



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Metodologías analíticas de
Fluorescencia y Difracción de
Rayos X: su aplicación en
rocas del Complejo Acatlán**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

César Rosendo Servín

DIRECTORA DE TESIS

María Patricia Girón García



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025



PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL

(Titulación con trabajo escrito)



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado METODOLOGIAS ANALITICAS DE FLUORESCENCIA Y DIFRACCION DE RAYOS X: SU APLICACION EN ROCAS DEL COMPLEJO ACATLAN. que presenté para obtener el título de INGENIERO GEÓLOGO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

CESAR ROSENDO SERVIN
Número de cuenta: 417099079

Agradecimientos

Con la gracia de enumerar sin distinción de jerarquía y/o categoría a los colaboradores del presente trabajo. Por el apoyo, contribución, paciencia y motivación de mis colegas y amigos involucrados en este proyecto.

Con gran estima a mi directora de tesis y profesional de excelencia con amplia experiencia como técnico académico, la Quím. Paty Girón, por los fundamentos técnicos, teóricos y prácticos que me brindó desde el servicio social; en el entendimiento de las metodologías de preparación de muestras, manipulación de equipos y software, así como en el proceso de aprendizaje, comprensión y compromiso de este trabajo de tesis. Con gratitud y aprecio por compartir siempre su fraternidad, honestidad y principios morales dentro y fuera del laboratorio, calidad de persona quien me congratula con una muy bonita y apreciada amistad de varios años.

Con gran afecto a quien conocí desde la apertura y clausura de este proyecto y mantuvo siempre un gran compañerismo, amistad y solidaridad, mi asesora, sinodal y Mtra. Geyser Fernández Catá, por compartir su alegría, risas e integridad, por su permanente disposición, además de su energía positiva que siempre demuestra, cualidades fundamentales en el desarrollo de un trabajo de tesis. Su conocimiento fue parte esencial en la comprensión y entendimiento desde la parte geoquímica, geoquimiometría, estadística de datos analizados, capacidad de análisis de las técnicas analíticas de laboratorio hasta la redacción de esta tesis.

Con gran admiración y aprecio a mi maestro, educador, mentor y colega el Dr. José Manuel Grajales Nishimura, de quién, sin duda, debo mucho; desde el trabajo geológico de campo, petrografía y geología hasta la redacción y análisis de este documento; respeto y gratitud por su continua formación, lecciones, consejos, comentarios y sugerencias, siempre constructivas, las cuales resultaron fundamentales en la interpretación, entendimiento y estudio de esta tesis; calidad de persona y profesional compartiendo su amplia trayectoria académica. Espero continuar aprendiendo y manteniendo una gran, sincera y oportuna amistad.

Mis más sinceras muestras de gratitud y respeto a mi profesora, educadora y mentora la Dra. Elena Centeno García, por el honorable apoyo, confianza y continuo aprendizaje; ejemplo y modelo a seguir dentro y fuera del aula y/o campo. Colega que conocí durante una salida geológica de campo y posteriormente como su ayudante dando clases en la facultad y en campo, he recibido siempre su profesionalismo y compañerismo; sin lugar a dudas, de su influencia y cátedra de conocimientos surgen los deseos de continuar aprendiendo, compartiendo y colaborando. Me honra con su muy distinguida, natural y noble amistad.

A mi sinodal del Instituto de Geología, la Ing. Consuelo Macías Romo, por su amistad y cordial apoyo brindado durante el desarrollo y entendimiento de conceptos relacionados a la geología; también mis francas muestras de agradecimiento a mis profesores de carrera y sinodales de la Facultad de Ingeniería, el Ing. Alfredo Victoria Morales y al Dr. Enrique Alejandro González Torres, por sus valiosas y oportunas contribuciones, opiniones y sugerencias que hicieron mejorar el fundamento de este documento.

A Sonia Ángeles, Lety Alba, Margarita Reyes Salas y Fernando Núñez Useche, grandes y profesionales personas en sus respectivos campos de conocimiento y de quienes encontré siempre por los pasillos del Instituto de Geología con una amable sonrisa, generosa amistad y consejos fundados siempre por el entusiasmo, respeto, responsabilidad, sencillez y un incondicional amor y pasión por su trabajo y la ciencia.

Al Instituto de Geología de la UNAM, área administrativa y directamente al LANGEM, por el apoyo económico otorgado, vital para la realización del trabajo geológico de campo, prestación de instalaciones y laboratorios; prensas hidráulicas, equipos de: molienda, trituración y fundición. Preparación y elaboración de láminas delgadas, así como prestación de aulas, salones, talleres, microscopios y equipos de laboratorio de FRX y DRX usados durante mi proceso de aprendizaje, desarrollo y elaboración de este trabajo de tesis.

Dedicatorias

A mis muy queridos y amados padres Martha y César y a mi hermana Bianca a ustedes por brindarme siempre el apoyo, compañía, comprensión y afecto incondicional, son mi ejemplo, motivación y mi motor de vida; gracias por enseñarme el valor del trabajo honesto, su amor, unión, dignidad y humildad, además de inculcarme el mérito de la paciencia y perseverancia, estas son solo algunas de las aptitudes refrendadas por ustedes y reflejadas en cada una de las hojas de este trabajo. Es de ustedes de quien mantengo una continua y permanente resiliencia a las adversidades, son mi propósito y de quienes mantengo una deuda personal.

A mi familia que aún continúa apoyándome y se encuentran alerta detrás de mis pasos. A mi abuelita Eustacia preguntando y alegrándose. A mis tíos, tías y personas cercanas, quienes han permanecido durante el inicio y fin del proceso de estudiante de la facultad: Alberto, Jovita, Carlos, Mari, José Luis, Mela, João, Pachita, Juan y Toña. A mis queridos primos y hermanos de quienes espero continúen apoyando a sus padres: Alexis, Adriana, Alinne, Bere, Humberto, Caro, Luis, Dianita, Mau, Melina, Erika, Sebas, Pau, René, Tico y Sergio.

A mi tío Rogelio, sin duda, siempre serás y formarás parte de mi conciencia, mi luz, mi ancla, ejemplo y modelo a seguir; quien permanece constante a mi lado guiándome en cada una de mis decisiones y de quien espero nunca decepcionar. Siempre confiaste en mí y humildemente te debo el propósito de continuar; este trabajo contiene parte de tu esencia, gracias por los consejos de vida, motivación, confianza, lealtad y amistad.

A los que continúan visitando e iluminando mi camino y gracias a ellos tuve la oportunidad de aprender de cada uno de ellos, valores integrales en mi formación personal, social y académica, quienes cuidaron de mi infancia y continuarán en mi memoria: Angelina, Alejandro, Tomás, José Luis, Ciro y Luisita, mis estrellas.

El propósito.

En esta vida, solo quedará algo.

Mi sed de lucha.

Mi espíritu combativo.

Mi alma fuerte y decidida.

Permanecerá conmigo, un dogma incorregible.

Manteniendo mi corazón alerta y vigoroso a la contienda.

Pero tranquilo en mi conciencia.

Corrigiendo constantemente el rumbo.

Explorando inquieto.

Así como el niño que aún permanece en mí.

Respetándose, preparándose y rebelándose.

Visualizando las variables incorrectas del pasado.

Viviendo sin temor el presente.

Persistirá en mi futuro.

Trabajando y aferrándome a mis principios.

Navegando entre nuevas preguntas.

A las insuficientes respuestas.

De la compleja resiliencia.

De mi criterio y razón.

CRS

RESUMEN

Se revisan los fundamentos teóricos y prácticos, incluyendo la preparación de muestras, de las técnicas analíticas de Fluorescencia (FRX) y Difracción de rayos X (DRX), en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología. Los análisis químicos dieron valores estadísticamente aceptables con una incertidumbre del 95% (2σ). Los resultados químicos y mineralógicos se aplicaron al estudio de rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico Temprano-Medio (ca. 480-350 Ma) del Complejo Acatlán (CA), a rocas ígneas intrusivas del Oligoceno Temprano (ca. 32 Ma) del Tronco El Tepenene (TP) y a derrames volcánicos (ca. 1670 años Antes del Presente, AP) de lavas del Pedregal de San Ángel (LPSA). Los estudios petrográficos indican que las litologías del CA incluyen a rocas graníticas, máficas sanas, ígneas metamorfizadas y metasedimentarias. Los datos geoquímicos de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) de rocas ígneas o metaígneas fueron graficados en diagramas de clasificación y discriminación tectonomagmática. En las gráficas de clasificación química se ubican en granitoides y máficas, principalmente, incluso aquellas que están metamorfizadas. Estas clasificaciones coinciden con los estudios mineralógicos obtenidos con petrografía y DRX. Por otro lado, para la discriminación tectonomagmática se utilizaron dos tipos de diagramas: uno con elementos mayores y otro con elementos traza considerados inmóviles. Para los primeros, se utilizó en el diagrama $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ vs $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$, con el cual se distingue una firma geoquímica peraluminosa que los ubica en ambientes de arco volcánico y granitos intraplaca. En el segundo caso se usaron los diagramas de Rb vs Y+Nb y de Nb vs Y, donde los granitoides del CA se ubican en ambientes de arco volcánico y granitos intraplaca; en el diagrama Cr vs Y las rocas máficas (metabasaltos) grafican en el campo de basaltos de arco volcánico e intraplaca, mientras que en el diagrama Zr/Y vs Zr grafican como arco continental. Al usar el diagrama Ti vs Zr, el pórfido dacítico del Tepenene se ubica en el área de lavas de arco, mientras que el basalto del Pedregal de San Ángel cae en la zona de lavas intraplaca. En resumen, los datos geoquímicos por FRX dan resultados equivalentes a los estudios mineralógicos obtenidos por petrografía y DRX. Los análisis químicos permiten no únicamente clasificar las rocas ígneas con o sin metamorfismo, sino también determinar su ambiente tectónico de formación cuando se usan elementos traza inmóviles como Y, Zr, Nb, V, Cr, Ni y Th. Los resultados aquí obtenidos sobre el ambiente tectónico de formación de las rocas estudiadas son comparables y confirman las conclusiones obtenidas por otros autores. En conclusión, los estudios químicos por FRX son un recurso valioso en geología; la interpretación geoquímica mediante los elementos traza puede ser aplicada tanto a rocas ígneas recientes como el basalto del Pedregal de San Ángel, o rocas del Cenozoico como la dacita del Tepenene, o bien a rocas antiguas, metamorfizadas y alteradas, como las del Complejo Acatlán.

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ÍNDICE	2
LISTA DE FIGURAS	4
LISTA DE TABLAS	6
INTRODUCCIÓN	7
RAYOS X: FUNDAMENTOS Y APLICACIONES.....	9
FLUORESCENCIA DE RAYOS X	9
Aplicaciones y capacidad de análisis de la técnica de FRX.....	11
DIFRACCIÓN DE RAYOS X	11
Fenómeno de Difracción de rayos X.....	11
METODOLOGÍAS	14
PROCEDIMIENTOS Y EQUIPOS PARA EL ESTUDIO DE MUESTRAS POR RAYOS X	14
PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA ESTUDIOS DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X.....	15
Elaboración de las perlas vítreas.....	15
Preparación de tabletas o pastillas	16
Determinación de la pérdida por calcinación (PxC)	17
Espectrómetro de Fluorescencia de rayos X.....	18
PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS PARA ESTUDIOS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	22
Difractómetro de Difracción de rayos X	22
MICROSCOPIO PETROGRÁFICO	24
Preparación de muestras para lámina delgada.....	24
GEOLOGÍA.....	25
GEOLOGÍA DEL COMPLEJO ACATLÁN.....	25
TRONCO EL TEPENENE	29
LAVAS DEL PEDREGAL DE SAN ÁNGEL EN CIUDAD UNIVERSITARIA	30
RESULTADOS Y SU APLICACIÓN.....	31
OBSERVACIONES GEOLÓGICAS Y PETROGRAFÍA DE ROCAS DEL COMPLEJO ACATLÁN	35
Granitoides Esperanza	35
Formación Cosoltepec	39
Ensamble Piaxtla-Xayacatlán	43
Formación Tecomate	51
Tronco de Totoltepec.....	57
Litodema Chazumba.....	59
Diques San Miguel	61
OBSERVACIONES GEOLÓGICAS Y PETROGRAFÍA DE ROCAS DEL TRONCO EL TEPENENE	63
OBSERVACIONES GEOLÓGICAS Y PETROGRAFÍA DE ROCAS DEL PEDREGAL DE SAN ÁNGEL	66
DIFRACCIÓN RAYOS X.....	69
Granitoides Esperanza	69
Formación Cosoltepec	71
Ensamble Piaxtla-Xayacatlán	71
Formación Tecomate	72
Tronco de Totoltepec.....	72
Litodema Chazumba.....	72
Diques San Miguel	72
Pórfido El Tepenene.....	72
Lavas del Pedregal de San Ángel.....	73

FLUORESCENCIA DE RAYOS X	74
La clasificación de rocas ígneas y metaígneas usando datos químicos obtenidos por	
Fluorescencia de rayos X.....	79
Discriminación tectonomagmática de rocas ígneas	87
Geoquímica de rocas metasedimentarias.....	95
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	97
REFERENCIAS	101
APÉNDICE A	107
APÉNDICE B	109
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA.....	109
APÉNDICE C	112
DIFRACTOGRAMAS DE FASES MINERALÓGICAS DE DRX.	112
APÉNDICE D	120
DATOS QUÍMICOS DE OTROS AUTORES PARA ANÁLISIS DE FRX.....	120

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Tipos de radiación en el espectro electromagnético	7
Figura 2. Representación del fenómeno de la Fluorescencia de rayos X.....	9
Figura 3. Representación de los niveles energéticos atómicos.	10
Figura 4. Representación del fenómeno de la incidencia y Difracción de los rayos X.....	12
Figura 5. Esquema de los planos cristalográficos de la red cristalina de la sal (NaCl).....	12
Figura 6. Ejemplo de difractograma de DRX.....	13
Figura 7. Equipos para la preparación de muestras de FRX y DRX.....	15
Figura 8. Equipos/procedimientos para elaborar perlas vítreas para el análisis de elementos mayores.....	16
Figura 9. Equipos/procedimientos para la elaboración de tabletas para el análisis de elementos traza.	17
Figura 10. Mufla para calcinar las muestras de porcelana hasta 1000°C y crisoles de porcelana con muestra.	18
Figura 11. Equipo de FRX.	19
Figura 12. Esquema de las partes principales del espectrómetro de Fluorescencia de rayos X.	20
Figura 13. Curva de calibración para el compuesto químico SiO ₂	21
Figura 14. Proceso de montaje al azar.	22
Figura 15. Equipo de DRX.	23
Figura 16. Microscopio petrográfico Zeiss Primotech.....	24
Figura 17. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de México.	26
Figura 18. Mapa geológico del Complejo Acatlán.	32
Figura 19. Columna litoestratigráfica esquemática de la formaciones, litodemas o subgrupos del CA y otros cuerpos ígneos estudiados en este trabajo	33
Figura 20. Gneis granítico porfidoblástico de los Granitoides Esperanza (GE-2).....	35
Figura 21. Fotomicrografías del gneis granítico porfidoblástico de los Granitoides Esperanza (GE-2)	36
Figura 22. Detalle del esquistos de mica blanca y clorita de los Granitoides Esperanza (FC-7).	37
Figura 23. Fotomicrografías del esquistos de mica blanca y clorita de los Granitoides Esperanza (FC-7)	38
Figura 24. Esquistos de la Formación Cosoltepec (FC-4)	39
Figura 25. Fotomicrografías de la meta-arenisca de la Formación Cosoltepec (FC-4).	40
Figura 26. Esquistos de la Formación Cosoltepec (FC-5).	41
Figura 27. Fotomicrografías del esquistos de mica blanca de la Formación Cosoltepec (FC-5)	42
Figura 28. Esquistos verde del Ensamble Piaxtla-Xayacatlán (XAY-3).....	44
Figura 29. Fotomicrografías del esquistos verde del Ensamble Piaxtla-Xayacatlán (XAY-3)	44
Figura 30. Dique ígneo colectado del Ensamble Piaxtla-Xayacatlán (XAY-6).....	45
Figura 31. Fotomicrografías del dique de granodiorita colectado del Ensamble Piaxtla (XAY-6).....	46
Figura 32. Contacto litológico entre los esquistos verdes del Ensamble Piaxtla y esquistos calcáreos de la Formación Tecamate (FTe-8A).....	47
Figura 33. Fotomicrografías del esquistos de albita y clorita del Ensamble Piaxtla (FTe-8A).....	48
Figura 34. Esquistos verde de granate del Ensamble Piaxtla-Xayacatlán (PIX-13).....	49
Figura 35. Fotomicrografías del esquistos verde de granate del Ensamble Piaxtla-Xatacatlán (PIX-13).....	50
Figura 36. Fotografía donde se observa el contacto por falla entre los esquistos calcáreos de la Formación Tecomate y los esquistos verdes del Ensamble Piaxtla (FTe-8).	51
Figura 37. Fotomicrografías de la meta-caliza de la Formación Tecamate (FTe-8)	52
Figura 38. Rocas con minerales color verde de la Formación Tecamate (FC-10)	53
Figura 39. Fotomicrografías del esquistos de clinocloro de la Formación Tecamate (FC-10)	54
Figura 40. Dique encajonado en la Formación Tecamate (FC-11).....	55
Figura 41. Fotomicrografías del dique de granate asociado a rocas de la Formación Tecamate (FC-11).....	56
Figura 42. Roca granítica del Tronco de Totoltepec (TOT-9)	57

Figura 43. Fotomicrografías de la tonalita-granodiorita del Tronco de Totoltepec (TOT-9)	58
Figura 44. Contacto litológico de la Litodema Chazumba con los Diques San Miguel (DSM-12A).....	59
Figura 45. Fotomicrografías del esquistito de biotita de la Litodema Chazumba (DSM-12A)	60
Figura 46. Rocas metaígneas de los Diques San Miguel (DSM-12).....	61
Figura 47. Fotomicrografías de la tonalita de los Diques San Miguel (DSM-12).....	62
Figura 48. Mapa del municipio de Izúcar de Matamoros con ubicación de los cuerpos ígneos que representan el Tronco del Tepenene (TEP-1).....	63
Figura 49. Rocas expuestas del Tronco El Tepenene (TEP-1)	64
Figura 50. Fotomicrografías del pórfido dacítico del Tepenene (TEP-1).....	65
Figura 51. Mapa del Pedregal de San Ángel (BCU-3).....	66
Figura 52. Rocas del Pedregal de San Ángel (BCU-3).....	67
Figura 53. Fotomicrografías del basalto de olivino y piroxeno del Pedregal de San Ángel (BCU-3).....	68
Figura 54. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 para clasificación de rocas ígneas.....	81
Figura 55. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 para clasificación de rocas volcánicas	82
Figura 56. Diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 para clasificación de rocas volcánicas.....	84
Figura 57. Diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y para clasificación de rocas volcánicas.	85
Figura 58. Diagrama Zr/Ti vs Nb/Y para clasificación de rocas volcánicas	86
Figura 59. Diagrama $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ vs $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ para discriminación tectónica de granitoides.....	89
Figura 60. Diagrama Rb vs $\text{Y}+\text{Nb}$ para discriminación tectonomagmática de rocas graníticas.....	90
Figura 61. Diagrama Nb vs Y para discriminación tectonomagmática de rocas graníticas	91
Figura 62. Diagrama Cr vs Y para discriminación tectonomagmática de basaltos	92
Figura 63. Diagrama Ti vs Zr para lavas y diques de composición ácida y básica.	93
Figura 64. Diagrama Zr/Y vs Zr para discriminación tectonomagmática de basaltos.....	94
Figura 65. Diagrama $[\text{SiO}_2]-[(\text{Ca},\text{Mg}) \text{CO}_3]-[(\text{Al},\text{Fe})_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}]$ para rocas sedimentarias.....	96

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Materiales de referencia empleados para los análisis químicos de FRX.	19
Tabla 2. Límites de detección de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm).	21
Tabla 3. Litología y edad del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba y los Diques San Miguel	27
Tabla 4. Estudios petrográficos de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y el Pedregal de San Ángel.	34
Tabla 5. Mineralogía semicuantitativa por DRX de las muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel	70
Tabla 6. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y elementos traza en partes por millón (ppm) de las muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel.....	75
Tabla 7. Relación de muestras estudiadas del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel.	107
Tabla 8. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm) reportados por otros autores.	120

INTRODUCCIÓN

Los rayos X fueron descubiertos por Wilhelm Conrad Roentgen en 1895 (Kónya *et al.*, 2012; Haschke *et al.*, 2021), quien los consideró como un tipo de radiación electromagnética muy energética. Los rayos X tienen una longitud de onda entre 0.1 y 10 nm (Fig.1). La energía de estas ondas se ubica entre la luz ultravioleta lejana y los rayos gamma. La energía (E) de los rayos X convencionalmente se expresa en kiloelectronvolts (keV) y se describe mediante la ecuación 1, la cual muestra la relación inversa entre energía y longitud de onda (λ), donde 1.242 es la constante de Planck por la velocidad de la luz en el vacío (Haschke *et al.*, 2021).

$$E(\text{keV}) = 1.242 / \lambda (\text{nm}) \text{----- Ecuación 1}$$

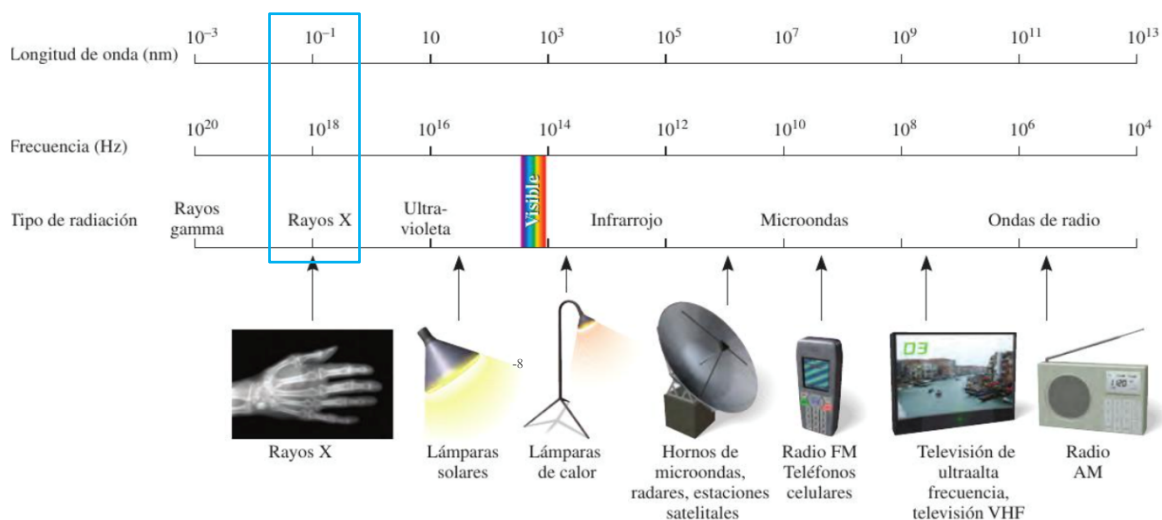


Figura 1. Tipos de radiación en el espectro electromagnético. El tamaño de la longitud de onda de los rayos X (10^{-1} nm) se ubica entre los rayos gamma (10^{-3} nm) y la radiación ultravioleta (10 nm). Esta figura sugiere que los rayos X permiten: (1) en medicina, se estudian tejidos duros y blandos; en rocas y minerales estudiar, las distancias interatómicas, y por lo tanto planos y ángulos de los sistemas cristalográficos, (2) la interacción con la materia y cálculos de la composición química de diversos materiales; tomado de Chang *et al.*, (2017).

Los rayos X se aplican en diferentes disciplinas científicas como la geología, cristalografía, medicina, física, química, medio ambiente, entre otras. En el caso de la mineralogía y geoquímica, se utilizan las técnicas de DRX y FRX. La DRX se usa para la identificación y cuantificación de minerales, debido a que cada especie mineral tiene un orden cristalográfico específico (Melgarejo, 2009; Haschke *et al.*, 2021). Por otro lado, el análisis de Fluorescencia de rayos X (FRX) es una técnica que se utiliza ampliamente para determinar la concentración de elementos mayores (EM) y traza (ET) en una amplia variedad de materiales geológicos (Rollinson, 2021).

Los EM son aquellos que se encuentran en concentraciones mayores al 0.1 % en peso (>1000 ppm) en las rocas de la corteza terrestre, mientras que los ET son menores al 0.1 % en peso (<1000 ppm), y se expresan generalmente en partes por millón (ppm) (Rollinson, 2021). La concentración de los EM y ET se puede usar para determinar los tipos de rocas mediante el uso de diagramas de clasificación, como los propuestos por Winchester y Floyd, (1977), Cox *et al.*, (1979), Le Maitre, (1989), Pearce *et al.*, (1996) y Crook *et al.*, (2024). Además, otros autores han propuesto diagramas para discriminar el ambiente tectónico de formación de las rocas ígneas como los de Pearce, (1982; 1983), Pearce *et al.*, (1984) y Maniar y Piccoli, (1989).

En el presente trabajo se aplican las metodologías analíticas de FRX y DRX en muestras de rocas ígneas y metamórficas de tres áreas (1) El Complejo Acatlán (CA), (2) Tronco El Tepenene (TP), Puebla y (3) Lavas el Pedregal de San Ángel (LPSA), en Ciudad de México.

El objetivo de este trabajo es revisar y aplicar las metodologías de Fluorescencia de Rayos X y Difracción de rayos X en la clasificación y discriminación tectónica de rocas ígneas y metamórficas.

Considerando los siguientes alcances:

- Revisar los fundamentos teóricos y las aplicaciones de las metodologías de FRX y DRX.
- Colectar muestras del Complejo Acatlán, Tronco El Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel observando sus relaciones geológicas.
- Realizar estudios petrográficos en lámina delgada con microscopio petrográfico de luz transmitida.
- Asimilar los procedimientos de laboratorio para preparar muestras para análisis de FRX y DRX.
- Realizar análisis de FRX y DRX en muestras de rocas ígneas y metamórficas.
- Aplicar los resultados de FRX y DRX en la clasificación de rocas ígneas y metamórficas.

A continuación, se describen los fundamentos físicos de los rayos X y se hace una comparación entre las técnicas de Fluorescencia y de Difracción de rayos X y su aplicación en materiales sólidos.

Rayos X: Fundamentos y aplicaciones

Como mencionamos en el capítulo anterior, los rayos X son una radiación fundamental para el estudio de materiales sólidos; por sus características de provocar fluorescencia permiten estudiar la concentración de elementos químicos en rocas. Por otro lado, por su interacción con los planos cristalográficos permiten identificar las fases minerales en las rocas.

Fluorescencia de rayos X

Los rayos X inducen una fluorescencia que se genera al excitar una muestra con una fuente de radiación de rayos X. Esta propiedad física se ha utilizado para desarrollar una técnica espectroscópica denominada Fluorescencia de rayos X (Haschke *et al.*, 2021). La radiación X incidente o primaria sobre la muestra provoca la expulsión de electrones de capas interiores del átomo con el que interacciona la radiación (Kónya *et al.*, 2012). Los electrones de capas más externas ocupan los lugares vacantes y el exceso energético resultante de esta transición se disipa en forma de fotones (radiación X fluorescente o secundaria), con una longitud de onda característica que depende del gradiente energético entre los orbitales electrónicos (K, L, M, N...) implicados, y una intensidad directamente relacionada con la concentración del elemento en la muestra (Riddle, 1993), (Fig. 2).

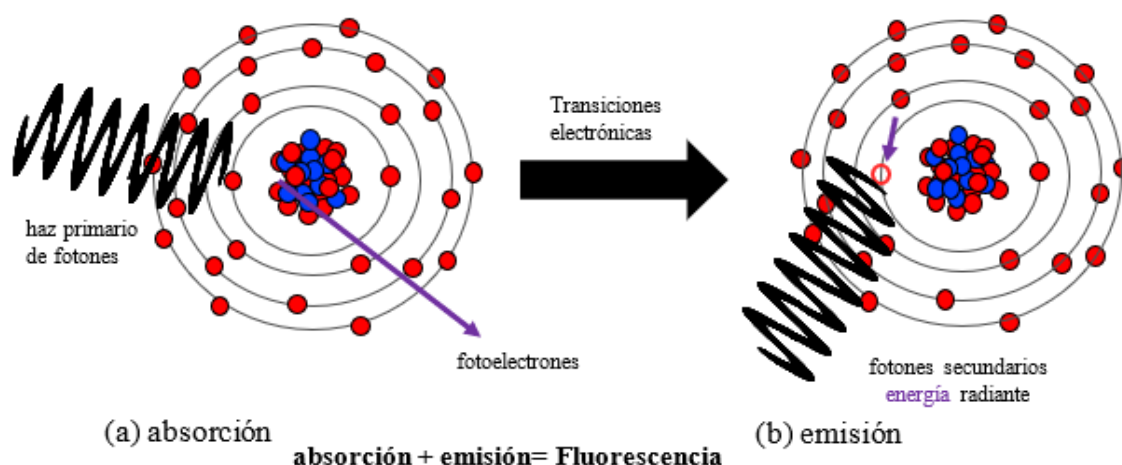
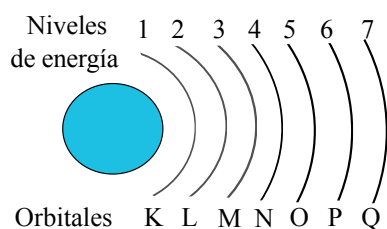
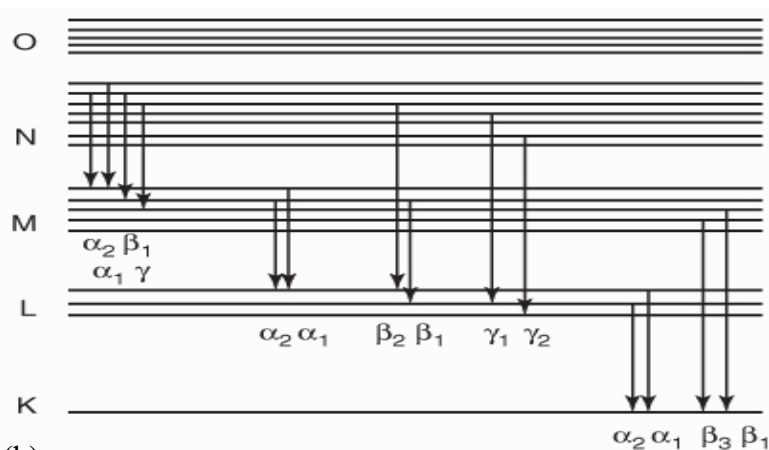


Figura 2. Representación del fenómeno de la Fluorescencia de rayos X; modificado de Riddle, (1993). (a) Absorción: el choque de un fotón X que incide con un electrón de las capas internas del átomo, produce la expulsión de dicho electrón (rojo) quedando el átomo en estado excitado; (b) Emisión: el átomo en estado excitado tiende a volver inmediatamente a su estado fundamental, por lo cual se produce saltos de electrones de niveles más externos para cubrir el espacio producido. En este proceso hay un desprendimiento de energía denominada radiación secundaria que es igual a la diferencia de energía entre los niveles en los que se produce un salto electrónico. Esta radiación posee una longitud de onda característica para cada elemento (Haschke *et al.*, 2021).

La Figura 3 es una representación de los niveles de energía atómicos para explicar el fenómeno de FRX. La energía emitida por un electrón depende del orbital que ocupa (K, L, M...) así como del átomo al que pertenece. Lo anterior hace que el espectro de emisión resultante de la fluorescencia sea único para cada elemento (Haschke *et al.*, 2021). Cuando la energía de los rayos X incide sobre un átomo con mayor o igual energía que el nivel 1, puede producirse la expulsión de un electrón de dicho nivel y su lugar será ocupado por electrones de niveles superiores. Las transiciones desde niveles superiores de mayor energía dan lugar a una serie de radiaciones características de longitudes de onda similares que en el caso de la serie K se denominan $K\alpha_1$, $K\alpha_2$, $K\beta_1$, $K\beta_3$. La serie K es la de mayor energía y menor longitud de onda y es la que se mide generalmente (Haschke *et al.*, 2021).



(a)



(b)

Figura 3. Representación de los niveles energéticos atómicos según Haschke *et al.*, (2021). (a) Diagrama mostrando los niveles energéticos del átomo siguiendo la definición del modelo atómico de Bohr; modificado de Delgado-Fernández, (2021); (b) Representación de los subniveles de los orbitales: K, L, M, N, O; tomado de Haschke *et al.*, (2021).

La intensidad de cada línea en un espectro de fluorescencia está en función de la concentración de cada elemento y está influenciada por la presencia de otros elementos, el efecto de matriz y el tamaño de partícula. El efecto de matriz consiste en una disminución o aumento de la respuesta instrumental del analito debido a la presencia de otros componentes (Konya *et al.*, 2012).

Actualmente se usan dos tipos de espectrómetros en el análisis de materiales por FRX (Oyedotun, 2018). El espectrómetro de dispersión de longitud de onda y el espectrómetro de dispersión de energía. En el primer caso se mide la longitud de onda y en el segundo la energía de los rayos X relacionado por la ecuación 1.

El análisis por FRX cuantitativo generalmente utiliza dos técnicas principales, el método de parámetros fundamentales (MPF) y el método de calibración con estándares o método empírico (ME). Ambas técnicas

pueden ser desarrolladas dentro del software del equipo de FRX (Haschke *et al.*, 2021).

El método de parámetros fundamentales se usa para calcular la concentración de elementos en función de las intensidades de los picos; mientras que en el método empírico se usan curvas de calibración con materiales de composición conocida o certificada, para relacionar las intensidades de los picos con la concentración del elemento (Haschke *et al.*, 2021).

Aplicaciones y capacidad de análisis de la técnica de FRX

La FRX tiene como finalidad principal el análisis químico cualitativo y cuantitativo de los elementos de la tabla periódica comprendidos entre el boro B (5) hasta el uranio U (92) en un intervalo de concentración entre 1 ppm (10^{-4} %) y el 100 %. Los elementos que se pueden analizar por FRX dependen de dichas concentraciones y es necesario considerar el límite de detección de los equipos, que están en el orden de 1 ppm para los equipos de dispersión de longitud de onda (Kadachi *et al.*, 2012). Se pueden analizar muestras de una gran variedad y en el caso de la geología, rocas de diferente origen, minerales y metales.

A diferencia de la técnica de FRX que analiza composición química de rocas y minerales, la DRX permite identificar las diferentes fases minerales presentes en materiales geológicos.

Difracción de rayos X

Mediante la técnica de DRX es posible determinar la estructura cristalina de un mineral, debido a su disposición ordenada, periódica y en redes tridimensionales con espaciado constante. En mineralogía los sistemas cristalográficos son: cúbico, hexagonal-trigonal, tetragonal, ortorrómbica, monoclinica y/o triclínica (Pina, 2014).

Los planos cristalográficos y las distancias interplanares son, por tanto, características particulares de cada material. De la interacción de los rayos X con los planos cristalográficos de la materia, se obtiene un conjunto de líneas características, a lo que se le llama patrón de difracción o difractograma equivalente a su huella dactilar, a través de la cuál puede identificarse el mineral en cuestión (Cullity, 1978).

Fenómeno de Difracción de rayos X

Cuando un haz de rayos X alcanza la superficie de un cristal, a cualquier ángulo θ , una porción es dispersada por la capa de átomos de la superficie. La porción no dispersada penetra en la segunda capa de átomos y se dispersa parcialmente y así sucesivamente en las siguientes capas. El efecto acumulativo de esta dispersión por los átomos ordenados en la red cristalina es la difracción del haz como se muestra en la Figura 4 (Melgarejo *et al.*, 2009).

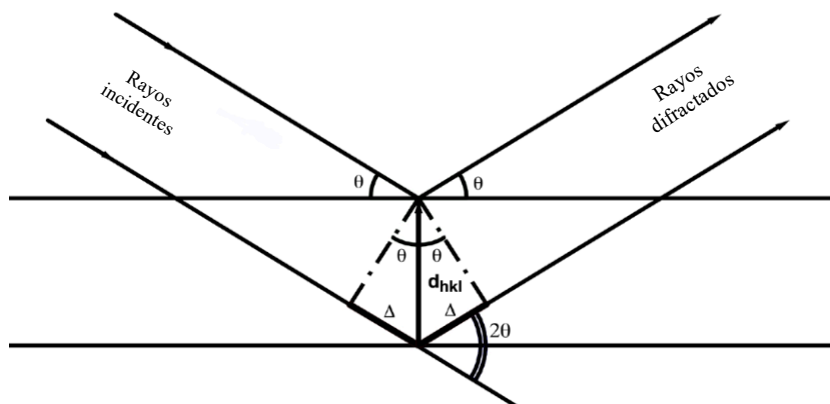


Figura 4. Representación del fenómeno de la incidencia y Difracción de los rayos X; tomado y traducido de Lavina *et al.*, (2014). θ = ángulo de incidencia, d_{hkl} = distancia interplanar Δ = cambio o diferencia de dispersión.

En la ecuación 2 se presenta la Ley de Bragg, deducida en 1913 a partir de la Figura 4 y relaciona la longitud de onda (λ) de los rayos X y la distancia interatómica (d), con el ángulo de incidencia (θ) del haz difractado, siendo n el orden de difracción, generalmente se usa el primer orden $n=1$ (Cullity, 1978).

$$n\lambda = 2d \sin\theta \text{ ----- Ecuación 2}$$

La longitud de onda (λ) dependerá del material del ánodo del tubo de rayos X. Para Co $K\alpha = 1.790$, Fe $K\alpha = 1.937$, Cu $K\alpha = 1.54 \text{ \AA}$.

A cada sistema cristalino le corresponde una familia de planos, los cuáles dan origen a un conjunto de líneas características en un difractograma. En sistemas policristalinos habrá dos o más familias de planos, pertenecientes a cada uno de los compuestos cristalinos (Cullity, 1978). En la Figura 5, se presenta como ejemplo el sistema cúbico del NaCl.

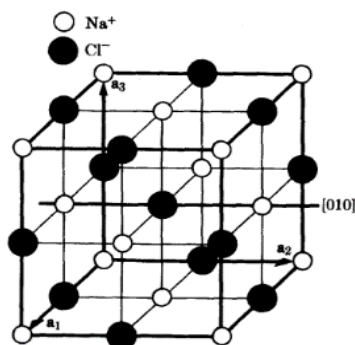


Figura 5. Esquema de los planos cristalográficos de la red cúbica de la sal (NaCl); tomado de Cullity, (1978).

En un difractograma, como el de la Figura 6, se muestra una distribución característica de picos, que permiten identificar cualitativamente el mineral. Además, puesto que la intensidad de estos picos es proporcional al número de planos que difractan, esto hace posible la evaluación cuantitativa (Melgarejo *et al.*, 2009).

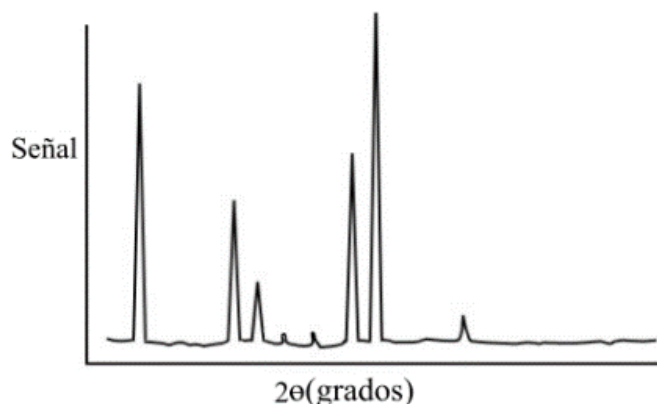


Figura 6. Ejemplo de difractograma de DRX; muestra los picos característicos en la relación de intensidad (señal) vs ángulo 2θ ; tomado y traducido de Kenkel, (2003).

Por lo general, se emplea la técnica de Difracción de rayos X con dos objetivos (Cullity, 1978) como se menciona a continuación:

- 1) Estructuralmente, para conocer la constitución de compuestos puros tales como minerales, compuestos orgánicos, organometálicos, inorgánicos, etc.
- 2) Analíticamente, para la identificación y determinación, a veces cuantitativa, de las fases minerales presentes en las muestras.

El análisis por DRX por el método de polvos es quizá la técnica más empleada universalmente para el análisis cualitativo de mezclas cristalinas de minerales, puesto que cada componente de la mezcla produce un patrón de difracción característico e independiente de los otros (Melgarejo *et al.*, 2009).

METODOLOGÍAS

La aplicación de las técnicas analíticas de Fluorescencia y Difracción de rayos X a muestras de roca requiere una preparación metodológica. En este trabajo, se comenzó con observaciones geológicas y colecta de muestras (apéndice A). Se describieron las características macroscópicas y relaciones litológicas de cada muestra. La colecta de muestras de rocas metamórficas, metasedimentarias e ígneas se realizó en el área que comprende el Complejo Acatlán. También se colectaron muestras del pórfido del Tepenene en Puebla y de las Lavas del Pedregal de San Ángel con el fin de comparar los datos geoquímicos en muestras recientes y antiguas.

Esta sección integra las metodologías empleadas para la obtención de datos geoquímicos y mineralógicos mediante las técnicas de Fluorescencia y Difracción de rayos X (FRX y DRX) y se hace una descripción sistemática de los procedimientos realizados en el laboratorio para la preparación y análisis de las muestras. También se describe el equipo empleado durante el estudio petrográfico en lámina delgada.

