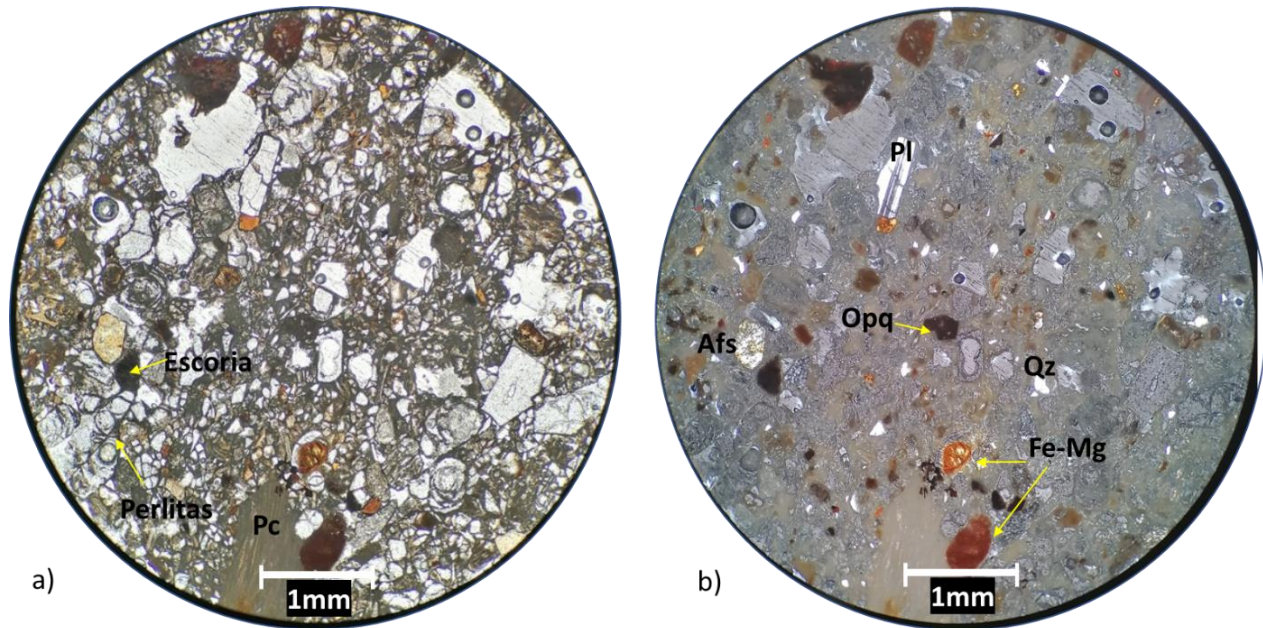


Figura 54. a) Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG-04-2 donde es apreciable textura perlítica, algunos fenocristales hipidiomorfos de Afs, Pómez (Pc) y escoria, b) misma imagen en nicoles cruzados donde se aprecian minerales ferromagnesianos (Fe-Mg), en la parte superior se aprecian vesículas y debajo de éstas se aprecia un fenocristal de plagioclasa idiomorfa con macla periclina. También se encuentran algunos microlitos de cuarzo tridimita en coloraciones blanco brillante dentro de una matriz desvitrificada (Campo visual de 5 mm tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 04-3	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X: 305005	Y: 2404282

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con texturas porfirítica y seriada, constituida por fenocristales de cuarzo > feldespato alcalino > pómez y minerales ferromagnesianos en una matriz desvitrificada (Figura 55).

El cuarzo presenta fenocristales alotriomorfos con tamaños medios (< 3 mm de diámetro) con bordes fracturados y textura seriada, también se observa como microlitos de cuarzo tipo tridimita en algunas zonas de la muestra.

El feldespatos alcalino presenta fenocristales hipidiomorfos a alotriomorfos con tamaños medio (< 2 mm de diámetro), en ocasiones presenta textura perfitica.

Los pómez se observan en gran parte de la muestra con tamaños de grano medio a grueso (entre 3 mm y 5 mm).

Los minerales ferromagnesianos se observan como fenocristales idiomorfos con fuerte oxidación a hematita, entre ellos se encuentran algunos fenocristales de anfíboles de hasta 5 mm de diámetro y algunas micas de biotita dispersas. También se encuentran algunos minerales opacos de tamaños medio a fino con formas alotriomorfas.

Como accesorios se pueden apreciar algunos líticos desde 3 mm hasta 1 cm de diámetro dentro de una matriz desvitrificada de composición félsica, con bordes oxidados.

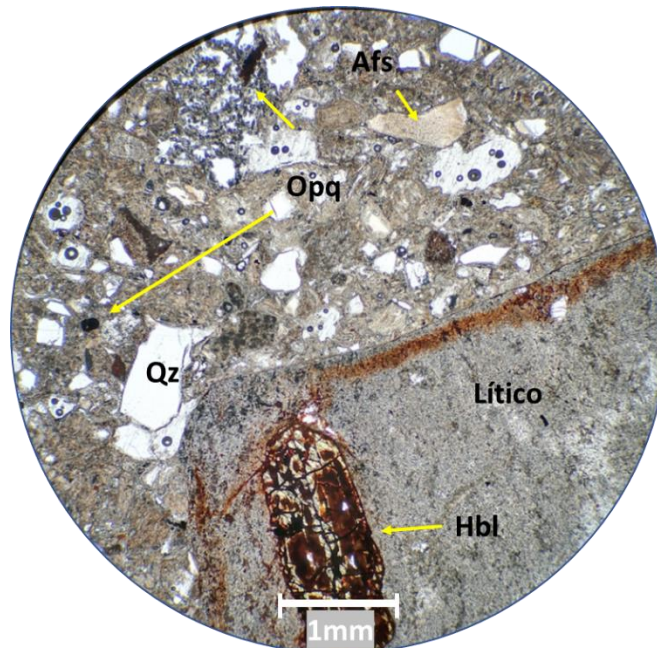


Figura 55. Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG 04-3 con un fenocristal idiomorfo de hornblenda (Hbl) con fuerte oxidación dentro de un litico muy grueso (> 6 mm). También aparecen fenocristales alotriomorfos de cuarzo (Qz) (color blanco brillante), minerales opacos (Opq), vesículas y algunos fenocristales alotriomorfos de feldespatos alcalinos (Afs) en la parte superior de la muestra (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 06-1	Coordenadas	
Área: Centro-oriente del mapa	Localidad: Puerta de San Antonio	X: 309446	Y: 2400536

Roca ignea extrusiva hipocristalina con textura porfirítica, constituida por fenocristales hipidomorfos a alotriomorfos de cuarzo > feldespato alcalino > ceolitas, embebidos en una matriz desvitrificada con textura glomeroporfídica y vesicular (Figura 56).

El cuarzo se presenta como fenocristal alotriomorfo, en ocasiones hipidiomorfo con tamaños medios (entre 4 mm y 2 mm de diámetro) y también como cuarzo de baja temperatura presentándose microlitos de cuarzo tridimita.

El feldespato alcalino se encuentra como fenocristal hipidiomorfo a alotriomorfo, de tamaño entre (3 mm y 1 mm) y con fracturamiento leve y textura peritítica.

Las ceolitas se encuentran con hábitos radiales (diámetros de hasta 3 mm) y rellenado amígdalas ocasionalmente.

Las plagioclasas se presentan de forma hipidiomorfa con maclas polisintéticas y periclinas de manera muy esporádica (diámetros < 1 mm).

Como minerales accesorios se identifican plagioclasas con tamaños medios a finos (< 2 mm) y biotitas hematizadas de manera esporádica, minerales opacos y ferromagnesianos dispersos. Además de vesículas (< 3 mm) de diámetro en una matriz desvitrificada y composición félsica.

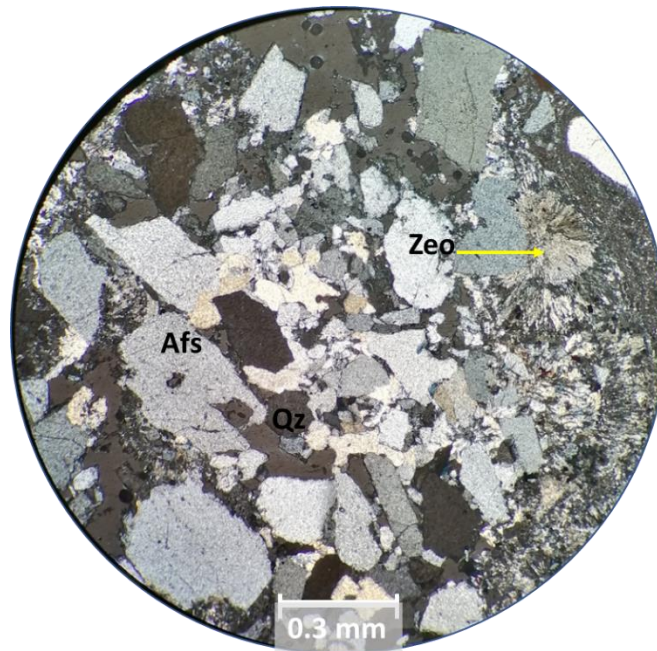


Figura 56. Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 06-1 con gran cantidad de fenocristales de cuarzo (Qz) y feldespato alcalino (Afs) con textura seriada. Además aparecen vesículas con tamaño < 2 mm y crecimiento de ceolitas (Zeo) con hábitos radiales de coloraciones amarillo tenue a gris claro. (Campo visual de 1.5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 10x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 04-8	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X:305759	Y: 2404345

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con texturas porfírica y traquítica fluidal, constituida por fenocristales de feldespato alcalino > cuarzo > plagioclasa. También se aprecian algunas pómez, escoria y como accesorios, se encuentran algunos minerales opacos y ferromagnesianos dentro de una matriz desvitrificada de composición félsica (Figura 57).

El feldespato alcalino se presenta como fenocristales hipidiomorfos de tamaño medio (< 3 mm) con fracturamiento leve; además, se encuentra en toda la matriz como microlitos inmersos en una matriz vítrea, lo que le da una textura traquítica.

El cuarzo se presenta como fenocristales idiomorfos, en ocasiones alotriomorfos con tamaños medios (< 3 mm) de diámetro, algunas veces presenta fracturamiento moderado, de manera puntual también existe la presencia de cuarzo tipo tridimita.

Las plagioclasas se encuentran como fenocristales idiomórfos a hipidiomorfos de tamaños (< 2 mm) de diámetro con maclas polisintéticas y de forma dispersa. También se encuentran relictos de escoria y pómez (< 3 mm). Como accesorios se encuentran algunos fenocristales hipidiomorfos de hornblenda y minerales opacos dispersos dentro de una matriz desvitrificada, con texturas porfírica, traquítica, vesicular de composición félsica.

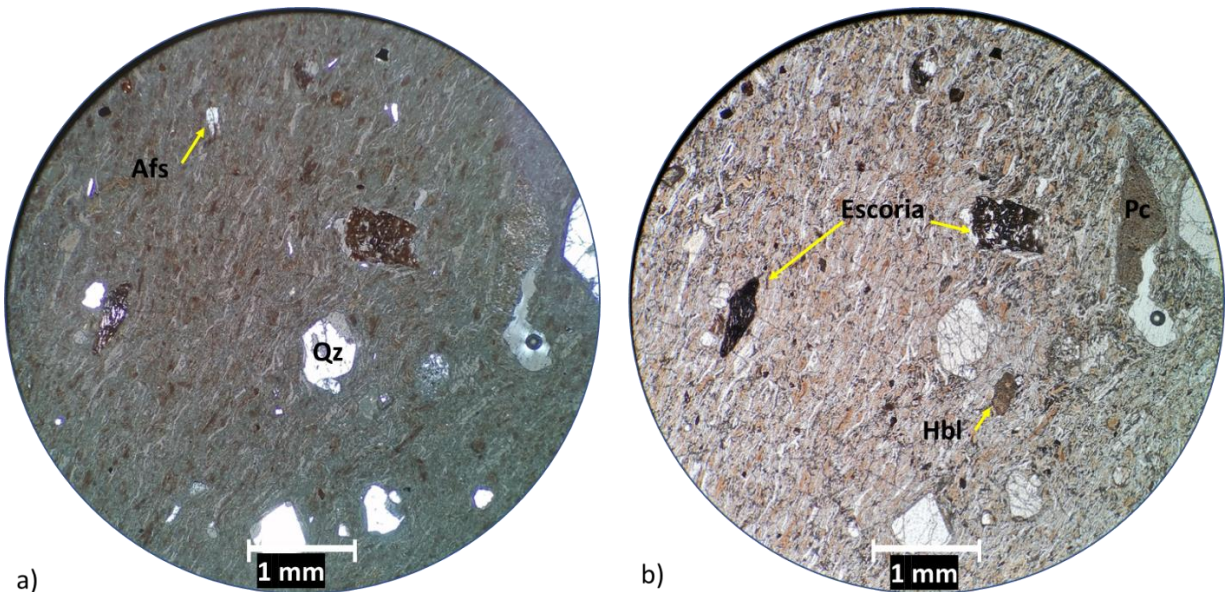


Figura 57. a) Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 04-8 que muestra una textura traquítica debido a los microlitos de feldespato alcalino (Afs), también presenta textura vesicular y porfídica con fenocristales de Cuarzo (Qz) y feldespato alcalino (Afs) b) misma imagen en nicoles paralelos donde se aprecia un fenocristal de hornblenda (Hbl) y dos relictos de escoria en coloración negro (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 02-2	Coordenadas	
Área: centro- oriente del mapa	Localidad: El Souz	X: 310406	Y: 2398152

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con textura porfírica y microlítica; constituida por fenocristales de cuarzo en proporción 1:1 con feldespato alcalino > minerales ferromagnesianos en una matriz microlítica (Figura 58).