Procedimientos y equipos para el estudio de muestras por rayos X

El proceso de preparación de las muestras comienza con el lavado de las rocas y el descostramiento de las partes alteradas. Posteriormente se trituran con una prensa hidráulica de 10-400 toneladas modelo Montequipo tipo H (Fig. 7a). El siguiente paso es cuartear la muestra (Fig. 7b), para obtener cuatro porciones homogéneas y representativas. Una fracción se muele durante 5-10 min en un vial con balines de carburo de tungsteno (molino) marca SPEX, hasta obtener partículas de 75 μm (Fig. 7c).

Una de estas fracciones se usa para los estudios de FRX, el análisis se realiza en base seca, por lo que la muestra se seca de 2 a 3 horas a 110°C en una estufa.

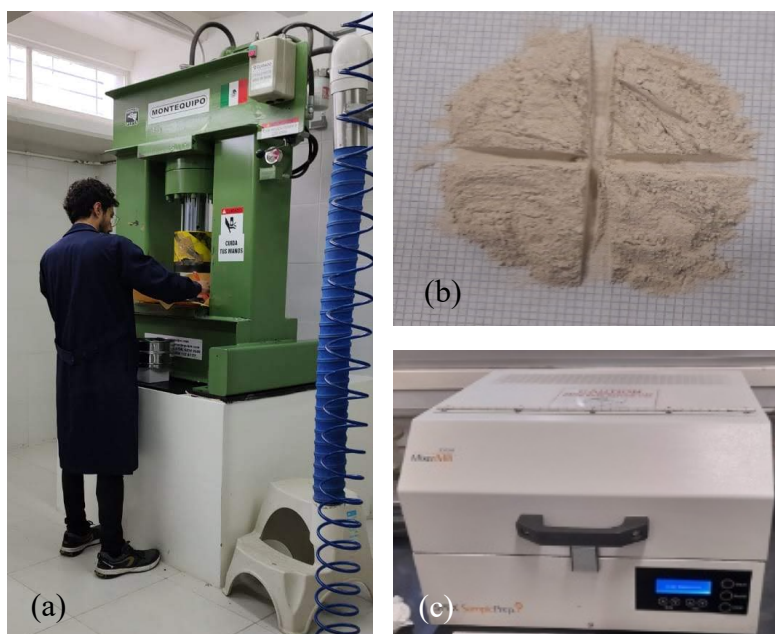


Figura 7. Equipos para la preparación de muestras de FRX y DRX. (a) Prensa hidráulica para la primera trituración de muestras; (b) Proceso de cuarteamiento de la muestra molida; (c) Equipo de molienda y mezcla con balines de tungsteno marca SPEX.

Preparación de muestras para estudios de Fluorescencia de rayos X

Para el análisis geoquímico de elementos mayores y traza se utilizan perlas vítreas y pastillas o tabletas respectivamente (Rollinson, 2021).

Elaboración de las perlas vítreas

La muestra se muele y se pulveriza a un tamaño de partícula menor a $75\ \mu\text{m}$. De esta muestra se pesan $0.4\ \text{g}$ que se mezcla con $8\ \text{g}$ de fundente ($50\ \%$ de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ más $50\ \%$ LiBO_2). Esta mezcla se coloca en un crisol de Pt/Au ($95\text{-}5\ \%$) (Fig. 8a) para su fusión que se lleva a cabo en un equipo Fluxy M4 de Claisse (Fig. 8b) a una temperatura de hasta $1000\ ^\circ\text{C}$ por un tiempo aproximado de 12 a 15 minutos.

Una vez fundida la muestra se vierte en los moldes (Fig. 8c), que han sido precalentados para evitar un choque térmico. Una vez fría la perla se retira y se etiqueta con los datos de la muestra (Fig. 8d). En estas perlas vítreas se analizan los elementos mayores en la forma de: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . El análisis se reporta en $\%$ en peso.

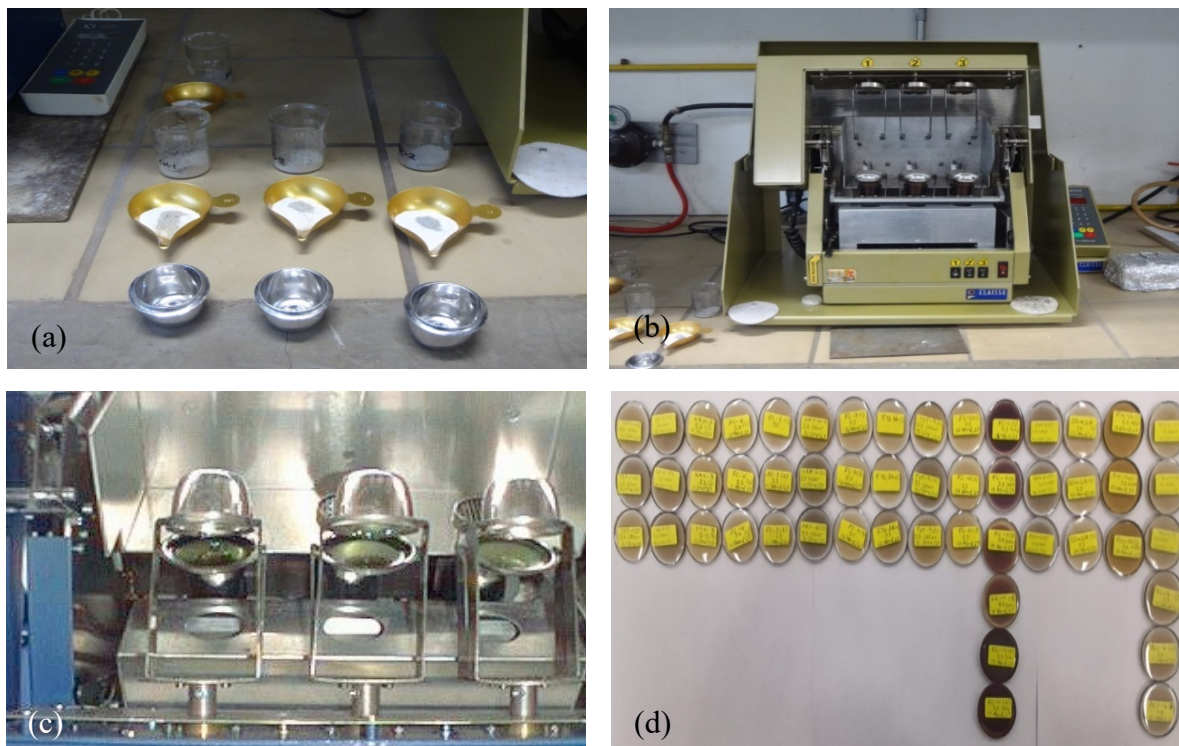


Figura 8. Equipos/procedimientos para elaborar perlas vítreas para el análisis de elementos mayores. (a) Muestra molida y tamizada y crisoles de Pt/Au; (b) Equipo Fluxy M4 de Claisse para fundir la muestra en el crisol; (c) Muestra fundida y vertida sobre los moldes; (d) Perlas vítreas de la muestra debidamente etiquetadas.

Preparación de tabletas o pastillas

Para elaborar las tabletas se utiliza un mortero de ágata donde se vierten 5.6 g de muestra pulverizada que se mezcla con un gramo de micropolvo de cera C que actúa como agente aglutinante (Fig. 9 a-b). El polvo resultante se compacta durante 25 segundos utilizando un dado de acero en una prensa hidráulica configurada a una presión de 28-30 ton/in² (Fig. 9c). La tableta obtenida se etiqueta y se almacena para su posterior análisis en el espectrómetro de rayos X (Fig. 9d). Las muestras son analizadas y la concentración reportada en ppm (partes por millón): Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb.



Figura 9. Equipos/procedimientos para la elaboración de tabletas para el análisis de elementos traza. (a) Balanza electrónica para el pesado de la muestra y el material aglutinante; (b) Mortero de ágata para mezcla de muestra y micropolvo; (c) Prensa hidráulica y dado de acero para la preparación de las tabletas; (d) Tabletas terminadas para su análisis.

Determinación de la pérdida por calcinación (PxC)

Para determinar PxC se pesa 1g de muestra y se coloca en un crisol de porcelana, anotando el peso del crisol más el peso de la muestra (peso 1); este crisol con la muestra se coloca en una mufla y se lleva a una temperatura de 1000 °C durante 1 hora (Fig. 10a). Al terminar la hora se apaga la mufla y se deja enfriar. Los crisoles se colocan en un desecador hasta que estén completamente fríos (Fig. 10b). Posteriormente estos crisoles fríos se vuelven a pesar para obtener el peso 2.

La pérdida por calcinación se calcula en (%) mediante la ecuación 3.

$$PXC = (\text{Peso 1} - \text{Peso 2}) \times 100 \text{----- Ecuación 3}$$

La pérdida por calcinación se refiere al peso de la muestra que se pierde durante el proceso de fusión debido a la evaporación de compuestos volátiles contenidos en la muestra (Haschke *et al.*, 2021). Estos compuestos pueden ser sólidos como la calcita, líquidos como agua o bien inclusiones de gas o líquidos contenidos en la muestra.

El dato de la PxC es importante porque se debe sumar al análisis de los elementos mayores para que el total del análisis se aproxime al 100 %.



Figura 10. (a) Mufla para calcinar las muestras en crisoles de porcelana hasta 1000 °C; (b) Crisoles de porcelana con muestra.

Espectrómetro de Fluorescencia de rayos X

Los análisis químicos de FRX se obtuvieron mediante un espectrómetro secuencial de longitud de onda RIGAKU ZSX Primus II (Fig. 11). Este equipo contiene un tubo de rayos X con ánodo de Rh de 3 kW y un intercambiador de cristales para LIF 200, PET, RX25 y Ge, así como un detector proporcional de Ar-CH₄, y otro de centelleo de NaI (Ioduro de sodio). El procedimiento analítico es controlado por computadora en la que se ejecuta un paquete de software analítico con diferentes aplicaciones para diversos tipos de materiales.



Figura 11. Equipo de FRX. Espectrómetro secuencial RIGAKU ZSX Primus II del laboratorio del Instituto de Geología de la UNAM (LANGEM).

El equipo se calibra mediante el uso de Materiales Internacionales de Referencia Geoquímica MIRG. La Tabla 1 lista los materiales de referencia usados en los análisis. El uso de estos estándares y las condiciones analíticas para un determinado elemento: línea analítica, cristal analizador, detector y ángulo 2θ , se usan para obtener una curva de calibración para cada elemento.

Tabla 1. Materiales de referencia empleados para los análisis químicos de FRX.

Muestra	Tipo de roca	Proveedor
BIR-1	Basalto	U. S. Geological Survey, Denver, USA
QLO-1	Latita	U. S. Geological Survey, Denver, USA
SGR-1	Lutita	U. S. Geological Survey, Denver, USA
AGV-1	Andesita	U. S. Geological Survey, Denver, USA
BCR-1	Basalto	U. S. Geological Survey, Denver, USA
BHVO-1	Basalto	U. S. Geological Survey, Denver, USA
STM-1	Sienita	U. S. Geological Survey, Denver, USA
GSP-1	Granodiorita	U. S. Geological Survey, Denver, USA
SCO-1	Lutita	U. S. Geological Survey, Denver, USA
W-2	Diabasa	U. S. Geological Survey, Denver, USA
BE-N	Basalto	Centre de Recherches Petrographique et Geochimiques, Nancy, Francia
FK-N	Feldespato	Centre de Recherches Petrographique et Geochimiques, Nancy, Francia
SDC-1	Esquisto de mica	U. S. Geological Survey, Denver, USA
AC-E	Granito	Centre de Recherches Petrographique et Geochimiques, Nancy, Francia

La configuración del equipo (Fig. 12) incluye el tubo de rayos X con un ánodo de Rh (rodio); un filtro primario que controla la incidencia del rayo sobre la muestra; el colimador primario enfoca el haz perpendicularmente a los cristales analizadores; dos detectores, el detector de flujo, para elementos ligeros y el detector de centelleo para elementos pesados; el goniómetro que permite controlar el ángulo 2θ característico para cada elemento. Los datos obtenidos son almacenados en un sistema de cómputo que incluye un amplificador y un convertidor de datos analógicos a digitales.

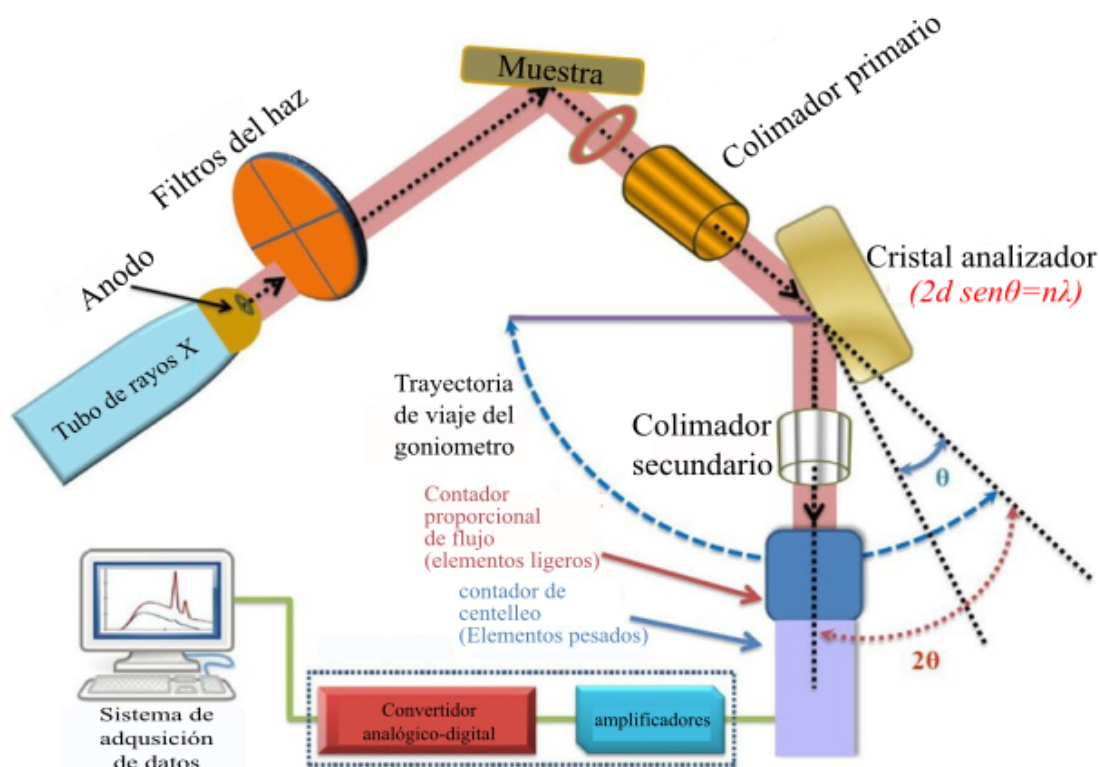


Figura 12. Esquema de las partes principales del espectrómetro de Fluorescencia de rayos X; modificado de Riddle, (1993).

La longitud de onda de los rayos X secundarios (λ) permiten la identificación cuantitativa de elementos químicos. La cantidad de luz emitida por un elemento específico se cuantifica mediante la detección de fotones durante un periodo de tiempo definido, expresado en cuentas por segundo (CPS) (Haschke *et al.*, 2021). Para cada elemento, se desarrolla una curva de calibración, como se muestra en la Figura 13, donde se muestra por ejemplo la curva de calibración para el elemento silicio y se ilustra la relación entre la intensidad de la señal detectada y la concentración conocida del elemento.

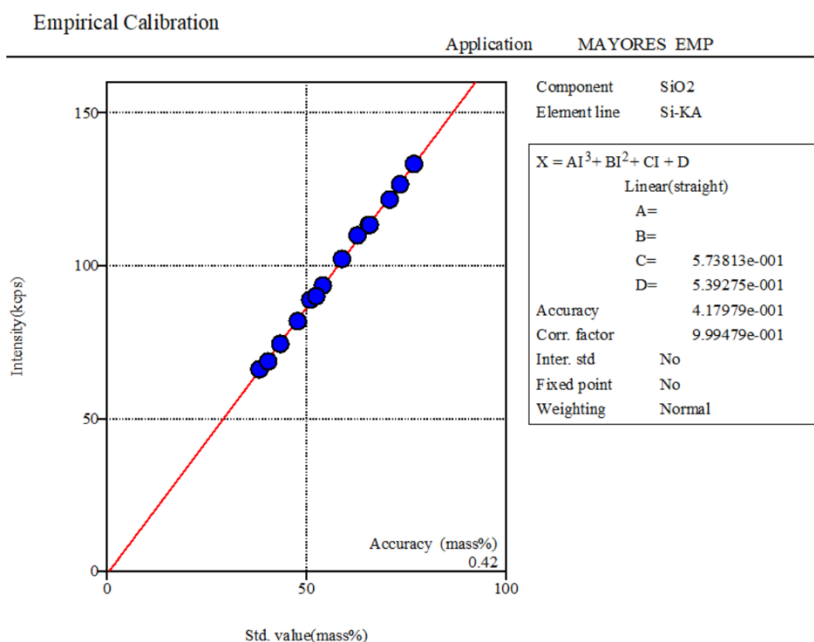


Figura 13. Curva de calibración para el compuesto químico SiO₂; tomado del software que integra la intensidad en kilocuentas por segundo (kcps) contra la concentración del elemento en por ciento en masa (%).

El límite de detección es la concentración mínima de una sustancia que puede ser detectada y cuantificada de manera precisa y reproducible. Este parámetro se determinó para EM y ET con el equipo de FRX, RIGAKU ZSX Primus, cuyos valores se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2. Límites de detección de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm).

Límites de Detección: Elementos Mayores													
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P				
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%				
0.05	0.004	0.02	0.006	0.004	0.01	0.04	0.03	0.05	0.004				
Límites de Detección: Elementos Traza													
Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
2	2	11	2	0.5	1	5	3	4	2	3	4	2	2

De cada muestra se realizaron de 3-5 réplicas para evaluar la precisión y exactitud de los datos.

Preparación de las muestras para estudios de Difracción de rayos X

Antes de montar la muestra se muele en un mortero de ágata para asegurar tamaño de polvo fino (Fig. 14a) a continuación se coloca en el portamuestras de aluminio (Fig. 14b), donde las partículas de la muestra se compactan contra una placa de vidrio con una presión suficiente para causar cohesión en el portamuestras de tal manera que se preserven las diferentes orientaciones de los cristales (al azar). El montaje al azar asegura que la reflexión del haz de rayos X sobre los planos cristalinos permite conocer la mineralogía global de la muestra (Cullity, 1978).

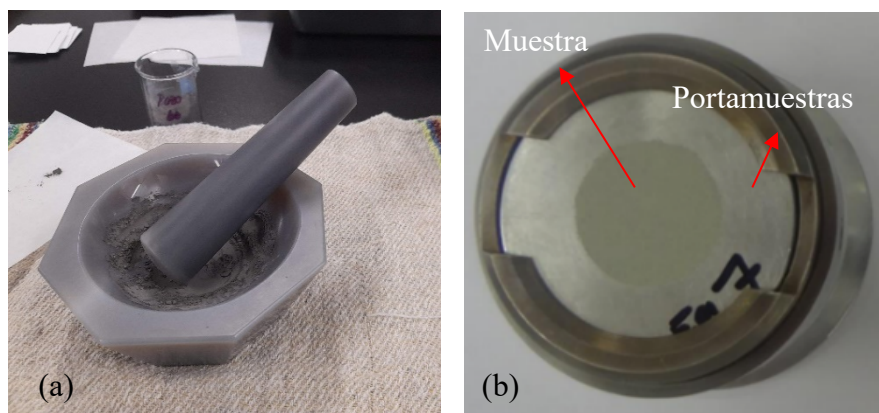


Figura 14. Proceso de montaje al azar. (a) Muestra molida en el mortero de ágata; (b) Muestra montada en el portamuestras de aluminio.

Difractómetro de Difracción de rayos X

Para los estudios de DRX se usó un equipo Siemens D-5000 (Fig. 15a) a una potencia de 30 kW–20 mA con un tubo de rayos X con ánodo de Cu ($K\alpha = 1.5405\text{\AA}$), detector de centelleo que recibe los rayos X que interactúan con la muestra y cumplen la ley de Bragg (Ecuación 2; Figura 4) (Cullity, 1978), además de un goniómetro para medir los ángulos de difracción (Fig. 15b). Los difractogramas se interpretaron usando el software MATCH! 2, el cual compara e identifica los elementos y/o compuestos mediante la base de datos internacional JCPDS (*Joint Committee on Powder Diffraction Standards*).

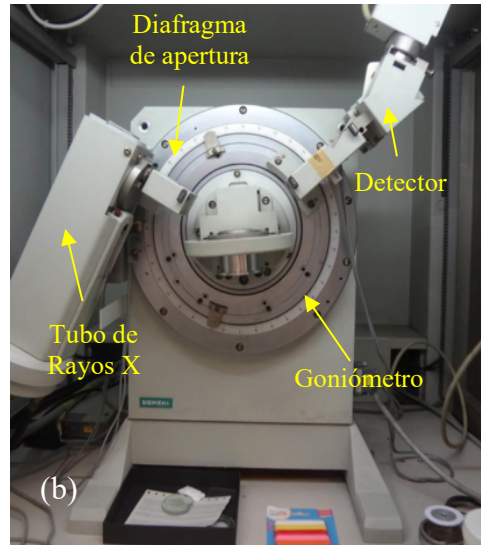


Figura 15. Equipo de DRX. (a) Computadora del equipo y difractómetro Siemens D-5000; (b) Detalle de los componentes del difractómetro de DRX, fotografía del equipo empleado para los estudios realizados en este trabajo en el laboratorio del Instituto de Geología de la UNAM (LANGEM).

Microscopio petrográfico

Preparación de muestras para lámina delgada

La elaboración de las láminas delgadas de las muestras colectadas se enviaron al laboratorio de petrografía y preparación de muestras del Instituto de Geología y se prepararon mediante el procedimiento estándar, donde la muestra de roca se cortó y pulió finamente hasta un grosor de 0.03 mm, se montó sobre un cubreobjetos y se adhirió con resina epóxica.

El equipo empleado para el estudio petrográfico de láminas delgadas fue el microscopio vertical marca Zeiss de luz transmitida modelo Primotech (Fig. 16) junto al software Labscope.



Figura 16. Microscopio petrográfico Zeiss Primotech.

Las abreviaciones empleadas para describir los minerales de las fotomicrografías son las siguientes: Act= actinolita; Amp= anfíbol; Arc= arcillas; Bt= biotita; Cal= calcita; Chl= clorita; Clc= clinocloro; Ep= epidota; Grt= granate; Hem= hematita; Kfs= feldespato potásico; Ms= muscovita; Ol= olivino; Opq= opacos; Pl= plagioclasa; Pmt= piemontita; Px= piroxeno; Qz= cuarzo; Rt= rutilo; Tr= tremolita; Ttn= titanita; Zrn= circón, propuestas por Whitney y Evans, (2010).

GEOLOGÍA

Las muestras estudiadas en este trabajo fueron colectadas en tres localidades, durante una salida de campo en: (a) alrededores de Acatlán de Osorio; (b) Izúcar de Matamoros (ambos en Puebla) y (c) en la alcaldía Coyoacán en Ciudad Universitaria (Ciudad de México).

Geología del Complejo Acatlán

En la región de Acatlán, Puebla y zonas aledañas del Estado de Oaxaca afloran rocas del Terreno Mixteco (Fig.17) (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993), que consiste en un basamento metamórfico fragmentado compuesto por granitoides esquistos, gneises porfidoblásticos, metasedimentos y con cuerpos de rocas ultramáficas (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993) denominado Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). En 1965 Fries y Rincón-Orta proponen formalmente el nombre de Formación Acatlán para una serie de rocas metamórficas compuestas de pizarras verdes, *augen* gneis y esquistos. Debido a la complejidad litológica, estructura y diversidad litológica de las series metamórficas Ortega-Gutiérrez, (1978) propone el nombre de Complejo Acatlán (CA), compuesto por migmatitas, esquistos, gneises, cuarcitas, metagabros, metagrauvas, eclogitas e intrusiones graníticas (Ortega-Gutiérrez, 1978). Este complejo registra eventos de subducción del Paleozoico Temprano, un evento de obducción de una ofiolita sobre un complejo de subducción también durante el Paleozoico Temprano; una colisión tectónica de rocas oceánicas durante el Paleozoico Medio a Temprano del Terreno Mixteco contra la corteza continental representada por el Terreno Zapoteco; deformación y metamorfismo durante el Paleozoico Medio a Tardío y depósito de rocas marinas durante eventos sinorogénicos y postorogénicos del Paleozoico Tardío (Sedlock *et al.*, 1993). Las rocas metamórficas del Complejo Acatlán infrayacen discordantemente a rocas sedimentarias continentales y marinas del Jurásico Inferior-Medio, que a su vez son la base de calizas marinas del Cretácico Inferior y Superior que en conjunto forman el Terreno Mixteco (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). Aunque se han realizado varios trabajos para dilucidar el ambiente tectónico de formación de este complejo metamórfico, este tema sigue siendo un tema de discusión y controversia, por lo que no se aborda a profundidad en este trabajo de tesis.

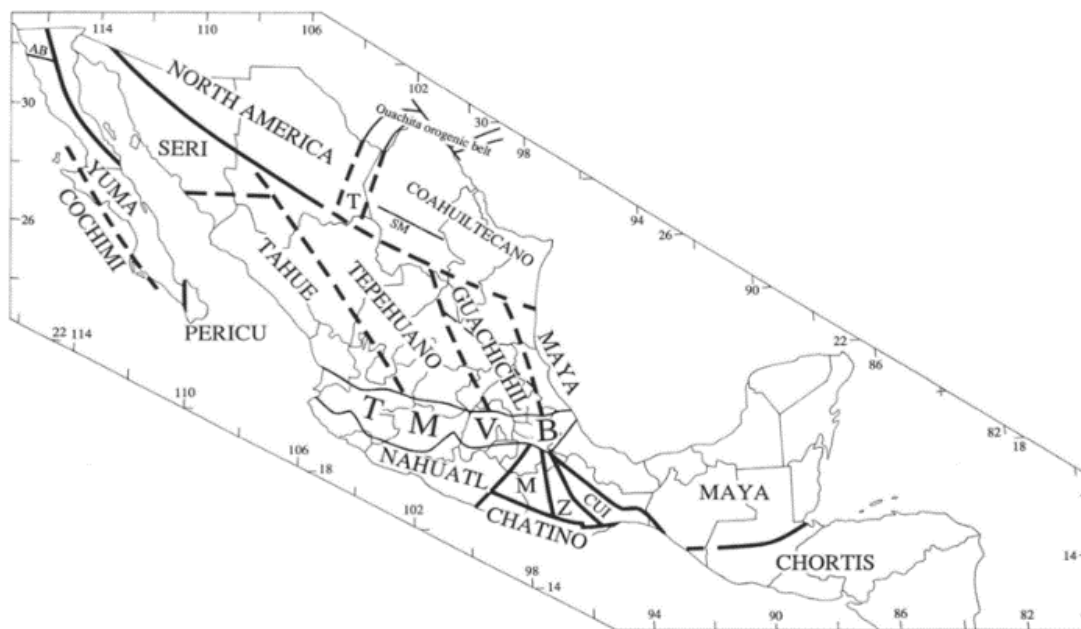


Figura 17. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de México; tomado de Sedlock *et al.*, (1993). El Complejo Acatlán es la base del terreno Mixteco (M); Trans-Mexican Volcanic Belt (Faja Volcánica Transmexicana) (TMVB).

A continuación, se presenta un resumen de los subgrupos, formaciones y/o unidades del CA donde se colectaron muestras para este trabajo de tesis (Tabla 3). Las descripciones se basan principalmente en los trabajos de Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2018) y Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2022).

Tabla 3. Litología y edad del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba y Diques San Miguel.

Formación/ Litodema/ Unidad; Edad	Litología
Granitoides Esperanza -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (1999) reportan edades U-Pb/Zrn de 440 ± 14 Ma consideran la edad magmática. -Talavera-Mendoza <i>et al.</i>, (2005) reportan edades U-Pb/Zrn de 442 ± 5 Ma consideran cristalización ígnea. -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2018) reportan edades U-Pb/Zrn de circones detríticos (EMD) de 457-433 Ma e intrusión de 451 ± 440 Ma; también reportan edades U-Pb/Zrn y Lu-Hf, Grt de ~ 440, 442 ± 1 Ma de metamorfismo.	Los primeros estudios de Ortega-Gutiérrez, (1978) reporta <i>augen</i> gneis, augenesquisto, gneis micáceo, granito gnéisico, roca verde y cuerpos estratiformes de rocas afáníticas (ultramilonitas); estudios posteriores de Talavera-Mendoza <i>et al.</i>, (2005) reportan una serie de rocas con megacristales de feldespato potásico y gneis porfidoblástico; por otra parte, Miller <i>et al.</i>, (2007) indican la presencia de granitoides con megacristales; Sánchez-Zavala, (2008) coincide con la presencia de <i>augen</i> gneis compuesto por megacristales de microclina perítica, plagioclasa sódica y cuarzo, además de migmatitas y anfibolitas; por otra parte, estudios posteriores de Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2018) reportan <i>augen</i> gneis, gneis pelíticos y migmatitas pelíticas.
Formación Cosoltepec -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (1999) reportan edades por Rb-Sr de 452 ± 22 Ma en fragmentos de rocas ígneas del piso oceánico. -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2018) reportan U-Pb/Zrn 481 ± 16 a 352 ± 3, ~ 410 Ma en metasedimentos de la Fm Cosoltepec y de las Unidades Huerta y Salada.	En los primeros estudios Ortega-Gutiérrez, (1978) reporta una secuencia de esquisto, filita, filita cuarzosa y cuarcita. Yáñez <i>et al.</i>, (1991) añaden: anfibolita, cuarcita, metapelita, metapedernal, roca verde, esquisto calcáreo y cuarcita intercalada con caliza a esta formación. Estudios de Keppie <i>et al.</i>, (2007) reportan metalutitas y metareniscas cortadas por rocas metavolcánicas máficas que en algunas partes conservan lavas almohadilladas con pedernal rojo intercalado. Por otra parte, Sánchez-Zavala, (2008) describe esquistos pelíticos, metareniscas y metacalizas. Otros estudios de Keppie <i>et al.</i>, (2016) indican la presencia de diques máficos de la unidad Salada metamorfizados en facies de esquisto verde.
Ensamble Piaxtla-Xayacatlán -Yáñez <i>et al.</i>, (1991) reportan edades Sm-Nd de 410-380 Ma de metamorfismo en eclogitas. -Keppie <i>et al.</i>, (2008) reportan edades U-Pb/Zrn de 442 ± 1 Ma en diques máficos de anfibolita en la zona de Xayacatlán se consideran edad de intrusión. -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2018) reportan edades U-Pb/Zrn de 365 ± 15 Ma en circones detríticos (EMD). También edades U-Pb/Zrn de 466 ± 6 Ma en la serie eclogítica de Piaxtla considerando años de intrusión; y edades U-Pb/Zrn y Lu-Hf, Grt de 352 ± 2, 252.5 ± 1.6 Ma considerando edad de metamorfismo.	Los primeros estudios de la Formación Xayacatlán de Ortega-Gutiérrez, (1978) describe rocas verdes (posibles diques o lavas), metagabros bandeados de hornblenda y augita milonitizados, serpentinita, anfibolita, eclogita y metasedimento cuarcítico y pelítico, clasificadas en el subgrupo Acateco. Estudios posteriores de Talavera-Mendoza <i>et al.</i>, (2005) añaden esquisto de clorita-fengita y esquistos psamíticos. Por otro lado, en el Ensamble Piaxtla se reportan rocas máfico-ultramáficas eclogíticas y facies metasedimentarias de anfibolitas (Nance <i>et al.</i>, 2006; Vega-Granillo <i>et al.</i>, 2007; Ortega-Obregón, 2011).

EMD: Edad Máxima de Depósito.

Tabla 3. Continuación.

Formación/ Litodema/ Unidad; Edad	Litología
Formación Tecamate -Sánchez-Zavala <i>et al.</i>, (2004) reportan edades U-Pb/Zrn 460-500 Ma en metasedimentos (EMD). -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2022) reportan edades U-Pb/Zrn 273 ± 10, 288 ± 3, 282 ± 2, 299 ± 3, 303 ± 3 Ma considerando edades detríticas de cristalización.	Ortega-Gutiérrez, (1978) describe litologías desde metagrauvacas, meta-arcosas hasta metapelitas carbonosas y las incluye dentro del subgrupo Acateco; Estudios posteriores de Talavera-Mendoza <i>et al.</i>, (2005) añaden metabasitas en facies de esquistos verdes, metaconglomerados y metavolcanoclastos. Sánchez-Zavala, (2008) coincide con esta última, además de metacaliza, litarenitas y pizarras.
Tronco de Totoltepec -Yáñez <i>et al.</i>, (1991) reportan edades U-Pb/Zrn 287 ± 2 Ma considerando edad de cristalización. -Kirsch <i>et al.</i>, (2012) reportan edades U-Pb/Zrn 306 ± 2-289 ± 2 Ma.	Tronco trondhjemitico débilmente deformado y metamorfoseado (Ortega-Gutiérrez, 1978); Malone <i>et al.</i>, (2002) reportan diorita de hornblenda, trondhjemitita y tonalita; Sánchez-Zavala, (2008) indica la presencia de Trondhjemitita; Kirsch <i>et al.</i>, (2012) reporta gabro hornblenda, diorita, tonalita, trondhjemitita, granitoide, monzogranito y granitoide rico en cuarzo.
Litodema Chazumba -Talavera-Mendoza <i>et al.</i>, (2005) reportan EMD de U-Pb/Zrn ~275 Ma en esquistos de biotita-muscovita granate. -Helbig <i>et al.</i>, 2012 reportan edades U-Pb ca. 160-171Ma en circones ígneos en diques y leucosomas de las migmatitas; y EMD de 192, 198, 214, 250, 266 y 291 Ma. -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2022) reportan U-Pb/Zrn ca. 333 Ma para el litodema Chichihualtepec; y edades U-Pb ca. 279 Ma para el litodema Chazumba.	Ortega-Gutiérrez, (1978) reporta esquistos de biotita con textura granoblástica a lepidoblástica en intervalos de cuarcita, metagabro diferenciado y esquistos pelíticos; posteriormente Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2022) reportan que se trata de paquetes intercalados y polideformados de metapsammitas y metapelitas metamorfoseadas en facies medias de anfibolita con cuarcitas.
Diques San Miguel -Yáñez <i>et al.</i>, (1991) reportan edades Sm-Nd de 172 ± 1 Ma en granate-roca entera y edades Rb-Sr de 175 ± 3 Ma en muscovita-roca entera. -Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2022) reportan U-Pb/Zrn 168 ± 2, 171 ± 4 Ma.	Conjunto de troncos tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita (Ortega-Gutiérrez, 1978); posteriormente, Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i>, (2022) reportan dos cuerpos plutónicos, uno es un granito muscovita-granate y otro es una tonalita caracterizada por la abundancia de hiperstena.

EMD: Edad Máxima de Depósito.

Tronco El Tepenene

En los límites de los terrenos Náhuatl y Mixteco (Fig. 17) (Sedlock, 1993) al sur del estado de Puebla, en el poblado de El Tepenene, Mpio de Izúcar de Matamoros, aflora el Tronco El Tepenene (Rodríguez-Torres, 1970).

Este cuerpo ígneo es interpretado por geólogos del Servicio Geológico Mexicano (SGM) en la carta minero-geológica Chiautla, como un pórfido subvolcánico (Mendoza-Torres *et al.*, 2016). En otro trabajo, se interpreta como un pórfido andesítico con mayor exposición en el poblado El Tepenene, con un área de 77 km², 7 km de ancho por 11 km de largo (Rivera-Carranza *et al.*, 1998).

Los estudios petrográficos reportados indican que el cuerpo hipabisal es de composición andesítica-dacítica constituido por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita en matriz microcristalina (Mendoza-Torres *et al.*, 2016; Hernández-Marmolejo, 2017; Silva-Romo *et al.*, 2018). En muestra de mano y afloramiento es de color gris verdoso, textura porfídica, estructura masiva y compacta (Mendoza-Torres *et al.*, 2016).

Las relaciones geológicas en la zona del afloramiento indican que el pórfido subvolcánico El Tepenene intrusión al complejo metamórfico Acatlán (Rivera-Carranza *et al.*, 1998), así como a una secuencia de rocas metasedimentarias del Cretácico Inferior descrita por Fries, (1960) (Formación Morelos), como cuerpos calcáreos con sucesiones estratigráficas de caliza y dolomía con nódulos de pedernal y a capas rojas de la Formación Balsas del Eoceno, la cual consiste en conglomerados calcáreos, areniscas y limolitas rojas, bien estratificados (Rodríguez-Torres, 1970). Esta misma sucesión sedimentaria de capas rojas fue denominada recientemente como Formación Raboso (Hernández-Marmolejo, 2017).

La edad del pórfido subvolcánico El Tepenene ha sido determinada por el método de U-Pb en circones, realizada por ablación láser y espectrometría de masas de plasma acoplado por inducción (*Laser ablation multicolector inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-ICP-MS), e indica una edad de 32.2 Ma (Torre-González *et al.*, 2016). Por otro lado, Hernández-Marmolejo, (2017) reporta una edad de 31.79 ± 0.52 Ma (Oligoceno) en circones para el mismo pórfido Tepenene. Estudios posteriores de Silva-Romo *et al.*, (2018) reportan edades U-Pb en circones de 31.2, 32.11, 33.52 Ma del pórfido subvolcánico El Tepenene.

Lavas del Pedregal de San Ángel en Ciudad Universitaria

El volcán Xitle, del Campo volcánico Chichinautzin de la Faja Volcánica Transmexicana (Delgado *et al.*, 1998) (Fig. 17); se ubica aproximadamente a 8 km al SW de CU y sus derrames lávicos incluyen las lavas del Pedregal de San Ángel (LPSA) (Enciso de la Vega, 1979). Los derrames cubren un área aproximada de ca. 70 km² (Schmitter, 1953; Delgado *et al.*, 1998; Palacio y Guilbaud, 2015) y se han reconocido hasta tres flujos de lava sobrepuestos (Badilla-Cruz, 1977). Los flujos volcánicos de las LPSA están limitados al norte y noreste por la alcaldía Coyoacán, al noreste por la Magdalena Contreras, al sureste por la alcaldía Tlalpan, y al sur por la Sierra Chichinautzin (Badilla-Cruz, 1977; Enciso de la Vega, 1979).

Entre las estructuras de lava se han reportado tres zonas vesiculares en los derrames además de tubos de explosión, gotas de lava, túmulos, crestas de presión, pequeñas chimeneas y estructuras columnares, entre otras (Badilla-Cruz, 1977; Enciso de la Vega, 1979).

Los estudios petrográficos en muestras de las LPSA indican que se trata de basaltos de olivino y piroxeno (Schmitter, 1953; Badilla-Cruz, 1977), mientras que los análisis geoquímicos sugieren composiciones basálticas alcalinas con SiO₂ variable entre 47 y 53 % en peso y efectos de cristalización fraccionada (Schmitter, 1953) y basaltos y basaltos andesíticos con valores similares de SiO₂ en un intervalo ca. 50 a 53 % en peso y MgO en un intervalo de 7 a 9.5 % en peso indicando que se trata de rocas primitivas (Delgado *et al.*, 1998).

La edad de las lavas del Pedregal de San Ángel han sido reportadas por varios autores desde Schmitter, (1953) que asigna una edad máxima de 5000 años (Antes del Presente, AP) y una mínima de 2500 años; en forma semejante Badilla, (1977) utiliza un análisis de Carbono 14 (radiocarbono) en muestras de materia orgánica de la base del derrame, que indica una edad de 2400 ± 100 años (Libby, 1955 citado por Badilla, 1977). Por otro lado, Urrutia-Fucugauchi, (1996) revisa numerosos datos de radiocarbono y determina que existen tres grupos de edad principales: 2000, 2375 y 4000 años (AP), y concluye, con base en comparaciones con datos de dendrocronología y arqueológicos, que la edad más probable para las lavas es de 1960 ± 65 años AP (Urrutia-Fucugauchi, 1996). Finalmente, la edad más joven reportada es de 1670 ± 35 años (AP) y fue obtenida en una muestra de carbón, originada por combustión de vegetación, colectada debajo de lavas provenientes de la erupción del volcán Xitle (Siebe, 2000).

RESULTADOS Y SU APLICACIÓN

Se presentan las observaciones geológicas, la petrografía, la mineralogía por DRX y la química por FRX de muestras de roca procedentes de tres sitios diferentes: (1) Complejo Acatlán (CA), (2) Tronco El Tepenene (TP) y (3) Lavas del Pedregal de San Ángel (LPSA).

Los resultados obtenidos se presentan en tablas (4, 5 y 6). La tabla 4 contiene la petrografía, la tabla 5 incluye la mineralogía por DRX y finalmente, la tabla 6 reporta los resultados de los análisis químicos de FRX.

Los apéndices contienen:

- A: Ubicación de las muestras y su descripción de afloramiento.
- B: Descripción macroscópica de las muestras colectadas.
- C: Difractogramas de DRX.
- D: Datos químicos reportados por otros autores.

En la tabla 4 se presenta la petrografía de 14 muestras del CA, que son: gneis granítico porfidoblástico (GE-2), esquisto verde (XAY-3), meta-arenisca (FC-4), esquisto de mica blanca (FC-5), dique de tonalita-granodiorita (XAY-6), esquisto de mica blanca y clorita (FC-7), meta-caliza (FTe-8), esquisto de albita y clorita (FTe-8A), tonalita-granodiorita (TOT-9), esquisto de clinocloro (FC-10), dique de granate (FC-11), tonalita-trondhjemita (DSM-12), esquisto de biotita (DSM-12-A) y esquisto verde de granate (PIX-13). Tronco El Tepenene (pórfido dacítico, TEP-1) y Lavas del Pedregal de San Ángel (basalto de olivino y piroxeno, BCU-3).

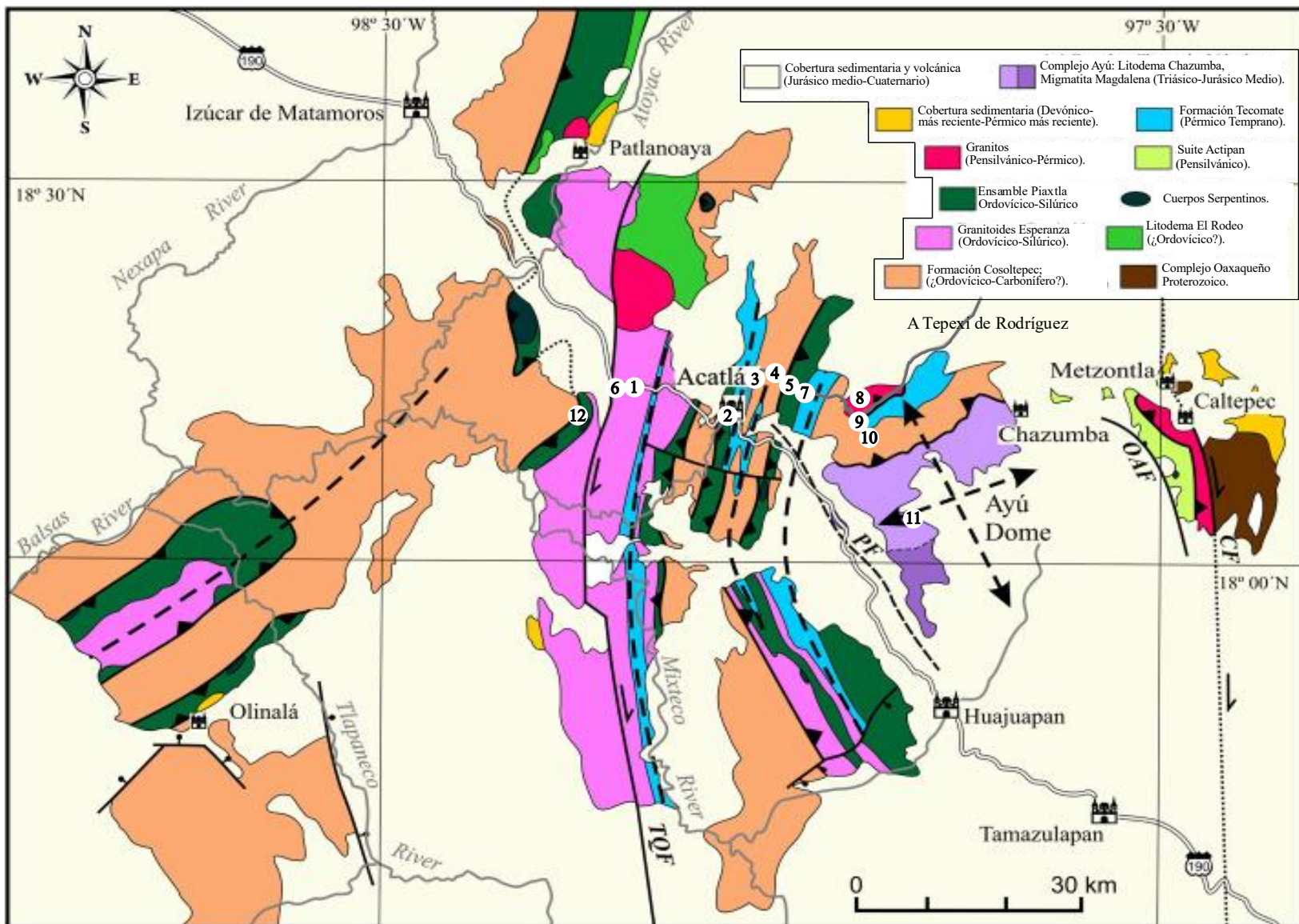
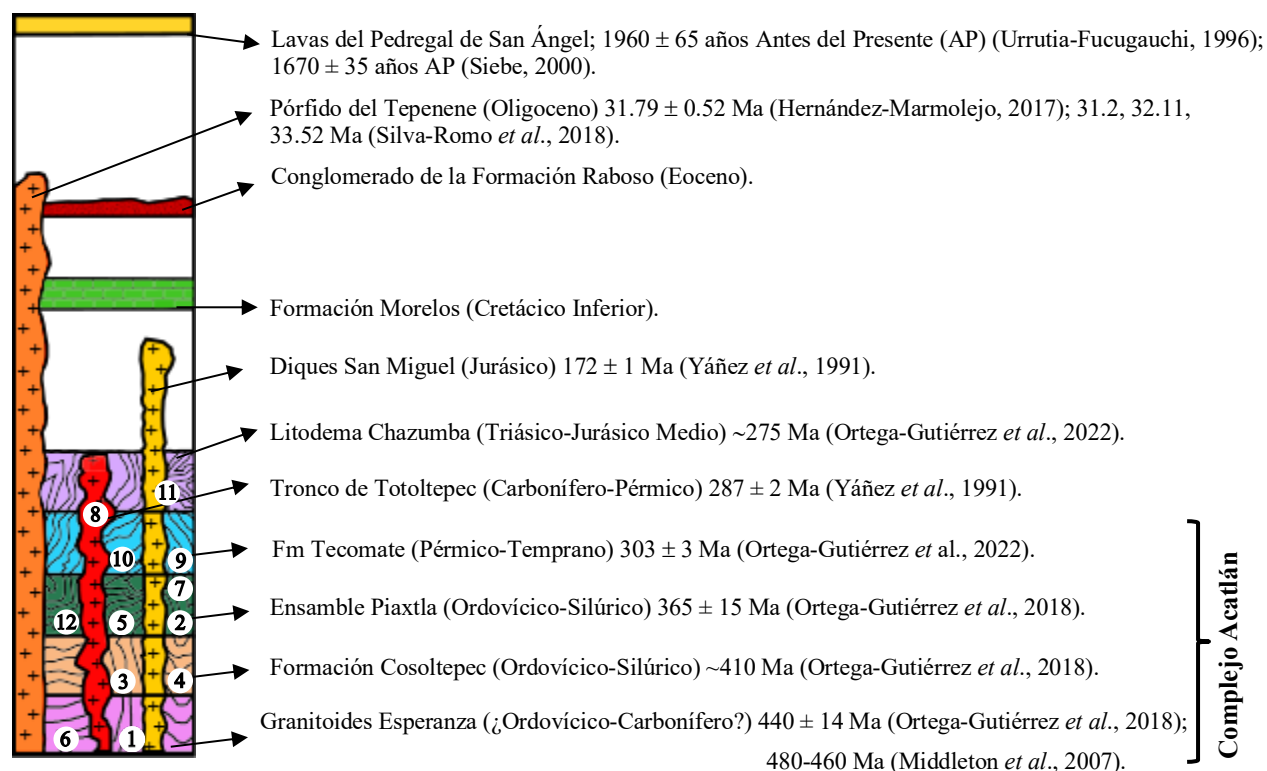


Figura 18. Mapa geológico del Complejo Acatlán; tomado y traducido de Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2022). Los números en el mapa representan las muestras colectadas: 1= GE-2; 2= XAY-3; 3= FC-4; 4= FC-5; 5= XAY-6; 6= FC-7; 7= FTe-8, 8A; 8= TOT-9; 9= FC-10; 10= FC-11; 11= DSM-12, 12A; 12= PIX-13.



Los números dentro de la columna corresponden al sitio de muestreo: 1= GE-2; 2= XAY-3; 3= FC-4; 4= FC-5; 5= XAY-6; 6= FC-7; 7= FTe-8, 8A; 8= TOT-9; 9= FC-10; 10= FC-11; 11= DSM-12, 12A; 12= PIX-13

Figura 19. Columna litoestratigráfica esquemática de las formaciones, litodemas o subgrupos del CA (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018; 2022) y otros cuerpos ígneos estudiados en este trabajo. El CA es intrusionado por las unidades metagraníticas Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel (Ortega-Gutiérrez, 1978). El pórfido del Tepenene (Rodríguez-Torres, 1970) intrusiona a la Fm Morelos y capas rojas de la Fm Raboso (Hernández-Marmolejo, 2017). En la cima de la columna se sitúan las LPSA pertenecientes a la FVTM.

Tabla 4. Estudios petrográficos de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y el Pedregal de San Ángel.

Muestra/unidad	Tipo de roca	Minerales
GE-2 (1) Granitoides Esperanza	Gneis granítico porfidoblástico de grano grueso con textura milonitizada	Feldespatos potásico (30 %), plagioclasa (25 %), cuarzo (20 %), biotita (10 %), muscovita (10 %), granate (5 %)
FC-7 (6) Granitoides Esperanza	Esquisto de mica blanca y clorita con textura lepidoblástica de grano fino	Cuarzo (45 %), muscovita (20 %), clorita (20 %), mineral opaco (15 %)
FC-4 (3) Formación Cosoltepec	Meta-arenisca con textura porfidoblástica de grano grueso	Feldespatos potásico (35 %), plagioclasa (30 %), cuarzo (15 %), biotita (5 %), muscovita (5 %), hematita (3.3 %), rutilo (3.3 %), anfíbol (3.3 %)
FC-5 (4) Formación Cosoltepec	Esquisto de mica blanca con textura lepidoblástica	Cuarzo (60 %), muscovita (30 %), biotita (5 %), hematita (5 %)
XAY-3 (2) Ensamble Piaxtla	Esquisto verde con textura porfidoblástica de grano medio	Anfíbol (30 %), clorita (30 %), plagioclasa (20 %), cuarzo (15 %), biotita (3 %), hematita (2 %)
XAY-6 (5) Ensamble Piaxtla	Dique de tonalita-granodiorita con textura holocristalina-equigranular	Plagioclasa (30 %), feldespato potásico (25 %), cuarzo (20 %), epidota (10 %), tremolita (5 %), biotita (5 %), hematita (5 %)
FTE-8A (7) Ensamble Piaxtla	Esquisto de albita y clorita con textura porfidoblástica de grano medio	Cuarzo (45 %), plagioclasa (20 %), clorita (15 %), anfíbol (6 %), muscovita (6 %), calcita (5 %), mineral opaco (2.5 %), circón (0.5 %)
PIX-13 (12) Ensamble Piaxtla	Esquisto verde de granate con textura porfidoblástica	Granate (30 %), anfíbol (30 %), plagioclasa (10 %), clorita (7.5 %), titanita (7.5 %), piemontita (7.5 %), vetillas de calcita (7.5 %)
FTE-8 (7) Formación Tecomate	Meta-caliza con textura crenulada de grano fino	Calcita (90 %), cuarzo (5 %), biotita (5 %)
FC-10 (9) Formación Tecomate	Esquisto de clinocloro con textura porfidoblástica de grano medio	Clinocloro (45 %), cuarzo (20 %), epidota (15 %), plagioclasa (10 %), calcita (2.5 %), hematita (2.5 %), minerales opacos (2.5 %), arcillas (2.5 %)
FC-11 (10) Dique cortando la Formación Tecomate	Dique de granate con textura granoblástica	Granate (45 %), cuarzo (25 %), mineral opaco (25 %), muscovita (2.5 %), biotita (2.5 %)
TOT-9 (8) Tronco de Totoltepec	Tonalita-trondhjemita con textura holocristalina-equigranular	Plagioclasa (50 %), cuarzo (30 %), feldespato potásico (7.5 %), epidota (5 %), muscovita (2.5 %), hornblenda (2.5 %), actinolita (2.5 %)
DSM-12A (11) Litodema Chazumba	Esquisto de biotita con textura granoblástica	Cuarzo (45 %), plagioclasa (30 %), biotita (25 %)
DSM-12 (11) Diques San Miguel	Tonalita con textura holocristalina-equigranular	Cuarzo (40 %), plagioclasa (30 %), biotita (25 %), granate (5 %)
TEP-1 Tronco El Tepenene	Pórfido dacítico con matriz de grano medio	Plagioclasa (70 %), cuarzo (10 %), biotita (10 %), clorita (6 %), mineral opaco (4 %)
BCU-3 Lavas del Pedregal de San Ángel	Basalto de olivino y piroxeno con textura afanítica	Plagioclasa (70 %), piroxeno (14 %), olivino (14 %), mineral opaco (2 %)

Los números entre paréntesis corresponden al sitio de muestreo.

Observaciones geológicas y petrografía de rocas del Complejo Acatlán

Granitoides Esperanza

Los primeros estudios de Ortega-Gutiérrez, (1978) definen a los Granitoides Esperanza por este nombre al enfatizar su composición litológica principalmente granítica y representada principalmente por rocas de *augen* gneis, *augen* esquisto, gneis micáceo, granito gnéisico, roca verde entre otras litologías presentadas en la Tabla 3. En los Granitoides Esperanza se colectaron las muestras (1= GE-2) y (6= FC-7).

Relaciones geológicas y petrografía. La muestra 1= GE-2 se tomó de un afloramiento de gneis granítico (Fig. 18) que varios kilómetros al este está en contacto con una franja delgada de rocas metasedimentarias de la Formación Tecamate. El gneis porfidoblástico está fracturado y alterado por meteorización y presenta una textura gnéisica porfidoblástica con grandes cristales de feldespato potásico de 4 - 5 cm que se ven progresivamente más grandes hacia la parte alta del conjunto de rocas (Fig. 20a), estos cristales se encuentran embebidos en una matriz esquistosa leucosomática de plagioclasa y cuarzo y el neosoma está compuesto por micas (Fig. 20b).

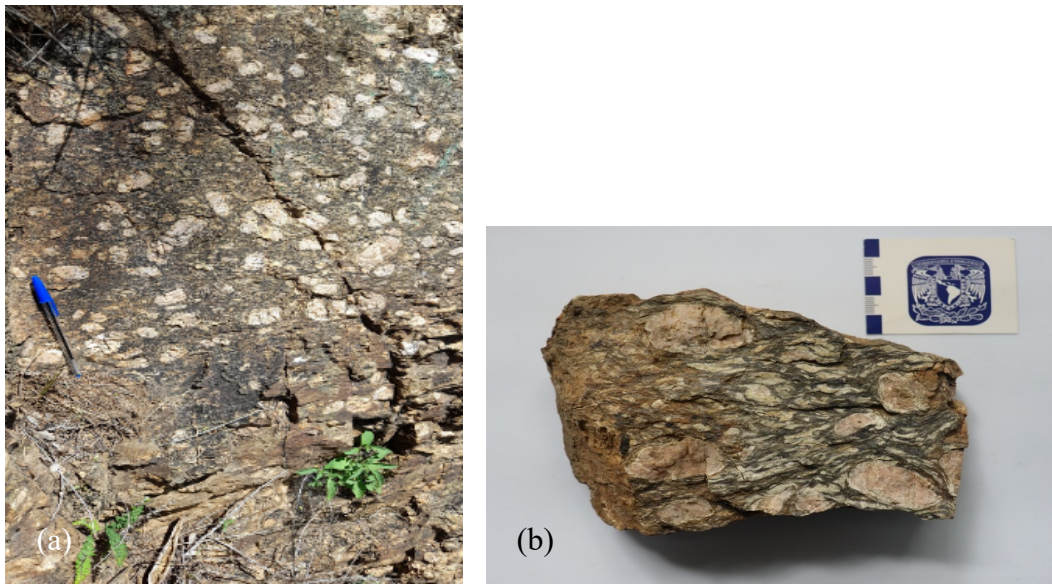


Figura 20. Gneis granítico porfidoblástico de los Granitoides Esperanza (GE-2). (a) Fotografía del afloramiento del gneis granítico porfidoblástico, se observa el progresivo aumento de tamaño de los cristales de feldespato potásico hacia la parte alta; (b) Detalle de muestra de mano del gneis granítico porfidoblástico con escala= 5cm.

Bajo el microscopio petrográfico presenta una textura porfidoblástica y por zonas lepidoblástica; los minerales observados son feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita y granate. Se clasificó como un gneis granítico porfidoblástico (Fig. 21).

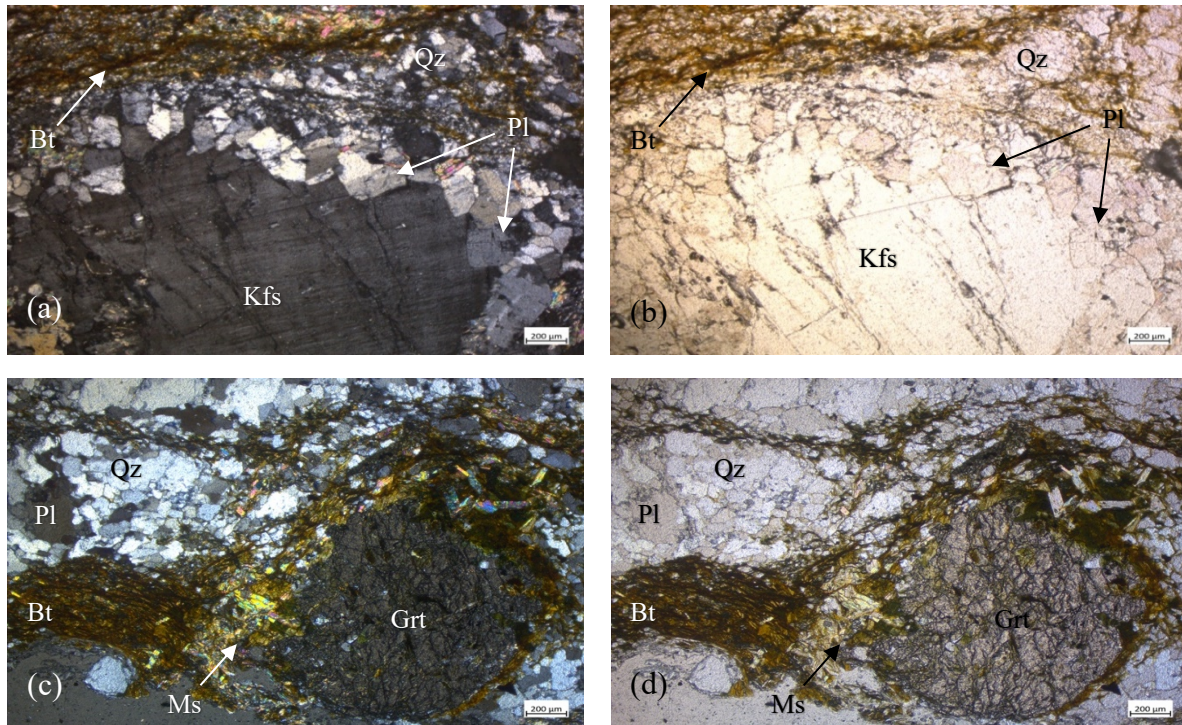


Figura 21. Fotomicrografías del gneis granítico porfidoblástico de los Granitoides Esperanza (GE-2). (a) Se observa la textura milonitizada mostrada por los cristales de feldespato potásico, también se observan cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Porfidoblasto de granate parcialmente fracturado bordeado de biotita y muscovita, también se observa cuarzo; (NC); (d) Misma zona; (NP). Kfs= feldespato potásico; Pl= plagioclasa; Qz= cuarzo; Bt= biotita; Ms= muscovita; Grt= granate; escala: 5x= 200 µm.

La muestra 6= FC-7 fue tomada de la parte intermedia de un afloramiento de esquistos verdes atribuidos a los Granitoides Esperanza.

Relaciones geológicas y petrografía. La muestra se ubica muy cerca del contacto por falla con una cobertura sedimentaria o volcánica (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018) (Fig. 18), el sitio muestreado es de 2 m de alto por ~20 m de largo y presenta rocas esquistosas verdes. En muestra de mano está compuesta por clorita, cuarzo y micas en una matriz de grano fino (Fig. 22).



Figura 22. Detalle del esquisto de mica blanca y clorita de los Granitoides Esperanza (FC-7); escala= 5 cm.

En microscopio petrográfico se observó una textura lepidoblástica y los minerales identificados son cuarzo, muscovita, clorita y mineral opaco (Fig. 23); la muestra se clasificó como esquisto de mica blanca y clorita.

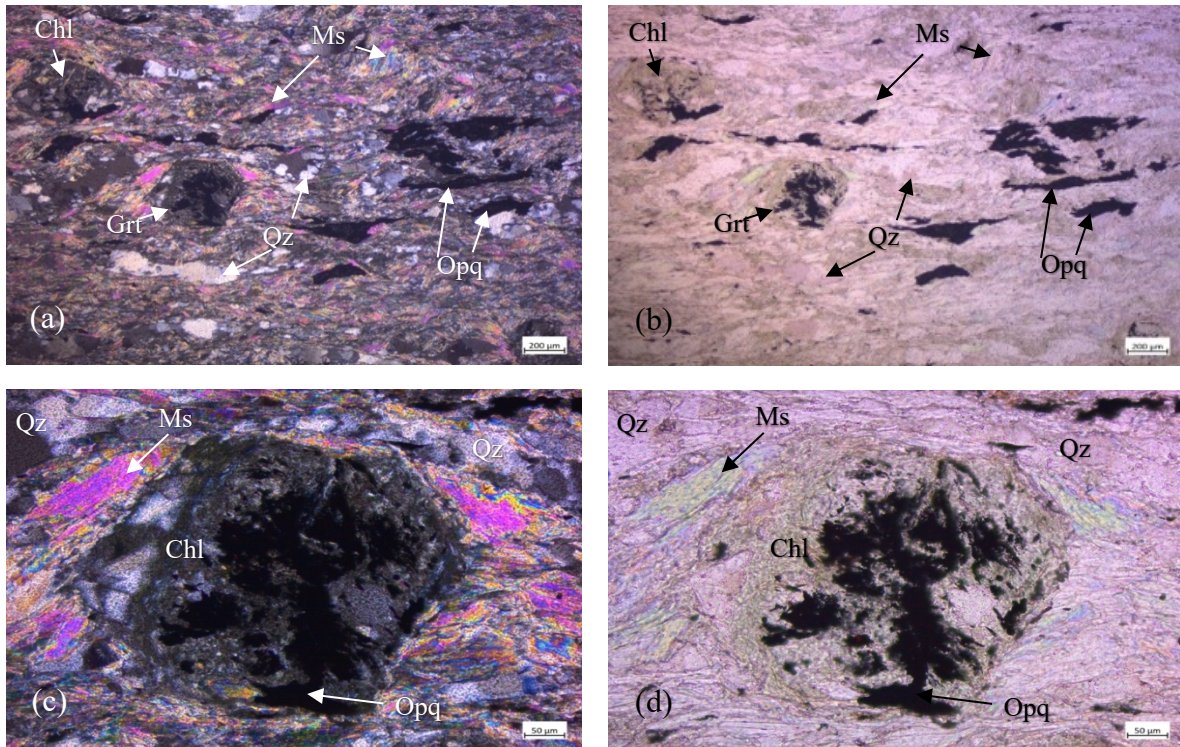


Figura 23. Fotomicrografías del esquistos de mica blanca y clorita de los Granitoides Esperanza (FC-7). (a) Se observa la textura lepidoblástica compuesta por cuarzo y muscovita, también se observa clorita y minerales opacos; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Corresponde a un acercamiento a un mineral opaco parcialmente pseudomorfoseado por clorita y bordeado por muscovita y cuarzo; (NC); (d) Misma zona; (NP). Qz= cuarzo; Ms= muscovita; Chl= clorita; Opq= mineral opaco; escala: 5x= 200 μm ; 20x= 50 μm .

Formación Cosoltepec

Los primeros estudios de la Formación Cosoltepec reportados por Ortega-Gutiérrez, (1978) incluye esta formación dentro del subgrupo Petlalcingo y describe que se trata de rocas de origen volcánico y sedimentario, estas últimas se caracterizan por su composición silícica y escasamente calcárea. Las litologías reportadas son anfibolita, rocas verdes, filitas, además de cuarcitas. Posteriormente, Keppie *et al.*, (2007) reportan metalutitas y metareniscas cortadas por rocas metavolcánicas máficas que en algunas partes conservan lavas almohadilladas con pedernal rojo intercalado, las litologías reportadas a detalle se presentan en la Tabla 3. Se colectaron las muestras 3= FC-4 y 4= FC-5.

Relaciones geológicas y petrografía. La muestra FC-4 se colectó de un afloramiento cercano al contacto litológico con la Formación Tecomate (Fig. 18). Se trata de una roca con textura esquistosa con abundantes fracturas y tonalidades pardo-rojizo (Fig. 24a), en muestra de mano está compuesta principalmente por cuarzo y micas (Fig. 24b).

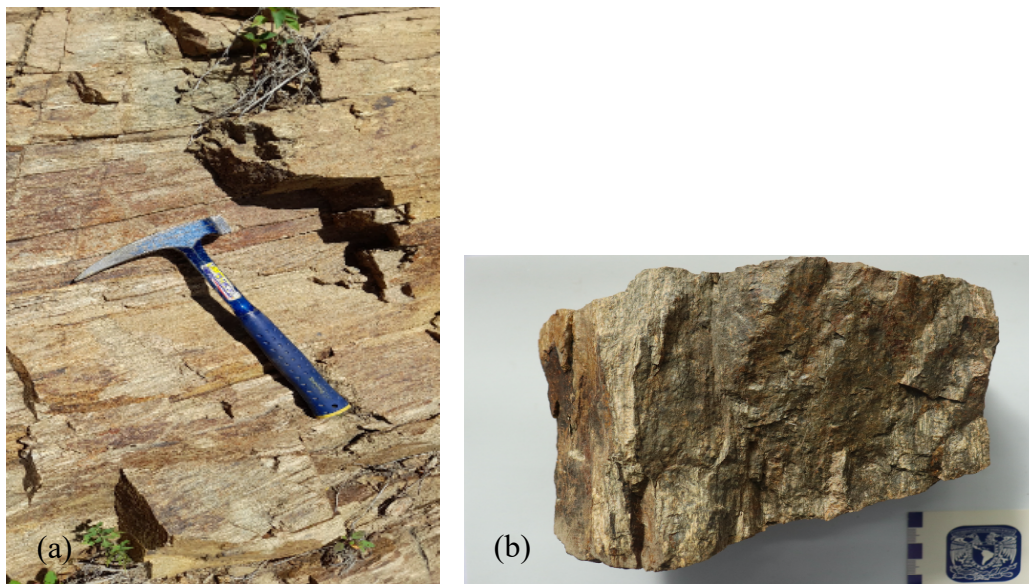


Figura 24. Esquistos de la Formación Cosoltepec (FC-4). (a) Fotografía del afloramiento de esquistos, presenta fracturas, meteorización y foliación; (b) Detalle de la muestra de mano presenta minerales de tonalidades pardas; escala= 5 cm.

El estudio petrográfico indica una textura porfidoblástica con feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita, hematita, rutilo y anfíbol (Fig. 25); la muestra se clasificó como meta-arenisca.

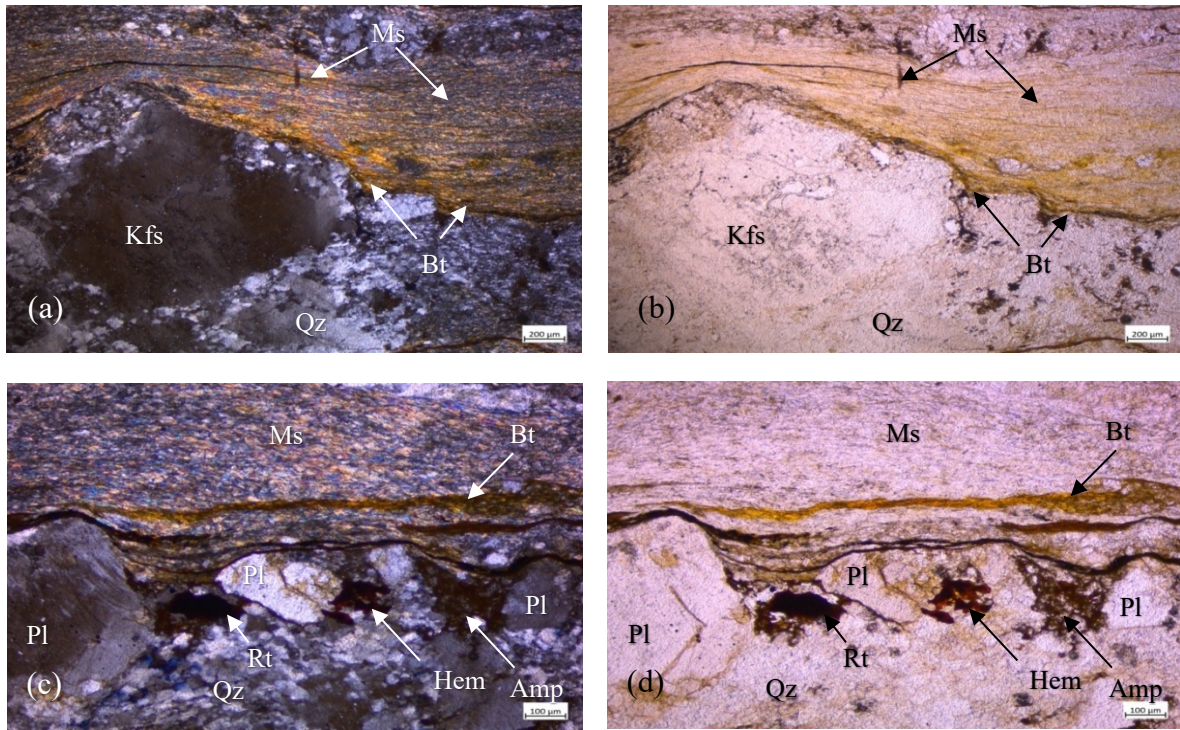


Figura 25. Fotomicrografías de la meta-arenisca de la Formación Cosoltepec (FC-4). (a) Se observa la textura porfidoblástica proporcionada por los cristales de feldespato y cuarzo, además se observa muscovita y biotita bandeados con textura lepidoblástica; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Porfidoblastos de plagioclasa y cuarzo, además de micas bandeadas de muscovita y biotita; (NC); (d) Misma zona; (NP). Kfs= feldespato potásico; Pl= plagioclasa; Qz= cuarzo; Bt= biotita; Ms= muscovita; Hem= hematita; Rt= rutilo; Amp= anfíbol; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

De acuerdo con el mapa de la Figura 18, la muestra FC-5 se colectó en la parte central de la Formación Cosoltepec.

Relaciones geológicas y petrografía. El afloramiento muestreado se encuentra en contacto litológico al poniente con la Formación Tecomate y al oriente con el Ensamble Piaxtla; presenta abundantes fracturas, tonos rojizos y exhibe foliación, la muestra colectada se retiró de la parte intermedia de una pared de rocas (Fig. 26a), que presentan una textura esquistosa; en muestra de mano se observa cuarzo y micas en una matriz de grano fino (Fig. 26b).

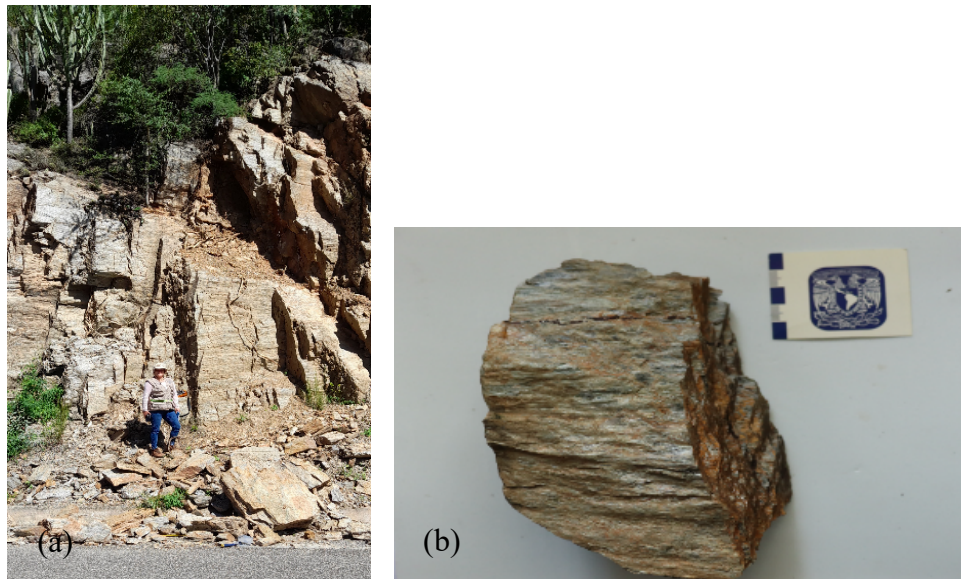


Figura 26. Esquistos de la Formación Cosoltepec (FC-5). (a) Afloramiento con fracturas y meteorización; (b) Detalle con presencia de micas; escala= 5 cm.

En sección delgada presenta una textura lepidoblástica y presencia de cuarzo, muscovita, biotita y hematita (Fig. 27), la muestra se clasificó como esquistos de mica blanca.

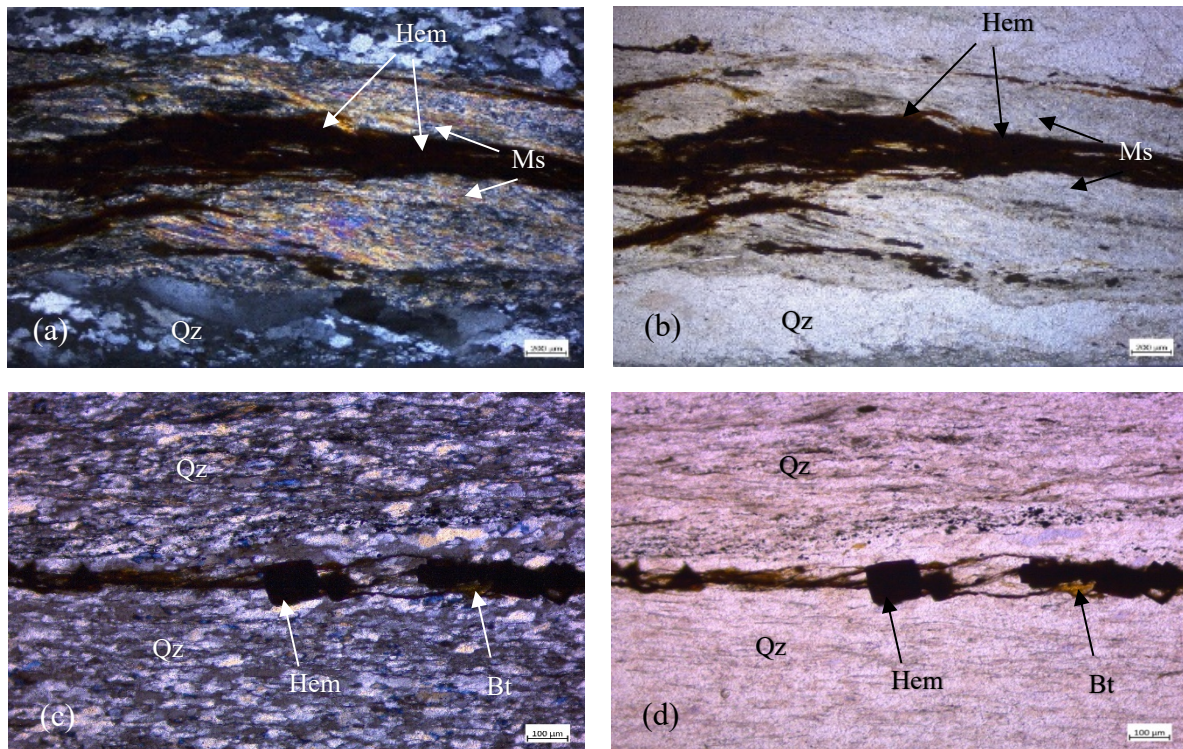


Figura 27. Fotomicrografías del esquistos de mica blanca de la Formación Cosoltepec (FC-5). (a) Se observa la textura lepidoblástica proporcionada por los cristales de cuarzo, biotita y muscovita, además de la presencia de harina de hematita alargada y deformada; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Serie de cristales de hematita con hábito euédrico, además de biotita y cuarzo; (NC); (d) Misma zona; (NP). Qz= cuarzo; Ms= muscovita; Bt= biotita; Hem= hematita; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

Ensamble Piaxtla-Xayacatlán

Rocas eclogíticas, consideradas de alta presión compuestas por granate, onfacita y fengita han sido estudiadas en afloramientos de la región Piaxtla-Tecomatlán (Ortega-Gutiérrez, 1974). Con base en estudios petrológicos el mismo autor considera que las eclogitas se forman a temperaturas aproximadas de 500 - 550 °C y 11 – 12 kilobares de presión (Ortega-Gutiérrez, 1974). Estos datos de P-T fueron confirmados por otros autores quienes reportan que las facies eclogíticas ocurrieron a temperaturas alrededor de 560 ± 60 °C y presiones entre 11 y 15 kilobares (Meza-Figueroa *et al.*, 2003). Por otro lado, Middleton *et al.*, (2007) obtienen temperaturas y presiones ligeramente mayores alrededor de ca. 650 – 750 °C y presiones mayores o iguales a 14 kilobares.

Las rocas eclogíticas junto con las litologías de esquistos verdes, anfíbolita, metagabro, serpentina, milonita, esquistos pelíticos y cuarcita, fueron originalmente descritas dentro de la Formación Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978), y posteriormente consideradas como Grupo Piaxtla que según Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1999) corresponde con la secuencia superior del Complejo Acatlán (440 ± 14 Ma; Silúrico Temprano), siendo la secuencia inferior el Grupo Petlalcingo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Estas dos secuencias del Complejo Acatlán están sobreyacidas discordantemente por la Formación Tecomate del Paleozoico Superior (Middleton *et al.*, 2007). El Grupo Piaxtla fue posteriormente redefinido como Ensamble Piaxtla y a diferencia de Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1999) que la situó en el Silúrico, con base en nuevas edades U-Pb en circones ígneos se le colocó en la secuencia inferior del Complejo Acatlán, por debajo de la Formación Cosoltepec y del Grupo Petlalcingo, y con una edad más antigua del Ordovícico (480 - 460 Ma) (Middleton *et al.*, 2007). En el Ensamble Piaxtla se colectó las muestras 2= XAY-3, 5= XAY-6, 7= FTe-8A y 12= PIX-13.

Relaciones geológicas y petrografía. La muestra 2= XAY-3 se colectó de un afloramiento de esquistos verdes del Ensamble Piaxtla que de acuerdo con el mapa geológico de Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2018) (Fig.18) se ubica en las cercanías del contacto con la Formación Tecomate. El afloramiento presenta fracturas y tonos rojizos por meteorización y oxidación (Fig. 28a); la muestra de mano exhibe una textura esquistosa y minerales de color verde además de micas en una matriz de grano fino (Fig. 28b).



Figura 28. Esquisto verde del Ensemble Piaxtla-Xayacatlán (XAY-3). (a) Afloramiento de rocas con minerales verdes con presencia de fracturas y meteorización; (b) Detalle de muestra de mano con textura esquistosa; escala= 5 cm.

En lámina delgada se observó una textura porfidoblástica y los minerales presentes son anfíbol, clorita, plagioclasa, cuarzo, biotita y hematita (Fig. 29), la muestra se clasificó como un esquisto verde.

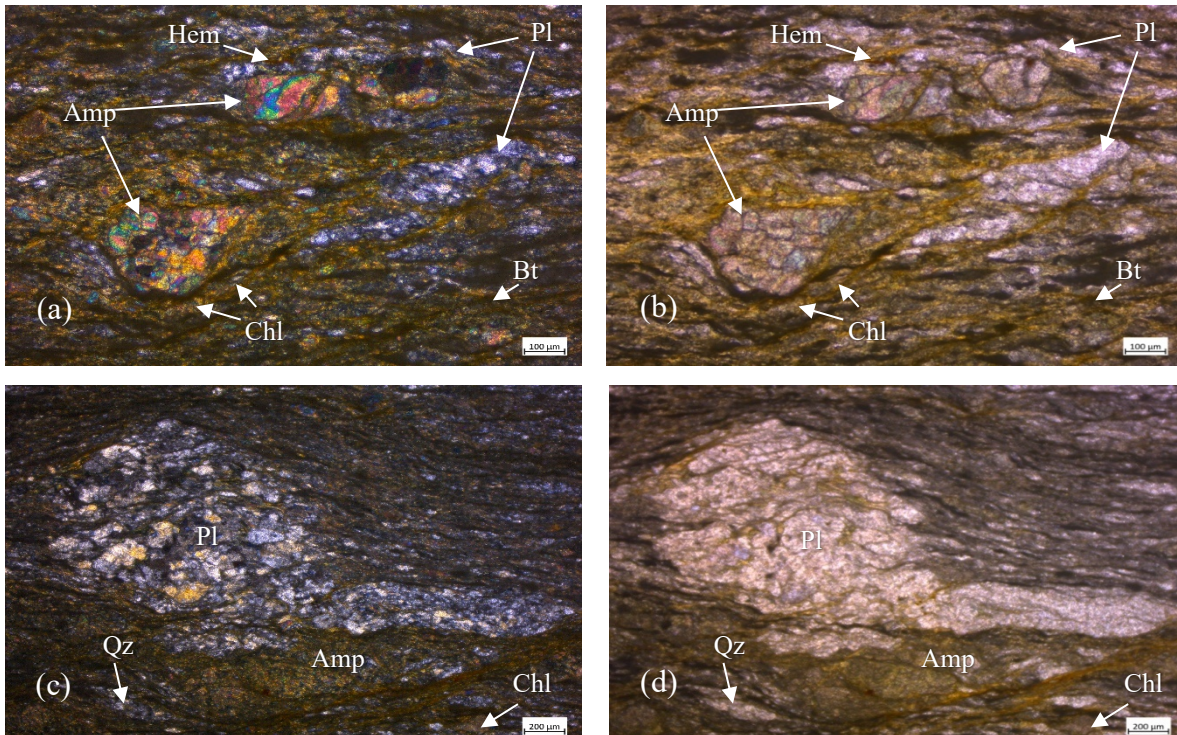


Figura 29. Fotomicrografías del esquisto verde del Ensemble Piaxtla-Xayacatlán (XAY-3). (a) Porfidoblastos de anfíbol parcialmente fragmentados y embebidos en una matriz de minerales de plagioclasa; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Porfidoblasto de plagioclasa, bordeado por hornblenda, cuarzo y clorita; (NC); (d) Misma zona; (NP). Amp= anfíbol; Chl= clorita; Pl= plagioclasa; Qz= cuarzo; Bt= biotita; Hem= hematita; escala: 10x= 100 µm; 5x= 200 µm.