El cuarzo se presenta como fenocristal hipidiomorfo de tamaño medio (< 5 mm) de diámetro, con fracturamiento moderado a fuerte. También aparece cuarzo tipo tridimita como microlitos y de manera interseccional en la matriz.

El feldespato alcalino se presenta como fenocristal hipidiomorfo de tamaño medio a finos (< 3 mm) de diámetro, con fracturamiento moderado, en ocasiones presenta textura perítica.

Los minerales ferromagnesianos aparecen con formas alotriomorfas y como coronas de oxidación en algunas vesículas, además aparecen de manera interseccional.

Como accesorios se encuentran algunos fenocristales idiomorfos de circones con tamaños finos (< 1 mm).

Todos estos minerales se encuentran inmersos en una matriz desvitrificada de composición félsica.

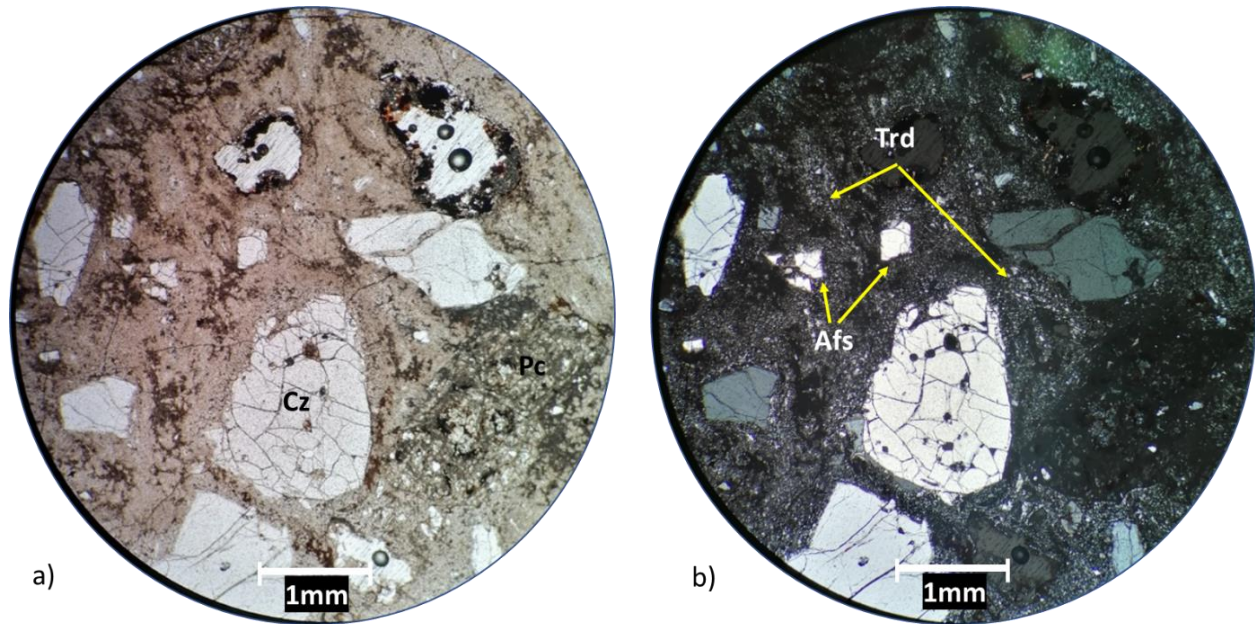


Figura 58. a) Fotomicrografía en nicols paralelos de la muestra MG 02-2, muestra fenocristales de cuarzo (Qz) con fracturamiento fuerte, fantasmas con bordes oxidados y relictos de pómez en una roca volcánica con matriz parcialmente desvitrificada b) Misma imagen en nicols cruzados donde es apreciable la matriz vítrea en coloración negra con microlitos dispersos de cuarzo tipo tridimita (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 07-1	Coordenadas	
Área: sur del mapa	Localidad: El Souz	X: 308724	Y: 2395534

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con textura porfírica y microlítica, constituida por fenocristales cuarzo > feldespatos alcalinos > plagioclasa > ceolitas y minerales opacos dentro de una matriz desvitrificada (Figura 59).

El cuarzo se presenta como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos con tamaños medios a finos (< 3 mm) de diámetro con fracturamiento leve a moderado. También se

presenta como microlitos en la matriz, probablemente cuarzo de baja temperatura (tridimita) de manera intersectal entre fracturas.

Los feldespatos alcalinos (sanidino) se presentan como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos algunos con fracturamiento moderado a leve con tamaños de grano medio (< 2 mm), en ocasiones muestran moderada seritización entre fracturas y formando coronas, otros forman texturas glomeroporfídicas (cuando los fenocristales de una roca han crecido formando grupos o “islas” unos en contacto con otros).

Las plagioclasas presentan maclas polisintéticas en fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos de tamaño medio a fino (< 3 mm) de diámetro con fracturamiento moderado; algunas plagioclasas presentan textura antipertítica (intercrecimiento de feldespato alcalino dentro de la plagioclasa), en ocasiones también forman texturas glomeroporfídicas.

Como accesorio se encuentran minerales opacos y ceolitas de tamaño fino (< 1 mm) embebidos en una matriz desvitrificada.

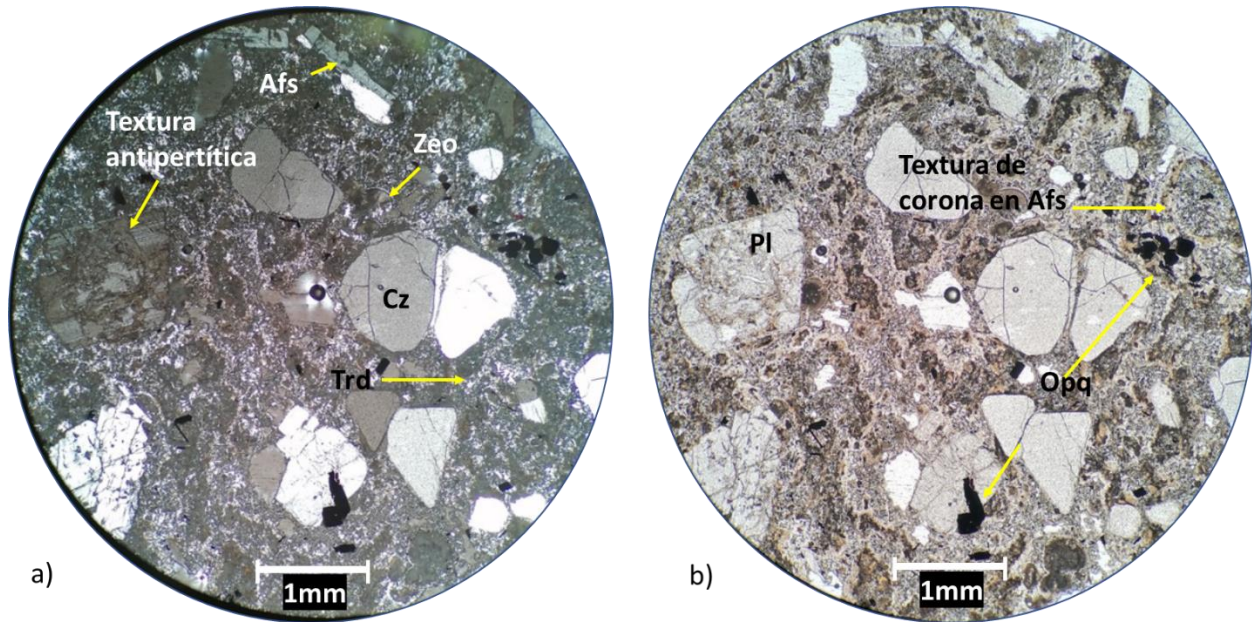


Figura 59. a) Fotomicrografía en nicóles cruzados de la muestra MG 07-1 mostrando fenocristales hipidiomorfos de feldespato alcalino (Afs) y cuarzo (Qz), vesículas y ceolitas (Zeo), también se observa textura antipertítica en un cristal idiomorfo de plagioclasa (Pl) b) misma imagen en nicóles paralelos donde es apreciable textura de corona en un feldespato alcalino y algunos minerales opacos en una matriz desvitrificada con microlitos de cuarzo tridimita (Trd). (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Ignimbrita Santa María (Pis)	Muestra: MG 02-3	Coordenadas	
Área: centro- oriente del mapa	Localidad: El Souz	X: 310339	Y: 2398131

Roca ígnea extrusiva hipocristalina ,textura porfírica y fluidal constituida por fenocristales de cuarzo > feldespato alcalino > minerales ferromagnesianos y minerales opacos en una matriz desvitrificada (Figura 60).

El cuarzo se presenta como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos (< 2 mm) de diámetro con fracturamiento débil a moderado. También se presenta como como microlitos de cuarzo tridimita siguiendo líneas de flujo.

El feldespato se encuentra como fenocristal hipidiomorfo a alotriomorfo de tamaño (< 2 mm), algunos presentan lamelas de exsolución dando texturas perfiticas.

Los minerales ferromagnesianos y opacos se encuentran dispersos en la matriz con formas alotriomorfas (< 1 mm) de diámetro y de forma intersectoral.

Como minerales accesorios, se identifican algunos líticos, pómez y vesículas dispersas con tamaños (< 1 mm), englobados en una matriz microlítica de composición intermedia.

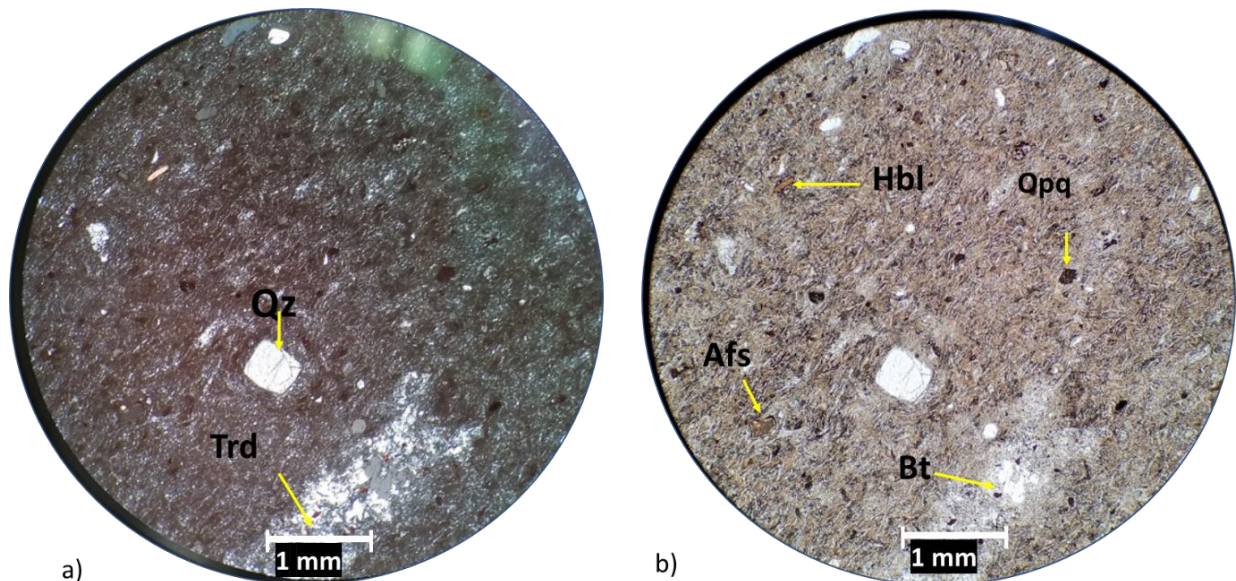


Figura 60. a) Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 02-3 donde se ve un fenocristal idiomorfo de cuarzo (Qz) y cuarzo tridimita (Trd), b) misma muestra en nicoles paralelos, en la parte superior izquierda se puede apreciar un fenocristal idiomorfo de anfíbol, probable hornblenda (Hbl) de coloración café, en la parte inferior izquierda se encuentra un fenocristal alotriomorfo de feldespato alcalino (Afs) con sericitación moderada y un microcristal de biotita (Bt) hematizada en una matriz microlítica. (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Traquita Ojo Caliente (Poc)	Muestra: MG04-4	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X: 305778	Y: 2404916

Roca ígnea extrusiva hipocristalina, textura porfirítica constituida por fenocristales de feldespato alcalino > plagioclasa > minerales ferromagnesianos oxidados y en menor proporción se observan cristales de cuarzo en una matriz desvitrificada (Figura 61).