La muestra XAY-6 se colectó de un dique granítico que intrusióna a rocas esquistosas (metasedimentos) y de acuerdo con el mapa geológico (Fig. 18), estas rocas se ubican como parte del Ensamble Piaxtla. Se trata de una roca ígnea que intrusióna a metapelitas y metapsammitas polideformadas (Fig. 30a) atribuidas a la unidad Amate (Morales-Gámez *et al.*, 2009). Anteriormente estos metasedimentos fueron asignados a la Formación Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999) y ahora se incluyen en el Ensamble Piaxtla (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). El afloramiento (5= XAY-6) se ubica en las inmediaciones del contacto tectónico de cabalgadura de la Fm Cosoltepec y el Ensamble Piaxtla (Fig. 18). La muestra de mano exhibe textura fanerítica con plagioclasa, cuarzo y anfíbol en una matriz de grano grueso (Fig. 30b).

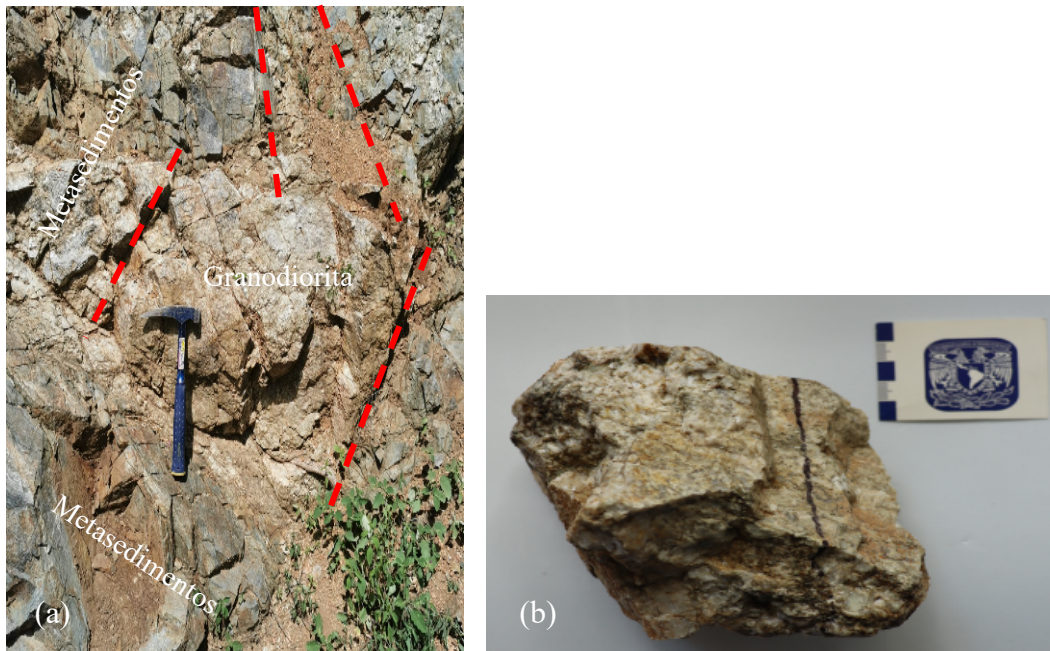


Figura 30. Dique ígneo colectado del Ensamble Piaxtla-Xayacatlán (XAY-6). (a) Dique cortando metasedimentos de la Unidad Salada; (b) Detalle donde se observa textura granítica y minerales blancos; escala= 5 cm.

En sección delgada presenta textura holocristalina-equigranular con plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, epidota, tremolita, biotita y hematita (Fig. 31), la roca se clasificó como tonalita-granodiorita.

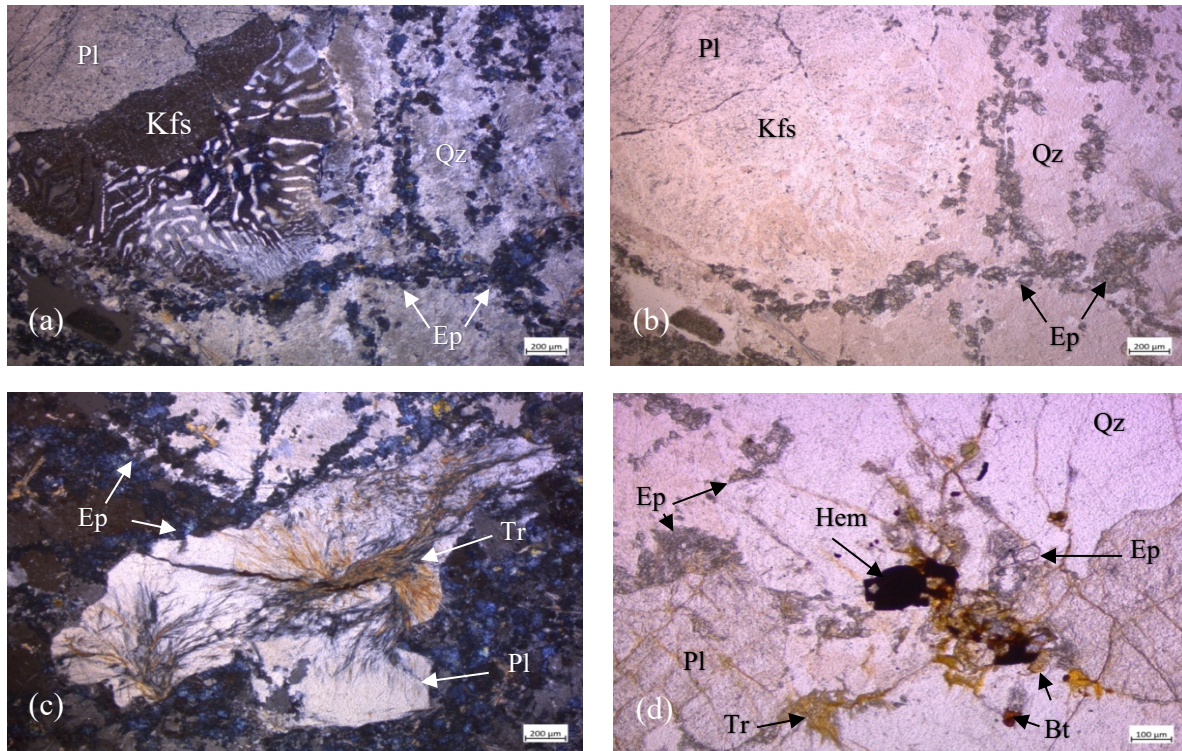


Figura 31. Fotomicrografías del dique de tonalita-granodiorita colectado del Ensamble Piaxtla (XAY-6). Se observa textura holocristalina-equigranular general de la roca (a) Textura mirmequítica de cuarzo, plagioclasa sódica y feldespato potásico, también se observan cristales de epidota; Nícoles Cruzados; (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Intercrecimiento de tremolita con hábito radial en plagioclasa sódica; (NC); (d) Cristal de hematita euhedral, también se observan cristales de cuarzo, plagioclasa sódica, epidota y biotita; (NP). Pl= plagioclasa sódica; Kfs= feldespato potásico; Qz= cuarzo; Ep= epidota; Tr= tremolita; Bt= biotita; Hem= hematita; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

La muestra 7= FTe-8A corresponde a esquistos de color verde. De acuerdo con el mapa geológico de Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2018) (Fig.18) la muestra se ubica cerca del contacto entre rocas verdes del Ensemble Piaxtla y esquistos calcáreos de la Formación Tecomate (Fig. 32a). Este contacto es por falla inversa donde el Ensemble Piaxtla cabalga a metasedimentos de la Formación Cosoltepec. En muestra de mano se observan minerales verdes, así como plagioclasa, calcita y micas en una matriz de grano fino (Fig. 32b).

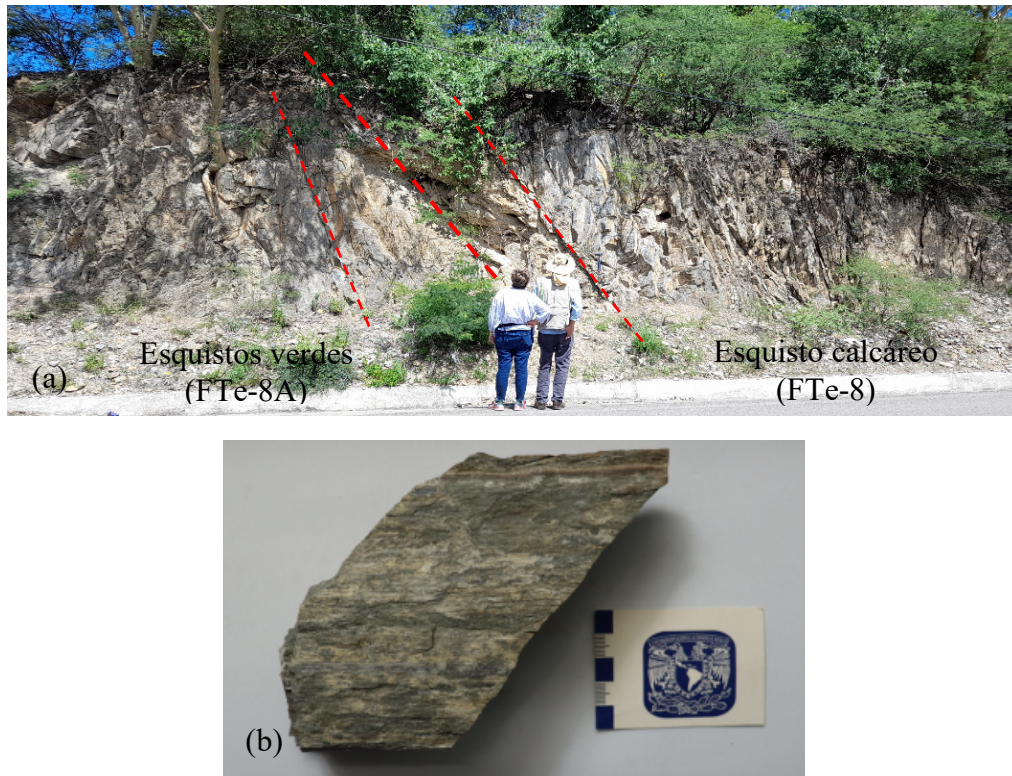


Figura 32. (a) Contacto litológico (línea punteada roja) entre los esquistos verdes del Ensemble Piaxtla y esquistos calcáreos de la Formación Tecomate (FTe-8A); (b) Fotografía del esquistos verde; escala= 5 cm.

Bajo microscopio petrográfico la muestra presenta una textura esquistosa-porfidoblástica con cuarzo, plagioclasa, clorita, anfíbol, muscovita, calcita, mineral opaco y circón (Fig. 33), la roca se clasificó como esquistos de plagioclasa (albita) y clorita.

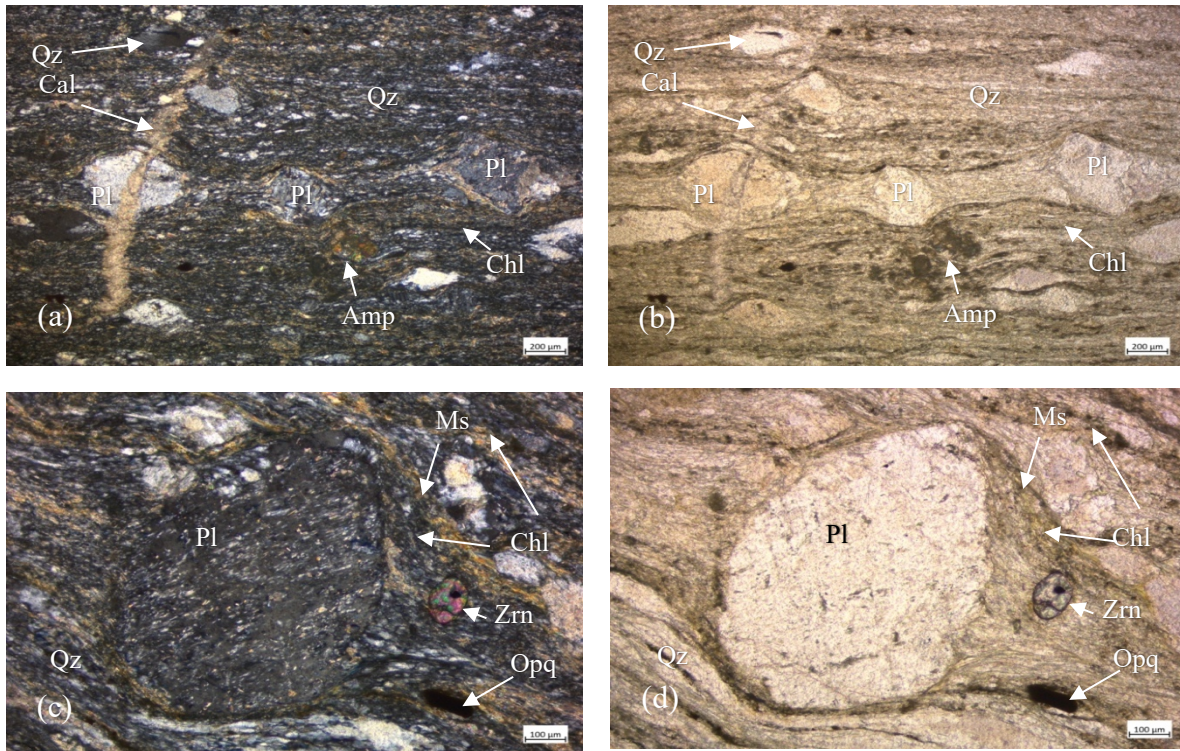


Figura 33. Fotomicrografías del esquisto de albita y clorita del ensamble Piaxtla (FTe-8A). La textura general de la roca es porfidoblástica. (a) Se observa una serie de cristales de albita con textura de budín, también se observa una vetilla de calcita, anfíbol verdoso con relieve alto, matriz de cuarzo; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Cristal de plagioclasea bordeado por biotita, clorita y cuarzo, también se observa un circón y mineral opaco; (NC); (d) Misma zona; (NP). Qz= cuarzo; Pl= plagioclasea; Chl= clorita; Amp= anfíbol; Ms= muscovita; Cal= calcita; Opq= mineral opaco; Zrn= circón; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

Finalmente, la muestra PIX-13 se colectó en las cercanías del poblado de Piaxtla, Puebla, de un afloramiento de esquistos con minerales de tonalidades oscuras en contacto con un metagranito blanquecino que exhibe cuarzo y plagioclasa.

En el mapa geológico (Fig. 18), el afloramiento de esquistos del ensamble Piaxtla cabalga mediante falla inversa a los metasedimentos de la Formación Cosoltepec y al oriente están en contacto con los Granitoides Esperanza. La muestra colectada presenta colores verdes-pardos y textura esquistosa. Está en contacto con un metagranito con cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico posiblemente relacionado a los Granitoides Esperanza (Fig. 34a). La muestra PIX-13 presenta una textura esquistosa y está compuesta por granate, plagioclasa, cuarzo y micas negras y blancas en una matriz de grano fino (Fig. 34b).

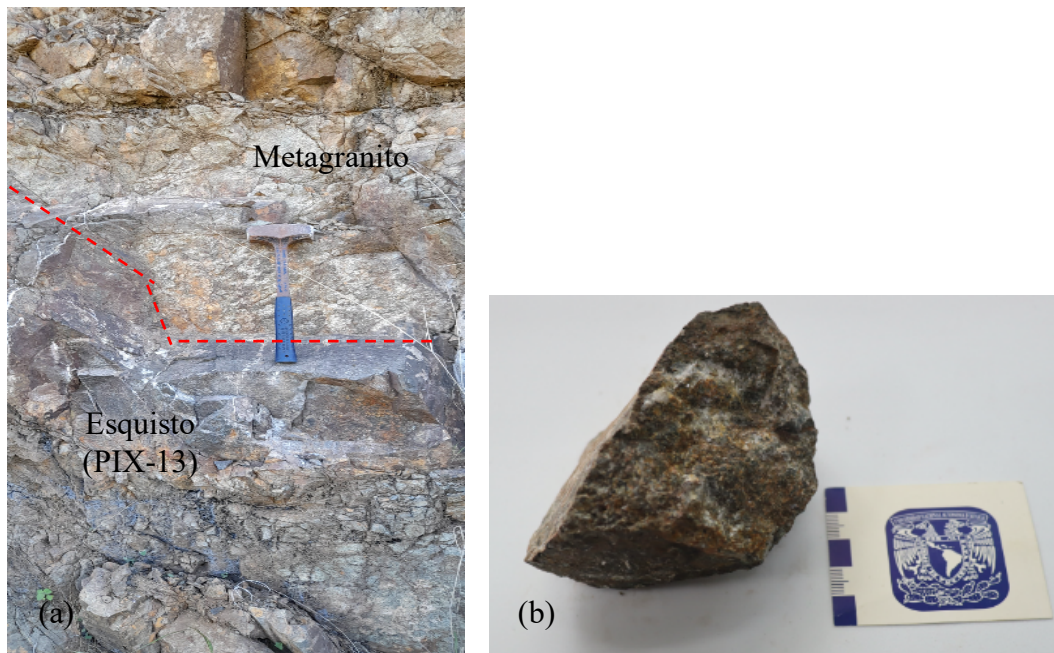


Figura 34. Esquisto verde de granate del Ensamble Piaxtla-Xayacatlán (PIX-13). (a) Fotografía del afloramiento donde se observa el contacto litológico entre el esquisto colectado en el Ensamble Piaxtla y el metagranito; (b) Muestra de mano del esquisto con minerales verdes-parduzcos; escala= 5 cm.

En sección delgada se observa textura porfidoblástica compuesta por granate, anfíbol, plagioclasa, clorita, titanita, piemontita y calcita (Fig. 35). La muestra se clasifica como esquisto verde de granate.

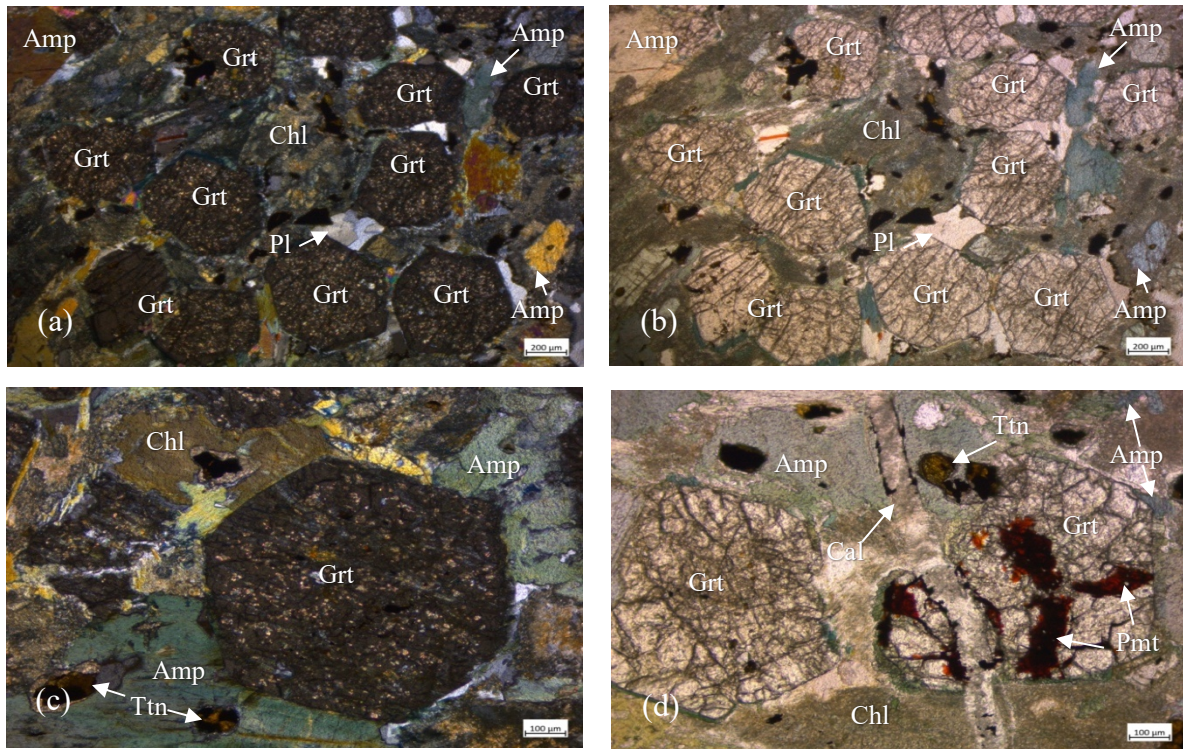


Figura 35. Fotomicrografías del esquistó verde de granate del Ensamble Piaxtla-Xayacatlán (PIX-13). La textura general de la muestra es porfidoblástica. (a) Se observan porfidoblastos subhedrales y euhedrales de granate, también se observa anfíbol (azul) con un relieve medio y clorita (verde) como matriz; además de cristales de plagioclasa, cuarzo y mica; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Cristales de titanita con coronas de reacción rodeados por clorita y anfíbol; se observa granate con intercrecimiento de arcillas; (NC); (d) Vetilla de calcita cortando cristal de granate fracturado y con intercrecimiento de cristales de piemontita (rojo); se observa clorita y anfíbol; (NP). Grt= granate; Amp= anfíbol; Pl= plagioclasa; Chl= clorita; Ttn= titanita; Pmt= piemontita; Cal= calcita; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

Formación Tecomate

La Formación Tecomate definida por Ortega-Gutiérrez, (1978) está compuesta por una asociación de litologías de origen marino de metacaliza, metaconglomerados, metapsammitas y metapelitas con presencia de fósiles del Paleozoico Superior (Pensilvánico a Pérmico Medio) (Middleton *et al.*, 2007). Esta secuencia metasedimentaria es, en parte, correlacionable con la sucesión sedimentaria fosilífera de arenisca, caliza y lutita de la Formación Patlanoaya de edad Devónico Tardío a Pérmico Medio (Vachard *et al.*, 2000; Vachard y Flores de Dios, 2002). Por otro lado, Sánchez-Zavala, (2008) observó que las sucesiones de la Formación Tecomate por él estudiadas están intensamente deformadas y con metamorfismo de bajo grado en subfacies de esquistos verde (litologías reportadas en la Tabla 3).

En afloramientos de metasedimentos y metalavas se colectaron las muestras 7= FTe-8 en Xayacatlán de Bravo (metacaliza), y 9= FC-10 en Tonahuixtla (esquisto de clinocloro). La localidad 10= FC-11 se ubica en la Formación Tecomate, pero corresponde a un dique de granate que intrusión a los metasedimentos.

Relaciones geológicas y petrografía. La localidad/muestra 7= FTe-8 de la Formación Tecomate, es un esquistos calcáreo (Fig. 36) compuesto por calcita y biotita en una matriz de grano fino y está en contacto por falla con rocas verdes (metabasaltos) del Ensamble Piaxtla (Fig. 36b).

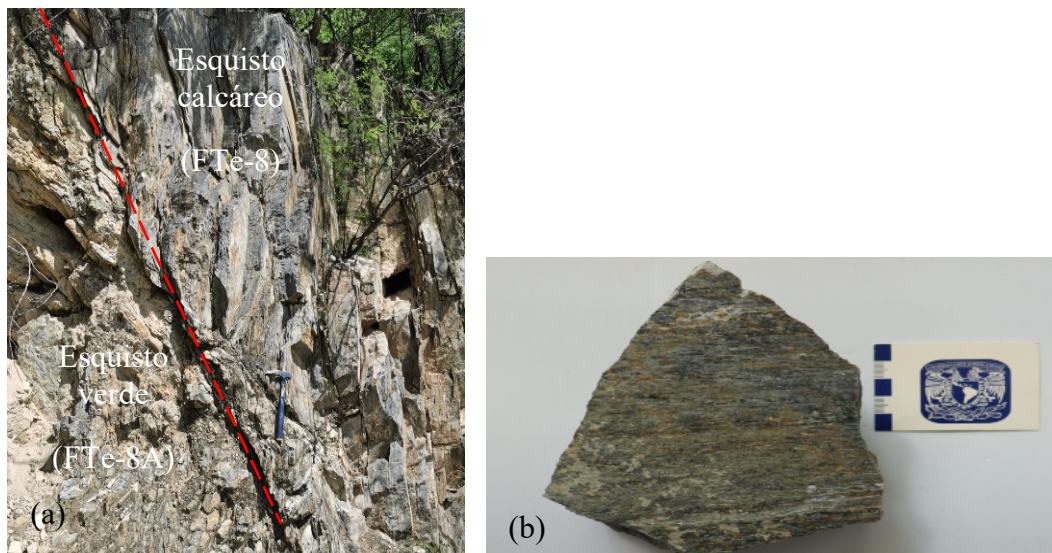


Figura 36. (a) Fotografía donde se observa el contacto por falla entre los esquistos calcáreos de la Formación Tecomate y esquistos verdes del Ensamble Piaxtla (FTe-8); (b) Textura esquistosa del esquistos calcáreo; escala= 5 cm.

Al microscopio se observa una textura esquistosa conformada principalmente por cristales alineados de calcita, sericita y biotita (?) también son comunes los detritos de cuarzo. Las bandas micáceas presentan crenulación (Fig. 37); la roca se clasificó como meta-caliza.

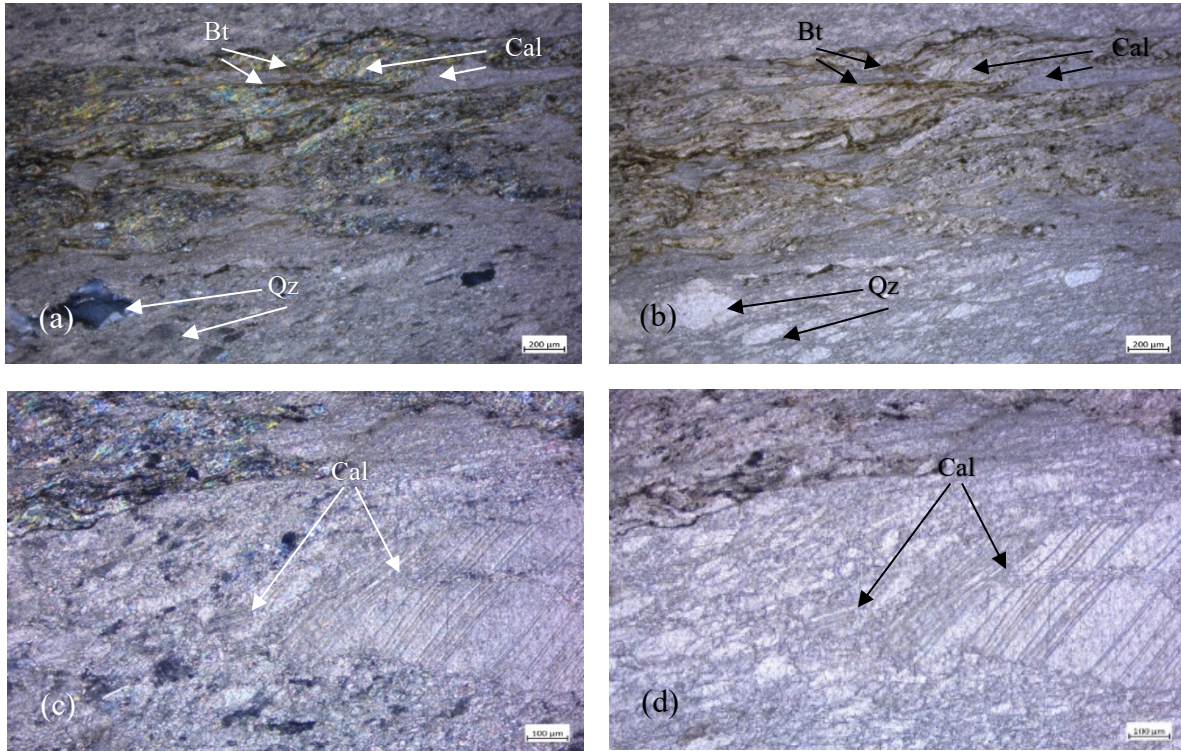


Figura 37. Fotomicrografías de la meta-caliza de la Formación Tecamate (FTe-8). (a) Textura crenulada de los minerales de calcita, también se observan porfidoblastos de cuarzo con extinción ondulante y biotita bordeando los cristales de calcita deformada; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Maclas lamelares de calcita con colores altos de birrefringencia; (NC); (d) Misma zona (NP). Cal= calcita; Qz= cuarzo; Bt= biotita; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

El afloramiento 9= FC-10 está compuesto de esquisto de color verde con alteraciones rojizas. La zona de afloramiento se ubica en la Formación Tecomate, entre el contacto sur de la trondhjemita del Tronco de Totoltepec y la secuencia metasedimentaria de la Formación Cosoltepec (ver mapa geológico de la Fig. 18). En muestra de mano presenta textura esquistosa con minerales verdes, cuarzo, micas y calcita (Fig. 38).

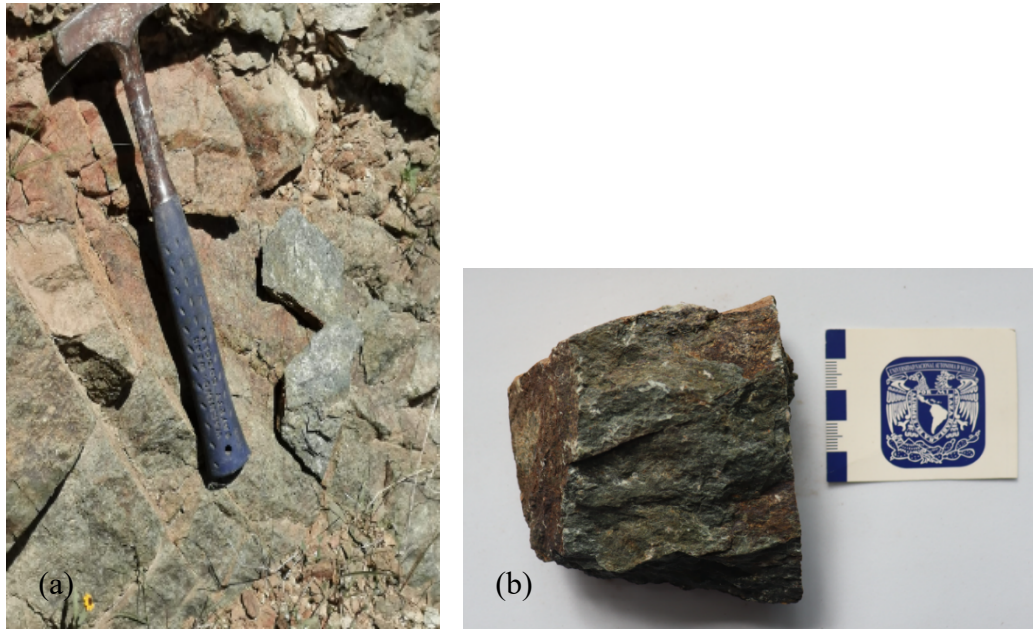


Figura 38. Rocas con minerales de color verde de la Formación Tecomate (FC-10). (a) Afloramiento de roca verde con textura esquistosa, presenta fracturas y meteorización; (b) Detalle del esquisto con minerales color verde; escala= 5 cm.

Bajo microscopio petrográfico presenta una textura porfidoblástica con clinocloro, cuarzo, epidota, plagioclasa, calcita, hematita, mineral opaco y arcillas (Fig. 39). La muestra se clasificó como esquisto de clinocloro.

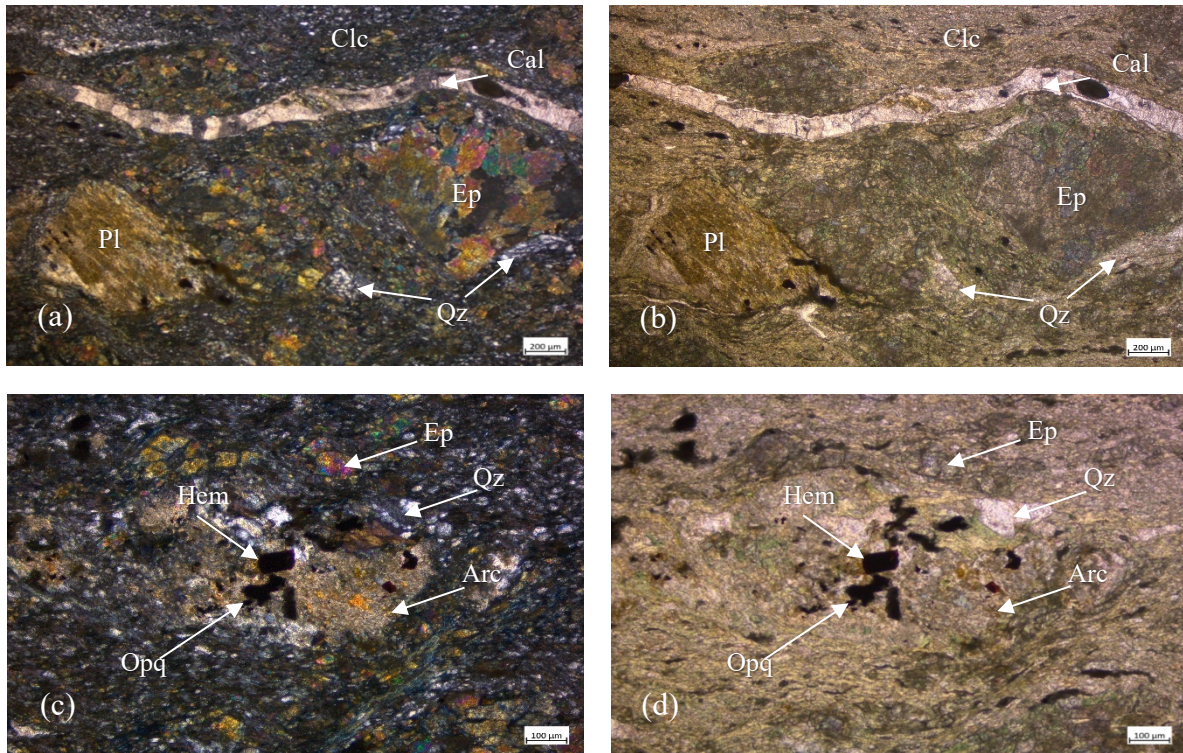


Figura 39. Fotomicrografías del esquisto de clinocloro de la Formación Tecamate (FC-10). La textura general de la roca es porfidoblástica. (a) Porfidoblastos de plagioclase alterada por arcillas y epidota, además se observa una vetilla de calcita con textura de budín y minerales de clorita; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Porfidoblasto alterado por arcillas zonado por mineral opaco y hematita con hábito euhedral; (NC); (d) Misma zona; (NP). Clc=clinocloro; Qz= cuarzo; Ep= epidota; Pl= plagioclase; Cal= calcita; Hem= hematita; Opq= mineral opaco; Arc= arcillas; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

El afloramiento 10= FC-11 corresponde a un dique que intrusiona a rocas esquistosas de la Formación Tecomate (Fig. 40). El dique presenta tonalidades negras/pardas y brillo metálico, no presenta foliación y exhibe cuarzo y minerales oscuros de alta densidad (Fig. 40b).

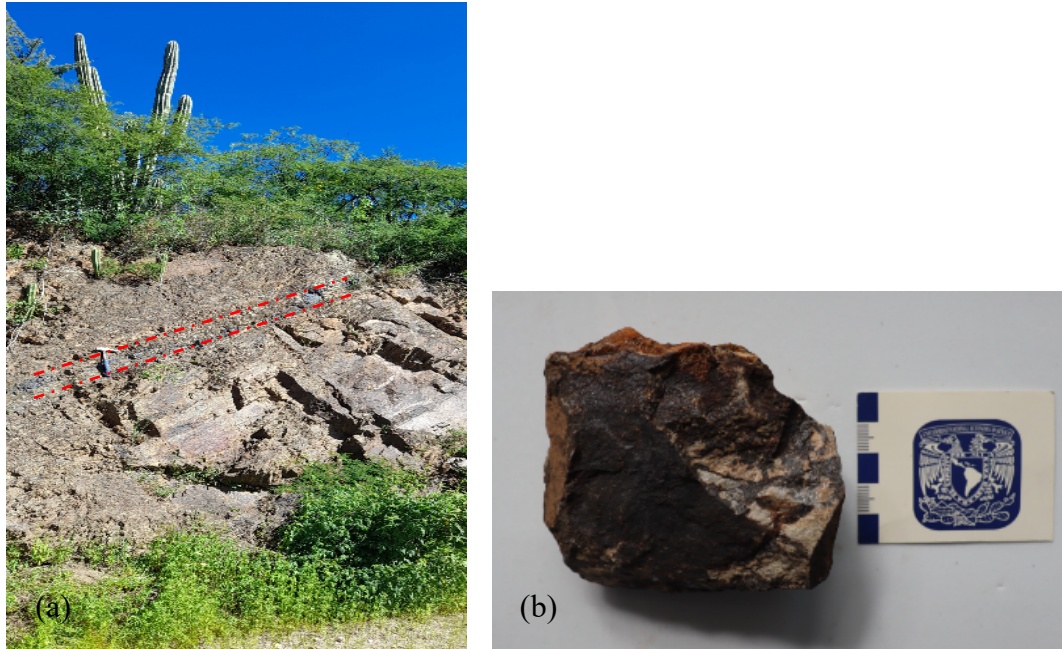


Figura 40. Dique encajonado en la Formación Tecomate (FC-11). (a) Afloramiento del dique (líneas rojas) encajonado por esquistos; (b) Textura microcristalina del dique; escala= 5 cm.

Bajo microscopio petrográfico se observa textura granoblástica compuesta por granate, cuarzo, mineral opaco, muscovita y biotita (Fig. 41). La muestra se clasificó como dique de granate.

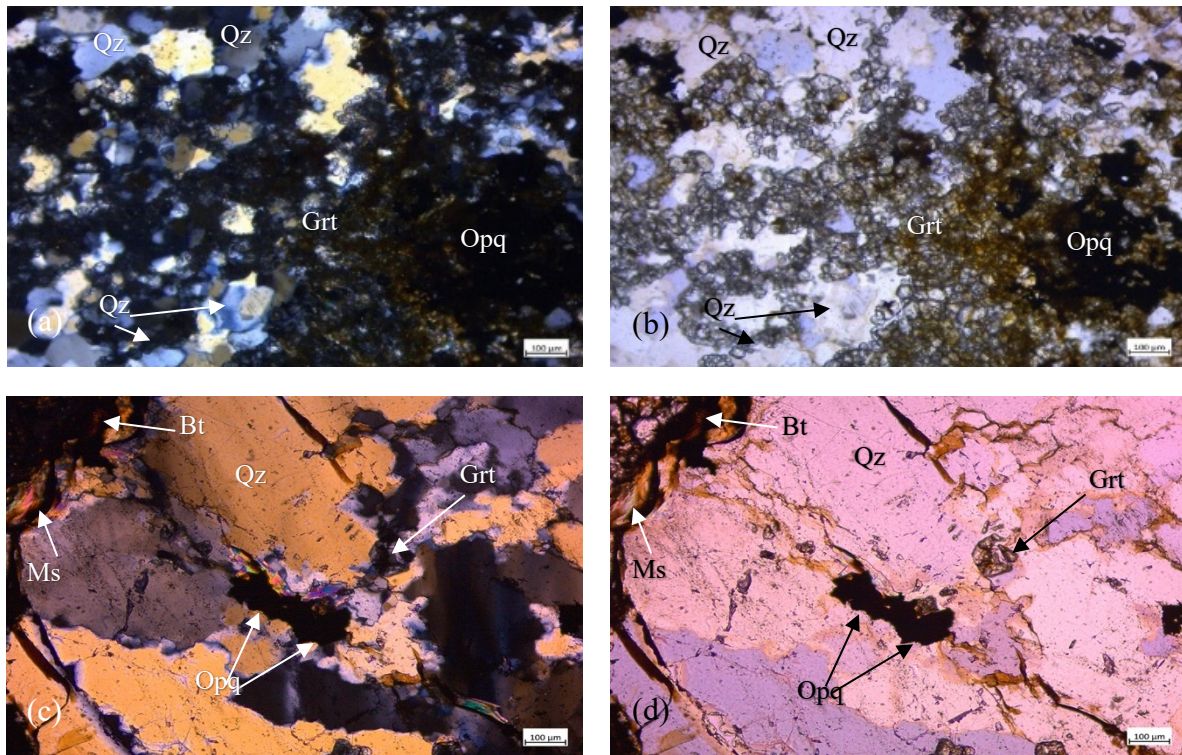


Figura 41. Fotomicrografías del dique de granate asociado a rocas de la Formación Tecomate (FC-11). (a) Textura granoblástica con cristales de granate y cuarzo, se observa mineral opaco a la luz transmitida; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Cristales de cuarzo, biotita, muscovita, además se observa granate con alto relieve y mineral opaco; (NC); (d) Misma zona; (NP). Grt= granate; Qz= cuarzo; Opq= mineral opaco; Ms= muscovita; Bt= biotita; escala: 10x= 100 µm.

Tronco de Totoltepec

El Tronco de Totoltepec de composición trondhjemitica, intrusiva a rocas de la Formación Tecamate y Xayacatlán, localmente posee ligera foliación E-W de origen cataclástico (Ortega-Gutiérrez, 1978).

La edad del Tronco de Totoltepec se calculó originalmente en 287 ± 2 Ma (U-Pb en circones) (Yáñez *et al.*, 1991). En trabajos posteriores (Kirsch *et al.*, 2012) el Tronco de Totoltepec se describe como un plutón máfico-félsico de 289 ± 2 Ma (U-Pb en circones) con litologías marginales de rocas máficas y ultramáficas (gabro de hornblenda) ligeramente más antiguas con edades promedio de 306 ± 2 Ma (U-Pb en circones) (Tabla 3).

Relaciones geológicas y petrografía. La muestra 8= TOT-9 (Fig.42a) se colectó de un afloramiento de granodiorita/tonalita (mapa Fig. 18) que intrusiva a rocas metasedimentarias de la Formación Cosoltepec y/o Formación Tecamate (Ortega-Gutiérrez, 1978; Kirsch *et al.*, 2012); en muestra de mano presenta una textura fanerítica con plagioclasa sódica, feldespato potásico, cuarzo y micas en matriz de grano grueso (Fig. 42b).

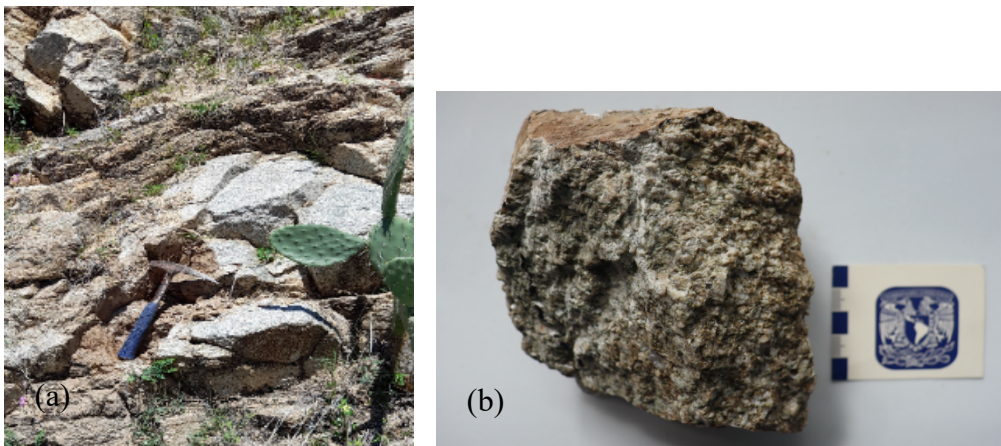


Figura 42. Roca granítica del Tronco de Totoltepec (TOT-9). (a) Afloramiento; (b) Fotografía de la muestra de mano, exhibe textura granular y se observa plagioclasa, feldespato y micas; escala= 5 cm.

En sección delgada presenta textura holocristalina-equigranular compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, epidota, muscovita, anfíbol y actinolita (Fig. 43); la muestra se clasificó como tonalita-trondhjemitica.

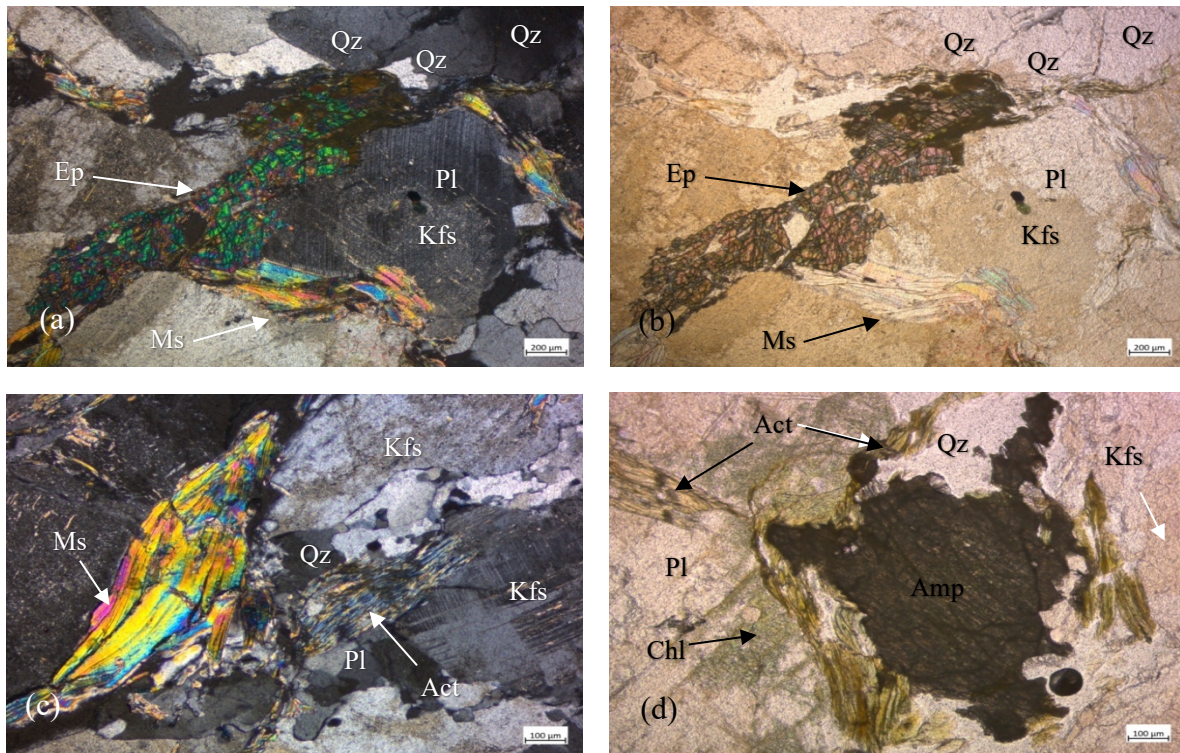


Figura 43. Fotomicrografías de la tonalita-granodiorita del Tronco de Totoltepec (TOT-9). Textura holocrystalina-equigranular. (a) Cristales de plagioclase sódica, feldespato potásico, cuarzo, epidota y muscovita; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Cristales de muscovita, plagioclase sódica, feldespato potásico y actinolita con hábito fibroso; (NC); (d) Se observa anfíbol, feldespato potásico, plagioclase, cuarzo, clorita y actinolita; (NP). Pl= plagioclase; Qz= cuarzo; Kfs= feldespato potásico; Ep= epidota; Ms= muscovita; Amp= anfíbol; Act= actinolita; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm .

Litodema Chazumba

La Formación Chazumba, compuesta por esquisto de biotita con intervalos de cuarcita y metagabro diferenciado y esquisto pelítico, fue definida y descrita por Ortega-Gutiérrez, (1978) (Tabla 3).

Debido a la compleja estructura de la Formación Chazumba y a que está compuesta por una combinación de cuerpos metasedimentarios y metaígneos que hace muy complejo definir su estratigrafía (base y cima), Keppie *et al.*, (2006) proponen cambiar esta unidad formacional a la categoría de unidad litodémica y agruparla junto con la unidad Migmatita Magdalena en la Serie Petlalcingo.

En estudios geocronológicos posteriores de Helbig *et al.*, (2012) obtuvo edades Jurásicas (ca. 168 - 171 Ma, U-Pb en circones ígneos) en diques y leucosomas de las migmatitas; así como edades U-Pb en circones detríticos de 192, 198, 214, 250, 266 y 291 Ma de la Litodema Chazumba, que fueron interpretadas como edades máximas de depósito de los sedimentos. Por lo tanto, se interpretó que las turbiditas fueron depositadas durante el Triásico Tardío-Jurásico Medio (Helbig *et al.*, 2012). En contraste, la hipótesis de Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2022) es que el protolito sedimentario del Complejo Ayú constituye una unidad poli-orogénica relacionada con el Complejo Acatlán y que fue metamorfozada dos veces, en el Pérmico Temprano (285 - 270 Ma) y en el Jurásico Medio (174 - 163 Ma).

Relaciones geológicas y petrografía. En este trabajo se colectaron muestras de la Litodema Chazumba y Diques San Miguel en la localidad 11= DSM-12 y 12A. En el afloramiento (Chazumba-San Miguel) (Fig.44a) se observa el contacto entre la Litodema Chazumba y rocas graníticas de los Diques San Miguel que la intrusionan (mapa geológico Fig.18, localidad 11). Se trata de un cuerpo de esquisto de biotita intrusionado por rocas graníticas. En muestra de mano presenta textura esquistosa con abundante biotita, así como plagioclasa y cuarzo (Fig. 44b).

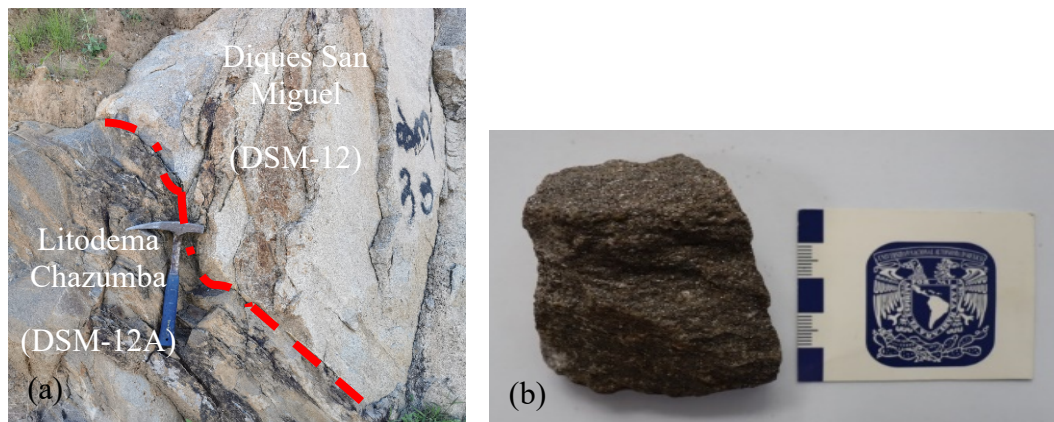


Figura 44. Contacto litológico de la Litodema Chazumba con los Diques San Miguel (DSM-12A). (a) La línea roja punteada indica el contacto litológico entre el esquisto del Litodema Chazumba y rocas metagraníticas de los Diques San Miguel; (b) Fotografía del esquisto; escala= 5 cm.

En lámina delgada presenta una textura granoblástica-esquistosa compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita con un arreglo subparalelo (Fig. 45); se clasificó como esquistito de biotita.

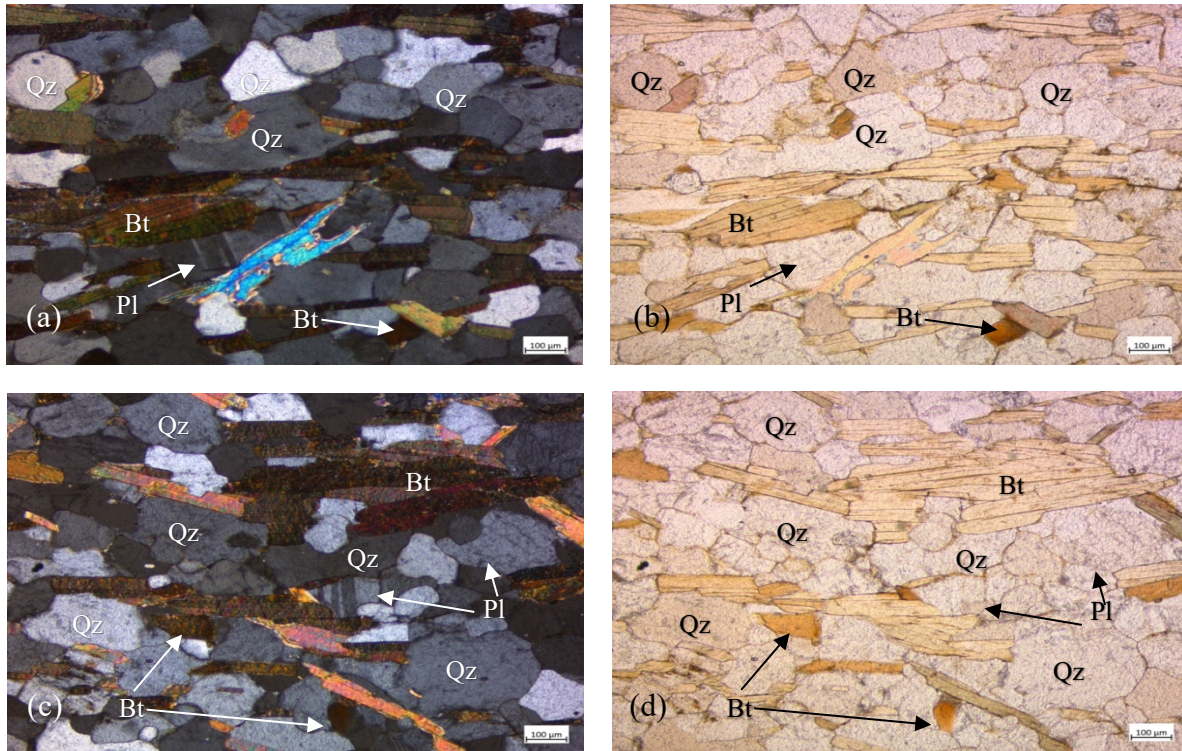


Figura 45. Fotomicrografías del esquistito de biotita de la Litodema Chazumba (DSM-12A). (a) Se observa la textura granoblástica proporcionada por los cristales de cuarzo y plagioclasa, además de biotita; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Cristales de cuarzo, plagioclasa sódica y cristales de biotita; (NC); (d) Misma zona; (NP). Qz= cuarzo; Pl= plagioclasa; Bt= biotita; escala: 10x= 100 µm.

Diques San Miguel

Los Diques San Miguel se observaron en la misma localidad (11= DSM-12) que la Litodema Chazumba y forman parte del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2022). Originalmente Ortega-Gutiérrez, (1978) consideró a estos plutones como parte del Complejo Acatlán, y por tanto de edad Paleozoica. Se trata de una serie de pequeños plutones de diorita, granodiorita, granito de granate-muscovita, pegmatita, aplita y tonalita de hiperstena que intrusionan a la Litodema Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978; Yáñez *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2022).

Los fechamientos Sm-Nd en granate-roca entera y Rb-Sr en muscovita-roca entera para los intrusivos San Miguel, arrojan edades Jurásicas de 172 ± 1 Ma y 175 ± 3 Ma, respectivamente (Yáñez *et al.*, 1991) (Tab. 3).

Relaciones geológicas y petrografía. Como se menciona en líneas arriba, los Diques San Miguel intrusionan a esquistos de biotita de la Litodema Chazumba (Figs. 44). La muestra 11= 12A se colectó de un afloramiento gris, con poca alteración por intemperismo (Fig. 46). En muestra de mano se observa textura fanerítica con plagioclasa, cuarzo, anfíbol y micas.

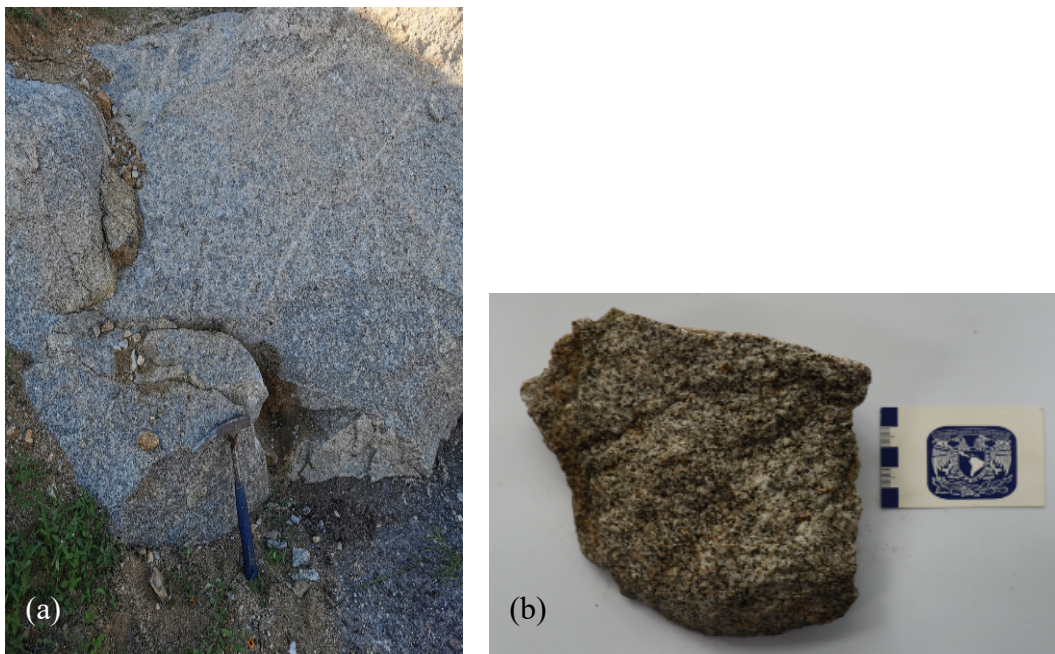


Figura 46. Rocas metaígneas de los Diques San Miguel (DSM-12). (a) Afloramiento de rocas metagraníticas fracturadas; (b) Detalle de la muestra de mano, se aprecia la textura granítica y minerales pardos; escala= 5 cm.

En sección delgada se observa textura holocristalina-equigranular con cuarzo, plagioclasa, biotita y granate (Fig. 47). La muestra se clasificó como tonalita.

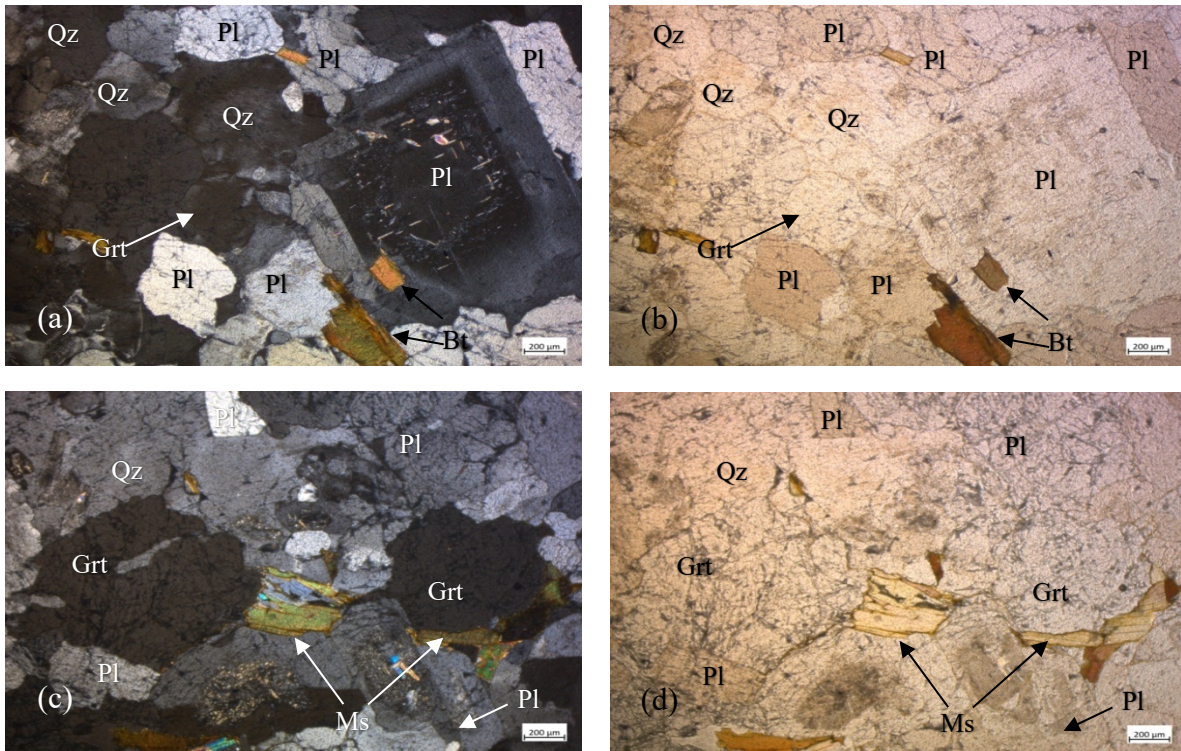


Figura 47. Fotomicrografías de la tonalita de los Diques San Miguel (DSM-12). Textura holocristalina-equigranular (a) Se observa cristal euhedral de plagioclasa sódica con zonación concéntrica, cuarzo y biotita, también se observa un cristal euhedral de granate; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Cristales euhedrales de granate, plagioclasa sódica y muscovita; (NC); (d) Misma zona; (NP). Qz= cuarzo; Pl= plagioclasa; Bt= biotita; Grt= granate; escala: 5x= 200 µm.

qtz

Observaciones geológicas y petrografía de rocas del Tronco El Tepenene

La muestra TEP-1 se colectó de afloramientos cortados en la ampliación de la carretera Izúcar de Matamoros-Acatlán, Puebla (Fig. 48). Los estudios de Rodríguez-Torres, (1970) y Silva Romo *et al.*, (2018) reportan en la zona un cuerpo intrusivo hipabisal y lo nombran “granodiorita El Tepenene”.

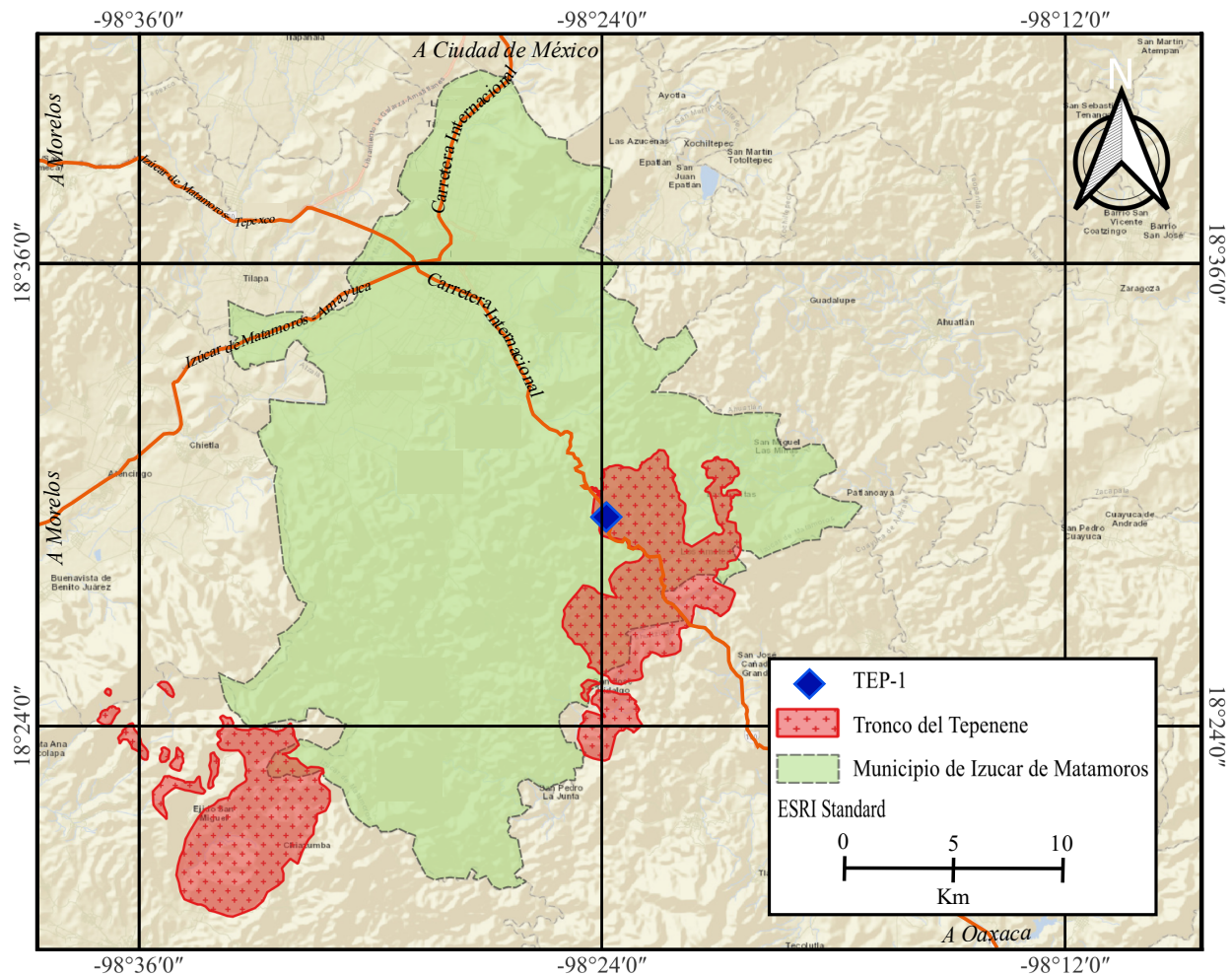


Figura 48. Mapa del municipio de Izúcar de Matamoros (verde) con ubicación de los cuerpos ígneos que representan el Tronco del Tepenene (rojo). El rombo azul, representa el sitio donde se colectó la muestra TEP-1.

Relaciones geológicas y petrografía. El afloramiento intrusión una secuencia de conglomerados calcáreos (capas rojas) de la Formación Balsas y presenta tonos grises, exhibe fracturas y contiene poca o nula meteorización (Fig. 49a). En muestra de mano (Fig. 49b) tiene un color gris con textura porfídica en matriz microcristalina. Se observa cuarzo y plagioclasa principalmente.

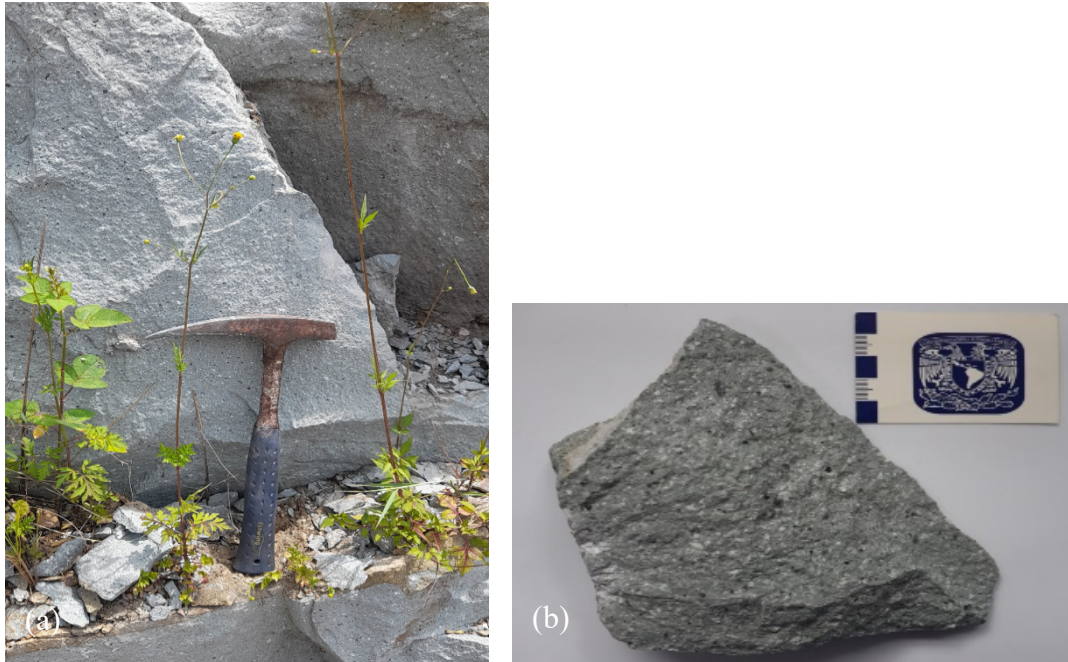


Figura 49. Rocas expuestas del Tronco El Tepenene (TEP-1). (a) Afloramiento de rocas del pórfido; (b) Textura porfídica en la muestra de mano; escala= 5 cm.

Los estudios petrográficos muestran una textura porfídica, en partes fanerítica con fenocristales de plagioclasa sódica, cuarzo, clorita, biotita, además de minerales opacos. Se clasificó como dacita (Fig. 50).

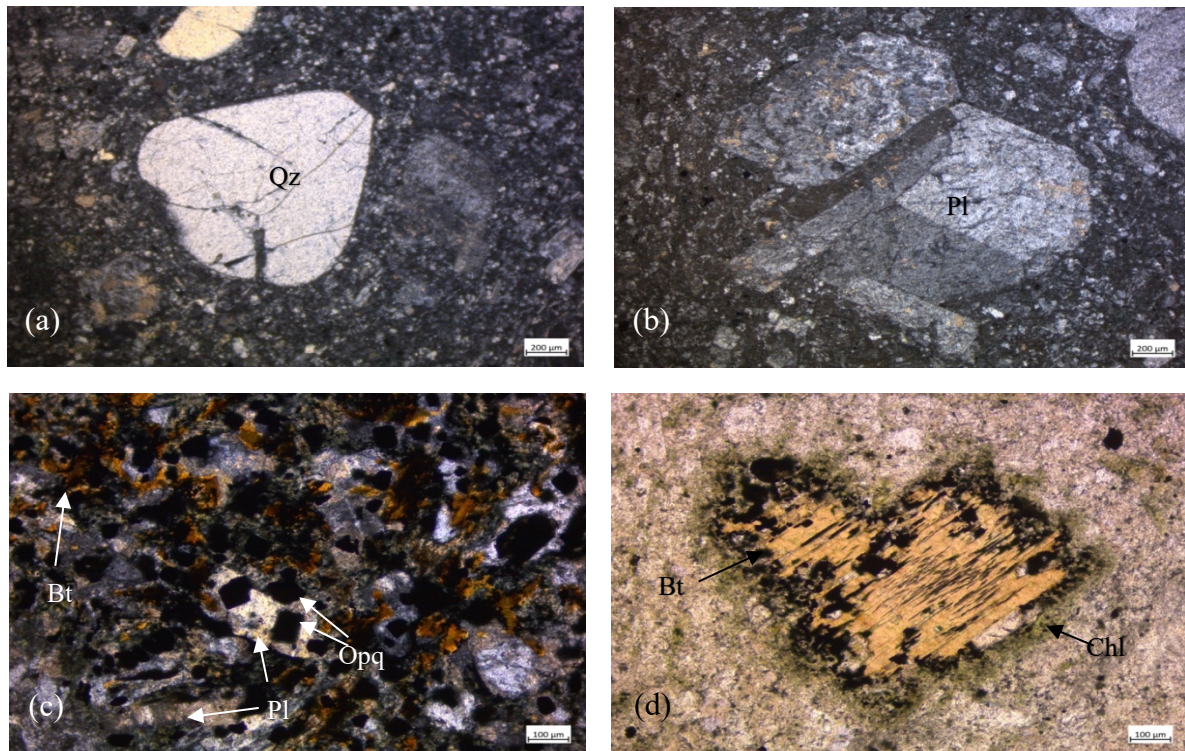


Figura 50. Fotomicrografías del pórfido dacítico del Tepenene (TEP-1). (a) Cristal subhedral de cuarzo embebido en una matriz microlítica de plagioclase y cuarzo; Nícoles Cruzados (NC); (b) Fenocristal de plagioclase sódica; (NC); (c) Minerales opacos con hábito prismático y euhedral; además de plagioclase y biotita; (NC); (d) Biotita alterada u oxidada y parcialmente cloritizada; Nícoles Paralelos. Qz= cuarzo; Pl= plagioclase; Bt= biotita; Chl= clorita; Opq= mineral opaco; escala: 5x= 200 µm; 10x= 100 µm.

op

Observaciones geológicas y petrografía de rocas del Pedregal de San Ángel

La muestra BCU-3 se colectó de un derrame de lava en Ciudad Universitaria, entre el cruce de la avenida Insurgentes y Mario de la Cueva. Este sitio se ubica a más de 9 km del volcán Xitle (Fig. 51). Los estudios de Badilla-Cruz, (1977) y Enciso de la Vega, (1979) reportan flujos de lava sobrepuestos en el área de la alcaldía Coyoacán correspondientes a la zona del Pedregal de San Ángel y las clasifican como basaltos.

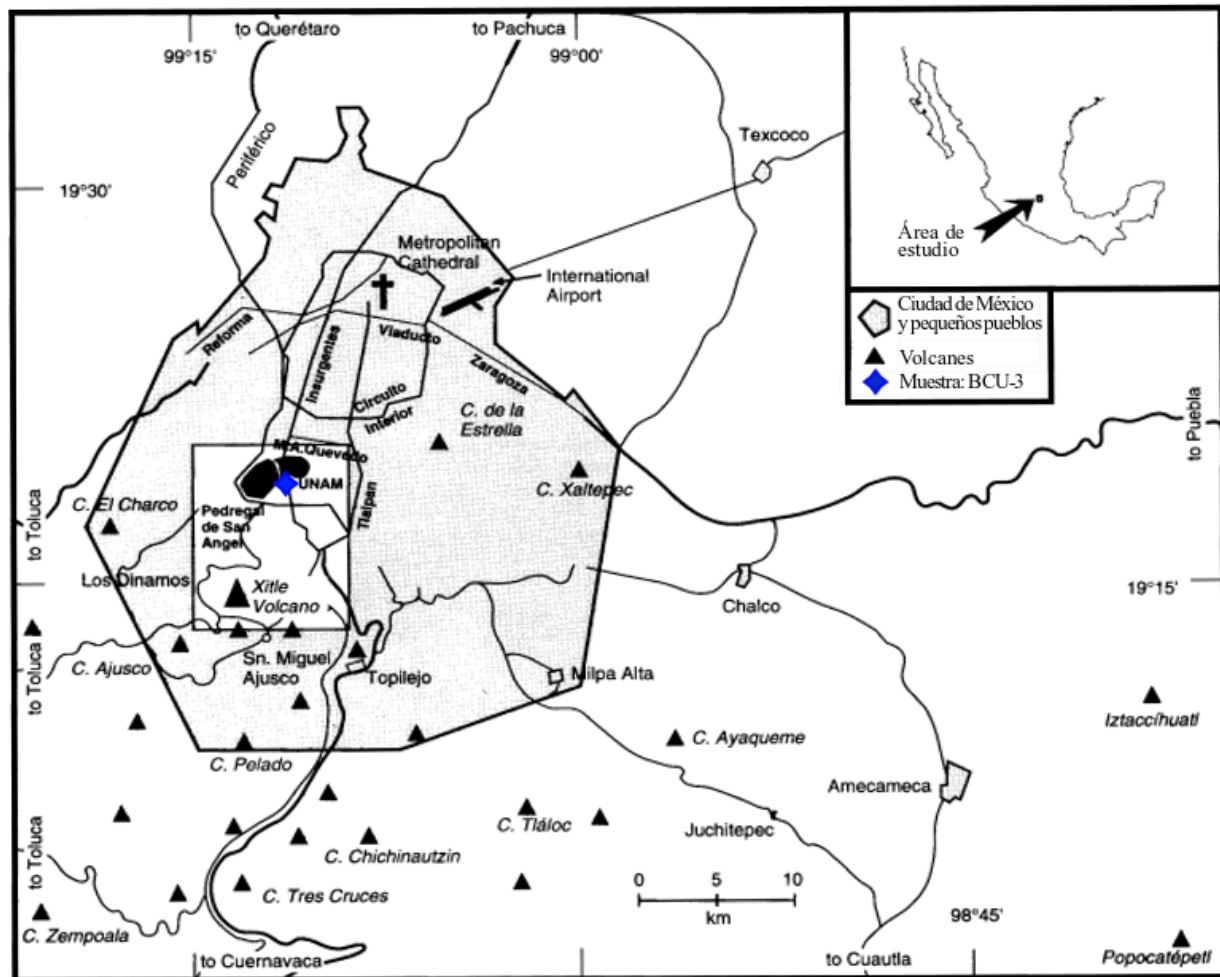


Figura 51. Mapa del Pedregal de San Ángel. Ubicación del área de estudio en Ciudad de México, dentro del rectángulo se localiza el área que comprende el Pedregal de San Ángel y de Ciudad Universitaria de la UNAM; muestra BCU-3 en rombo color azul; tomado de Delgado *et al.*, (1998).

Relaciones geológicas y petrografía. En el afloramiento se observan estructuras columnares y zonas vesiculares expuestas por el corte de la avenida vial. La muestra BCU-3 se colectó de la parte intermedia de un derrame de lava (Fig. 52a), es color gris oscuro a negro, presenta textura afanítica en parte porfídica por la presencia de cristales de olivino y piroxeno (Fig. 52b). El olivino exhibe tonos verdosos y aspecto vítreo a la fractura.



Figura 52. Rocas del Pedregal de San Ángel (BCU-3). (a) Derrame de lava dentro de las inmediaciones de Ciudad Universitaria en la Ciudad de México, presenta vesículas y fracturamiento; (b) Muestra de mano; escala= 5 cm.

En sección delgada presenta una textura microlítica en parte porfídica, con cristales alargados de plagioclasa cálcica, piroxeno y olivino; la roca se clasificó como basalto de olivino y piroxeno (Fig. 53).

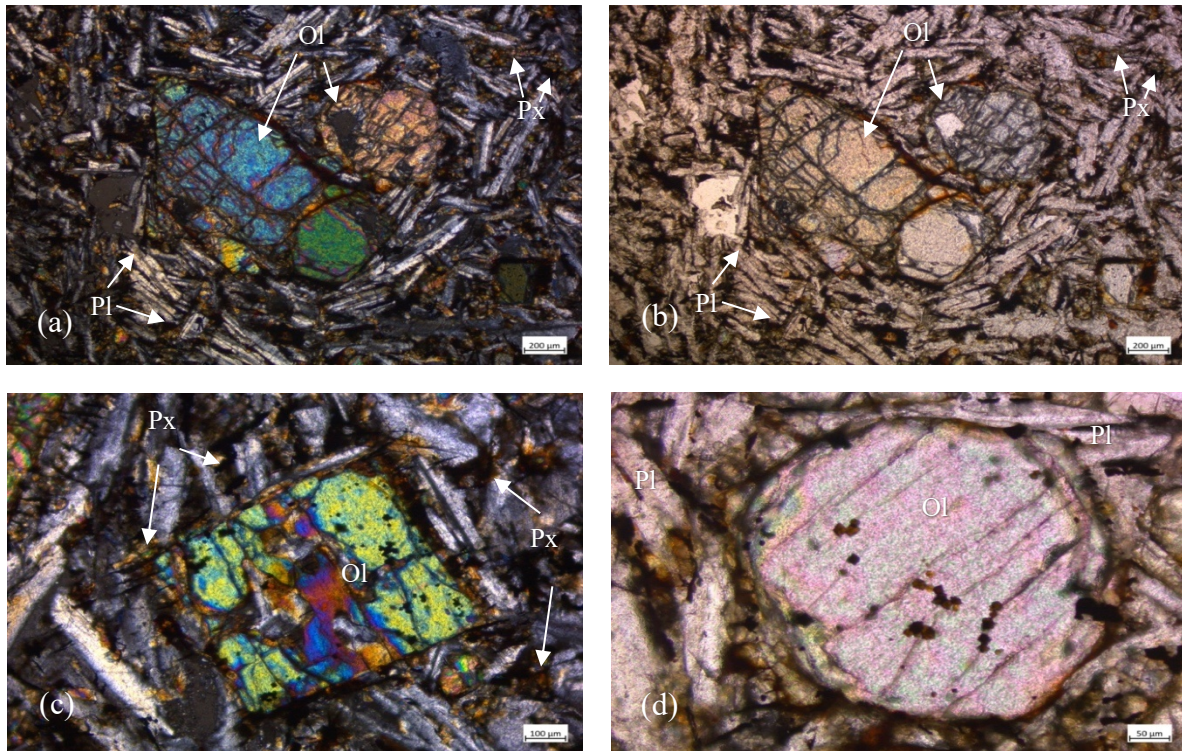


Figura 53. Fotomicrografías del basalto de olivino y piroxeno del Pedregal de San Ángel (BCU-3). (a) Matriz formada por microlitos de plagioclasa que engloba fenocristales de olivino y piroxeno; Nícoles Cruzados (NC); (b) Misma zona; Nícoles Paralelos (NP); (c) Fenocristal euhedral de olivino embebido en microcristales de plagioclasa y piroxeno; (NC); (d) Fenocristal de olivino con oxidación en borde del cristal; (NP). Pl= plagioclasa; Px= piroxeno; Ol= olivino; escala: 5x= 200 μm ; 10x= 100 μm ; 20x= 50 μm .

Difracción rayos X

Los estudios de Difracción de rayos X permitieron identificar y cuantificar las especies minerales en las diferentes litofacies estudiadas en este trabajo. La Tabla 5 muestra el listado de cada una de las muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y el basalto del Pedregal de San Ángel. En la columna derecha se listan las diferentes fases minerales identificadas y el dato (%) del valor semicuantitativo de su concentración. Las unidades muestreadas pertenecen al Complejo Acatlán. Granitoides Esperanza, Formación (Fm) Cosoltepec, Ensamble Piaxtla-Xayacatlán y Fm Tecamate de edad Paleozoico Temprano-Medio (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2022; Keppie *et al.*, 2004; Keppie *et al.*, 2007; Miller *et al.*, 2007). Al Tronco de Totoltepec del Paleozoico Tardío (Ortega-Gutiérrez, 1978; Yáñez *et al.*, 1991; Kirsch *et al.*, 2012; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2022), Litodema Chazumba del Paleozoico Tardío o Triásico-Jurásico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1978; Helbig *et al.*, 2012; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2022), los Diques San Miguel del Jurásico Medio (Ortega-Gutiérrez, 1978; Helbig *et al.*, 2012; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2022), la dacita Tepenene del Oligoceno (Rodríguez-Torres, 1970; Mendoza-Torres *et al.*, 2016; Silva-Romo *et al.*, 2018) y el basalto del Pedregal de San Ángel de 2000 años Antes del Presente (AP) o 1670 ± 35 años AP (Badilla-Cruz, 1977; Enciso de la Vega, 1979; Delgado *et al.*, 1998; Urrutia-Fucugauchi, 1996; Siebe, 2000).