El feldespato alcalino (sanidino-ortoclasa) se presenta como fenocristales que van de idiomorfos a hipidiomorfos de grano medio (1 a 5 mm) presentan extinción ondulante y están fuertemente fracturados, pueden llegar a ocupar amígdalas y en ocasiones también aparecen con textura fantasma, debido a la probable abrasión de la muestra al momento de su elaboración.

La plagioclasas se presentan como fenocristales hipidiomorfas de hábito prismático tabular con tamaño medio que oscilan entre 3 y 1 mm de diámetro, presentan maclas polisintéticas y periclinas, algunas plagioclasas presentan textura poiquilítica, algunas otras presentan fracturamiento moderado y como relleno se encuentran algunos óxidos.

Los minerales ferromagnesianos muestran textura pilotáxica (microlitos de feldespato laminar o acicular subparalelos con máficos granudos intersticiales) y están asociados a los feldespatos alcalinos dando texturas amigdaloides y cumuloefírica, a veces rellenando fracturas de los fenocristales de los feldespatos alcalinos y las plagioclasas.

Los minerales oxidados se encuentran en menor proporción aproximadamente 15 % de la muestra y presentan colores que van de rojo intenso a marrón oscuro (probable Ilmenita) con tamaño medio que van de 3 mm hasta tamaño finos de 0.5 mm, la mayoría

de las veces se encuentran rellenando intersticios en toda la muestra. A su vez, estos minerales oxidados presentan texturas amigdaloides con microcristales subhedrales de hábitos que van de tabular a acicular, tomando hábitos semi-radiales debido a la forma de los minerales oxidados. Como minerales accesorios se encuentran fenocristales hipidiomorfos de cuarzo y biotitas, dentro de una matriz devitrificada con abundante oxidación a manera de microlitos, y vesículas que llegan a medir casi 1 cm de diámetro.

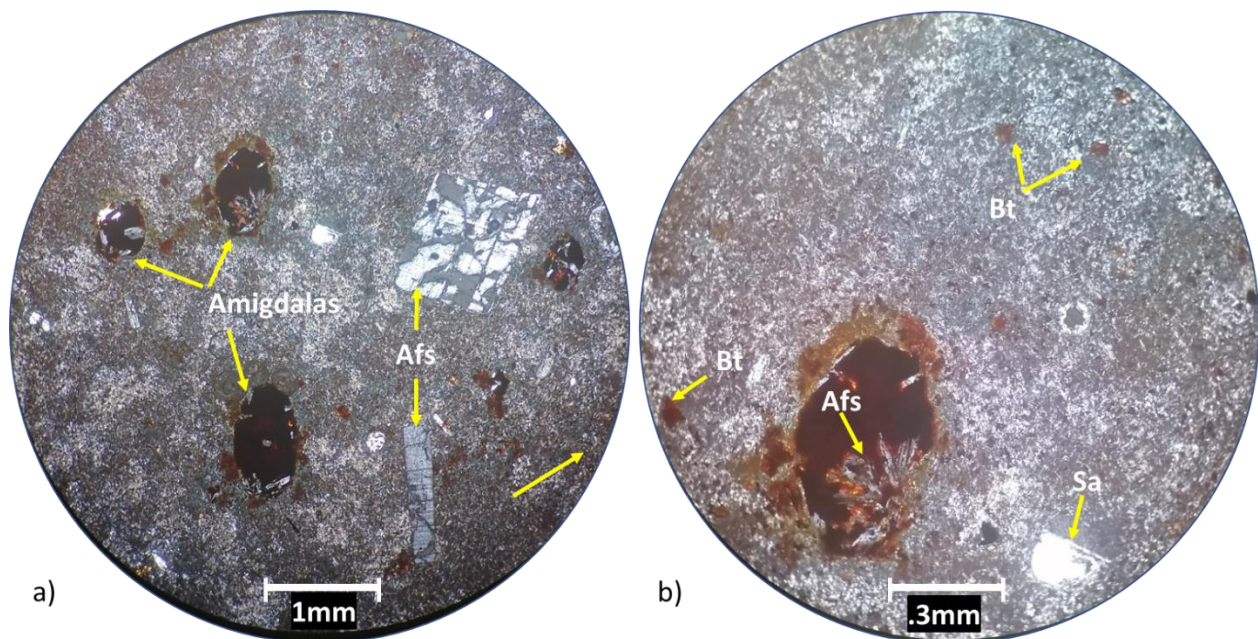


Figura 61. a) Fotomicrografía en nicules cruzados en lente 4x de la muestra MG 02-3 donde se observan amígdalas en color negro con fenocristales aciculares de feldespato alcalino (Afs) con algunos óxidos. También existen fenocristales idiomorfos de Afs < 3 mm con fracturamiento débil a moderado, b) misma muestra vista en lente de 10x, donde se puede apreciar mejor la amígdala con bordes oxidados, además se aprecian fenocristales hipidiomorfos de biotitas (Bt) oxidadas y un fenocristal idiomorfo de sanidino (Sa). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Traquita Ojo Caliente (Poc)	Muestra: MG 04-10	Coordenadas	
Área: Norte del mapa	Localidad: El Rosario	X:305368	Y: 2404102

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con texturas porfirítica y traquítica fluidal constituida por fenocristales de feldespato alcalino > ortopiroxenos > plagioclasa y cuarzo, como mineral accesorio junto con algunos líticos y biotita oxidada (Figura 62).

El feldespato alcalino (sanidino) se presenta como fenocristales hipidiomorfos de tamaño medio (1 a 5 mm) a fino < 1 mm, en su mayoría se presentan con fuerte fracturamiento y algunos feldespatos presentan texturas mirmequíticas.

Los clinopiroxenos se presentan de formas alotriomorfas con tamaños de grano medio a fino y crecimientos mixtos a lo que refiere que se trata de textura poiquilítica (cristal huésped con inclusiones laminares de otro cristal).

En menor proporción, se presentan los minerales ferromagnesianos con coloraciones que van de rojos intensos a café oscuro y negro en ocasiones de manera idiomórfica, otras se muestra alotriomorfas con tamaños entre 2 y 4 mm de diámetro; suelen presentar textura pilotáxica (microlitos dispuestos en formas subparalelas en donde los intersticios se pueden observar minerales como por ejemplo: plagioclasa, feldespato, cuarzo y vidrio café).

La matriz está constituida principalmente por fenocristales de feldespato alcalino con textura traquítica dentro de una masa vítrea de coloraciones que van de café tenue a color crema.

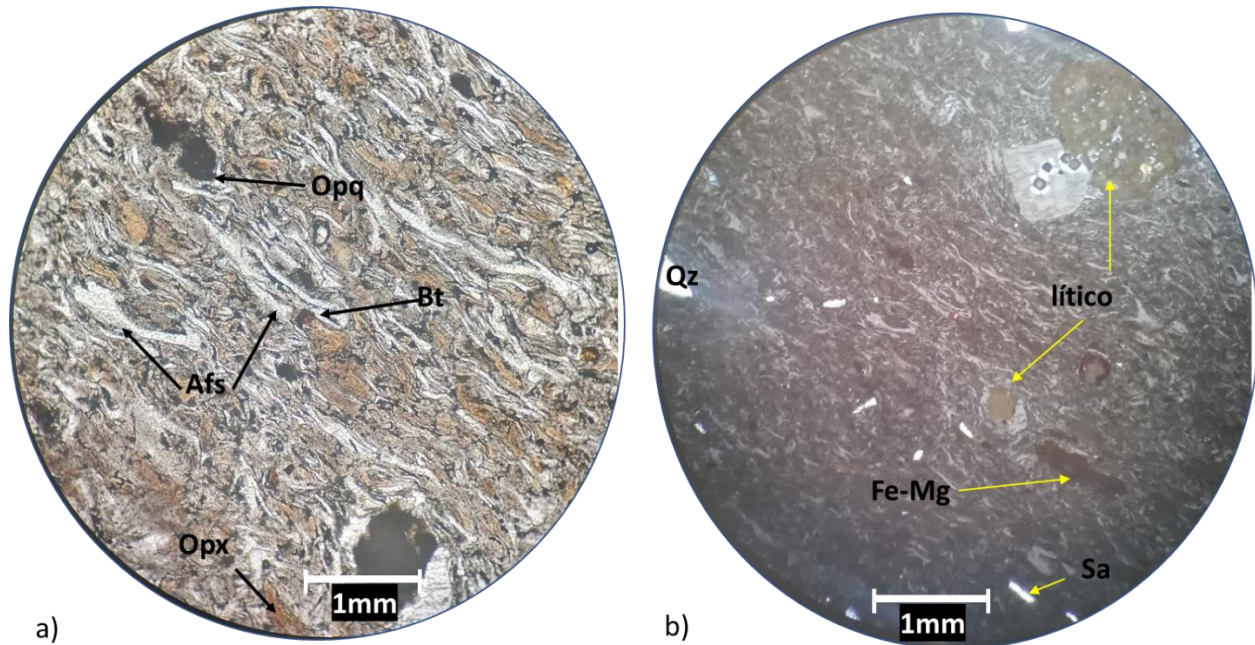


Figura 62. a) Fotomicrografía en nicols paralelos de la muestra MG-04-10 donde se pueden observar en la parte inferior un mineral alotriomorfo de ortopiroxeno (Opx), al centro un microcristal en coloración rojo intenso de biotita (Bt) fuertemente oxidada, también contiene minerales opacos (Opq), la matriz está constituida por alineaciones minerales de feldespato alcalino (Afs) lo que le da una textura traquítica dentro de una masa vítrea (color café claro). b) Fotomicrografía de la misma muestra tomada de otra sección de la lámina donde se pueden observar fenocristales de cuarzo (Qz) hipidiomorfo en la parte izquierda, así como fenocristales idiomorfos de sanidino (Sa) en la parte inferior central, también se encuentran algunos líticos redondeados y minerales ferromagnesianos (campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Traquita Ojo Caliente (Poc)	Muestra: MG 05-1	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X:306294	Y: 2403988

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con textura porfirítica y vesicular constituida por fenocristales alotriomorfos de feldespato alcalino > cuarzo > minerales opacos y ferromagnesianos dentro de una matriz desvitrificada (Figura 63).

Los fenocristales de feldespato alcalino se presentan de forma alotriomorfa con tamaños de grano medio a fino; algunos con textura mirmequítica. También presenta

fracturamiento y dentro de algunas de éstas, contienen minerales opacos de manera interseccional.

El cuarzo presenta hábito alotriomorfo, de tipo tridimita, interseccional rellenando algunas fracturas y disperso en toda la matriz.

Los minerales ferromagnesianos se presentan a manera de halos y microlitos en toda la matriz; además se presentan siguiendo líneas de flujo, lo que le da a la muestra una textura fluidal. En la misma proporción se encuentran minerales opacos. Como accesorios aparece vidrio volcánico con textura de corona y oxidación incipiente de los minerales ferromagnesianos con tamaño de grano medio, rellenando vesículas con tamaño > 3 mm.