Granitoides Esperanza

La Fm Granitoides Esperanza está compuesta de gneis porfidoblástico (*augen* gneis), *augenesquisto*, gneis micáceo, granito gnéisico, roca verde y ultramilonitas. Los megacristales de los gneises graníticos son de microlina peritítica, plagioclasa sódica o cuarzo. Recientemente Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2018) han reportado gneises pelíticos y migmatitas pelíticas (Tabla 3).

Con relación a los minerales esenciales de la muestra GE-2 (Tabla 5) presenta cuarzo (42 %), feldespato potásico-microclina (29.2 %), y plagioclasa-albita (16.0 %) y cantidades menores de biotita, muscovita y granate. La mineralogía esencial permite clasificarla como granito. El estudio petrográfico muestra la misma mineralogía, pero con 50 % menos de cuarzo (Tabla 4). En contraste con la muestra GE-2, el estudio de DRX de la muestra FC-7 no identificó feldespato potásico ni plagioclasa, aunque si presenta cantidades similares de cuarzo (45.7 %). Además, se reportan minerales de probable origen metamórfico como muscovita (14.2 %), clorita (11.7 %), epidota (11.0 %), biotita (9.9 %), actinolita (5.2 %), onfacita (1.6 %) y albita (0.6 %), donde resaltan minerales no identificados petrográficamente.

Tabla 5. Mineralogía semicuantitativa por DRX de las muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel.

Muestra/Unidad	Clasificación	Análisis semicuantitativo de fases minerales
GE-2/ Granitoides Esperanza, CA	Gneis granítico porfidoblástico	Cuarzo (42.1 %), microclina (29.2 %), albita (16.0 %), biotita (5.1 %), muscovita (4.6 %), calderita (3.0 %)
FC-7/ Granitoides Esperanza, CA	Esquisto de mica blanca y clorita	Cuarzo (45.7 %), muscovita (14.2 %), clorita (11.7 %), epidota (11.0 %), biotita (9.9 %), actinolita (5.2 %), onfacita (1.6 %), albita (0.6 %)
FC-4/ Fm Cosoltepec, CA	Meta-arenisca	Cuarzo (49.1 %), albita (17.7 %), microclina (7.1 %), actinolita (6.9 %), biotita (6.7 %), muscovita (5.1 %), hematita (3.5 %), hornblenda (3.4 %), rutilo (0.7 %)
FC-5/ Fm Cosoltepec, CA	Esquisto de mica blanca	Cuarzo (76.0 %), muscovita (13.1 %), caolinita (4.6 %), rutilo (4.3 %), albita (1.0 %), biotita (1.0 %)
XAY-3/ Ensamble Piaxtla, CA	Esquisto verde	Magnesiohornblenda (23.2 %), actinolita (16.1 %), ferroactinolita (15.8 %), clinocloro (15.7 %), albita (9.6 %), microclina (9.1 %), cuarzo (7.3 %), hematita (1.7 %), clorita (1.6 %)
XAY-6/ Ensamble Piaxtla, CA	Dique de tonalita-granodiorita	Albita (38.1 %), microclina (25.9 %), cuarzo (25.4 %), epidota (4.6 %), rutilo (2.9 %), tremolita (1.8 %), biotita (1.3 %)
FTE-8A/ Ensamble Piaxtla, CA	Esquisto de albita y clorita (clinocloro)	Cuarzo (46.6 %), albita (24.2 %), clinocloro (12.7 %), epidota (10.0 %), muscovita (3.7 %), calcita (1.6 %), onfacita (1.1 %)
PIX-13/ Ensamble Piaxtla, CA	Esquisto verde de granate	Espesartina (28.1 %), cuarzo (12.4 %), albita (11.2 %), ferroactinolita (9.7 %), magnesiohornblenda (9.7 %), magnesioarfvedsonita (6.3 %), titanita (6.0 %), piemontita (5.8 %), diópsida (3.7 %), calcita (2.3 %), caolinita (2.0 %), rutilo (1.4 %), clorita (1.2 %)
FTE-8/ Fm Tecamate, CA	Meta-caliza	Calcita (90.4 %), cuarzo (5.7 %), caolinita (3.1 %), biotita (0.9 %)
FC-10/ Fm Tecamate, CA	Esquisto de clinocloro	Clinocloro (50.8 %), cuarzo (22.9 %), epidota (8.3 %), muscovita (6.9 %), albita (5.1 %), microclina (3.5 %), calcita (0.9 %), hematita (0.9 %), rutilo (0.7 %)
FC-11/ dique en Fm Tecamate, CA	Dique de granate	Cuarzo (71.5 %), espesartina (28.5 %)
TOT-9/ Tronco de Totoltepec	Tonalita-trondhjemitita	Albita (54.2 %), cuarzo (32.8 %), microclina (6.5 %), muscovita (3.2 %), magnesiohornblenda (1.6 %), caolinita (0.9 %), actinolita (0.8 %)
DSM-12A/ Litodema Chazumba	Esquisto de biotita	Cuarzo (45.8 %), albita (27.2 %), actinolita (13.0 %), biotita (11.4 %), microclina (2.6 %)
DSM-12/ Diques San Miguel	Tonalita	Cuarzo (44.9 %), albita (32.5 %), microclina (12.2 %), turmalina (3.6 %), actinolita (2.1 %), muscovita (1.9 %), biotita (1.5 %), piropo (1.3 %)
TEP-1/Pórfido del Tepenene	Pórfido dacítico	Albita (60.0 %), cuarzo (32.7 %), clorita (4.2 %), biotita (3.1 %)
BCU-3/ Lavas del Pedregal de San Ángel	Basalto de olivino y piroxeno	Anortita (54.4 %), labradorita (25.2 %), forsterita (9.5 %), augita (6.2 %), hematita (3.3 %), diópsida (1.2 %)

Formación Cosoltepec

La Fm Cosoltepec está compuesta por metasedimentos (esquisto, filita cuarzosa, metapedernal, esquistos calcáreos, y capas de cuarcita intercaladas con caliza), y metaígneos máficos (anfibolitas y diques máficos) (Tabla 3).

La muestra FC-4 contiene abundante cuarzo (49 %), así como feldespatos, albita (17.7 %) y microclina (7.1 %) y cantidades menores de actinolita (6.9 %), biotita (6.7 %), muscovita (5.1 %), hematita (3.5 %), hornblenda (3.4 %) y rutilo (0.7 %). La muestra FC-5 tiene un porcentaje mayor de cuarzo (76.0 %) que la muestra FC-4 (49 %), así como muscovita (13.1 %), caolinita (4.6 %), rutilo (4.3 %), albita (1.0 %) y biotita (1.0 %). La composición mineralógica de estas muestras indican que son rocas siliciclásticas metamorfozadas y deformadas y su estructura-textura (Tabla 4) indica que sufrieron metamorfismo regional o dinámico.

Ensamble Piaxtla-Xayacatlán

Como se comentó líneas arriba (pág. 43) la secuencia Piaxtla-Xayacatlán está compuesta por una intercalación de rocas metasedimentarias y metavolcánicas básicas cortadas (intrusionadas) por metadiques (Tablas 3 y 4). Se trata principalmente de rocas que han desarrollado esquistosidad, aunque también se observan las antes mencionadas relaciones de intrusión por diques que presentan textura granular sin esquistosidad (Figs. 30 y 31).

Las muestras XAY-3 y PIX-13 contienen una mineralogía semejante entre ellas. La XAY-3 exhibe magnesiohornblenda (23.2 %), actinolita (16.1 %), ferroactinolita (15.8 %), clinocloro (15.7 %), albita (9.6 %), microclina (9.1 %), cuarzo (7.3 %), hematita (1.7 %) y clorita (1.6 %) (Tabla 5). La mineralogía obtenida permite clasificarla como un esquisto verde. Por otro lado, la muestra PIX-13 presenta espesartina (28.1 %), cuarzo (12.4 %), albita (11.2 %), ferroactinolita (9.7 %), magnesiohornblenda (9.7 %), magnesioarfvedsonita (6.3 %), titanita (6.0 %), piemontita (5.8 %), diópsida (3.7 %), calcita (2.3 %), caolinita (2.0 %), rutilo (1.4 %) y clorita (1.2 %) (Tabla 5). Por su composición mineralógica estas dos muestras se consideran como metalavas de composición basáltica o andesítica (Tablas 3, 4 y 5). En contraste las muestras XAY-6 y FTe-8A son ricas en sílice, contienen entre 25 y 47 % de cuarzo, la primera corresponde con un dique granítico, mientras que las relaciones de campo y petrografía de la segunda indica que se trata también de un dique de composición andesítica o riolítica. La muestra XAY-6 contiene albita (38.1 %), microclina (25.9 %), cuarzo (25.4 %), epidota (4.6 %), rutilo (2.9 %), tremolita (1.8 %), biotita (1.3 %). Mientras que la muestra FTe-8A exhibe cuarzo (46.6 %), albita (24.2 %), clinocloro (12.7 %), epidota (10.0 %), muscovita (3.7 %), calcita (1.6 %) y onfacita (1.1 %). Estas dos muestras presentan metamorfismo, la presencia de onfacita en la muestra FTe-8A, sugiere metamorfismo de alta presión en facies de eclogita.

Formación Tecomate

La Fm Tecomate corresponde a una secuencia de rocas metamorizadas en facies de esquistos verde conformada por metasedimentos (metagrauvas, meta-arcosas, metapelitas carbonosas, metaconglomerados y metacaliza) y metavolcánicos básicos. De las tres muestras estudiadas, una corresponde a metasedimento calcáreo y otra a una metalava, la tercera es un dique que intrusión a la Fm Tecomate.

La muestra FTe-8 está compuesta principalmente por calcita (90.4 %), y en menor cantidad por cuarzo (5.7 %), caolinita (3.1 %) y biotita (0.9 %); en contraste la muestra FC-10 presenta clinocloro (50.8 %), cuarzo (22.9 %), epidota (8.3 %), muscovita (6.9 %), albita (5.1 %), microclina (3.5 %), calcita (0.9 %), hematita (0.9 %) y rutilo (0.7 %). Por otro lado, la muestra FC-11 intrusión a metasedimentos de la Fm Tecomate y está compuesta básicamente de cuarzo (71.5 %) y espesartina (28.5 %).

Tronco de Totoltepec

Se trata de un cuerpo ígneo intrusivo ácido débilmente deformado y metamorfoseado. En el borde del cuerpo ígneo reportan facies de diorita de hornblenda y gabro de hornblenda (Tabla 3). La muestra TOT-9 arrojó 54 % de albita, así como cuarzo (32.8 %), microclina (6.5 %), muscovita (3.2 %), magnesiohornblenda (1.6 %), caolinita (0.9 %) y actinolita (0.8 %) (Tabla 5). La mineralogía obtenida permite clasificarla como una tonalita o trondhjemitita.

Litodema Chazumba

Esta Litodema consiste en paquetes intercalados y polideformados de metapsammitas, cuarcitas y metapelitas metamorfoseadas en facies de anfibolita. Específicamente se ha reportado esquistos de biotita con intervalos de cuarcita, metagabro diferenciado y esquistos pelíticos (Tabla 3). La muestra DSM-12A corresponde a un esquistos de biotita. Contiene cuarzo (45.8 %), albita (27.2 %), actinolita (13.0 %), biotita (11.4 %) y microclina (2.6 %). El protolito probablemente corresponde a una metapsammita o metapelita (Tabla 5).

Diques San Miguel

Se denomina Diques San Miguel a un conjunto de troncos tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita (Tabla 3). La muestra DSM-12 arrojó 46 % de cuarzo, así como albita (27.2 %), actinolita (13.0 %) biotita (11.4 %) y microclina (2.6 %) (Tabla 5). Considerando la mineralogía esencial de la muestra estudiada, se puede clasificar como una tonalita.

Pórfido El Tepenene

Este cuerpo ígneo del Oligoceno (ca. 32 Ma, U-Pb, circón) se interpreta como un pórfido subvolcánico o tronco ígneo. Se ha observado emplazado en rocas carbonatadas Cretácicas y capas rojas del Eoceno denominadas Fm Balsas o Raboso. Está compuesto por albita (60.0 %), cuarzo (32.7 %), clorita (4.2 %) y

biotita (3.1 %), por lo que se le puede clasificar como pórfido dacítico o tonalita, dependiendo de su nivel de emplazamiento dado por su textura o estructura.

Lavas del Pedregal de San Ángel

Las Lavas del Pedregal de San Ángel, con una edad de ca. 2000 años Antes del Presente (AP) (Urrutia-Fucugauchi, 1996) y 1670 años AP (Siebe, 2000), están compuestas por una sucesión de derrames lávicos de color negro a gris oscuro, procedentes probablemente del volcán Xitle. Están compuestas por 80 % de plagioclasa cálcica (anortita 54.5 % y labradorita 25.2 %), 10 % de olivino (forsterita) y 7 % de piroxeno (augita y diópsida), también contiene hematita (3.3 %). Se clasifican como basaltos de olivino y piroxeno.

Fluorescencia de rayos X

Los datos químicos obtenidos por medio de los análisis de Fluorescencia de rayos X se presentan en la Tabla 6 y tienen valores estadísticamente aceptables con una incertidumbre del 95% (2σ). Estos resultados fueron graficados en diagramas de clasificación de rocas ígneas intrusivas y extrusivas propuestos por Winchester y Floyd, (1977), Cox *et al.*, (1979) y Le Maitre, (1989); y el diagrama de rocas sedimentarias Crook *et al.*, (2024). Los datos químicos también se graficaron en el diagrama de discriminación tectónica usando elementos mayores Al, Na, K y Ca (Maniar y Piccoli, 1989). Por otra parte, los resultados de elementos traza se graficaron en diagramas de discriminación tectonomagmática para basaltos y granitos como los propuestos por Pearce, (1982; 1983) y Pearce *et al.*, (1984).

Las muestras colectadas en este trabajo provienen de tres áreas distintas estudio: (1) Acatlán, Puebla, (2) caserío El Tepenene, Puebla y (3) Pedregal de San Ángel, Ciudad Universitaria, UNAM. Las muestras del área de Acatlán pertenecen al Complejo Acatlán y a otros cuerpos ígneos y metamórficos relacionados: Granitoides Esperanza se colectaron dos muestras, una del gneis granítico porfidoblástico (GE-2) y otra del esquisto de mica blanca y clorita (FC-7); de la Formación Cosoltepec se colectaron dos muestras, una meta-arenisca (FC-4) y un esquisto de mica blanca (FC-5); del Ensamble Piaxtla se obtuvieron cuatro muestras, la primera un esquisto verde (XAY-3), otra del dique de tonalita-granodiorita (XAY-6), la tercera del esquisto de albita y clorita (FTe-8A) y la cuarta del esquisto verde de granate (PIX-13); dos muestras de la Formación Tecomate que son la meta-caliza (FTe-8) y el esquisto de clinocloro (FC-10) y una muestra del dique de granate (FC-11) alojado en una secuencia de meta-arenisca y metapelitas de la Formación Tecomate; una muestra de la tonalita-trondhjemita (TOT-9) del Tronco de Totoltepec; una muestra de esquisto de biotita (DSM-12A) de la Litodema Chazumba; una muestra de la tonalita (DSM-12) de los Diques San Miguel; una muestra de la dacita (TEP-1) del Tronco El Tepenene y una muestra del basalto del Pedregal de San Ángel (BCU-3).

Tabla 6. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm) de las muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	GE-2 (3)			XAY-3 (3)			FC-4 (3)			FC-5 (3)			XAY-6 (3)		
SiO ₂	68.45	68.382	68.429	48.968	48.997	49.044	70.566	70.554	70.566	78.479	78.477	78.455	70.841	70.89	71
TiO ₂	0.823	0.83	0.817	2.606	2.593	2.601	0.752	0.731	0.732	0.667	0.652	0.654	0.357	0.242	0.219
Al ₂ O ₃	14.09	14.107	14.116	13.299	13.304	13.298	14.534	14.523	14.577	10.531	10.52	10.546	15.866	15.89	15.869
Fe ₂ O ₃	4.82	4.844	4.827	12.807	12.768	12.753	3.975	3.99	3.995	3.28	3.274	3.28	1.08	1.106	1.108
MnO	0.063	0.062	0.062	0.167	0.165	0.166	0.067	0.068	0.07	0.065	0.068	0.064	0.018	0.017	0.018
MgO	1.128	1.108	1.109	6.788	6.718	6.767	1.122	1.137	1.124	1.428	1.434	1.432	0.53	0.529	0.533
CaO	1.887	1.88	1.867	8.673	8.674	8.651	0.291	0.291	0.294	0.158	0.161	0.155	2.705	2.706	2.704
Na ₂ O	2.697	2.744	2.737	3.543	3.636	3.573	3.249	3.259	3.201	0.369	0.393	0.389	7.003	7.026	6.956
K ₂ O	4.204	4.216	4.206	0.198	0.198	0.197	3.374	3.377	3.374	2.64	2.637	2.643	0.645	0.643	0.645
P ₂ O ₅	0.198	0.197	0.2	0.26	0.257	0.259	0.15	0.149	0.147	0.044	0.045	0.043	0.185	0.18	0.179
PxC	1.63	1.63	1.63	2.69	2.69	2.69	1.92	1.92	1.92	2.34	2.34	2.34	0.77	0.77	0.77
Total	100.0	100	100	99.999	100	99.999	100	99.999	100	100.00	100.00	100.00	100	99.999	100.00
Rb	133	132	133	7	7	8	134	133	133	115	115	115	13	13	13
Sr	112	112	112	244	243	245	71	72	71	60	59	59	77	77	78
Ba	666	690	702	<11	<11	<11	710	686	659	7310	7412	7330	346	377	375
Y	52	53	53	21	22	23	53	54	53	32	32	33	5	4	4
Zr	275	283	283	148	147	149	210	210	205	98	99	98	33	34	32
Nb	24	24	25	18	18	19	17	18	18	14	14	14	6	6	7
V	83	77	78	357	354	363	61	56	63	104	99	103	19	19	19
Cr	44	37	46	204	212	213	55	45	47	101	101	99	64	79	115
Co	21	22	22	47	46	49	17	16	17	30	29	29	23	24	22
Ni	16	15	16	97	99	98	18	18	18	87	87	87	9	11	12
Cu	18	16	18	148	149	149	20	21	20	107	109	110	9	8	10
Zn	58	58	57	105	106	105	60	60	60	110	110	110	15	16	15
Th	25	23	24	<2	<2	<2	16	15	17	10	9	8	<2	<2	<2
Pb	6	6	4	<2	3	2	28	33	28	44	44	48	<2	<2	<2

PxC: Pérdida Por Calcinación. El signo < indica que el resultado está por debajo del límite de detección.

Los números entre paréntesis representan el número de réplicas usadas para análisis.

1-3 GE-2: Gneis granítico porfidoblástico; 4-6 XAY-3: Esquisto verde; 7-9 FC-4: Meta-arenisca; 10-12 FC-5: Esquisto de mica blanca; 13-15 XAY-6: Dique de tonalita-granodiorita.

Tabla 6. Continuación.

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	FC-7 (3)			FTe-8 (3)			FTe-8A (3)			TOT-9 (3)			FC-10 (3)		
SiO ₂	60.677	60.696	60.642	7.544	7.557	7.553	66.789	66.773	66.767	69.779	69.933	69.774	46.768	46.767	46.773
TiO ₂	1.06	1.04	1.051	0.148	0.151	0.146	0.886	0.889	0.79	0.311	0.196	0.309	0.963	0.971	0.963
Al ₂ O ₃	17.797	17.779	17.775	1.133	1.111	1.09	13.491	13.512	13.519	16.932	16.901	16.949	17.737	17.745	17.721
Fe ₂ O ₃	8.054	8.089	8.126	0.903	0.886	0.895	6.457	6.485	6.594	1.57	1.593	1.571	11.85	11.839	11.866
MnO	0.027	0.025	0.025	0.028	0.018	0.019	0.059	0.057	0.06	0.03	0.029	0.03	0.134	0.132	0.131
MgO	3.222	3.218	3.214	1.347	1.355	1.353	2.806	2.811	2.817	0.703	0.718	0.686	6.759	6.756	6.743
CaO	0.15	0.149	0.144	52.843	52.941	52.937	1.512	1.507	1.507	2.886	2.881	2.893	9.15	9.162	9.136
Na ₂ O	0.188	0.183	0.221	0.026	0.023	0.021	2.644	2.604	2.59	5.672	5.631	5.67	1.143	1.132	1.17
K ₂ O	5.075	5.071	5.056	0.315	0.314	0.314	1.845	1.854	1.843	0.888	0.889	0.891	0.056	0.057	0.056
P ₂ O ₅	0.129	0.131	0.126	0.05	0.048	0.048	0.15	0.149	0.154	0.069	0.069	0.068	0.099	0.101	0.101
PxC	3.62	3.62	3.62	38.14	38.14	38.14	3.36	3.36	3.36	1.16	1.16	1.16	5.34	5.34	5.34
Total	99.999	100.00	100	102.47	102.54	102.51	99.999	100.001	100.001	100	100	100.001	99.999	100.00	100
Rb	182	182	183	16	16	15	60	59	61	22	22	22	4	4	4
Sr	56	56	56	554	556	555	85	84	85	783	782	782	406	405	406
Ba	774	782	767	62	58	55	849	873	881	545	527	543	<11	<11	<11
Y	57	57	58	7	6	7	32	32	32	4	4	4	8	8	8
Zr	166	168	169	60	50	59	184	183	185	118	119	118	34	34	34
Nb	15	15	16	3	3	2	13	13	13	3	3	3	2	3	2
V	99	98	100	10	14	15	107	109	108	22	14	17	258	253	258
Cr	60	58	68	11	<3	<3	113	116	114	65	56	64	47	46	52
Co	22	20	23	3	4	4	21	20	19	15	16	14	34	39	40
Ni	47	48	50	5	4	5	51	50	52	6	6	7	25	26	24
Cu	4	4	4	7	7	9	41	40	41	6	5	6	53	53	52
Zn	56	57	57	39	39	39	107	108	107	43	42	44	44	43	42
Th	18	18	17	<2	<2	<2	9	7	8	<2	<2	<2	<2	2	<2
Pb	9	7	4	16	16	15	9	8	6	<2	<2	<2	<2	<2	<2

PxC: Pérdida Por Calcinación. El signo < indica que el resultado está por debajo del límite de detección.

Los números entre paréntesis representan el número de réplicas usadas para análisis.

16-18 FC-7: Esquisto de mica blanca y clorita; 19-21 FTe-8: Meta-caliza; 22-24 FTe-8A: Esquisto de albita y clorita; 25-27 TOT-9: Tonalita-trondhjemita; 28-30 FC-10: Esquisto de clinocloro.

Tabla 6. Continuación.

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
	FC-11 (3)			DSM-12 (3)			DSM-12A (3)			PIX-13 (3)		
SiO ₂	66.612	66.576	66.521	73.791	73.799	73.784	70.354	70.347	70.314	48.895	48.877	48.924
TiO ₂	0.262	0.229	0.232	0.23	0.233	0.228	0.886	0.885	0.892	3.312	3.315	3.332
Al ₂ O ₃	11.026	11.022	11.032	14.001	14.038	14.047	13.36	13.34	13.343	12.862	12.848	12.879
Fe ₂ O ₃	3.659	3.684	3.707	1.941	1.892	1.887	4.969	4.972	5.001	14.35	14.335	14.346
MnO	14.528	14.58	14.585	0.057	0.055	0.057	0.064	0.063	0.063	0.235	0.235	0.235
MgO	0.722	0.718	0.722	0.459	0.456	0.45	2.019	2.01	2.032	4.542	4.544	4.545
CaO	1.46	1.464	1.477	1.852	1.844	1.82	1.702	1.701	1.702	9.404	9.395	9.386
Na ₂ O	<0.03	<0.03	<0.03	3.858	3.852	3.908	2.551	2.58	2.544	3.012	3.065	2.965
K ₂ O	0.413	0.408	0.407	3.214	3.234	3.221	3.168	3.173	3.183	0.259	0.259	0.259
P ₂ O ₅	0.177	0.178	0.177	0.097	0.097	0.097	0.167	0.168	0.166	0.36	0.357	0.36
PxC	1.14	1.14	1.14	0.5	0.5	0.5	0.76	0.76	0.76	2.77	2.77	2.77
Total	99.999	99.999	100	100	100	99.999	100	99.999	100	100.001	100	100.001
Rb	24	23	23	106	105	105	109	110	110	11	10	10
Sr	42	42	42	98	97	98	218	219	221	172	172	172
Ba	1352	1310	1299	452	433	448	926	927	922	<11	<11	<11
Y	18	18	18	32	31	32	40	40	40	29	29	29
Zr	17	18	17	132	132	132	250	247	251	198	195	200
Nb	9	9	8	14	14	14	15	14	14	28	28	28
V	78	79	78	14	14	15	99	100	105	426	428	429
Cr	95	99	120	70	67	65	52	48	62	188	175	175
Co	40	41	39	17	17	17	24	27	27	51	56	54
Ni	93	95	95	6	6	8	28	27	28	71	70	69
Cu	20	20	21	6	5	7	12	14	13	203	203	205
Zn	28	28	27	39	39	40	85	85	85	161	158	161
Th	2	6	3	10	9	9	8	8	8	3	2	4
Pb	191	189	192	<2	<2	<2	<2	<2	<2	9	14	10

PxC: Pérdida Por Calcinación. El signo < indica que el resultado está por debajo del límite de detección.

Los números entre paréntesis representan el número de réplicas usadas para análisis.

31-33 FC-11: Dique de granate; 34-36 DSM-12: Tonalita; 37-39 DSM-12A: Esquisto de biotita; 40-42 PIX-13: Esquisto verde de granate.

Tabla 6. Continuación.

	43	44	45	46	47	48	49	50
	TEP-1 (3)			BCU-3 (5)				
SiO ₂	66.05	65.96	65.98	50.94	50.872	50.791	50.875	51.999
TiO ₂	0.60	0.51	0.59	1.857	1.867	1.867	1.844	1.906
Al ₂ O ₃	16.17	16.27	16.26	15.821	15.806	15.83	15.844	16.177
Fe ₂ O ₃	2.87	2.92	2.87	9.729	9.736	9.728	9.772	10.063
MnO	0.04	0.04	0.04	0.151	0.15	0.149	0.149	0.153
MgO	1.18	1.18	1.17	8.237	8.272	8.3	8.26	6.043
CaO	4.00	4.01	4.00	8.104	8.11	8.107	8.101	8.296
Na ₂ O	4.71	4.74	4.71	3.714	3.751	3.798	3.727	3.89
K ₂ O	1.72	1.72	1.73	1.18	1.176	1.173	1.172	1.201
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.15	0.536	0.53	0.528	0.526	0.54
TOTAL	97.50	97.50	97.50	100.27	100.27	100.27	100.27	100.27
Rb	48	48	48	22	22	20	22	21
Sr	415	416	415	540	540	540	540	540
Ba	578	584	601	232	240	251	232	235
Y	17	16	16	26	26	27	26	26
Zr	157	158	159	252	252	253	253	253
Nb	6	7	7	22	23	22	22	22
V	40	46	41	195	194	201	198	199
Cr	29	28	30	360	331	329	335	328
Co	11	11	9	44	41	43	43	44
Ni	5	6	6	160	158	155	157	157
Cu	7	7	6	34	34	34	33	34
Zn	58	58	58	85	83	83	84	84
Th	5	5	4	4	1	3	<2	5
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2

PxC: Pérdida Por Calcinación. El signo < indica que el resultado está por debajo del límite de detección.

Los números entre paréntesis representan el número de réplicas usadas para análisis.

43-45 TEP-1: Pórfido dacítico; 46-50 BCU-3: Basalto de olivino y piroxeno.

La clasificación de rocas ígneas y metaígneas usando datos químicos obtenidos por Fluorescencia de rayos X

Los resultados obtenidos de la química por Fluorescencia de rayos X presentados en la Tabla 6, se usaron con el fin de clasificar las rocas ígneas, tanto intrusivas como volcánicas; se emplearon los elementos mayores como el SiO₂ y álcalis totales (Na₂O+K₂O) en los diagramas propuestos por Cox *et al.*, (1979) (Fig. 54) y Le Maitre, (1989) (Fig. 55). Por otro lado, también se utilizaron los diagramas basados en elementos traza que se consideran inmóviles como el Zr, Ti, Nb e Y. En este caso fueron aplicados dos diagramas propuestos por Winchester y Floyd, (1977) en los que se combina SiO₂ vs Zr/TiO₂ (Fig. 56) y Zr/TiO₂ vs Nb/Y (Fig. 57). Finalmente, también se empleó el diagrama de Pearce, (1996) de Zr/TiO₂ vs Nb/Y que es una revisión/modificación del mismo diagrama de Winchester y Floyd, (1977) (Fig. 58).

En la Fig. 54 del diagrama de Cox *et al.*, (1979) se graficaron cuatro muestras del Complejo Acatlán consideradas como granitoides (GE-2, XAY-6, TOT-9 y DSM-12), todas grafican en el campo de los granitos. De la misma forma, algunos datos de las publicaciones anteriores sobre granitoides del mismo complejo, como el caso de los Granitoides Esperanza (AM) (Reyes-Salas, 2003) e ígneos trondhjemiticos más jóvenes del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012) se ubican también en el mismo espacio de los granitos, al igual que los reportados en esta tesis (Fig. 54). Por otro lado, las rocas de composición máficas (Tabla 4), como el esquisto verde (XAY-3), esquisto verde de granate (PIX-13) y el esquisto de clinocloro (FC-10) caen en el campo de los gabros. Este esquisto FC-10, debido a valores muy bajos de álcalis (1.2 %), se ubica ligeramente fuera del límite del área de los gabros, pero los valores de SiO₂ de 46.8 % le sitúan en este campo (ver Fig. 54). Por otro lado, en relación con publicaciones previas, los datos químicos de basaltos y andesitas de la Fm Cosoltepec (COS) de Keppie *et al.*, (2007) y los basaltos de la Fm Xayacatlán (XAYA) (Keppie *et al.*, 2016); además de los datos químicos de las Lavas del Pedregal de San Ángel (LPSA) (Enciso de la Vega, 1979) (LPSA 1, 2 y 3) y el basalto de olivino y piroxeno (BCU-3, este trabajo) grafican en el campo de los gabros; mientras que las andesitas y dacitas (CEM) de Keppie *et al.*, (2010) se sitúan en el campo de las dioritas. Las dacitas de arco de islas (Wilson, 1989) (dacitas A, B y C) caen en el campo equivalente a las cuarzodioritas y granitos alcalinos, y tienen composición semejante a la dacita del Tepenene (TEP-1) y al promedio de la corteza granítica (CG).

Finalmente, con fines de comparación, se graficó también la composición química promedio de la corteza granítica (CG) y basáltica (CB) (Carmichael, 1989). La primera tiene valores de 64 % de SiO₂ y 6.4 % de Na₂O+K₂O y se ubica en el campo de granodioritas-cuarzodioritas, mientras que la corteza basáltica (CB) presenta 58.23 % de SiO₂, y 5.68% de Na₂O+K₂O y cae en el campo de las andesitas-dioritas (Fig. 54).

El diagrama de Le Maitre, (1989) (Fig. 55) fue propuesto para clasificar rocas volcánicas usando SiO_2 y álcalis totales, al igual que el diagrama de Cox *et al.*, (1979), pero este último para rocas intrusivas. En este diagrama para volcánicas de Le Maitre se graficaron todas las rocas ígneas estudiadas, así como datos químicos de rocas ígneas seleccionadas de la literatura. Los resultados son semejantes a los obtenidos en el diagrama de Cox, en conformidad con el uso de concepto de familia para clasificar químicamente las rocas ígneas (granito-riolita; granodiorita-cuarzolatita o traquiandesita; tonalita-dacita; diorita-andesita, sienita-traquita y gabro-basalto), así como algunas variedades alcalinas. En contraste con el diagrama de Cox (Fig. 54) que no circunda el esquistó máfico FC-10, en el diagrama de Le Maitre esta muestra se ubica bien en el campo de los basaltos, a pesar del bajo contenido de álcalis (1.2 %). Esto se debe, probablemente, a que en el diagrama de Le Maitre establece el % de álcalis de 0 a 16 %, permitiendo que las rocas ígneas con valores bajos de álcalis puedan ser incluidas y clasificadas.

Nota. La muestra FC-11 por ser un dique con granates con posible alteración hidrotermal, no se graficó en ningún diagrama de clasificación de rocas.

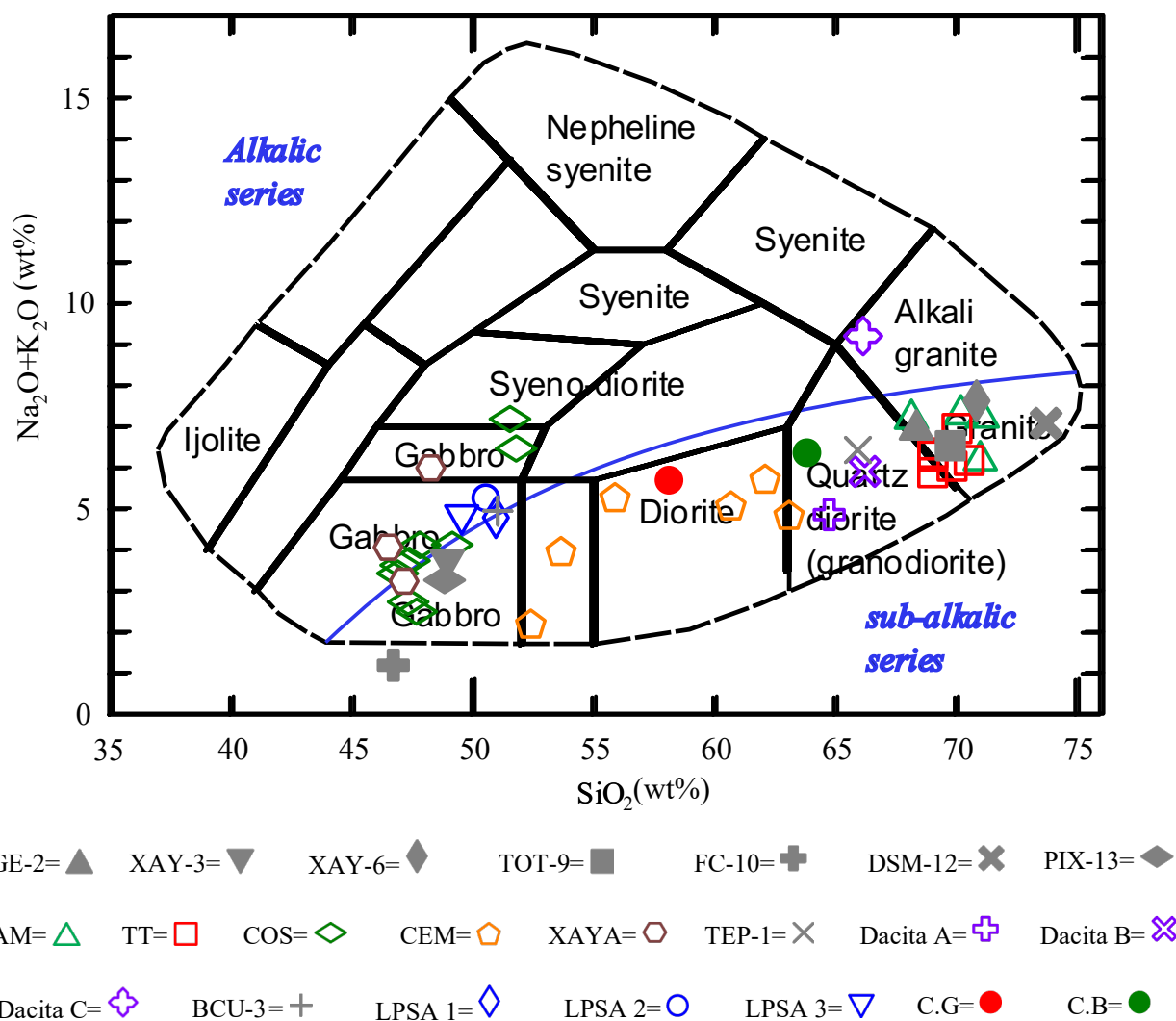
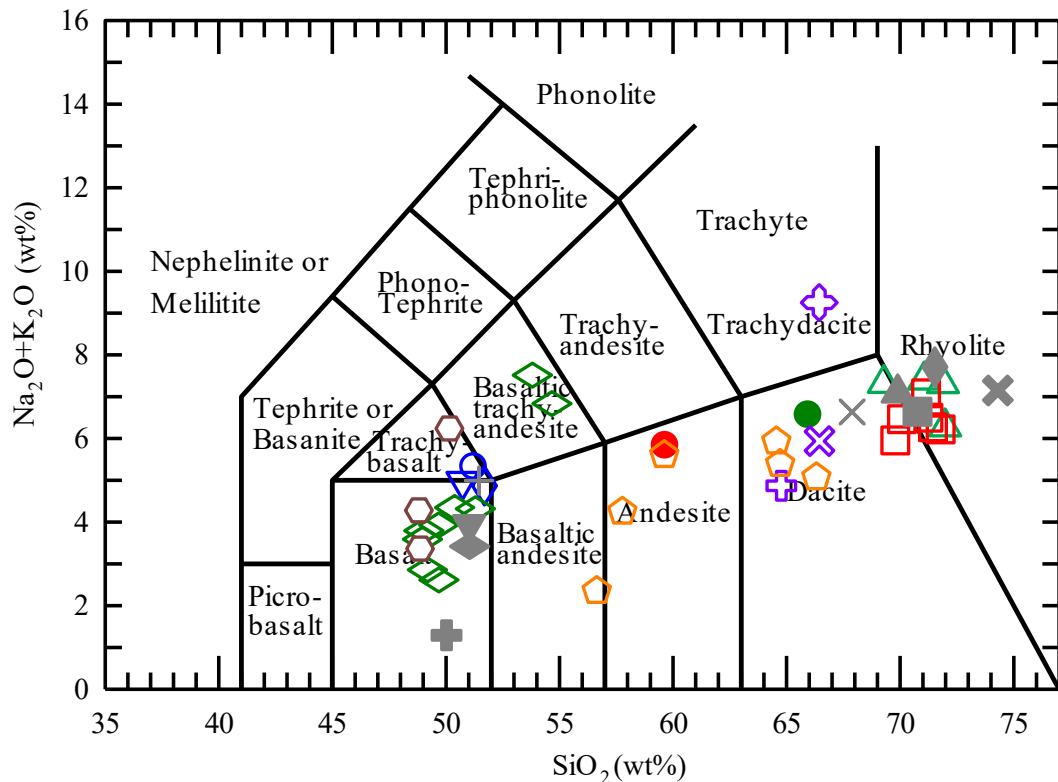


Figura 54. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Cox *et al.*, 1979) para clasificación de rocas ígneas. Se grafican datos químicos por FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfidoblástico; XAY-3= esquistos verdes; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemita; FC-10= esquistos de clinocloro; DSM-12= tonalita; PIX-13= esquistos verdes de granate. También se grafican análisis químicos de otros autores de rocas tipo *augen*-milonita (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003); de trondhjemitas y tonalitas del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012); de basaltos y andesitas (COS) (Keppie *et al.*, 2007); de andesitas a dacitas (CEM) (Keppie *et al.*, 2010); de basaltos (XAYA) (Keppie *et al.*, 2016). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco Tepenene (TEP-1), y las dacitas de arcos de islas (Dacitas A, B y C) (Wilson, 1989, tablas 6.3, 6.4 y 6.5); Lavas del Pedregal de San Ángel (BCU-3 este trabajo), así como los datos para el mismo basalto obtenidos por otros autores (LPSA 1, 2 y 3) publicados por Enciso, (1979, tabla I). Finalmente se grafican los datos químicos del promedio de la corteza granítica (CG) y promedio de la corteza basáltica (CB) publicados por Carmichael, (1989).



GE-2=▲ XAY-3=▼ XAY-6=◆ TOT-9=■ FC-10=⊕ DSM-12=⊗ PIX-13=◆

AM=△ TT=□ COS=◇ CEM=⬠ XAYA=⬡ TEP-1=⊗ Dacita A=⊕ Dacita B=⊗

Dacita C=⊕ BCU-3=⊕ LPSA 1=◇ LPSA 2=○ LPSA 3=▽ C.G.=● C.B.=●

Figura 55. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Le Maitre, 1989) para clasificación de rocas volcánicas. Se grafican datos químicos por FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfidoblástico; XAY-3= esquistos verdes; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemitita; FC-10= esquistos de clinocloro; DSM-12= tonalita; PIX-13= esquistos verdes de granate. También se grafican análisis químicos de otros autores de rocas tipo *augen*-milonita (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003); de trondhjemitas y tonalitas del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012); de basaltos y andesitas (COS) (Keppie *et al.*, 2007); de andesitas y dacitas (CEM) (Keppie *et al.*, 2010); de basaltos (XAYA) (Keppie *et al.*, 2016). También están graficados los datos químicos del Tronco Tepenene (TEP-1), y las dacitas de arcos de islas (Dacitas A, B y C) (Wilson, 1989, tablas 6.3, 6.4 y 6.5); Lavas del Pedregal de San Ángel (BCU-3, este trabajo), así como los datos para el mismo basalto obtenidos por otros autores (LPSA 1, 2 y 3) publicados por Enciso, (1979, tabla I). Finalmente se grafican los datos químicos del promedio de la corteza granítica (CG) y promedio de la corteza basáltica (CB) (Carmichael, 1989).