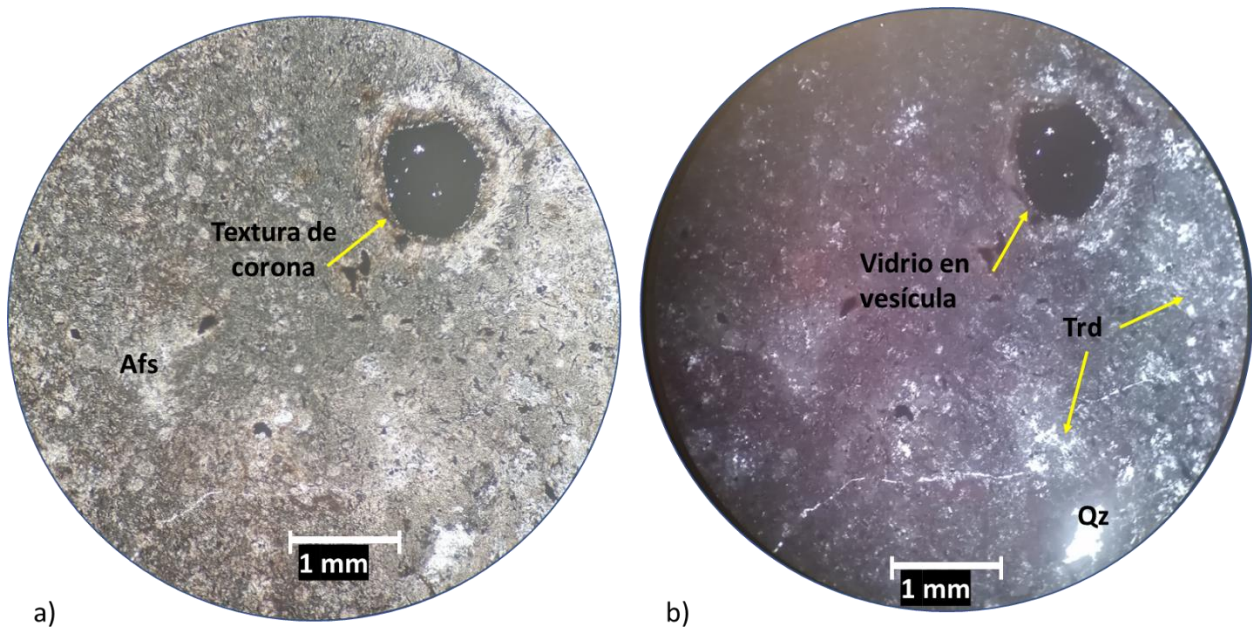


Figura 63. a) Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG-05-1 donde es apreciable una vesícula rellena por vidrio volcánico en color negro y borde de corona de los minerales ferromagnesianos, también es apreciable el feldespato alcalino (Afs) a manera de microlitos en toda la matriz mostrando coloraciones beige. b) Misma muestra vista en nicoles cruzados donde se pueden apreciar microlitos y fracturas rellenas por cuarzo tridimita (Trd) en coloraciones blanco brillante y un cristal alotriomorfo de cuarzo (Qz). (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Latita Portezuelo (Plp)	Muestra: MG 04-6	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X: 305822	Y: 2404523

Roca ígnea extrusiva hipocristalina ,textura porfirítica, constituida principalmente por microfenocristales de plagioclasa en mayor proporción, también contiene fenocristales > feldespatos alcalinos > minerales ferromagnesianos > plagioclasa en una matriz desvitrificada (Figura 64).

El feldespato alcalino se presenta como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos con tamaños de grano medio (< 4 mm) , algunos con fracturamiento y seritización moderada. También se presentan como microlitos inmersos en una matriz vítrea.

Los minerales ferromagnesianos aparecen de manera intersticial en la matriz y presentan formas alotriomorfas y en ocasiones aparecen coronas en fenocristales hipidiomorfos de algunos anfíboles y piroxenos como fantasmas.

En menor proporción y de manera aislada se encuentran algunas plagioclasas con maclas polisintéticas. Como accesorios se encuentran algunas micas de biotitas hematizadas y fenocristales idiomorfos de zircón.

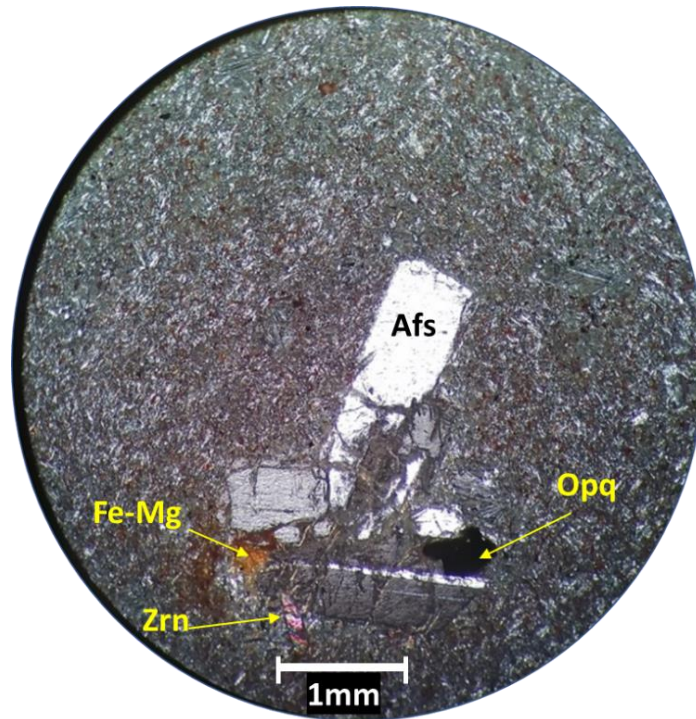


Figura 64. Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG 04-6, en la cual se observan microcristales idiomorfos de plagioclasas (PI) de textura afieltrada y microlítica; fenocristales idiomorfos de feldespato alcalino (Afs) aglomerados con minerales ferromagnesianos (Fe-Mg) y opacos (Opq) de forma alotriomorfa. Además de un fenocristal idiomorfo de circón (Zrn), mostrando sus colores de birrefringencia y relieve altos, característica típica de éste mineral; inmersos en una matriz vítrea de forma interseccional color negro. (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Riolita San Miguelito (Psm)	Muestra: MG 08-1	Coordenadas	
Área: Surponiente del mapa	Localidad: Fábrica de Melchor	X:302621	Y:2396732

Roca ígnea extrusiva hipocristalina con textura porfirítica y microlítica constituida principalmente por plagioclasa > feldespato alcalino > cuarzo, en una matriz desvitrificada (Figura 65).

Las plagioclasas se encuentran en mayor proporción y constituyen principalmente parte de la matriz de la roca a manera de microfenocristales idiomorfos, con maclas

polisintéticas y tamaños finos (1mm). También se presentan como microlíticos inmersos en una masa vítrea color oscuro.

El feldespato alcalino se presenta como fenocristales hipidiomorfos a alotriomorfos con tamaños medio < 3 mm de diámetro; algunos presentan fracturamiento moderado y texturas aglomeradas, además de lámelas de exsolución, originando texturas perfiticas.

El cuarzo se presenta como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos con tamaños medios < 2 mm de diámetro, con fracturamiento débil a moderado y con texturas poiquilíticas (intercrecimiento de microcristales dentro de un fenocristal).

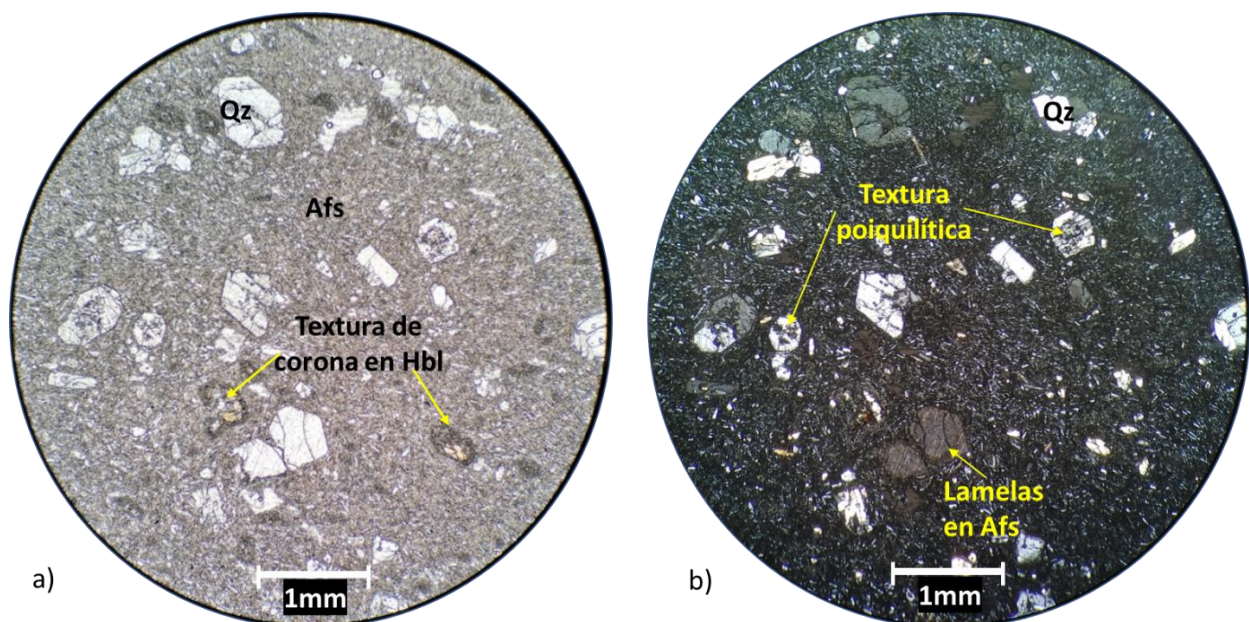


Figura 65. a) Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG 08-1 se pueden apreciar algunos fenocristales idiomorfos de cuarzo (Qz), y feldespato alcalino (Afs), además de anfíboles de tipo hornblenda (Hbl) con textura de corona debido a la oxidación incipiente que presenta b) Misma muestra en nicoles cruzados donde se observan texturas de intercrecimiento (poiquilítica) y de exsolución (lámelas) originando una textura perfitica con intercrecimiento de lamelas de plagioclasa (Pl) dentro de un feldespato alcalino (Afs) (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Como accesorios se encuentran algunos anfíboles alterados, probables hornblendas, mostrando textura de corona debido a la oxidación de la roca. Todos estos minerales se encuentran dentro de una matriz parcialmente desvitrificada con textura microlítica, interseccional y porfirítica.

Unidad: Basalto andesítico (Pba)	Muestra: MG 02-1	Coordenadas	
Área: centro-oriente del mapa	Localidad: El Souz	X: 310055	Y: 2398264

Roca ígnea extrusiva hipocristalina de textura porfirítica y seriada y cumoloporfídica; está constituida principalmente por fenocristales de plagioclasa > feldespato alcalino > minerales ferromagnesianos oxidados y opacos en una matriz desvitrificada (Figura 66).

Las plagioclasas constituye la mayor parte de la muestra, muestra fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos con hábito prismático tabular, con tamaño medio a fino que oscilan entre 3 y 0.5 mm de diámetro; presentan maclas polisintéticas y zoneamiento ondulante.

El feldespato alcalino (sanidino) se presenta como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos de grano medio (1 a 5 mm) con fracturamiento moderado, también presentan textura cumoloporfídica y ocasionalmente textura mirmequítica. En conjunto con los demás fenocristales de la roca le dan una textura seriada debido a la variación de tamaño entre los fenocristales que la componen, en ocasiones presenta con moderada.

Los minerales ferromagnesianos presentan fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos de tamaños medios (1 y 5 mm de diámetro) como ilmenita, debido a su hábito tabular y

coloración naranja a rojo intenso, con textura de corona y minerales con niveles de birrefringencia medio. También, a manera de intersticios como accesorios aparecen algunas micas de biotita (Bt) y anfíboles de forma hipidiomorfa a alotriomorfa. Todos estos minerales están embebidos en una matriz desvitrificada y criptocristalina.

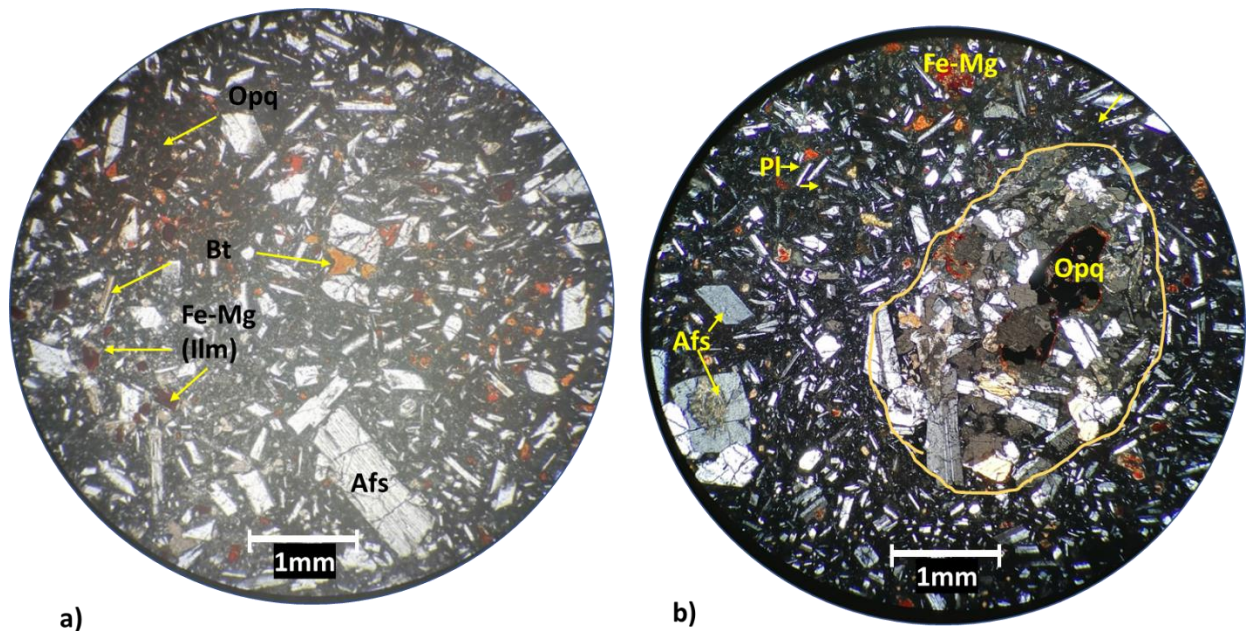


Figura 66. a) Fotomicrografía en nicoles paralelos de la muestra MG-02-1 con fenocristales idiomorfos de plagioclasa (Pl) dando una textura seriada y porfírica, también se aprecian fenocristales idiomorfos de feldespato alcalino (Afs) y minerales hipidiomorfos a alotriomorfos de biotita (Bt), b) Misma muestra en nicoles cruzados con textura cumulo-porfídica de feldespato alcalino (Afs), plagioclasas (Pl), minerales ferromagnesianos (Fe-Mg) y opacos (Opq); uno de los feldespatos se encuentra seritizado hacia la parte izquierda de la microfotografía. (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Basalto andesítico (Pba)	Muestra: MG 04-5	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X: 306069	Y: 2404642

Roca ígnea extrusiva hipocristalina, con diversas texturas, principalmente presenta textura porfírica, afieltrada e intersectal, constituida principalmente por fenocristales de

plagioclasa > feldespato alcalino > minerales ferromagnesianos oxidados y opacos en una matriz desvitrificada (Figura 67).

La plagioclasas constituyen la mayor parte de la muestra con microfenocristales idiomorfos a hipidiomorfos con hábito prismático tabular y tamaños finos a muy finos < 0.5 mm de diámetro, presentan maclas polisintética, forman en gran parte de la matriz de la roca formando una textura afieltrada.

El feldespato alcalino se presenta como fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos de grano medio < 2 mm con seritización de tonalidad amarillenta a tonos grisáceos.

Los minerales ferromagnesianos se presentan como microlitos, relleno intersticios en toda la muestra y en ocasiones aparecen formando coronas, a fenocristales hipidiomorfos.

Los anfíboles aparecen como fenocristales accesorios con formas hipidiomorfas de tamaños medios (< 3 mm de diámetro). Algunos otros se presentan fuertemente alterados, como coronas de oxidación y en otras ocasiones solo aparecen fantasmas hipidiomorfos de los anfíboles.

Otro mineral que aparece como accesorio y de manera muy puntual, son algunos fenocristales de olivino, los cuales y al igual que en los anfíboles solo quedó el fantasma del mineral. También existe la presencia de minerales opacos, todos ellos englobados en una matriz desvitrificada con textura porfirítica y afieltrada.

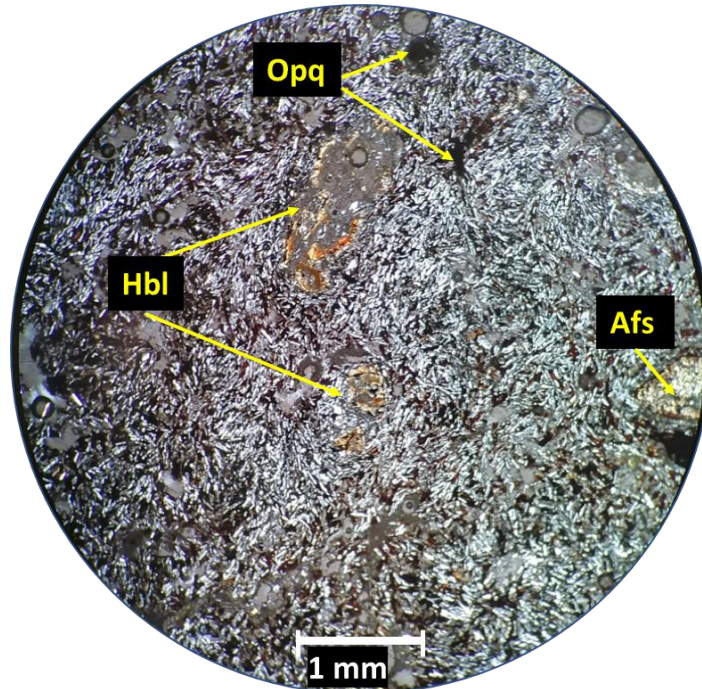


Figura 67. Fotomicrografía en nicóles cruzados de la muestra MG 04-5 constituida principalmente por microcristales idiomorfos de plagioclasas dando una textura afieltrada a la matriz de la roca. También se observan vesículas, algunos feldspatos alterados (Afs) en la parte derecha de la muestra y anfíboles de tipo hornblenda (Hbl) con bordes oxidados, en la parte central superior se trata de un fantasma dejado por un fenocristal de anfíbol con bordes oxidados, también aparece vidrio intersecetal de color negro y algunos minerales opacos (Opq). (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Basalto andesítico (Pba)	Muestra: MG 03-3	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: El Rosario	X: 308506	Y: 2403540

Roca ígnea extrusiva hipocristalina, con textura porfirítica, seriada y afieltrada, constituida principalmente por fenocristales de plagioclasa > feldespato alcalino > minerales ferromagnesianos y opacos, en una matriz desvitrificada (Figura 68).

La plagioclasa se encuentra como fenocristal idiomorfo a hipidiomorfo de hábito prismático tabular con tamaño fino (< 1 mm de diámetro), presentan maclas simple y polisintética, mostrando texturas interseccional y afieltrada.

El feldespato alcalino (sanidino), se presenta como fenocristal idiomorfo a hipidiomorfo de grano medio (< 2 mm), con fracturamiento moderado, algunos con moderada a leve seritización, en ocasiones se pueden encontrar micas de sericita, también contiene minerales opacos dispersos por toda la muestra.

Como accesorio contiene algunos anfíboles (< 1 mm). Además, presenta vesículas de tamaños (< 1 mm) dentro de una matriz desvitrificada de composición máfica.

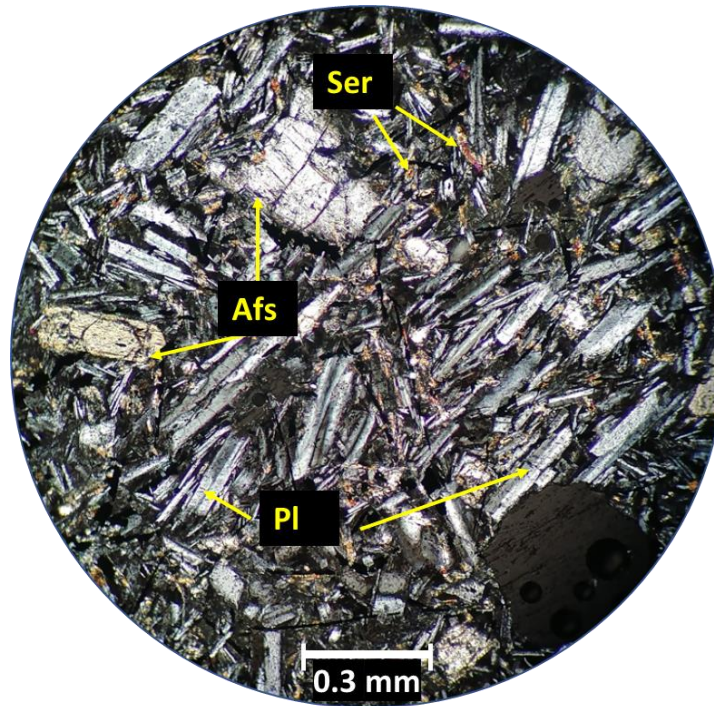


Figura 68. Fotomicrografía en nicols cruzados de la muestra MG 03-3 con textura afieltrada debido a los cristales de plagioclasa (PI). También se aprecian feldespatos (Afs) idiomorfo a hipidiomorfo, en ocasiones ligeramente seritizados, también se aprecian micas de sericita (Ser) dentro de una matriz desvitrificada de composición máfica (Campo visual de 1.5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 10x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

Unidad: Basalto andesítico (Pba)	Muestra: MG 03-1	Coordenadas	
Área: norte del mapa	Localidad: Puerta de San Antonio	X: 308195	Y: 2401928

Roca ígnea extrusiva hipocristalina ,textura porfirítica, afieltrada e intergranular constituida principalmente por fenocristales de plagioclasa > piroxenos y anfíboles > feldespatos alcalinos y minerales opacos en una matriz desvitrificada (Figura 69).

La plagioclasa se presenta como fenocristales idiomorfos con tamaños de grano < 2 mm con maclas simples y en ocasiones polisintéticas, dando una textura afieltrada a toda la muestra.

En menor proporción contiene fenocristales de ortopiroxenos y algunos anfíboles de formas idiomorfas a hipidiomorfas en ocasiones alotriomorfas con tamaños < 3 mm. de diámetro.

El feldespatos alcalinos se presenta como fenocristales hipidiomorfos de grano medio a fino < 2 mm. con seritización.

Como minerales accesorios aparecen algunas micas hematizadas con coloraciones rojas intensas de tamaños finos <1mm. y algunos minerales opacos de formas alotriomorfas. Todos estos minerales aparecen en una matriz parcialmente devitrificada con texturas porfirítica, afieltrada, e intergranular (espacios ocupados por minerales de cristales de plagioclasa, piroxenos, minerales ferromagnesianos, etc).

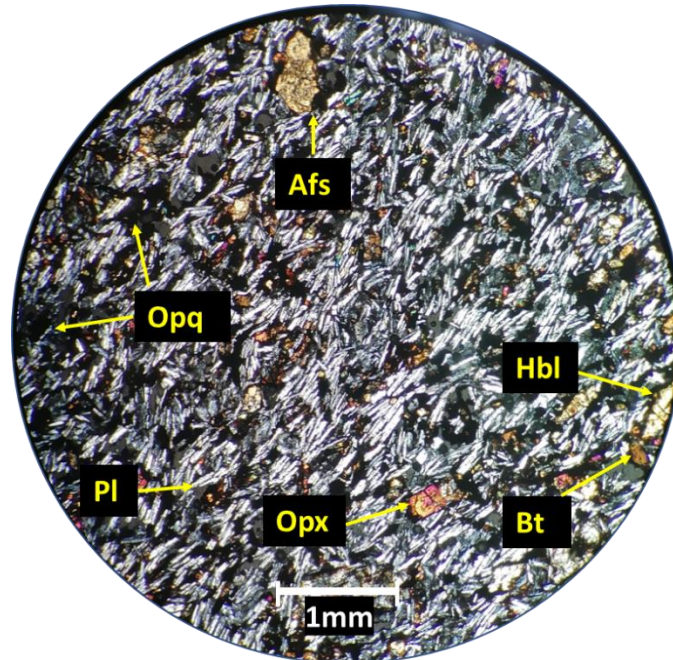


Figura 69. Fotomicrografía en nicoles cruzados de la muestra MG 03-1 con textura afieltrada y fenocristales idiomorfos plagioclasas (Pl). También se aprecian fenocristales idiomorfos de anfíboles de tipo hornblenda (Hbl), Ortopiroxenos (Opx), y biotita (Bt), en la parte superior se encuentra un fenocristal seritizado de feldespatos alcalinos (Afs) y minerales opacos (Opq). (Campo visual de 5 mm en fotomicrografía tomado en lente de 4x). (Abreviaciones tomadas de Whitney and Evans, 2015).

4.4. Geocronología de la Ignimbrita Santa María (Pis) y Latita Portezuelo (Plp)

De acuerdo con los datos de las dos dataciones de U-Pb; una de la Ignimbrita Santa María de la muestra MG09-2, la cual correspondió a una edad de 31.87 ± 0.17 Ma, dicha unidad corresponde a la más antigua de la secuencia que aflora el graben y que está en contacto con unidades más jóvenes debido a la subsidencia del bloque del nororiente del *graben* (Figura 70a), la segunda datación fue recolectada en la zona norponiente de la zona de estudio en una zona de diques de lava correspondientes a la Latita Portezuelo (Plp), donde se argumenta que puede ser la zona fuente de esta unidad como puede observarse en las figura 35, de acuerdo al diagrama de concordia refleja una edad de $31.59 \pm .17$ Ma. (Figura 70b).