Por otro lado, en los esquemas de clasificación de Winchester y Floyd, (1977) se utiliza una combinación de elementos mayores vs elementos traza con elementos menores (SiO_2 vs Zr/TiO_2) (Fig. 56), y de trazas/menores vs traza (Zr/TiO_2 vs Nb/Y) (Fig. 57). Una de las principales ventajas de usar Titanio (Ti), circonio (Zr), Niobio (Nb) e Ytrio (Y) es su carácter de elementos inmóviles en proceso de intemperismo y metamorfismo de rocas ígneas (MacLean y Barret, 1993; Jenner, 1996; Pearce, 2014). A pesar de que la característica de inmovilidad de algunos elementos traza en rocas ígneas es todavía un tema de controversia y discusión (Jenner, 1996; Pearce, 2014) estos elementos siguen utilizándose para clasificar (Pearce, 1982; 2014) y para ubicar ambiente tectónico de formación de dichas rocas (Pearce, 1982; Pearce, 2014).

En los diagramas de Winchester y Floyd, (1977) (Figs. 56 y 57), se observa que las muestras en discusión del Complejo Acatlán, Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel, se ubican en campos de clasificación similares a los diagramas de Cox y Le Maitre. Es decir, en los campos de granitoides, máficas o intermedias. Por ejemplo, la muestra del esquisto máfico (FC-10) se ubica en el campo de los basaltos subalcalinos (Figs. 56 y 57) y el resto de rocas máficas o ácidas también se ubican en campos equivalentes a su composición. Sin embargo, es interesante hacer notar que no es el caso del diagrama de Pearce, (1996) (Fig. 58) donde varias muestras no se ubican en el campo de su composición, con excepción del esquisto máfico que se encuentra en el campo de los basaltos (Fig. 58).

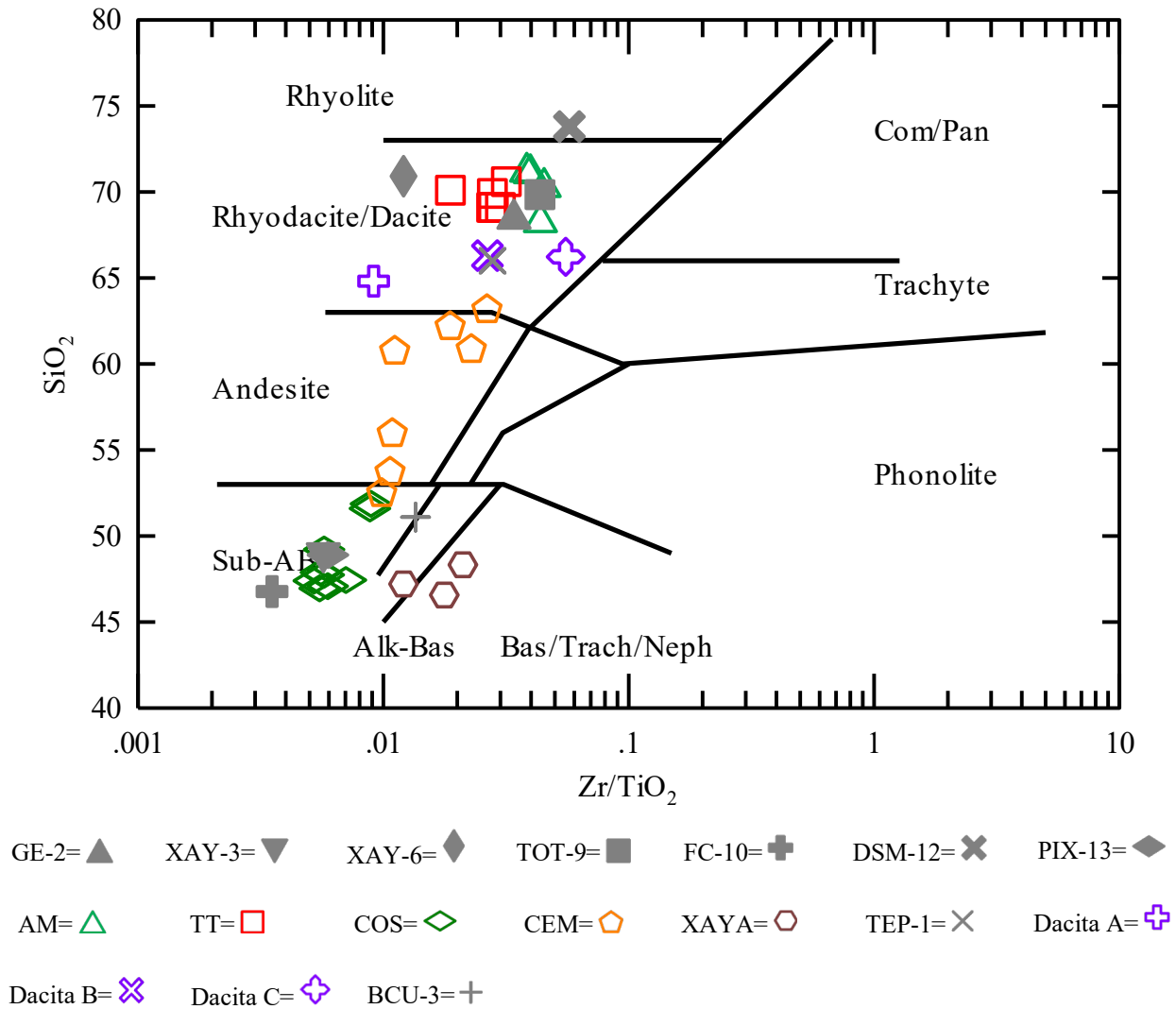


Figura 56. Diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd, 1977) para clasificación de rocas volcánicas. Se grafican datos químicos por FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfidoblástico; XAY-3= esquisto verde; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemitita; FC-10= esquisto de clinocloro; DSM-12= tonalita; PIX-13= esquisto verde de granate. También se grafican análisis químicos de otros autores de rocas tipo *augen-milonita* (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003); de trondhjemitas y tonalitas del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012); de basaltos y andesitas (COS) (Keppie *et al.*, 2007); de andesitas a dacitas (CEM) (Keppie *et al.*, 2010); de basaltos (XAYA) (Keppie *et al.*, 2016). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco Tepenene (TEP-1), y las dacitas de arcos de islas (Dacitas A, B y C) (Wilson, 1989, tablas 6.3, 6.4 y 6.5); Lavas del Pedregal de San Ángel (BCU-3, este trabajo).

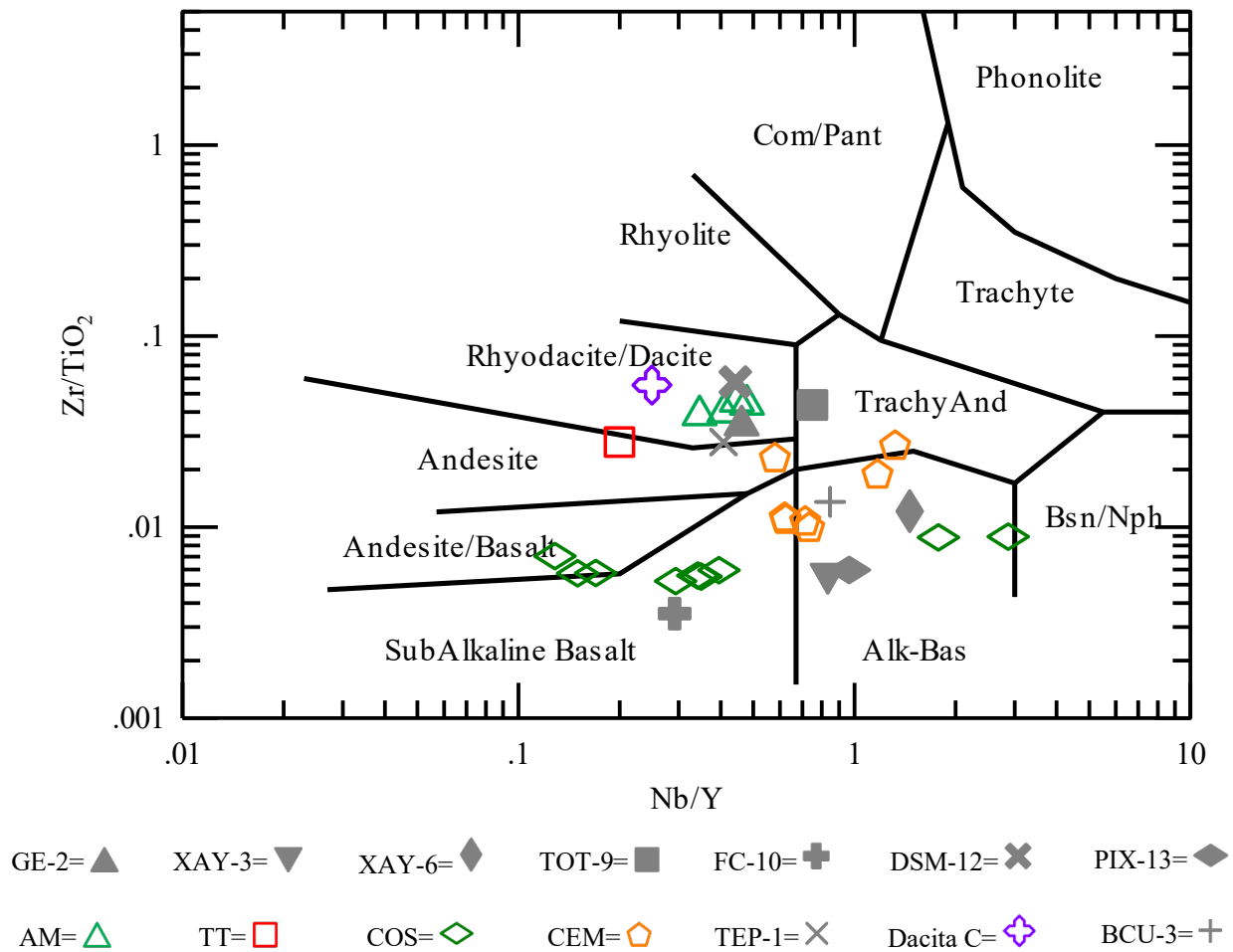
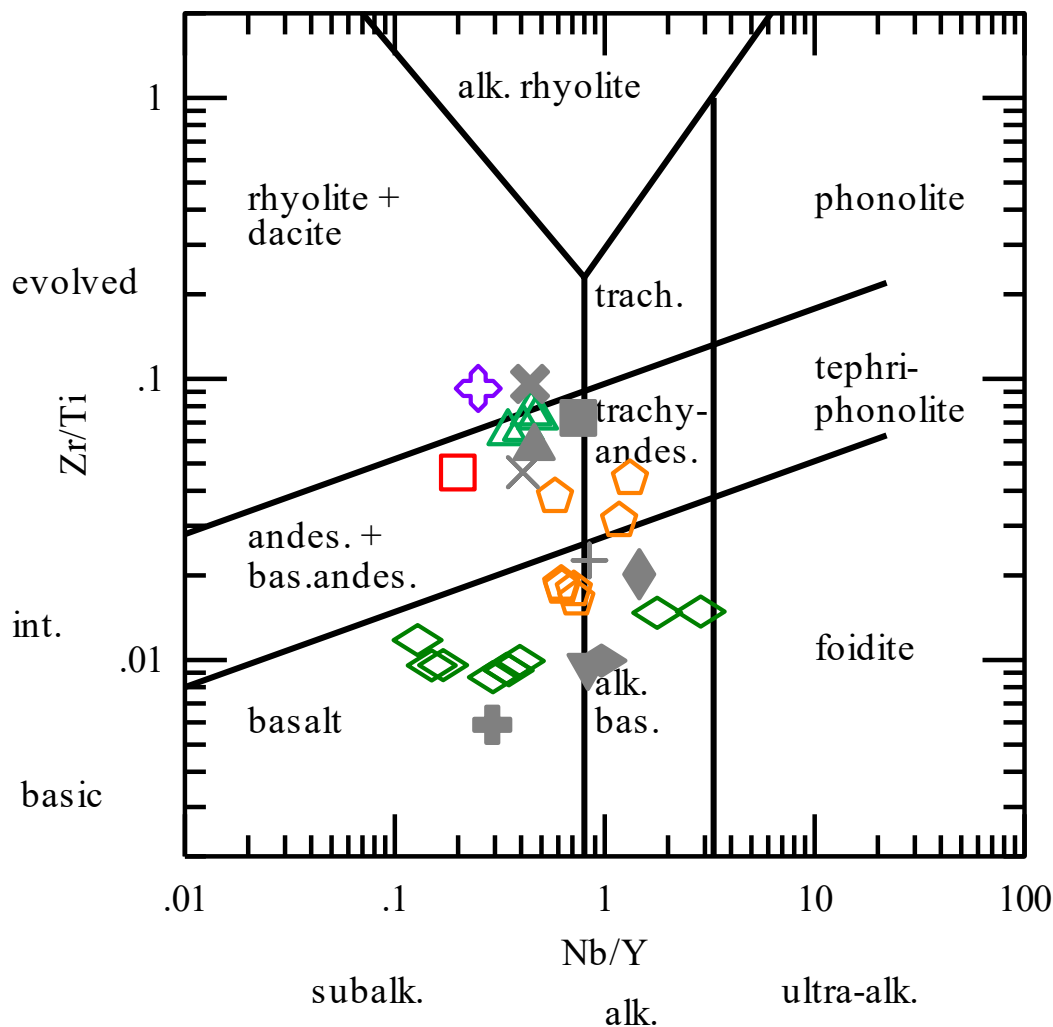


Figura 57. Diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) para clasificación de rocas volcánicas. Se grafican datos químicos por FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfidoblástico; XAY-3= esquistos verdes; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemitita; FC-10= esquistos de clinocloro; DSM-12= tonalita; PIX-13= esquistos verdes de granate. También se grafican análisis químicos de otros autores de rocas tipo *augen*-milonita (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003); de trondhjemitas y tonalitas del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012); de basaltos y andesitas (COS) (Keppie *et al.*, 2007); de andesitas a dacitas (CEM) (Keppie *et al.*, 2010). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco Tepenene (TEP-1), y la dacita de arco de isla (Dacita C) (Wilson, 1989, tabla 6.5); Lavas del Pedregal de San Ángel (BCU-3, este trabajo).



GE-2= ▲ XAY-3= ▼ XAY-6= ◆ TOT-9= ■ FC-10= + DSM-12= × PIX-13= ◆
 AM= △ TT= □ COS= ◇ CEM= ○ TEP-1= × Dacita C= ✱ BCU-3= +

Figura 58. Diagrama Zr/Ti vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977; Pearce, 1996) para clasificación de rocas volcánicas. Se grafican datos químicos por FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfídoblástico; XAY-3= esquistos verde; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemitita; FC-10= esquistos de clinocloro; DSM-12= tonalita; PIX-13= esquistos verde de granate. También se grafican análisis químicos de otros autores de rocas tipo *augen*-milonita (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003); de trondhjemitas y tonalitas del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012); de basaltos y andesitas (COS) (Keppie *et al.*, 2007); de andesitas a dacitas (CEM) (Keppie *et al.*, 2010). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco Tepenene (TEP-1), y la dacita de arco de isla (Dacita C) (Wilson, 1989, tabla 6.5); Lavas del Pedregal de San Ángel (BCU-3, este trabajo).

Discriminación tectonomagmática de rocas ígneas

En el estudio de rocas volcánicas antiguas es importante conocer el ambiente tectónico en que se formaron. Este ambiente u origen se puede determinar mediante estudios geológico-estructurales y de asociaciones petrológicas, o bien utilizando la química de dichas rocas, frecuentemente intemperizadas o metamorizadas. Cann, (1970) fue uno de los primeros en caracterizar rocas basálticas con elementos traza (Rb, Sr, Y, Zr y Nb), con Fluorescencia de rayos X. En trabajos contemporáneos y posteriores, otros investigadores realizaron interpretaciones geoquímicas con el fin de determinar si los elementos traza (Ti, P, Zr, Y y Nb) fueron movilizados durante procesos de intemperismo o metamorfismo o bien permanecían inmóviles dentro de la roca en estudio (p. e., Pearce y Cann, 1971; 1973). La característica de ser inmóviles permitiría interpretar el ambiente de formación de las rocas desconocidas al comparar las concentraciones de sus elementos traza con las concentraciones de rocas modernas de ambiente tectónico conocido (Pearce y Cann, 1973). Aunque originalmente se analizaron secuencias volcánicas de composiciones basálticas o andesítica (Pearce y Can, 1973; Pearce, 1982; Pearce, 1996; Pearce, 2014, entre otros) en muchos sitios antiguos las sucesiones volcánicas se perdieron por erosión, y lo que permanece es la raíz de la estructura volcánica, es decir la roca ígnea intrusiva o plutónica, particularmente granitoides; para estas rocas ígneas intrusivas también han sido propuestos modelos de clasificación e interpretación paleotectónica usando elementos traza (Pearce *et al.*, 1984).

El uso de diagramas de elementos mayores para ubicar ambiente tectónico de formación de granitoides no ha sido tan popular como los diagramas basados en elementos traza de los que existe un gran número (e.g. Pearce, 1984; 2014). No obstante, en 1977 se propuso un esquema de clasificación química para granitos separándolos en dos clases: los granitos tipo S, y los tipo-I (White y Chappell, 1977). De acuerdo con estos autores, los granitos tipo S se derivan de la fusión de rocas sedimentarias, principalmente pelíticas que son ricas en aluminio (peraluminosas) en el sentido de Shand, (1950) citado por White y Chappell, (1977), y poseen la composición siguiente: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) > 1.1$, que puesto en molaridad es $Al/(Na+K+(Ca/2)) > 1.1$, y con baja relación Na/K (White y Chappell, 1977; Chappell y White, 2001). La idea es que los granitoides tipo S se forman por ultrametamorfismo de sedimentos ricos en Al, y pobres en Na, K y Ca, y se asume que conservan las mismas características químicas mencionadas, es decir escaso sodio con $Na_2O < 3.2$ en rocas que tienen $\approx 5\%$ de K_2O , y que decrece a $< 2.2\%$ en rocas con $\approx 2\%$ de K_2O (Chappell y White, 2001).

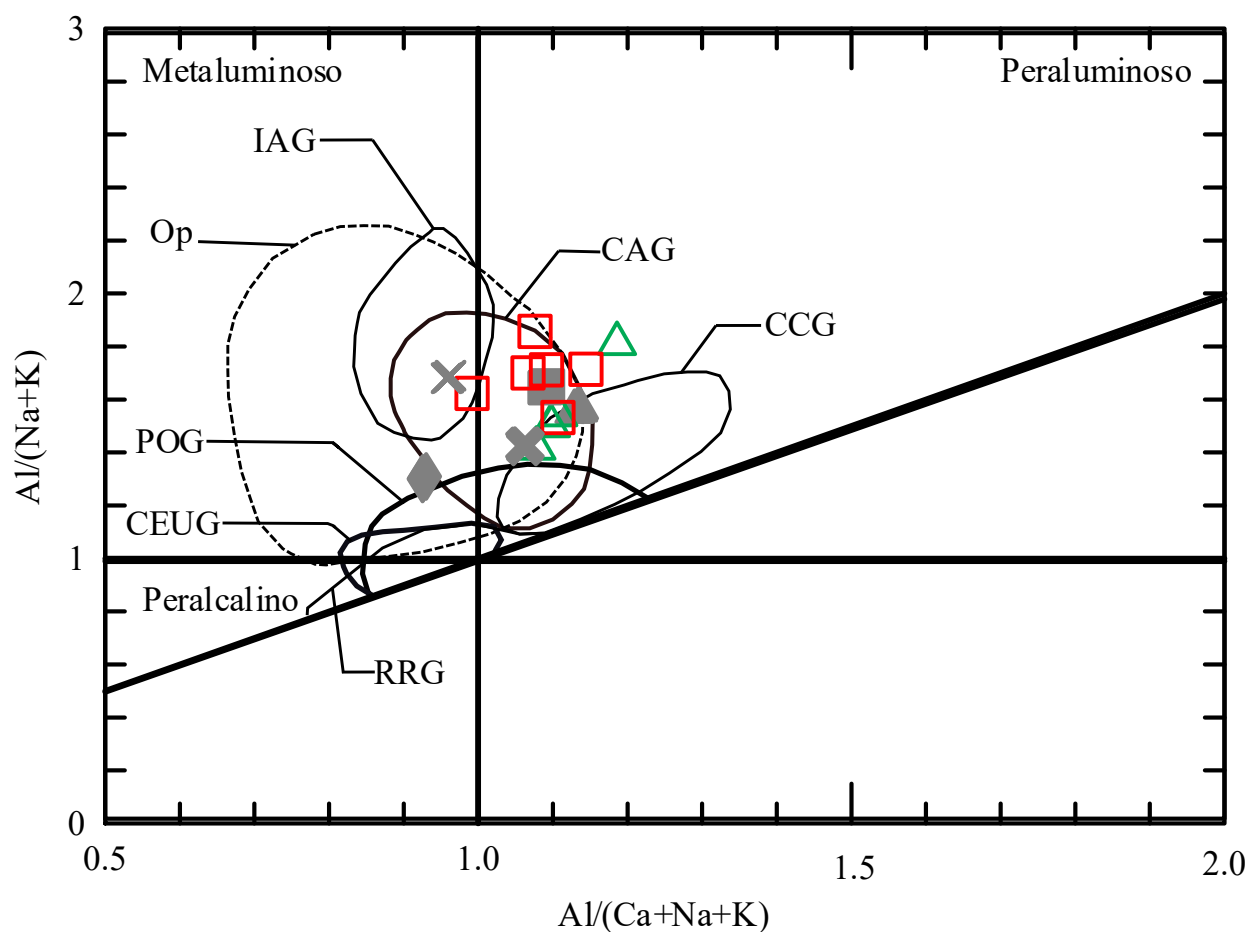
Los granitoides tipo I, en contraste, poseen concentraciones bajas de aluminio $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) < 1.1$ en expresión molar y alta concentración de sodio, donde $Na_2O > 3.2\%$ en variedades félsicas, bajando a $> 2.2\%$ en tipos máficos; en otras palabras una relación Na/K alta, y valores totales altos de Na, K y Ca,

relativos al aluminio (Al), es decir, que son materiales que no han pasado por periodos de intemperismo por lo que esos elementos permanecen en los materiales rocosos que dan origen al magma (White y Chappell, 1977). Por otro lado, Maniar y Piccoli, (1989) presentan una discriminación del ambiente tectónico de formación para granitoides basada también en la química de elementos mayores y proponen varios diagramas de discriminación específicos para dos procesos geológicos, el primero relacionado a formación de montañas (orogénico) y otros donde el magmatismo no está asociado directamente a la formación de montañas (anorogénico). Se proponen cuatro ambientes tectónicos para el proceso orogénico (*IAG*, *CAG*, *CCG*, *POG*) y tres para anorogénicos (*RRG*, *CEUG* y *OP*) (Maniar y Piccoli, 1989), su tabla 3 y figura 2.

En esta tesis se aplica el diagrama basado en el índice de Shand que discrimina 7 ambientes tectónicos (Maniar y Piccoli, 1989, su figura 2). Donde *IAG*= granitoides de arcos de islas; *CAG*= granitoides de arco continental; *CCG*= granitoides de colisión continental; *POG*= granitoides post-orogénicos; *RRG*= granitoides relacionados a rift; *CEUG*= granitoides continentales de levantamiento epirogénico y *OP*= plagiogranitos oceánicos.

Con el fin de evaluar los análisis químicos realizados por Fluorescencia de rayos X en el LANGEM del Instituto de Geología (Tabla 6), en este capítulo se utilizaron los siguientes diagramas de discriminación tectónica. El diagrama (molar) $Al/(Na+K)$ vs $Al/(Ca+Na+K)$ de Maniar y Piccoli, (1989) (Fig. 59); así como los diagramas Rb vs Y+Nb (Fig. 60) y Nb vs Y (Fig.61) los dos de Pearce *et al.*, (1984); Cr vs Y (Fig.62) y Ti vs Zr (Fig. 63) de Pearce, (1982); y Zr/Y vs Zr de Pearce, (1983) (Fig. 64).

En el diagrama de Maniar y Piccoli, (1989) de la Fig. 59, las muestras XAY-6 (tonalita-granodiorita) y TEP-1 (dacita) son metaluminosas ($Al_2O_3 < (Ca+Na_2O+K_2O)$ y $Al_2O_3 > (Na_2O+K_2O)$) y caen en el campo de los plagiogranitos oceánicos cerca del límite de los granitoides post orogénicos; las muestras del Tronco de Totoltepec son peraluminosas y se ubican en el área de los granitoides de arco continental, al igual que los Granitoides Esperanza, *augen*-milonita, tonalitas San Miguel y dacita del Tepenene, lo que implicaría que corresponden a granitos tipo-S siguiendo los criterios de White y Chappell, (1977) y Chappell y White, (2001).



GE-2=▲ XAY-6=◆ TOT-9=■ DSM-12=✕ AM=△ TT=□ TEP-1=✕

Figura 59. Diagrama $Al/(Na+K)$ vs $Al/(Ca+Na+K)$ (Maniar y Piccoli, 1989) para discriminación tectónica de granitoides. Se grafican resultados de FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfidoblástico; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemitita; DSM-12= tonalita; también se reportan análisis geoquímicos de otros autores de rocas tipo *augen*-milonita (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003); de trondhjemitas y tonalitas del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco El Tepenene (TEP-1, este trabajo). CCG= granitoides de colisión continental; CAG= granitoides de arco continental; IAG= granitoides de arco de islas; OP= plagiogranitos oceánicos; CEUG= granitoides epirogénicos continentales ascendentes; POG= granitoides post-orogénicos y RRG= granitoides relacionados a rift.

Por otro lado, tanto el diagrama de Rb vs Y+Nb (Fig. 60), como el de Nb vs Y (Fig. 61) de Pearce *et al.*, (1984), las muestras (tonalita o trondhjemitita) de Totoltepec (TOT-9 y TT), tonalita-granodiorita de Xayacatlán (XAY-6) y tonalita de San Miguel (DSM-12) se ubican en los campos de los granitos de arco volcánico; mientras que los Granitoides Esperanza (AM, GE-2) caen en el campo de los granitoides intraplaca.

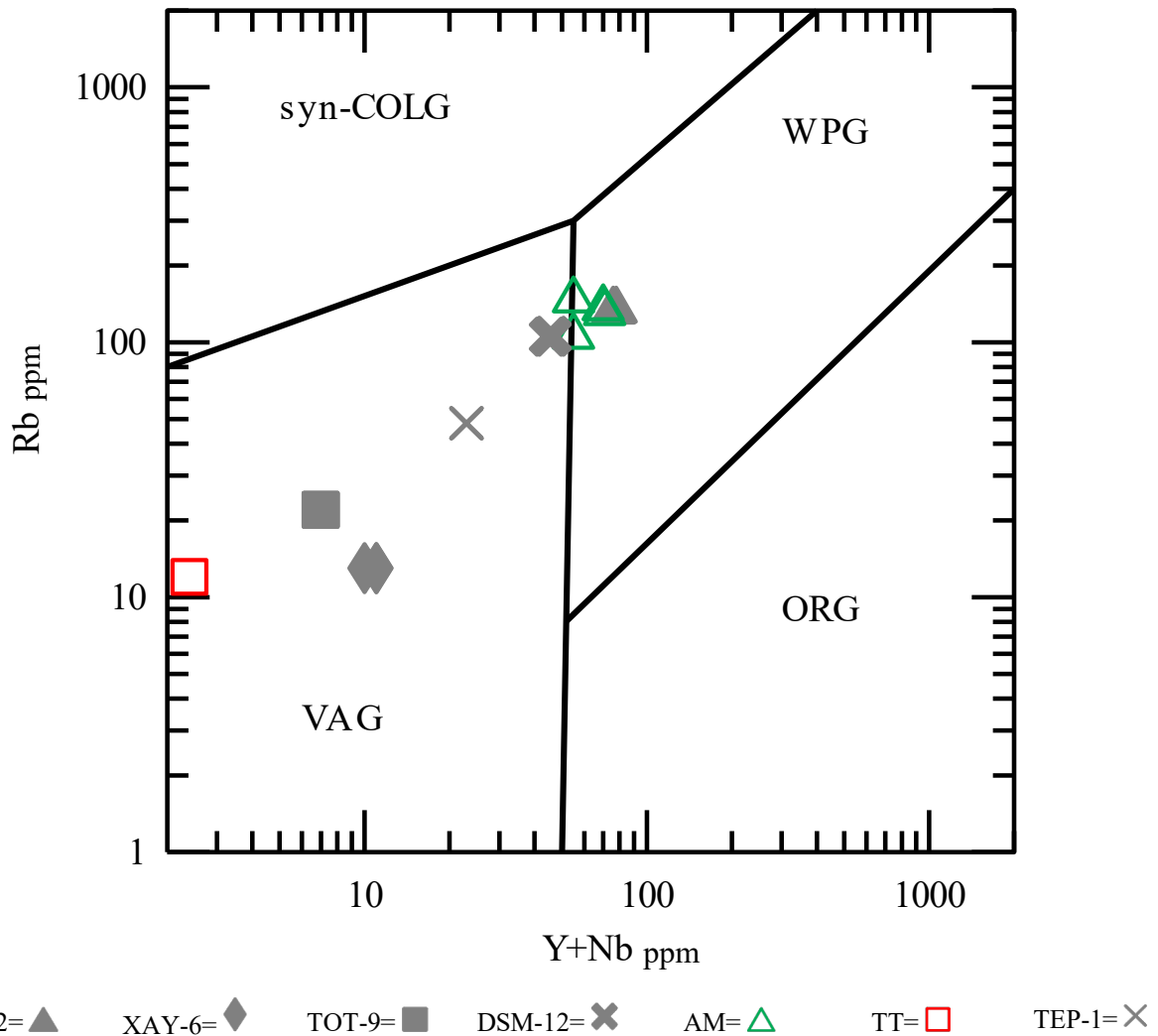
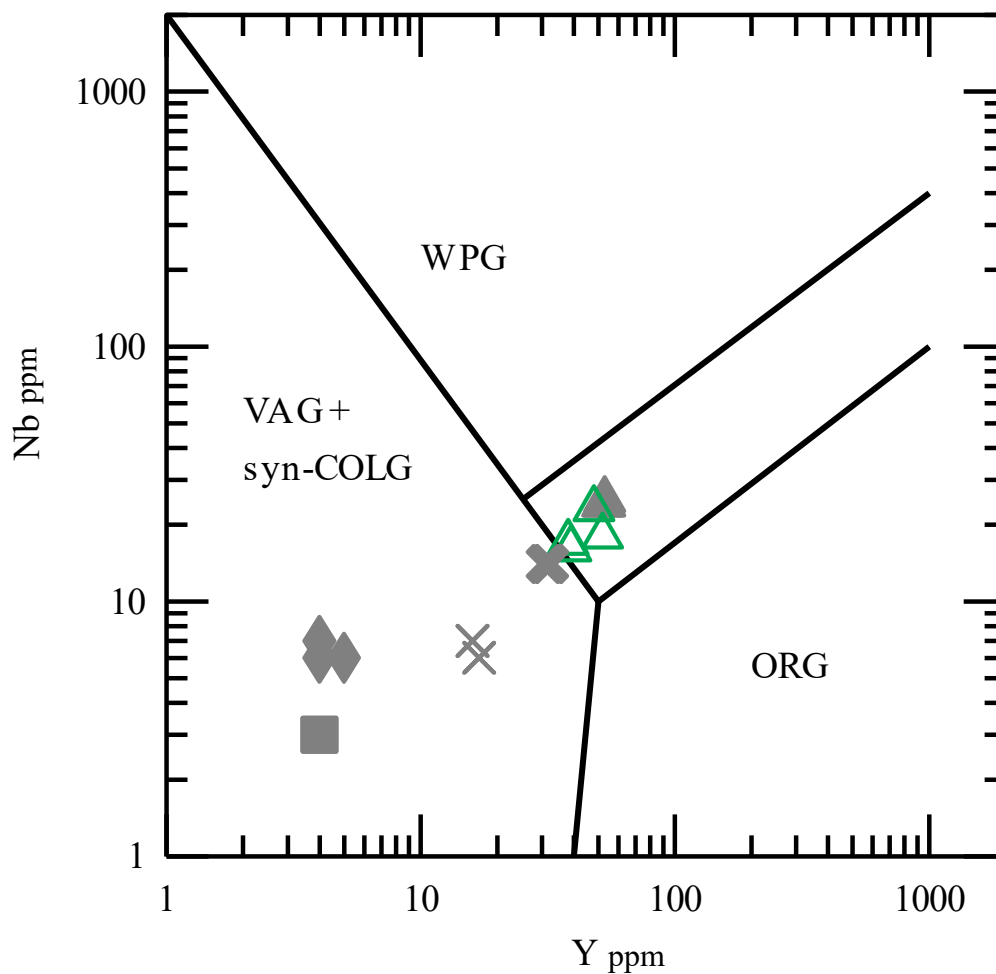


Figura 60. Diagrama Rb vs Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) para discriminación tectonomagnética de rocas graníticas. Se grafican resultados de FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfidoblástico; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemitita; DSM-12= tonalita; también se reportan análisis geoquímicos de otros autores de rocas tipo augen-milonita (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003); de trondhjemitas y tonalitas del Tronco de Totoltepec (TT) (Kirsch *et al.*, 2012). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco El Tepenene (TEP-1, este trabajo). *Syn-COLG*= Granitoides sin-colisionales; *WPG*= Granitoide intraplaca; *VAG*= Granitoide de arco volcánico; *ORG*= Granito de dorsal oceánica.



GE-2= ▲ XAY-6= ◆ TOT-9= ■ DSM-12= ✕ AM= △ TEP-1= ✕

Figura 61. Diagrama Nb vs Y (Pearce *et al.*, 1984) para discriminación tectonomagmática de rocas graníticas. Se grafican resultados de FRX de muestras del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel. GE-2= gneis granítico porfidoblástico; XAY-6= dique de tonalita-granodiorita; TOT-9= tonalita-trondhjemitita; DSM-12= tonalita; también se reportan análisis geoquímicos de otros autores de rocas tipo augen-milonita (AM) del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco El Tepenene (TEP-1, este trabajo). *Syn-COLG*= Granitoides sin-colisionales; *WPG*= Granitoide intraplaca; *VAG*= Granitoide de arco volcánico; *ORG*= Granito de dorsal oceánica.

En el diagrama de Cr vs Y para basaltos (Pearce, 1982) (Fig. 62) la mayoría de las muestras (FC-10, CEM, COS y XAY-3), se ubican en el campo de basaltos de arco volcánico o muy cercano a ese campo, mientras que el basalto del pedregal (BCU-3) cae en el campo de basaltos intraplaca al igual que las rocas máficas de Piaxtla (PIX-13) y una máfica de Cosoltepec (COS). Sin embargo, es importante hacer notar que el campo de basaltos de cordillera meso-oceánica se empalma con el de basaltos intraplaca, por lo que no se puede definir si las rocas máficas de Piaxtla son *MORB* o intraplaca (Fig. 62).

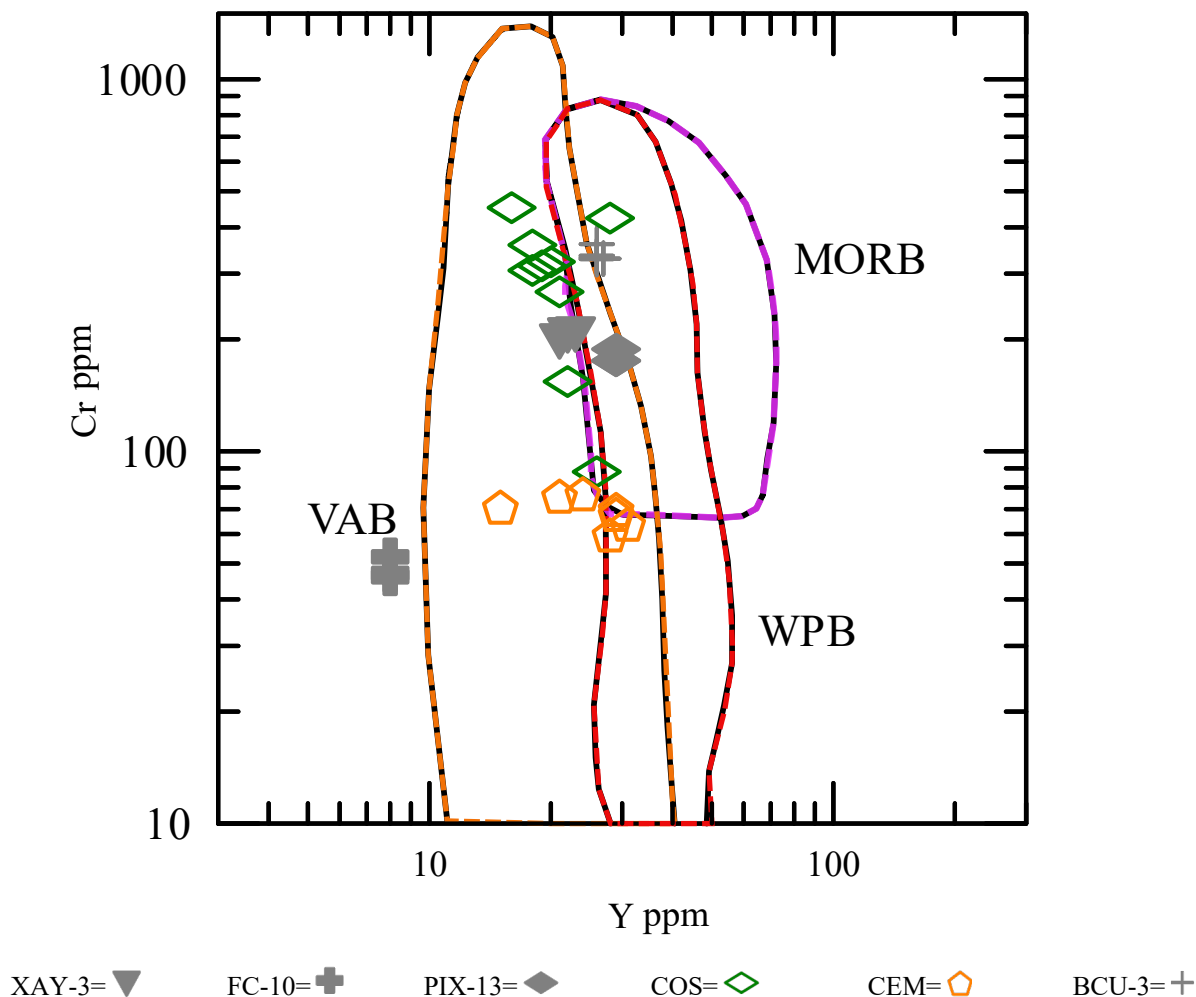


Figura 62. Diagrama Cr vs Y (Pearce, 1982) para discriminación tectonomagmática de basaltos. Se grafican los resultados de FRX de las muestras del Complejo Acatlán, y Lavas del Pedregal de San Ángel. XAY-3= esquisto verde; FC-10= esquisto de clinocloro; PIX-13= esquisto verde de granate. También se grafican los análisis geoquímicos de otros autores de basaltos y andesitas (COS) Keppie *et al.*, (2007); de andesitas a dacitas (CEM) de Keppie *et al.*, (2010). Además de los resultados químicos del Pedregal de San Ángel BCU-3=basalto de olivino y piroxeno. *VAB*= basaltos de arco volcánico (líneas punteadas anaranjadas); *MORB*= basaltos de dorsal oceánica (líneas punteadas violeta); *WPB*= basaltos intraplaca (líneas punteadas rojas).

En la Figura 63 (Ti vs Zr) para lavas máficas y ácidas (Pearce, 1982), la metalava (FC-10) de la Fm Tecomate, la dacita Tepenene (TEP-1) y 6 muestras máficas de la Fm Cosoltepec (COS) se ubican en el campo de lavas de arco, pero estas últimas están dentro del sub-campo de basaltos tipo *MORB*. Las dioritas y dacitas (CEM), basalto (BCU-3), metabasalto (esquisto verde de granate, PIX-13) y el esquisto verde (XAY-3) son intraplaca.