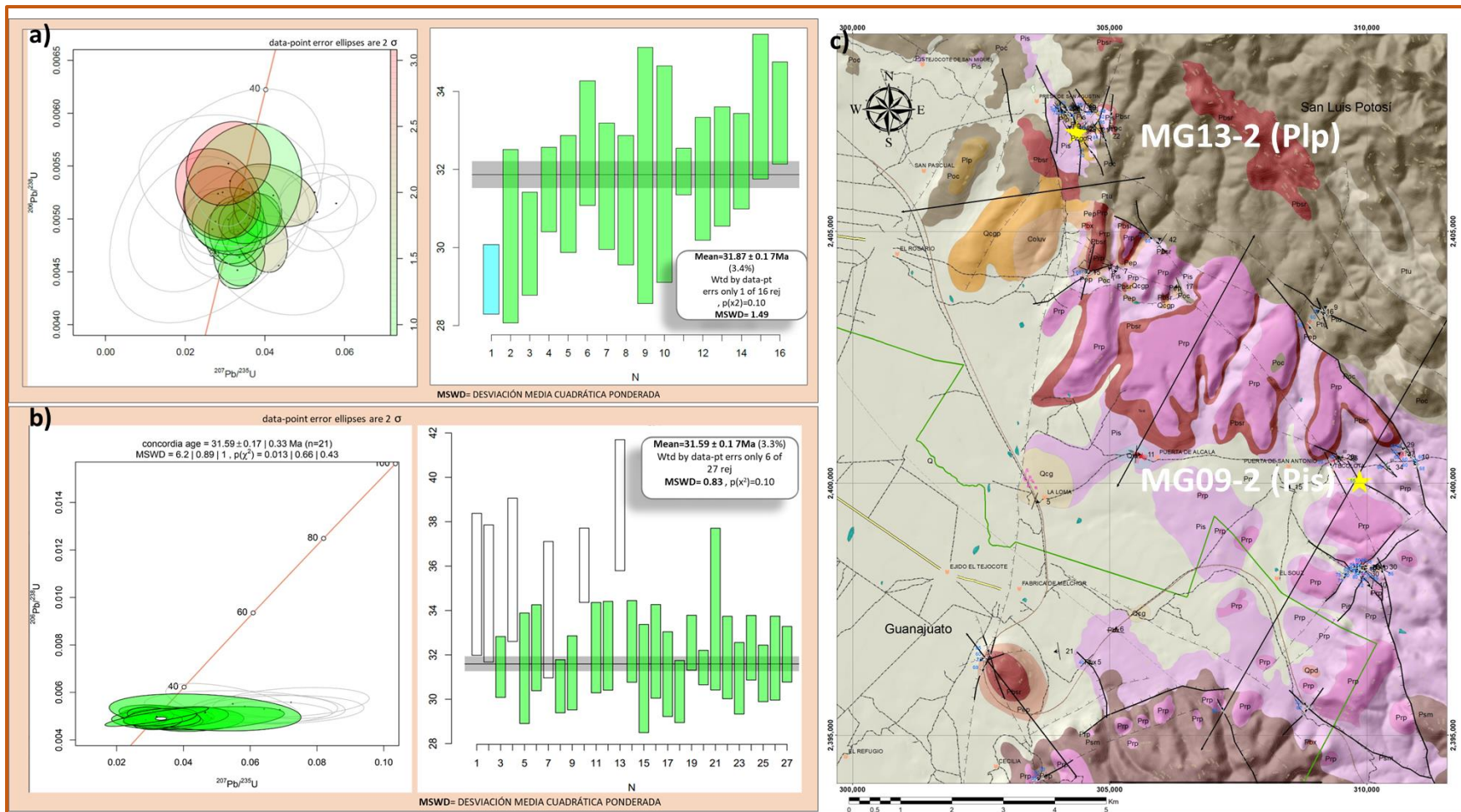


Figura 70. a) Diagrama de concordia (206Pb/238U vs. 207Pb/235U) de Watheril (1956) mostrando la intersección inferior, al lado se muestra un diagrama de edad media ponderada de la muestra MG09-2 correspondiente a la Ignimbrita Santa María (Pis). b) Diagrama de concordia (206Pb/238U vs. 207Pb/235U) según Watheril (1956) y gráfica de edad isotópica de la muestra MG13-02 correspondiente a un afloramiento en forma de dique de la Latita Portezuelo (Plp). c) Mapa con localización de las muestras datadas (estrellas amarillas representan la ubicación en el mapa).

CAPITULO 5. Discusión.

Los puntos principales a examinar son:

El proceso de formación del GSR ocurrió de forma paulatina, generando bloques escalonados en la parte norte del *graben*; en la parte sur esto no es tan evidente, porque las estructuras son menos pronunciadas y/o están parcialmente cubiertas. Las estructuras mapeadas en el área de estudio documentan que el proceso de subsidencia del bloque central, muestra al menos dos etapas (o, posiblemente tres), en una de las cuales se acumuló un horizonte delgado de conglomerado. En otra etapa, solo se acumuló material en forma de discretas terrazas con respaldo en las fallas (en la parte norte del *graben*).

Quizás el dinamismo más marcado en el proceso ocurrió en el emplazamiento de una secuencia piroclástica estratificada que inicialmente se asumió como la unidad denominada ignimbrita Panalillo Inferior. Esta secuencia descansa sobre depósitos piroclásticos masivos parcial a fuertemente soldados que, en la cartografía anterior (Labarthe-Hernández et al., 1982) se designó como ignimbrita Santa María, correlacionándolos con la unidad ignimbrítica de distribución más amplia en la región y que ha sido reportada por (Tristán-González et al., 1986). Sin embargo, la datación que se obtuvo de uno de los depósitos de esta secuencia asumida como correspondiente a la Panalillo Inferior, resultó de una edad de 31.87 Ma; edad que corresponde a edades reportadas para la ignimbrita Santa María, en otros lugares al este y noreste del GSR (Labarthe-Hernández et al., 1982). Esto le da una cronología muy distinta a la evolución del GSR de la que se ha propuesto en la cartografía anterior.

En la parte sur de este graben, los depósitos ignimbríticos masivos que están cubiertos por la secuencia piroclástica estratificada, presentan estructuras de emplazamiento con poco o nulo soldamiento, dunas, antidunas, y depósitos irregulares ricos en líticos, que sugieren cercanía a la fuente de emisión. El proceso de subsidencia paulatina, también estuvo acompañado de eventos de vulcanismo, porque en la parte NW de esta estructura tectónica se observan diques alimentadores de las unidades lávicas Traquita Ojo Caliente, Basalto Santa Rosa y Latita Portezuelo (31.59 Ma), justo en los planos de falla principales contenidas en el *graben*.

Otro aspecto relacionado con la formación del GSR, lo constituye la presencia de diques piroclásticos que cortan a la parte basal de la ignimbrita Santa María, sugiriendo que la parte basal masiva y con abundante pómez fue un evento paroxismal, seguido de otro estilo de emisión que dio continuidad al proceso de subsidencia, lo cual pudo generar los depósitos de flujo y oleadas piroclásticas que forman parte superior de la ignimbrita Santa María; aunque esta, en su evento final, emitió flujos ricos en cristales (30-40%).

En el bloque levantado que delimita la parte oriental de esta fosa tectónica presenta un basalto cubriendo a la ignimbrita Santa María, y a este basalto, lo cubre directamente la unidad Panalillo Superior. Sin embargo, en el bloque subsidente delimitado por la falla norte del GSR, se observa una secuencia estratificada de depósitos de flujos y oleadas piroclásticas que difieren muy poco de los depósitos de la parte media de la Ignimbrita Santa María, cubierta en algunas partes por material epiclástico (material piroclástico–ceniza, pómez-removilizado), cubierto por lavas de basalto al que a su vez cubre la ignimbrita Panalillo Superior. Una secuencia similar (flujos piroclásticos estratificados,

epiclásticos, basalto y Ignimbrita Panalillo Superior), se presenta en el Graben de Bledos, de los cuales se tiene dataciones (K-Ar) que van de 28 a 27 Ma. Sin embargo, aunque en el caso del GSR se presenta una secuencia similar, el parecido físico de las unidades no es garantía de que corresponden al mismo evento. González Naranjo et al., (2012) y Tristán-González et al., (2009) obtuvieron dataciones Ar/Ar y K-Ar de los afloramientos de la Ignimbrita Panalillo Superior en la parte central de la Sierra de San Miguelito, en Mexquitic y La Pendencia, al igual que Tristán-González et al., (2009) quienes documentaron diferentes edades para ésta unidad, los cuales están mapeados como Trp (en este documento como "Prp"), sugiriendo un emplazamiento de dicha unidad en varios pulsos, o tres ignimbritas emplazadas en un lapso entre los 26 y 31 Ma según González Naranjo et al., (2012). Esta es una razón para mantener cierta reserva en cuanto a si se trata de las mismas unidades. Sin embargo, la razón principal, es que se obtuvo una muestra para datación en la parte este del GSR y se obtuvo una edad de 31.89 Ma. Queda esto como un punto a resolver, el datar el basalto y la ignimbrita que lo cubre.

La parte sur difusa e irregular del graben contrasta con la parte norte del mismo, donde se observan fallas extensionales escalonadas hacia el centro del graben. Sin embargo, hay dos puntos en donde son similares: uno es que las fallas de orientación NE-SW cortan a las de orientación NW-SE. La otra, es que desplazan hacia el graben de Villa de Reyes (GVR), de manera escalonada, las unidades volcánicas mapeadas. Esto constituye un argumento sólido para considerar el diacronismo en la formación de estas estructuras tectónicas, dado que el principio de relación de corte nos dice que el sistema que trunca a otro es más reciente. Es decir, el GVR es más joven que el GSR.

Las edades de las unidades implicadas en el graben de Bledos (GB) indican que se desarrolló en 2 Ma (Labarthe-Hernández et al., 1992; Labarthe-Hernández et al., 1998), entre 29 y 27 Ma. Sin embargo, aunque esta cronología indica un desarrollo muy dinámico, el desarrollo del GSR ocurrió a mayor velocidad, dado que la diferencia en el pulso de subsidencia escalonada y emisión de las unidades Traquitas Ojo Caliente (Poc) y el Basalto Santa Rosa (Pbsr) ocurrió en solo 300 000 años (entre las edades de la Ignimbrita Santa María y Latita Portezuelo). Luego, la secuencia de flujos piroclásticos estratificados, depósitos epiclásticos y basalto se desarrollaron posteriormente, pero no podemos decir si en esto se ajustan en edad entre las unidades del GB y GSR.

Una etapa tardía y discreta de subsidencia, está evidenciada porque en la parte central del graben ($X=305\ 541$; $Y=2\ 400\ 553$), en un bloque escalonado, se formó un cuerpo de agua donde se acumuló material fluvio lacustre (limos y arcillas), que dentro de sus estructuras de depósito se observan algunas rizaduras de “oleaje” de escala centimétrica. Estos depósitos son atravesados por algunos diques delgados de material granular fino. Es notorio también el pobre desarrollo de suelo en gran parte del graben, y la exposición directa del denominado “tepetate” que, formado sobre todo en regiones áridas y semiáridas, comúnmente se encuentra a pocos metros debajo de la superficie.

CAPÍTULO 6. Conclusiones.

La evolución del Graben de Santa Rosa tiene una historia compleja, la cual abarca desde el Oligoceno Medio (32 Ma) hasta quizás los 27 Ma, si la unidad volcánica superior (ignimbrita Panalillo Superior) fuera correlacionable en edad con la unidad de las mismas características aflora en el Graben de Bledos. Una etapa muy tardía (quizás en el Plioceno) muestra un reacomodo de los bloques internos del *graben*. Esto, aunque especulativo, sugeriría reactivación de las fallas en esta región.

La evolución del GSR, iniciada como mínimo hace 32 Ma, muestra que inició antes de lo que se ha documentado para el Graben de Bledos, donde Labarthe-Hernández et al., (1992) proponen que se formó entre 29 Ma (edad de la Ignimbrita Cantera) y 27 Ma, la edad de la Ignimbrita Panalillo Superior que cubre a las fallas NW-SE que delimitan el graben.

Las unidades volcánicas contenidas en esta depresión tectónica que no afloran fuera del graben, indican que el vulcanismo y fallamiento fueron sincrónicos, lo que está bien documentado sobre todo en las fallas escalonadas del borde norte del graben, donde se observan diques de la denominada Traquita Ojo Caliente y Latita Portezuelo emplazadas en fallas que cortan a la Ignimbrita Santa María.

El fenómeno volcánico y fallamiento tuvieron al menos dos etapas de interrupción; la primera evidenciada por el depósito del conglomerado El Rosario (propuesto aquí de manera informal), y la segunda, la acumulación dispersa de material piroclástico (ceniza) proveniente de removilización de material correspondiente a lo que seguimos asumiendo

correspondería a la unidad denominada Panalillo Inferior. Este material epiclástico está cubierto por lavas de basalto dispersas o por la ignimbrita Panalillo Superior.

Una posible reactivación de las fallas de esta región está sugerida por la exposición directa en el área del denominado “tepetate”, y la ausencia o casi ausencia de suelo en la parte occidente del graben.

Los resultados de petrografía sugieren que las unidades de la secuencia volcánica del GSR está constituido por rocas que se originaron dentro de un vulcanismo bimodal, debido a que se encuentran rocas félsicas y máficas; las primeras corresponden a rocas riolíticas e ignimbritas, algunas con composición dacítica a traquítica, con coloraciones que van desde tonos cremas, gris claro, colores rosados y rojos; constituidas principalmente por cuarzo, feldespatos y plagioclasas, en algunos casos presentan pómez, fiammes, esferulitas y vesículas; en ocasiones existe presencia de vidrio entre otros minerales secundarios; mientras que las máficas corresponden a un basalto andesítico constituido en su mayoría por plagioclasas, olivinos y minerales ferromagnesianos, en ocasiones presenta hacia su base, un vitrófido de composición melanocrática y textura afanítica con coloraciones gris oscuro a negro.

Estos argumentos permiten concluir que el GSR es una estructura compleja que ha tenido una historia de subsidencia ligada al vulcanismo, con al menos dos etapas de interrupción del fenómeno volcánico que permitió la acumulación de material clástico, que formó el conglomerado el Rosario (PcgoR) y algunas terrazas de conglomerados y/o brechas sedimentarias recargadas contra las fallas de orientación NW-SE. Otros depósitos

sedimentarios intercalados entre las unidades volcánicas son los epiclásticos que subyacen al basalto y a la ignimbrita Panalillo Superior.

Las unidades aflorantes descritas en el apartado de estratigrafía, nos muestran dos composiciones contrastantes de los productos del vulcanismo asociado a la evolución del graben. Son solo composiciones félsicas y máficas, lo que sugiere un vulcanismo bimodal, lo cual es típico de la etapa extensional de “Cuencas y Sierras” ocurrida principalmente en el Oligoceno y parte del Mioceno (Labarthe-Hernández et al., 1982; Aranda- Gómez et al., (1989); Dickinson (2002); Rodríguez et al., 2009), cuyas características se detallan en el apartado de petrografía, pero que quedan por caracterizarse por análisis químicos. Para complementar los estudios que se presentan en este trabajo de Tesis, se recomienda datar por lo menos a las unidades que son representativas dentro del GSR como lo son El Basalto Santa Rosa, buscar una nueva edad para la Ignimbrita Panalillo Superior y cotejar o en su caso, relacionar con las ya documentadas por Tristán-González et al., (2009) y González-Naranjo et al., (2012); entre otros autores. Para tener mejor certeza sobre la historia evolutiva de ésta estructura y hacer una comparativa con las fosas tectónicas cercanas en la región.

Bibliografía.

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009,** *Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico*: Journal of Volcanology and Geothermal Research, Elsevier, vol.187, pág.48.
- Aguillón - Robles, A., Tristán- González, M., Aguirre-Díaz G.J., López-Doncel, R. A., Bello, H., Martínez- Esparza, G., 2014.** *Eoceno to Quaternary mafic intermediate volcanism in San Luis Potosí, Central México: The transition from Farallon plate subduction to intraplate continental magmatism*: Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.. 276, pág.152-172.
- Aguirre-Díaz G.J., 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*. Geological Society of America, vol. 31, núm. 9, pág. 773-776.
- Aguirre-Díaz G.J., Labarthe-Hernández G., Tristán-González M., Nieto-Obregón J., Gutiérrez-Palomares I., 2008.** *Chapter 4 The ignimbrite flare-up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico*. Development in Volcanology, vol. 10, pág.143-180.
- Anderson, M. 1905** *The dynamics of faulting*. Geological Survey (Download from <http://trned.lyellcollection.org/> at University of Waterloo on February 12, 2015.
- Aranda-Gómez J.J. , 1989.** Geología preliminar del Graben de Aguascalientes. Revista del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, vol. 8, núm. 1, pág. 22-32
- Aranda-Gómez J.J., Aranda-Gómez J.M., Nieto-Samaniengo A.F., 1989.** Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, vol. 8, núm. 1, pág. 33-46.
- Aranda-Gómez J.J., James C.D., 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 vol. Ull, pág. 59-71.
- Babín-Vich R.B., Gómez-Ortíz D. (2010).** Problemas de Geología Estructural, 8 Fallas. Serie Geología Estructural tomo 2(1) pág. 124-147.
- Botero-Santa, P.A., Xu, S., Nieto-Samaniengo, A.F., 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 vol. 72 pág 1.

- Del Pilar-Martínez, A.F., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ángeles-Moreno, E., 2020.** *Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the beginning of a polymodal fault system*; Journal of Maps, 16:2, pág.199-211.
- Dickinson W.R., 2002.** *The Basin and Range Province as a composite extensional domain*. International Geology Review, vol. 44, pág. 1–38.
- Henning-Illies, 1981.** *Mechanics of graben formation*. Geologisches Institut, University Karlsruhe, Germany, Elsevier Scientific Publishing Company, Tectonophysics, núm. 73, pág. 249-266.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002.** *Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate*: Tectonics, 21(4), 17/1-17/24.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2007.** *Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America*. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (Eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*. Geological Society of America Special Paper vol. 422, pag. 1–39.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., López-Martínez, M., Silva-Fragoso, A., 2018.** *Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift*. Earth Sci. vol. 183, pág.115–152.
- Grasel, P. C. (1979).** *The reconnaissance geology of the La Salitrera mining district, San Luis Potosí, Mexico*: Houston, Univ. Houston (Doctoral dissertation, tesis de maestría) pág. 218.
- González-Naranjo G.A., Molina-Garza R.S., Aranda-Gómez J.J., Tristán-González M., Aguillón-Robles A., Iriando A., Bellón H., 2012.** *Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México*. Boletín de la sociedad Geológica Mexicana Col. 64, núm. 3, pág. 387-409.
- Hoja topográfica Melchor (F14C24),** esc. 1:50,000. Inegi.
- Kayser, E., 1912.** Geovirtual, (recuperado en Agosto-2020 de: <https://www.geovirtual2.cl/geoliteratur/Kayser/Kayser01.htm>).
- Koch J. and Günther D. 2017.** *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ETH Zurich, HCI Höggerberg, Zurich, Switzerland. Elsevier Ltd.
- Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1978.** *Cartografía Geológica Hoja San Luis Potosí*: Instituto de Geología y Metalurgia, U.A.S.L.P., Folleto técnico núm. 59, pág.41.

- Labarthe-Hernández, H.G., Tristán-González, M. 1980.** Cartografía geológica Hoja Santa María del Río S.L.P: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico núm. 67, pág. 32-67.
- Labarthe-Hernández, H.G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982.** Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico núm. 85.
- Labarthe-Hernández G., Tristán-González M., Martínez-Ruí, V.J. 1983.** Estudio geohidrológico de la hoja Melchor, Edos. San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 92.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., & Aguillón- Robles, A. 1984.** Cartografía geológica 1: 50 000, Hoja Salitrera, San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico, núm. 94.
- Labarthe-Hernández G., Jiménez-López L.S., 1992.** Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico núm. 114.
- Labarthe-Hernández G., de la Huerta-Cobos M.L., 1998.** Geología del semigraben de Bledos San Luis Potosí, México. Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Folleto técnico núm.124.
- Li, Y., Tsukamoto, S., Frechen, M. & Gabriel, G. 2018:** Timing of fluvial sedimentation in the Upper Rhine Graben since the Middle Pleistocene: constraints from quartz and feldspar luminescence dating. *Boreas*, vol. 47, pag. 256–270.
- Lippert J. (1878):** Geovirtual. (Recuperado en Agosto-2020 de : <https://www.geovirtual2.cl/geoliteratur/Lippert/tec-Lippert17Horst.htm>).
- Ludwig Rudolph (1861):** Geovirtual, (Recuperado en Agosto-2020 de <https://www.geovirtual2.cl/geoliteratur/tecLudwiggraben01.htm>).
- López- Loera H., Tristán- González M., 2013.** Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 65, núm. 1, pág. 137-156.
- Niemeyer-Rubilar, H., 1999.** Apuntes de geología estructural, primera parte: Estructuras frágiles
- Nieto-Samaniego, Á.F., 1990.** Fallamiento y estratigrafía cenozoica en la porción sudoriental de la Sierra de Guanajuato: *Revista del Instituto de Geología*, 9(2), pág. 146–155.

- Nieto-Samaniego A.F., (1990-1992).** Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México.* vol. 9, núm. 2, pág. 146-155.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997.** La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, núm. 14, pág. 13-25
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Álvarez S.A., Camprubí- í-Cano A., 2005.** La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, núm. 3, pág. 285-318.
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Álvarez S.A., Camprubí A., 2007.** *Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), Geology of México: Celebrating the Centenary of the 9 Geological Society of México. Geological Society of America Special Paper 422, pág. 41- 70.*
- Padilla y Sánchez J.R. 2021.** Geología estructural, métodos modernos. Facultad de Ingeniería, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México
- Rey, P. 2016.** Introduction to Structural Geology, Tomo 1:1, editorial: Patricio Rey.
- Rodríguez-Ríos R., Aguilón-Robles A., Leroy J., 2007.** Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 24, núm. 3, pág 328-343
- Rodríguez-Ríos R., 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*, vol. 26, núm. 3, pág. 658-673.
- Scholz C. et al., 1998.** *Mechanics of continental rift architecture. Department of Earth and Environmental Sciences, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, New York 10964.*
- Shchetnikov, A.A.; Radziminovich, Ya.B. Vologina, E.G. Ufimtsev G.F. 2012.** *The formation of Proval Bay as an episode in the development of the Baikal rift basin: A case study. Geomorphology pag. 177-178 1-16*
- Sieck, P., López-Doncel, R., Dávila-Harris, P., Aguilón-Robles, A., Wemmer, K., Maury, R.C., 2019.** *Almandine garnet-bearing rhyolites associated to bimodal volcanism in the Mesa Central of Mexico: geochemical, petrological and geochronological evolution. J. S. Am. Earth Sci. vol. 92, pag. 310-328.*
- Tarbuck, E.J.; Lutgens, F. K., 2005.** Ciencias de la Tierra, Una introducción a la geología física, 8ª edición; editorial Pearson educación S.A., cap. 10, Deformación de la corteza, pág. 298.

- 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 (Tesis de maestría). Instituto de Geología de la Universidad de San Luis Potosí.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguilón-Robles, A., Siebe-Grabach, C., Macías-Vázquez, J.L., Espíndola-Castro J.M., Aranda-Gómez, J.J., 2001.** Vulcanismo y extensión: La evolución de un campo volcánico en el Altiplano Central de México (resumen), en XI Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INAGEQ, 7(1), pág. 58.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguilón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., 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, vol. 45, núm. 4, pag.243-253.
- Torres-Hernández, J.R., 2009.** Las fuentes de las Ignimbritas Cantera y Panalillo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, S.L.P., Tesis doctoral de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Torres-Hernández, J.R., Siebe-Grabach, C., Aguilón-Robles, A., Rodríguez-Ríos, R., 2014.** Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 66, núm. 1, pág. 183-197.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S.K., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., Torres-Hernández, J.R., 2019.** *Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene-Miocene volcanic rocks from the Sierra de San Miguelito complex, Central Mexico.* J. S. Am. Earth Sci. 95, 102311.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S., Barry, T., Verma, S., Torres-Hernández, J.R., 2020.** *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and petrogenesis of the Sierra de San Miguelito Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico.* Lithos, pág.370-371.
- Tristán-González, M. y Labarthe-Hernández, G., 1979.** Cartografía geológica Hoja Tepetate, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 66, pág. 31.
- Tristán-González, M., 1986.** Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 107, pág. 60-81.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguirre-Díaz, G.J., Aguilón-Robles, A., 2008.** *Tectono-Volcanic control of fissure type vents for the 28 Ma Panalillo Ignimbrite in the Villa de Reyes graben, San Luis Potosí, México: Collapse Calderas Workshop.* México. Series: Earth and Environmental Science vol. 3 pág. 1-6.
- Tristán-González, M., 2008.** Evolución tectono-volcánica durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central. Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Tesis de Doctorado, pág. 190-220.

- Tristán-González, M., Aguilón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R.A., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009.** Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* vol. 61, núm. 3, pag. 287-303.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G., J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J., R., Hervé Bellon, 2009b.** *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, Elsevier, pág. 136-152.*
- Wetherill, G. W., 1956.** *Discordant uranium-lead ages: Transactions of the American Geophysical Union*, vol 37, núm 2, pág. 320-326.
- Whitney, D.L., & Evans, B. W. 2010.** *Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist*, vol. 95, pág. 185-187.
- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004.** *Tilting mechanism in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central México: Geologica Acta*, vol. 2, No 3, pág.189-201.
- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Grajales-Nishimura, J.M., 2008.** *Evolution of geometry of normal faults in the Oligocene volcanic field of the Mesa Central, Mexico*, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 60, núm. 1, pág. 71-82.

Tabla 2. Resultados de LA-ICPMS en circones de las muestras MG09-2

Análisis	CORRECTED RATIOS ²											CORRECTED AGES (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2se abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2se abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2se abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2se abs	Rho (6/8v7/5)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2se	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2se	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2se	Best age (Ma)	±2se
Zrn-10	718.1	777.0	1.08	0.05226	0.00563	0.03309	0.00395	0.00451	0.00014	0.00139	0.00010	0.078	29.0	0.92	33.0	3.88	666.5	167.24	29.0	0.92
Zrn-12	150.0	117.9	0.79	0.07794	0.02722	0.04343	0.01345	0.00456	0.00038	0.00179	0.00031	-0.224	29.3	2.46	42.5	13.13	1963.4	383.43	29.3	2.46
Zrn-14	352.3	346.5	0.98	0.05659	0.00844	0.03359	0.00522	0.00464	0.00022	0.00144	0.00013	-0.029	29.8	1.41	33.4	5.12	1019.2	185.77	29.8	1.41
Zrn-04	512.0	344.8	0.67	0.05067	0.00546	0.03367	0.00372	0.00487	0.00018	0.00149	0.00013	0.051	31.3	1.14	33.6	3.66	667.8	134.44	31.3	1.14
Zrn-16	285.9	153.5	0.54	0.04611	0.00850	0.03210	0.00594	0.00487	0.00024	0.00158	0.00017	0.075	31.3	1.56	31.9	5.84	1000.2	241.48	31.3	1.56
Zrn-27	521.0	528.7	1.01	0.05781	0.01037	0.03883	0.00565	0.00488	0.00031	0.00171	0.00020	-0.315	31.4	2.00	38.5	5.52	1200.5	288.26	31.4	2.00
Zrn-11	259.6	181.9	0.70	0.05052	0.00917	0.03320	0.00598	0.00489	0.00027	0.00144	0.00023	-0.034	31.4	1.74	33.0	5.86	1193.7	238.72	31.4	1.74
Zrn-19	220.3	107.6	0.49	0.04179	0.00950	0.02681	0.00628	0.00490	0.00027	0.00148	0.00024	0.028	31.5	1.75	26.6	6.20	985.8	215.53	31.5	1.75
Zrn-17	77.3	51.4	0.66	0.03159	0.01972	0.02125	0.01265	0.00495	0.00052	0.00157	0.00032	0.273	31.8	3.35	20.4	12.42	1816.8	295.19	31.8	3.35
Zrn-30	182.3	300.8	1.65	0.05558	0.01943	0.03491	0.01336	0.00496	0.00044	0.00159	0.00040	0.212	31.9	2.83	34.0	12.99	1682.0	320.02	31.9	2.83
Zrn-15	6143.4	2699.3	0.44	0.04926	0.00222	0.03344	0.00207	0.00497	0.00010	0.00156	0.00008	0.319	32.0	0.61	33.4	2.03	355.8	89.42	32.0	0.61
Zrn-26	332.6	216.6	0.65	0.03941	0.01024	0.02759	0.00683	0.00497	0.00026	0.00142	0.00021	0.023	32.0	1.65	27.4	6.74	1188.2	274.98	32.0	1.65
Zrn-21	222.6	252.7	1.14	0.04250	0.00999	0.03073	0.00734	0.00500	0.00025	0.00160	0.00015	0.054	32.1	1.58	30.5	7.21	1163.6	284.50	32.1	1.58
Zrn-08	268.7	117.8	0.44	0.05282	0.00857	0.03610	0.00632	0.00501	0.00020	0.00180	0.00026	0.167	32.2	1.25	35.8	6.19	918.3	162.03	32.2	1.25
Zrn-07	148.2	76.8	0.52	0.07786	0.01319	0.05313	0.00826	0.00506	0.00030	0.00177	0.00034	0.011	32.6	1.94	52.2	7.93	1387.8	273.22	32.6	1.94
Zrn-24	273.7	165.5	0.60	0.05301	0.00746	0.03815	0.00495	0.00510	0.00023	0.00139	0.00019	-0.166	32.8	1.48	37.9	4.83	916.7	222.12	32.8	1.48
Zrn-25	94.0	38.1	0.41	0.05133	0.03425	0.02799	0.02208	0.00512	0.00090	0.00250	0.00158	0.444	32.9	5.80	27.4	21.85	1305.0	427.12	32.9	5.80
Zrn-23	282.0	121.0	0.43	0.08435	0.01150	0.05789	0.00816	0.00515	0.00022	0.00329	0.00036	0.216	33.1	1.42	56.8	7.77	1336.2	230.25	33.1	1.42
Zrn-20	188.4	119.5	0.63	0.04243	0.01093	0.02854	0.00741	0.00515	0.00029	0.00157	0.00016	-0.037	33.1	1.83	28.2	7.31	992.5	211.81	33.1	1.83
Zrn-28	427.2	346.7	0.81	0.05531	0.01239	0.04211	0.00896	0.00522	0.00024	0.00250	0.00041	-0.292	33.6	1.56	41.6	8.68	1215.4	368.72	33.6	1.56
Zrn-06	147.6	91.9	0.62	0.04368	0.01423	0.02821	0.00872	0.00524	0.00035	0.00168	0.00031	-0.220	33.7	2.23	27.9	8.60	1234.7	354.50	33.7	2.23
Zrn-02	377.9	263.1	0.70	0.07132	0.00908	0.05248	0.00717	0.00525	0.00022	0.00221	0.00023	0.246	33.8	1.42	51.7	6.91	1169.6	210.36	33.8	1.42
Zrn-13	226.7	159.3	0.70	0.04393	0.00887	0.02937	0.00583	0.00525	0.00026	0.00146	0.00021	-0.167	33.8	1.68	29.2	5.75	840.0	241.34	33.8	1.68
Zrn-22	88.1	57.1	0.65	0.12665	0.03011	0.08420	0.01944	0.00526	0.00048	0.00323	0.00084	0.061	33.8	3.06	80.6	18.19	2328.8	303.13	33.8	3.06
Zrn-03	186.4	126.1	0.68	0.04010	0.01537	0.03451	0.01203	0.00528	0.00051	0.00130	0.00037	0.171	33.9	3.25	34.0	11.80	1264.6	488.14	33.9	3.25
Zrn-18	75.2	47.1	0.63	0.04592	0.02804	0.03123	0.01870	0.00536	0.00051	0.00172	0.00058	-0.145	34.5	3.28	30.1	18.23	1983.3	520.07	34.5	3.28
Zrn-01	121.1	60.9	0.50	0.15337	0.03552	0.11222	0.02624	0.00536	0.00034	0.00501	0.00079	0.081	34.5	2.19	106.0	23.73	2302.2	372.69	34.5	2.19
Zrn-05	131.9	102.6	0.78	0.04466	0.01203	0.03085	0.00868	0.00552	0.00032	0.00171	0.00030	0.131	35.5	2.08	30.4	8.50	1275.7	298.29	35.5	2.08
Zrn-29	101.4	312.0	3.08	0.18925	0.07208	0.16038	0.05529	0.00647	0.00102	0.00418	0.00078	0.090	41.5	6.50	144.6	48.37	2945.4	444.28	41.5	6.50
Zrn-09	165.5	80.6	0.49	0.42898	0.04358	0.55663	0.06161	0.00932	0.00061	0.02105	0.00202	0.153	59.8	3.89	445.3	40.43	3973.8	130.66	59.8	3.89

Tabla 3. Resultados de LA-ICPMS en circones de las muestras MG13-02

Análisis	CORRECTED RATIOS ²			CORRECTED AGES (Ma)																
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2se abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2se abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2se abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2se abs	Rho (6/8v7/5)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2se	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2se	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2se	Best age (Ma)	±2se
Zrn-01	88.3	50.2	0.57	0.09249	0.02576	0.07221	0.01915	0.00558	0.00051	0.00376	0.00078	0.277	35.9	3.28	75.8	21.38	1464.7	451.51	35.9	3.28
Zrn-02	165.2	85.2	0.52	0.09057	0.02585	0.06415	0.01804	0.00530	0.00050	0.00215	0.00056	0.046	34.1	3.18	62.4	17.14	1175.4	639.72	34.1	3.18
Zrn-03	329.4	261.5	0.79	0.04904	0.00968	0.03415	0.00681	0.00486	0.00023	0.00148	0.00023	-0.158	31.2	1.50	33.9	6.66	219.5	407.97	31.2	1.50
Zrn-04	39.9	25.8	0.65	0.09293	0.04042	0.05835	0.02462	0.00540	0.00055	0.00184	0.00061	-0.210	34.7	3.50	55.1	23.49	1208.8	739.34	34.7	3.50
Zrn-05	74.9	53.1	0.71	0.06261	0.02244	0.04269	0.01262	0.00485	0.00040	0.00151	0.00029	0.112	31.2	2.55	41.7	12.23	538.9	650.97	31.2	2.55
Zrn-10	96.7	40.9	0.42	0.05400	0.01776	0.03504	0.01158	0.00501	0.00032	0.00177	0.00043	-0.092	32.2	2.05	34.1	11.43	791.7	383.63	32.2	2.05
Zrn-11	88.6	41.6	0.47	0.09775	0.03325	0.06880	0.02067	0.00527	0.00049	0.00294	0.00087	0.130	33.9	3.14	65.7	19.54	1661.1	535.06	33.9	3.14
Zrn-12	668.3	504.4	0.75	0.05208	0.00743	0.03317	0.00464	0.00471	0.00020	0.00150	0.00020	-0.098	30.3	1.31	33.1	4.56	157.1	361.20	30.3	1.31
Zrn-13	263.6	165.5	0.63	0.04836	0.01072	0.03129	0.00713	0.00485	0.00027	0.00171	0.00031	0.069	31.2	1.73	31.1	7.01	261.1	466.49	31.2	1.73
Zrn-14	632.2	338.7	0.54	0.09849	0.01986	0.06888	0.01283	0.00526	0.00030	0.00260	0.00032	-0.322	33.8	1.91	67.4	12.02	1443.1	388.43	33.8	1.91
Zrn-15	241.5	120.8	0.50	0.05530	0.01187	0.03743	0.00810	0.00498	0.00033	0.00202	0.00030	0.042	32.0	2.13	36.9	7.91	758.8	376.72	32.0	2.13
Zrn-17	189.0	81.5	0.43	0.04748	0.01252	0.03128	0.00791	0.00505	0.00032	0.00236	0.00038	0.134	32.4	2.06	30.9	7.81	248.5	512.04	32.4	2.06
Zrn-18	159.2	88.7	0.56	0.07316	0.02476	0.05478	0.01645	0.00552	0.00070	0.00269	0.00054	-0.602	35.5	4.49	53.6	15.76	461.8	1065.54	35.5	4.49
Zrn-19	222.1	118.0	0.53	0.05566	0.01995	0.03431	0.01116	0.00504	0.00035	0.00185	0.00036	-0.395	32.4	2.24	33.8	10.93	267.9	685.38	32.4	2.24
Zrn-20	242.2	153.3	0.63	0.07123	0.02463	0.04838	0.01786	0.00491	0.00040	0.00215	0.00046	0.391	31.6	2.57	47.5	17.22	640.6	714.69	31.6	2.57
Zrn-21	134.6	74.2	0.55	0.05873	0.01424	0.04129	0.00998	0.00499	0.00034	0.00185	0.00037	0.192	32.1	2.15	40.7	9.64	558.8	444.67	32.1	2.15
Zrn-22	87.1	65.9	0.76	0.04846	0.01696	0.03216	0.01120	0.00483	0.00032	0.00180	0.00036	-0.100	31.1	2.03	33.9	11.88	596.0	622.50	31.1	2.03
Zrn-25	190.5	100.3	0.53	0.04625	0.00745	0.03096	0.00517	0.00471	0.00023	0.00158	0.00016	0.029	30.3	1.48	30.8	5.08	28.4	380.63	30.3	1.48
Zrn-26	304.5	242.7	0.80	0.05428	0.00697	0.03789	0.00483	0.00501	0.00020	0.00170	0.00011	0.038	32.2	1.30	37.7	4.74	312.2	274.80	32.2	1.30
Zrn-27	1020.5	619.3	0.61	0.04960	0.00417	0.03335	0.00289	0.00485	0.00013	0.00161	0.00008	-0.131	31.2	0.87	33.3	2.84	91.5	227.08	31.2	0.87
Zrn-28	28.4	16.1	0.57	0.07150	0.04002	0.04650	0.02349	0.00516	0.00064	0.00233	0.00069	-0.262	33.1	4.08	44.0	22.77	1997.6	560.32	33.1	4.08
Zrn-29	93.7	60.1	0.64	0.05358	0.01415	0.03445	0.00874	0.00493	0.00031	0.00166	0.00026	-0.092	31.7	1.99	33.9	8.57	794.2	374.03	31.7	1.99
Zrn-31	-811.5	-196.3	0.24	0.04654	0.00835	0.03234	0.00600	0.00480	0.00026	0.00171	0.00016	0.143	30.9	1.66	32.1	5.88	30.9	393.66	30.9	1.66
Zrn-32	-431.3	-84.3	0.20	0.04488	0.00893	0.03013	0.00571	0.00507	0.00025	0.00153	0.00028	-0.138	32.6	1.62	30.0	5.59	-407.7	522.16	32.6	1.62
Zrn-33	-462.9	-138.2	0.30	0.04054	0.00741	0.02873	0.00554	0.00485	0.00020	0.00144	0.00017	0.250	31.2	1.30	28.6	5.45	-96.1	368.89	31.2	1.30
Zrn-34	-234.1	-75.3	0.32	0.04982	0.01432	0.03304	0.00896	0.00496	0.00030	0.00153	0.00027	0.364	31.9	1.95	32.5	8.77	357.4	569.91	31.9	1.95
Zrn-35	-255.5	-80.4	0.31	0.04481	0.01457	0.03198	0.01267	0.00498	0.00033	0.00164	0.00061	0.859	32.0	2.14	31.8	12.37	-354.8	811.00	32.0	2.14