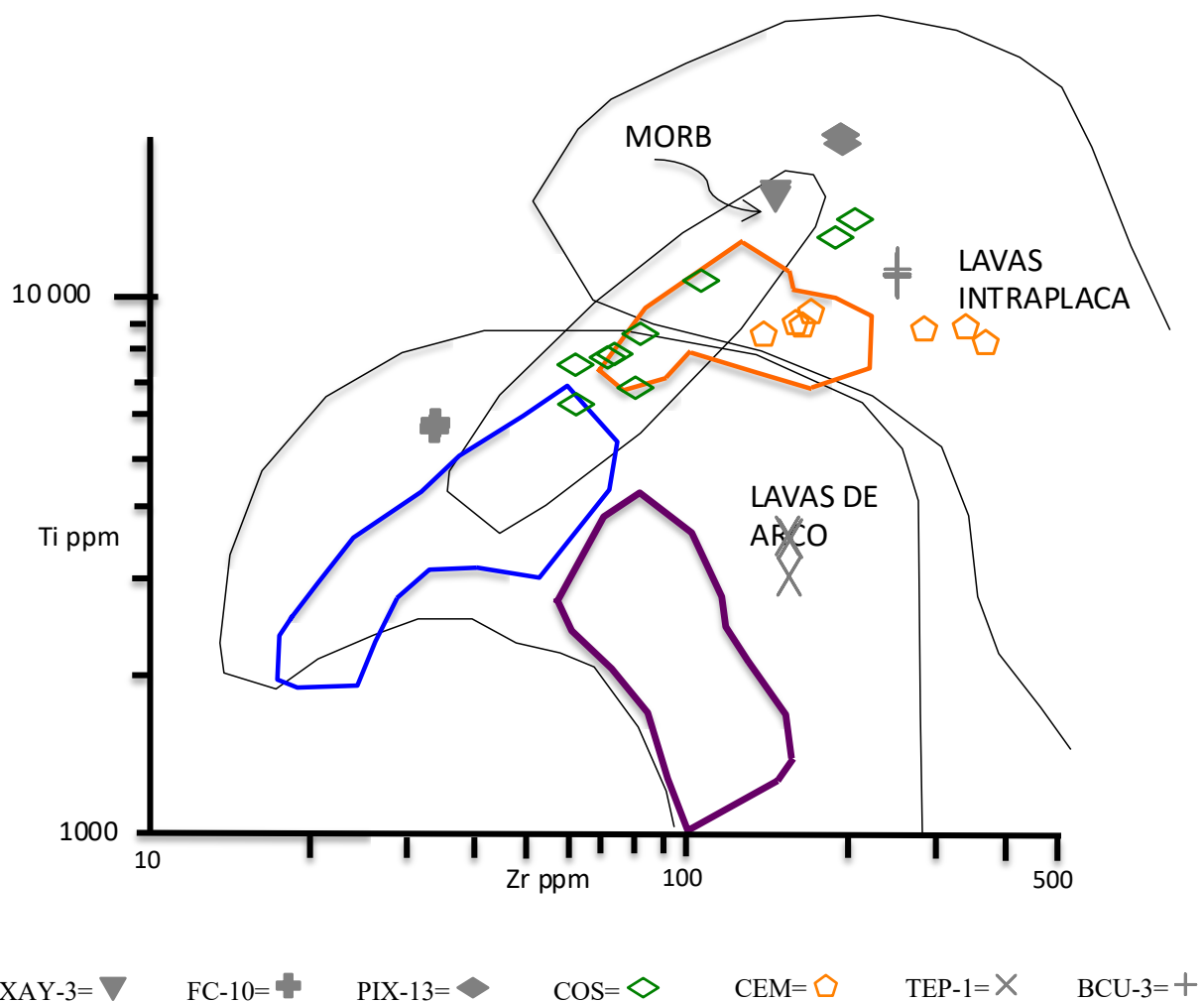


Figura 63. Diagrama Ti vs Zr (Pearce, 1982) para lavas y diques de composición ácida y básica. Se grafican los resultados de FRX de las muestras del Complejo Acatlán. XAY-3= esquisto verde; FC-10= esquisto de clinocloro; PIX-13= esquisto verde de granate; también se grafican los análisis geoquímicos de otros autores de basaltos y andesitas (COS) Keppie *et al.*, (2007); de andesitas a dacitas (CEM) de Keppie *et al.*, (2010). En este diagrama también están graficados los datos químicos del Tronco Tepenene (TEP-1); y del basalto del Pedregal de San Ángel (BCU-3). En línea azul se destaca el campo de las rocas intermedias y básicas; el área en anaranjado ubica rocas básicas y básicas a intermedias y el campo en morado ubica rocas de composición ácida.

En la Fig. 64, diagrama de Zr/Y vs Zr (Pearce, 1983) para discriminar entre basaltos de arco continental o arco oceánico, todas las muestras de lavas (COS), dioritas y dacitas (CEM), esquistos verde (XAY-3), metabasalto (PIX-13) y basalto San Ángel (BCU-3) grafican en el lado de los basaltos de arco continental, con la excepción de dos muestras de dioritas y dacitas (CEM), una lava de la Fm Cosoltepec (COS), y la metalava (FC-10) que se ubica ligeramente fuera del límite de los basaltos de arco continental.

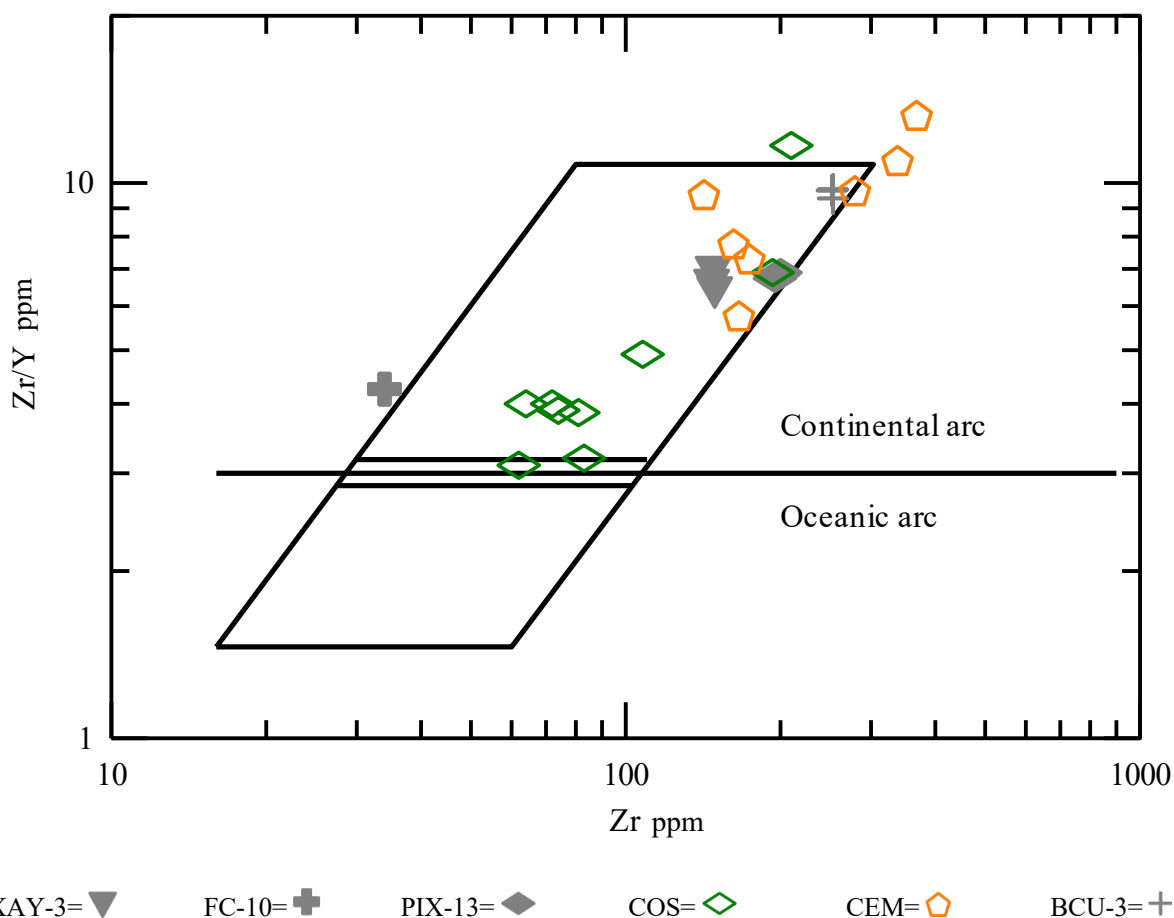


Figura 64. Diagrama Zr/Y vs Zr (Pearce, 1983) para discriminación tectonomagmática de basaltos. Se grafican los resultados de FRX de las muestras del Complejo Acatlán. XAY-3= esquistos verde; FC-10= esquistos de clinocloro; PIX-13= esquistos verde de granate; También se grafican los análisis geoquímicos de otros autores de basaltos y andesitas (COS) Keppie *et al.*, (2007); de andesitas a dacitas (CEM) de Keppie *et al.*, (2010). En este diagrama también están graficados los datos químicos de Lavas del Pedregal de San Ángel (BCU-3).

Geoquímica de rocas metasedimentarias

El objetivo principal de esta tesis es la evaluación y asimilación de las técnicas de Difracción (DRX) y Fluorescencia de rayos X (FRX) aplicadas a rocas ígneas. Sin embargo, durante la campaña de campo también se colectaron 6 muestras de rocas metasedimentarias (Tablas 4, 5 y 6) cuyos análisis químicos se graficaron en el esquema triangular $[\text{SiO}_2]$ - $[(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3]$ - $[(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}]$ (Fig. 65) que agrupa la composición química de las rocas sedimentarias (Crook *et al.*, 2024, su Fig. 1).

De acuerdo con los estudios petrográficos y DRX (Tablas 4 y 5) estas seis muestras corresponden a: FC-4 = meta-arenisca (arcósica) con micas; FC-5 = esquistos de mica blanca; FC-7 = esquistos de mica blanca y clorita; FTe-8 = meta-caliza; FTe-8A = esquistos de albita y clorita y DSM-12A = esquistos de biotita. Los esquistos de mica blanca, la meta-arenisca y la meta-caliza presentan rasgos de estratificación y frecuentemente están inter-estratificadas, características observadas en campo durante su colecta, lo que indica claramente un origen sedimentario.

En el diagrama de clasificación química para rocas sedimentarias (Fig. 65), se graficaron los seis análisis de las muestras de este trabajo, así como otros siete análisis de muestras de la literatura, a saber: cuatro muestras de meta-areniscas (M) de la Fm Tecamate (Sánchez-Zavala, 2008); un esquistos de biotita (EB) de la Formación Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978, su Tabla 3); un promedio del análisis de muestras de grauvaca (Pettijohn, 1963), donde este autor indica que la grauvaca es una arenisca de cuarzo, feldespato y partículas de roca en una matriz limo-arcillosa (Pettijohn, 1963, pág. S6); dato químico de la grauvaca fue comparado con el análisis de esquistos de biotita Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978, su Tabla 3).

Cuatro de las areniscas analizadas en este trabajo graficaron en la zona de las areniscas de cuarzo (FC-4, FC-5, FTe-8A, DSM-12A) (Fig. 65), coincidiendo con su clasificación de campo y petrográfica, la quinta muestra (FTe-8) se ubicó en el campo de las calizas y la sexta (FC-7) en la zona de las areniscas arcillosas. Las cuatro muestras de meta-areniscas (M) de Sánchez-Zavala, (2008) graficaron en sitios diferentes, una como arenisca cuarzosa, dos como arenisca arcillosa y la cuarta como roca arcillosa (Fig. 65). Por otro lado, las muestras de esquistos de biotita (EB) y la grauvaca (G) se ubicaron prácticamente en el mismo sitio de la arenisca arcillosa (Fig. 65), indicando que el esquistos derivó probablemente de una arenisca tipo grauvaca como fue sugerido por Ortega-Gutiérrez, (1978, pág. 119).

Finalmente, el análisis del promedio de la corteza sedimentaria de Carmichael, (1989) graficó en la parte central del diagrama (Fig. 65) en el límite de los campos de areniscas de cuarzo, areniscas arcillosas y rocas arcillosas.

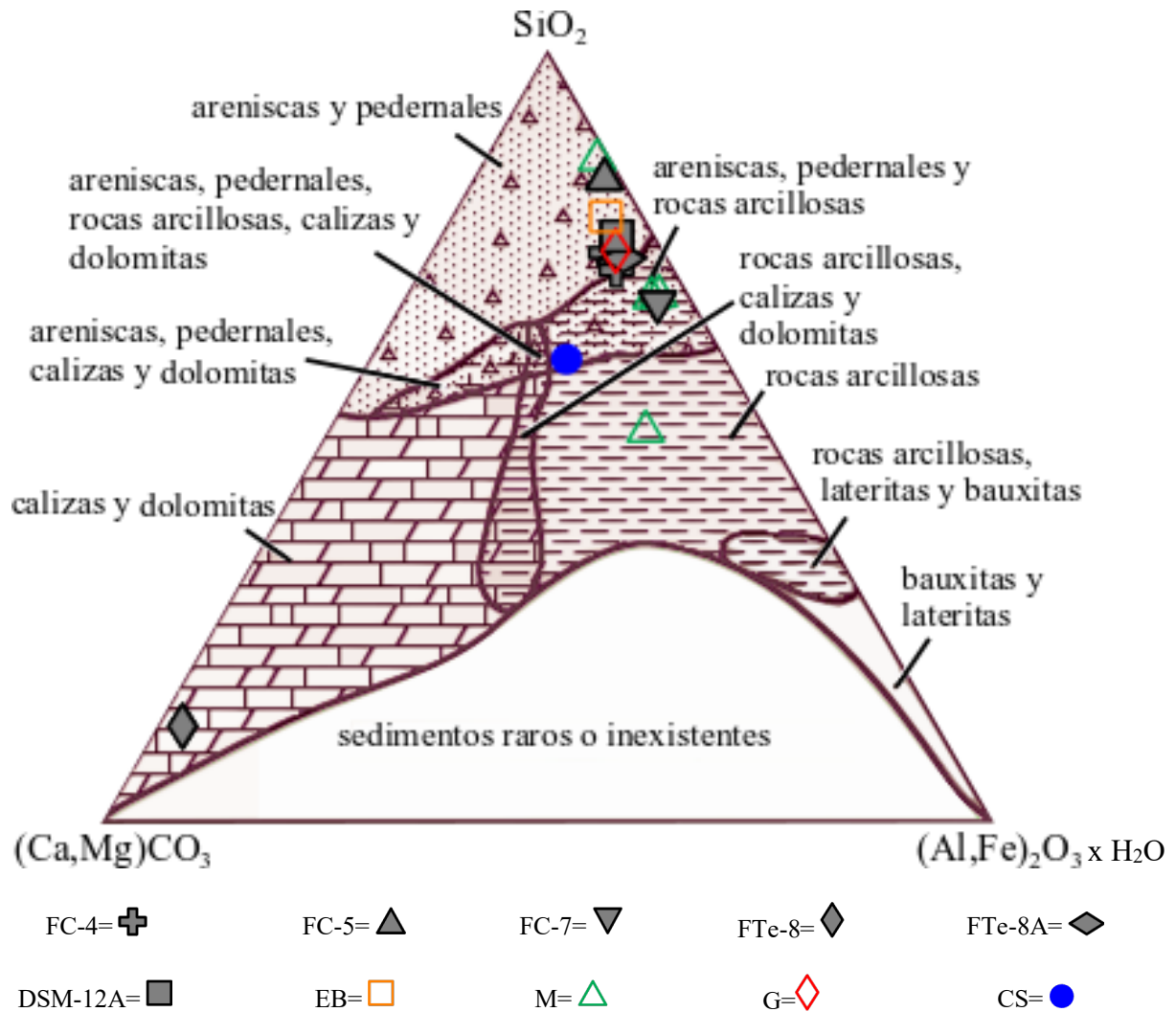


Figura 65. Diagrama [SiO₂]-[(Ca, Mg)CO₃]-[(Al, Fe)₂O₃] (Crook *et al.*, 2024) para rocas sedimentarias. Se grafican datos químicos por FRX de muestras del Complejo Acatlán. FC-4= meta-arenisca; FC-5= esquisto de mica blanca; FC-7= esquisto de mica blanca y clorita; FTe-8= metacaliza; FTe-8A= esquisto de albita y clorita; DSM-12A= esquisto de biotita. También se grafican análisis químicos de otros autores de esquisto de biotita (EB) esquisto de biotita (Ortega-Gutiérrez, 1978) de la litodema Chazumba; de metareniscas (M) (Sánchez-Zavala, 2008) de la Formación Tecomate del Complejo Acatlán. En este diagrama también están graficados los datos químicos de una grauvaca (G) (Pettijohn, 1963) y del promedio de la composición de la corteza sedimentaria (CS) (Carmichael, 1989).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se revisaron los fundamentos teóricos sobre Fluorescencia de rayos X (FRX) y Difracción de rayos X (DRX), siguiendo el procedimiento estándar del LANGEM del Instituto de Geología. Se puso especial atención en los procesos de preparación de las muestras, desde su peso, trituración, molienda, lavado, desecado, pulverización, vitrificación, y su posterior análisis en el espectrómetro de Fluorescencia de rayos X y en el difractómetro (cap. 3). En paralelo se prepararon láminas delgadas para los estudios petrográficos que permitieron sobre todo identificar la textura y estructura de las rocas y la mineralogía identificable ópticamente para la interpretación geológica (Tabla 4).

Los estudios de Difracción (DRX) (Tabla 5) y química de Fluorescencia de rayos X (FRX) (Tabla 6) dieron muy buenos resultados. Su integración y comparación con los estudios petrográficos (Tabla 4) proporcionaron datos adecuados; se observó que los resultados son semejantes entre la mineralogía determinada ópticamente con aquella obtenida por DRX y lleva a clasificaciones químicas similares (Tablas 4, 5 y 6). Asimismo, la química por FRX dio excelentes resultados para las clasificaciones químicas de rocas ígneas y sedimentarias (Figs. 54, 55, 56, 57, 58 y 65) y para discriminación tectónica. Como se puede observar en los diagramas de clasificación, los análisis químicos por FRX de esta tesis y otros de la literatura grafican correctamente en los campos respectivos, salvo en el diagrama Zr/Ti vs Nb/Y (Pearce, 1996) (Fig. 58) donde algunos granitoides (AM) caen en el campo de las andesitas y basaltos andesíticos en lugar de los campos equivalentes en composición como el área de los granitos y dacitas y riodacitas que se aprecia en los diagramas de Cox *et al.*, (1979), Le Maitre, (1989) y Winchester y Floyd, (1977) (Figs. 54, 55, 56 y 57). En este caso, por ser consistentes, lo más conveniente es usar los resultados de estos cuatro diagramas, que presentan resultados similares a la composición mineralógica obtenida mediante petrografía y DRX y se recomienda tener cautela con los resultados aportados por el diagrama de Pearce, (1996).

Con relación a la aplicación de la química de FRX para determinar el ambiente tectónico de formación de rocas ígneas y meta-ígneas se puede comentar lo siguiente. Los diagramas para discriminar el ambiente tectónico de granitoides son de dos tipos, los que usan para elementos mayores que tienen cierta movilidad geoquímica (Maniar y Piccoli, 1989) (Fig. 59), y aquellos que usan elementos traza que se consideran inmóviles durante procesos de intemperismo o metamorfismo de las rocas y por tanto indican, de forma más segura, el ambiente tectónico de formación (Figs. 60, 61, 62, 63 y 64). No obstante, los análisis químicos por FRX para elementos mayores dieron excelentes resultados de tal forma que se pudo determinar el contenido de Al, Na, K y Ca para determinar, en el sentido de White y Chappell, (1977), los tipos de granito (tipos-S o I) y también el ambiente tectónico de formación en forma razonablemente correcta. En la Figura 59, se puede

observar que la mayoría de los granitoides (GE-2, DSM-12, TT, AM) son peraluminosos (índice de Shand > 1.1 y baja relación Na/K) y por tanto sería de tipo-S (White y Chappell, 1977; y Chappell y White, 2001). La composición química peraluminosa (Tabla 6) se demuestra por la presencia de micas (muscovita y biotita) identificadas por petrografía y DRX (Tablas 4 y 5). Esta característica peraluminosa de algunos granitoides del Complejo Acatlán ha sido reconocida también por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1999) y Miller *et al.*, (2007), entre otros. En contraste, el granitoide XAY-6 es metaluminoso (índice de Shand < 1.1 y alta relación Na/K) y por tanto es tipo I. En esta misma Fig.59 (Maniar y Piccoli, 1989) se demuestra que las tonalitas/trondhjemitas del Tronco de Totoltepec (TOT-9 y TT), los granitoides Esperanza (GE-2), los *augen*-milonita graníticas (AM) y las tonalitas San Miguel (DSM-12), grafican como granitoides de arco continental, mientras que la tonalita-granodiorita XAY-6 se ubica entre los campos de granitoides postorogénicos y granitoides de corteza continental (Fig. 59).

Al graficar con química de elementos traza en los diagramas Rb vs Y+Nb y Nb vs Y (Figs. 60 y 61) de Pearce *et al.*, (1984), los granitoides antes mencionados caen en los campos de granitos de arco volcánico y granitoides intraplaca. El Tronco de Totoltepec (TT) catalogado como parte de un arco magmático continental formado por subducción de la litósfera oceánica por debajo de margen oeste de Pangea en el paleopacífico (Kirsch *et al.*, 2012), y nuestro resultado como granito de arco muestra de ese mismo plutón confirma esa interpretación. Por otro lado, los Granitoides Esperanza se han considerado como parte de una placa continental que sufrió metamorfismo durante una orogenia de colisión (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), entonces nuestra interpretación como granitoide intraplaca (Fig. 60 y 61), favorece y confirma esa interpretación.

En el diagrama de Cr vs Y (Pearce, 1982) las muestras (FC-10, CEM, COS y XAY-3), se ubican en el campo de los basaltos de arco volcánico, mientras que el basalto del pedregal (BCU-3), las máficas de Piaxtla (PIX-13) y algunas lavas Cosoltepec caen también en el campo de basaltos intraplaca, campo que se sobrepone al de basaltos de arco y *MORB* (Fig. 62) y complica su interpretación. Sin embargo, estudios geoquímicos basados en tierras raras, de lavas y diques de la Fm Cosoltepec (COS) indican que son basaltos toleíticos de afinidad *MORB* (Keppie *et al.*, 2007).

En la figura 63 (Ti vs Zr) para lavas máficas y ácidas (Pearce, 1982), la metalava (FC-10) de la Fm Tecomate y la dacita (TEP-1) y 6 muestras máficas de la Fm Cosoltepec (COS) se ubican en el campo de lavas de arco, pero estas últimas (COS) dentro del sub-campo de basaltos tipo *MORB*, lo que verifica lo obtenido por Keppie *et al.*, (2007) utilizando tierras raras. Por otro lado, el basalto (BCU-3), metabasalto (PIX-13) y el esquisto verde (XAY-3) son intraplaca (Fig. 63). Cuatro de las muestras CEM (andesitas-dacitas) grafican en el sub-

campo de rocas intermedias y máficas, pero dentro del campo de lavas intraplaca, las otras tres muestras CEM son claramente intraplaca. Por otro lado, estas mismas muestras CEM cuando se grafican en el diagrama Hf/3-Th-Ta de Wood, (1980 citado por Keppie *et al.*, 2010) caen en el campo de basaltos de arco (Keppie *et al.*, 2010, su figura 11, pág. 226). Este dato implica que las rocas puedan ser intraplaca o basaltos de arco. Sin embargo, considerando que dentro de las muestras graficadas (diagrama Ti vs Zr, fig. 63) está el basalto del Pedregal de San Ángel de ca. 1670 años AP (BCU-3), extruido en condiciones intraplaca, se propone la hipótesis de que el resto de las muestras (XAY-3, PIX-13 y CEM) son también intraplaca.

En el diagrama de Zr/Y vs Zr (Pearce, 1983) (Fig. 64) para discriminar entre basaltos de arco continental o de arco oceánico, todas las muestras: lavas (COS), dioritas y dacitas (CEM), esquisto verde (XAY-3), metabasalto (PIX-13) y basalto San Ángel (BCU-3) grafican en el lado de los basaltos de arco continental, con la excepción de dos muestras de dioritas y dacitas (CEM), una lava de la Fm Cosoltepec (COS) y la metalava (FC-10) que se ubican ligeramente fuera del límite de los basaltos de arco continental. Considerando la aparente contradicción para la interpretación tectónica de algunas rocas como la COS, que en el diagrama (Zr/Y vs Zr) grafican como de arco continental, pero mediante otros modelos geoquímicos usando tierras raras sugieren un origen *MORB*, se puede percibir que el uso de diagramas de discriminación de elementos mayores o mediante elementos traza para interpretar el ambiente tectónico de formación de las rocas, es solo una aproximación.

Para obtener una mayor interpretación del ambiente de formación de las rocas es conveniente además de elementos traza con Fluorescencia de rayos X, estos se utilicen en conjunto con otros elementos químicos como las tierras raras, isótopos y técnicas de fechamiento (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr) que junto con observaciones geológicas detalladas permitan obtener mejores resultados en la interpretación geológica.

Los datos químicos de rocas sedimentarias y metasedimentarias se graficaron en el diagrama triangular $[\text{SiO}_2]$ - $[(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3]$ - $[(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}]$ (Fig. 65) (Crook *et al.*, 2024, su Fig.1). Se interpretaron análisis químicos de areniscas de cuarzo, arenisca arcillosa, grauvacas, esquisto de biotita y carbonatos. Todas las muestras se ubicaron en los campos pertinentes del triángulo. También se comparó un análisis químico promedio de muestras de grauvaca (Pettijohn, 1963), con la química de un esquisto de biotita de la Fm Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978), y ambos graficaron en la misma área, indicando que los esquistos de micas pueden derivarse de grauvacas (areniscas de cuarzo, feldespato y partículas de roca en una matriz limo-arcillosa). Lo anterior permite concluir que los análisis químicos por FRX son confiables para la clasificación de rocas metasedimentarias.

En conclusión, los análisis químicos por Fluorescencia (FRX) y de Difracción (DRX) realizados en el

LANGEM del Instituto de Geología tienen la calidad suficiente para realizar investigación geoquímica en rocas ígneas y metamórficas.

REFERENCIAS

- Badilla-Cruz, R. 1977. Estudio Petrográfico de la Lava de la Parte Noreste del Pedregal de San Ángel, D.F. Bol. Soc. Geol. Mexicana, Tomo 38, No. 1, pag. 40-70. <https://dx.doi.org/10.18268/BSGM1977v38n1a4>
- Cann, J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters. 10: 7-11. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(70\)90058-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(70)90058-0)
- Campa, M. F., Coney, P. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 20(6), 1040-1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Carmichael, R. S. 1989. Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. CRC Press. Taylor and Francis Group. pp. 756. <https://doi.org/10.1201/9780203710968>
- Chang, R., Goldsby, K. 2017. Chemistry. 12ª ed. México: McGraw-Hill. Education. 1168 pp.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. 1979. The interpretation of igneous rocks. G. Allen and Unwin, London. <https://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48:4, 4898-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Crook, Keith A.W., Schwab, Frederick L., Folk, Robert Louis, Beck, Kevin Charles, Haaf, Ernst ten and Bissell, Harold J.” sedimentary rock”. *Encyclopedia Britannica*, 25 Jul. 2024, <http://www.britannica.com/science/sedimentary-rock>. Accessed 23 October 2024.
- Cullity, B. D. 1978. Elements of X-Ray Diffraction (Addison-Wesley series in metallurgy and materials) (2nd ed.). Addison-Wesley.
- Delgado-Fernández, E. 2021. Química inorgánica básica. Universidad Politécnica Salesiana. Editorial Universitaria Abya-Yala. 1ª edición. 218 pp.
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H, L., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G. 1998. Geology of Xitle Volcano in Southern Mexico City- A 2000-Year-Old Monogenetic Volcano in an-Urban Area. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Vol. 15, Núm. 2, p.115-131.
- Enciso de la Vega, S. 1979. Las lavas del Pedregal. Ciencia y Desarrollo. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, México, Distrito Federal. México. Núm. 25 pág. 89-93.
- Haschke, M., Flock, J., Haller, M. 2021. X-ray Fluorescence Spectroscopy for Laboratory Applications. *Analytical and Bioanalytical Chemistry*. Wiley-VCH. Vol. 413, 6455-6456. <https://doi.org/10.1007/s00216-021-03592-1>
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Solari, L.A. 2012. U-Pb geochronological constraints on the Triassic-Jurassic Ayu Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A. Gondwana Research. Vol. 22. (3-4), p. 910-927. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.03.004>
- Hernández-Marmolejo, Y. B. 2017. Sedimentología, procedencia del relleno clástico y evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Tepenene, Sur de Puebla, México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Jenner, G.A. 1996. Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry, in Wyman, D.A., ed. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes, V. 12, p. 51-77.
- Kadachi, A., Al-Eshaikh, M. 2012. Limits of detection in XRF spectroscopy. X-Ray Spectrometry. Vol. 41, p. 350-354. <https://doi.org/10.1002/xrs.2412>
- Kenkel, J. 2003. Analytical Chemistry for Technicians, Third Edition. CRC.

- Keppie, J. D., Sandberg, C. A., Miller, B. V., Sánchez-Zavala, J. L., Nance, R. D., Poole 2004. Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U-Pb SHRIMP Data from the Tecamate Formation to Re-dating Tectonothermal Events in the Acatlán Complex, Southern Mexico. *International Geology Review*. Vol. 46, 2004, p. 745-753. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.8.745>
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Storey, C.D., Jeffries, T.E., Murphy, J.B. 2006. Detrital Zircon Data from the Eastern Mixteca Terrane, Southern Mexico: Evidence for an Ordovician-Mississippian Continental Rise and a Permo-Triassic Clastic Wedge Adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*. Vol. 48, p. 97-111. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.2.97>
- Keppie, J. D., Dostal, J., Elías-Herrera, M. 2007. Ordovician-Devonian oceanic basalts in the Cosoltepec Formation, Acatlán Complex, southern México: Vestiges of the Rheic Ocean? *Geological Society of America. Special Paper*. Vol. 423, p. 477-487. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(24\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(24))
- Keppie, J. D., Dostal, J. Miller, B. V., Ramos-Arias, M. A., Morales-Gámez, M., Nance D. R., Murphy, J. B., Ortega-Rivera, A., Lee, J. W. K., Housh, T., Cooper, P. 2008. Ordovician earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern México: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean Tectonophysics. Vol. 461, p. 130-156. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.010>
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Ramos-Arias, M. A., Lee, J. K. W., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Murphy, J. B. 2010. Late Paleozoic subduction and exhumation of Cambro-Ordovician passive margin and arc rocks in the northern Acatlán Complex, southern Mexico: Geochronological constraints. *Tectonophysics*. Vol. 495, p. 213-229. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.019>
- Keppie, J. D., Dostal, J., Shellnutt, J. G. 2016. Old and juvenile source of Paleozoic and Mesozoic basaltic magmas in the Acatlán and Ayú complexes, Southern Mexico: Nd isotopic constraints. *Tectonophysics*. Vol. 681, p. 376–384. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.026>
- Kirsch, M. 2012. Estudio de la Geoquímica, la Estructura y el Metamorfismo en el Este del Complejo Acatlán: Implicaciones Tectónicas y Paleogeográficas. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Kónya, J., Nagy, N., M. 2012. Nuclear and Radiochemistry. Elsevier inc. Isotope Laboratory, Department of Colloid and Environmental Chemistry, University of Debrecen, Hungary. First edition. <https://doi.org/10.1016/c2011-0-06943-0>
- Lavina, B., Przemyslaw, D., Downs, R.T., 2014. Modern X-ray Diffraction Methods in Mineralogy and Geosciences. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 78, pp. 1-31. <https://doi.org/10.2138/rmg.2014.78.1>
- Le Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J. L., Bonin, B., Bateman, P. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511535581>
- MacLean, W.H and Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 48, 109-133. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(93\)90002-4](https://doi.org/10.1016/0375-6742(93)90002-4)
- Malone, J., Nance, R., Keppie, J., & Dostal, J. 2002. Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician–Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 15 (5), 511–524. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00080-9](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00080-9)
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 101, p. 635-643, 12. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)

- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., Llovet, X. 2010. Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. Bol. Soc. Geol. Mex. Vol. 62 (1), p. 1-23. <https://doi.org/10.18268/BSGM2010v62n1a1>
- Mendoza-Torres, A., Zarate-López, J., Ramírez-Velázquez, E. 2016. Izúcar de Matamoros, E14-B62, Escala 1:50, 000. Estado de Puebla. Servicio Geológico Mexicano.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., & Ortega-Gutiérrez, F. 2003. Tectonometamorphic evolution of the Acatlán Complex eclogites (southern Mexico). Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 40, p. 27–44. <https://doi.org/10.1139/e02-093>
- Middleton, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Miller, B.V., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W. 2007. P-T-t constrains on exhumation following subduction in the Rheic Ocean from eclogitic rocks in the Acatlán Complex of southern México. Geological Society of America. Special Paper 423, p.489-509. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(25\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(25))
- Miller, B.V., Dostal, J., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W. 2007. Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern México: Geochemical and geochronologic data and implications for the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. Geological Society of America Special Paper 423, p. 465-475. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(23\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(23))
- Morales-Gámez, M., Keppie, J.D., Dostal, J. 2009. Carboniferous tholeiitic dikes in the Salada unit, Acatlán Complex, southern Mexico: a record of extension on the western margin of Pangea. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 26, núm. 1, p. 133-142. <https://dialnet.unirioja.es/descarga/articulo/2936654.pdf>
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Miller, B.V., Dostal, J., Middleton, M., Fernández-Suárez, J., Jeffries E.T., Storey, C.D., 2006. Geochemistry and U-Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asís Lithodeme, Piaxtla Suite, Acatlán Complex, southern Mexico: Tectonothermal activity along the southern margin of the Rheic Ocean. Journal of the Geological Society, London. Vol. 163. Pp. 683-695. <https://doi.org/10.1144/0016-764905-108>
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Dostal, J. 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. Geology. Vol. 34 (10), 857-860. <https://doi.org/10.1130/G22642.1>
- Negendank, J.F.W. 1972. Volcanics of The Valley of Mexico. *N-Jb. Miner.* Abh, núm. 1163, pp. 308-320.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1974. Nota Preliminar Sobre las Eclogíticas de Acatlán, Puebla. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 35, p. 1–6. <https://dx.doi.org/10.18268/BSGM1974v35n1a1>
- Ortega-Gutiérrez, F. 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. Revista mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 2 (2), pág. 117-131. <https://repositorio.unam.mx/contenidos/4122653>
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C. 1999. Late Ordovician- Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. Geology; Geological Society of America. Vol. 27 (8), p. 719–722. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0719:LOESCC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0719:LOESCC>2.3.CO;2)
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L. 2018. The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. Earth-Science Reviews. Vol. 183, pág. 2-37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Macías-Romo, C., Combata-Ariza, L.A., Sánchez-Zavala, J.L., Alcántara-Torres, M.Y., Reyes-Salas, A.M. 2022. The enigmatic Ayú metamorphic complex of southern México: A late Paleozoic polyorogenic metasedimentary prism of the Acatlán Complex reworked in Jurassic. Journal Of South American Earth Sciences. Vol. 116, 103755. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103755>

- Ortega-Obregón, C. 2011. Geoquímica y Geocronología de las unidades metamórficas del Complejo Acatlán en el área de Olinalá, Guerrero. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Oyedotun, T. 2018. X-ray fluorescence (XRF) in the investigation of the composition of earth materials: a review and an overview. *Geology, Ecology, And Landscapes*, 2(2), 148-154. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1452459>
- Palacio-Prieto, J. L., Guilbaud, M. 2015. Patrimonio natural de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel y áreas cercanas: sitios de interés geológico y geomorfológico al sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 67, núm. 2. pág. 227-244. <https://dx.doi.org/10.18268/BSGM2015v67n2a7>
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 12 (3). P. 339-349. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90220-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90220-2)
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic Volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 19 (2). pág. 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)
- Pearce, J. A. 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.), *Orogenic andesites and related rocks*. Wiley and Sons, p. 525-548.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., Eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Chesshire, UK, p. 230-249.
- Pearce, J. A., Nigel, B. W., Tindle. A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 25 (4), p. 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman, D, A., (ed.), *Trace element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol. 12, p. 79-113.
- Pearce, J.A. 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*. Vol. 10, (2), pp. 101-108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>
- Pettijohn, F.J. 1963. Chemical Composition of Sandstones -Excluding Carbonate and Volcanic Sands. Geological Survey Professional Paper 440-S, Chapter S, Data of Geochemistry, Sixth Edition, p. S1-S21.
- Pina-Martínez, C. M. 2014. Los fundamentos de la Cristalografía: una reseña histórica. *Anales de Química de la RSEQ*. Madrid. Vol. 110 (4), pág. 294-302. <https://analesdequimica.es/index.php/AnalesQuimica/article/view/638> Accessed 30 October 2024.
- Reyes-Salas, A.M. 2003. Mineralogía y petrología de los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, Sur de México. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Morelos.
- Riddle, C. 1993. *Analysis of Geological Materials*. Marcel Dekker, Inc. 270 Madison Avenue, New York, New York 10016
- Rivera-Carranza, E., De La Teja-S, M. A., Motolinía-García, O., Miranda-Huerta, A., León-Ayala, V. M., Lemus-Bustos, O., Moctezuma, M. 1998. Informe de la carta geológico-minera y geoquímica. Hoja Cuernavaca E14-5, Escala 1: 250, 000, Estados de México, Morelos, Guerrero, Puebla y Oaxaca. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial (SECOFI). Consejo de Recursos Minerales Coordinación General de Minería.
- Rodríguez-Torres, R. 1970. Libro guía de la Excursión México-Oaxaca, Sociedad Geológica Mexicana. México: La Sociedad. 190 p.
- Rollinson, H., Pease. V. 2021. *Using Geochemical Data to Understand Geological Processes*. Cambridge University Press. Second edition. <https://doi.org/10.1017/9781108777834>

- Sánchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J. 2004. Ordovician and Mesoproterozoic Zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico: Local provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes. *International Geology Review*. Vol. 46, p. 1005-1021. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.11.1005>
- Sánchez Zavala, J. 2008. Estratigrafía, sedimentología y análisis de procedencia de la Formación Tecamate y su papel en la evolución del Complejo Acatlán, Sur de México. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geological Society of America*.
<https://doi.org/10.1130/spe278-p1>
- Schmitter, E. 1953. Investigación petrológica de las lavas del Pedregal de San Ángel. *Mem. Congreso Científico Mexicano*, 107-122.
- Siebe, C. 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104 (1-4), p. 45-64.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos-Madrigal, E., Hernández-Marmolejo, Y. B., Rosa-Mora, O. A., Torre-González, A. I., Bonifacio-Serralde, C. B., López-García, N., Nápoles-Valenzuela, J. I. 2018. Timing of the Cenozoic basins of Southern Mexico and its relationship with the Pacific truncation process: Subduction erosion or detachment of the Chortís block. *Journal of South American Earth Sciences*, 83, 178-194. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.01.007>
- Talavera-Mendoza, O., Ruíz, J., Gehrels, G., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M. F. 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 235 (3-4), 682-699. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.013>
- Torre-González, A. I., Bonifacio Serralde, C. 2016. Análisis de la deformación temprana del intrusivo del Tepenene, Los Amates, Puebla, su implicación tectónica. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1996. Comentarios sobre la edad del campo volcánico Pedregal de San Ángel, Cuenca de México-Fechamientos por Radiocarbono. Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear. Instituto de Geofísica, UNAM-Unión Geofísica Mexicana-GEOS.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B.E., Grajales, M. 2000. Bio-stratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et Permians de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique): *Geobios*. Vol. 33, p. 5-33. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(00\)80145-X](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(00)80145-X)
- Vachard, D., Flores de Dios, A. 2002. Discovery of Latest Devonian/Earliest Mississippian microfossils in Salvador Patlanoaya (Puebla, México); biogeographic and geodynamic consequences. *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. 334, p. 1095-1101. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01851-5](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01851-5)
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G. E., López-Martínez, M., de la Cruz-Vargas, J. C. 2007. Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *Geological Society of American Bulletin*. Vol. 119.no. (9-10), 1249-1264.
<https://doi.org/10.1130/B226031.1>
- White, A.J.R. and Chappell, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43, 7-22. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90003-8)
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman, Londres 466 p.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-

Printed in The Netherlands. Chemical Geology, 20. 325-343. [https://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

- Whitney, D. L., Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, Vol. 95. P. 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., and Gehrels, G. E. 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. Geological Society of America Bulletin. Vol. 103, p 817–828. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0817:ISOTAC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0817:ISOTAC>2.3.CO;2)

APÉNDICE A

Tabla 7. Relación de muestras estudiadas del Complejo Acatlán, Tronco de Totoltepec, Litodema Chazumba, Diques San Miguel, Tronco El Tepenene y Lavas del Pedregal de San Ángel.

Muestra/ Formación	Clasificación	Relaciones geológicas	Coordenadas y observaciones
GE-2 Granitoides Esperanza, CA.	Gneis granítico porfidoblástico	Afloramiento de <i>augen</i> gneis (2 mts de alto por 20 mts de largo) que pasa transicionalmente (vertical) a gneis esquistoso.	18°13'39.24"N, 98°11'41.41"W, altura: 1227 m. Se tomó una muestra a lado de la carretera Izúcar-Acatlán, a 2 km del caserío El Papayo, Puebla
XAY-3 Ensamble Piactla, CA.	Esquisto verde	Afloramiento de rocas verdes de grano fino (1.50 mts de alto por 15 mts de largo) presentaba fracturas producto de los planos de debilidad de la roca.	18°12'4.75"N, 98°3'20.03"W, altura: 1189 m. Se colectó una muestra cerca de la carretera Cuapiactla-Acatlán de Osorio, Puebla.
FC-4 Formación Cosoltepec, CA.	Meta-arenisca	Afloramiento de rocas esquistosas presentan oxidación y fracturamiento.	18°14'56.04"N, 98°1'12.69"W, altura: 1220 m. Muestra colectada a lado de la carretera Cuapiactla-Acatlán de Osorio, Puebla.
FC-5 Formación Cosoltepec, CA.	Esquisto de mica blanca	El afloramiento de esquistos presenta abundantes vetas de cuarzo fracturas y oxidación.	18°15'5.49"N, 97°59'57.61"W, altura: 1222 m. Muestra colectada a pie de la carretera Cuapiactla-Acatlán de Osorio, Puebla.
XAY-6 Ensamble Piactla, CA.	Dique de tonalita- granodiorita	Dique de tonalita-granodiorita intrusionando a esquisto verde del Ensamble Piactla (Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> , 2018) (Unidad Salada, Morales-Gómez <i>et al.</i> , 2009).	18°13'59.83"N, 97°58'30.66"W, altura: 1250 m. Muestra colectada a pie de la carretera Cuapiactla-Acatlán de Osorio, Puebla.
FC-7 Granitoides Esperanza, CA.	Esquisto de mica blanca y clorita.	Roca color verde de grano fino (afloramiento de 2 mts de alto por 20 mts de largo).	18°13'41.90"N, 98°12'25.46"W, altura: 1210 m. La muestra se tomó sobre la carretera internacional con dirección a Acatlán de Osorio, Puebla.
FTe-8 Formación Tecomate, CA	Meta-caliza	Contacto por falla entre las Formaciones Tecamate (metacaliza) (FTe-8) y el Ensamble Piactla (esquisto de albita y clorita) (FTe-8A) presenta deformación y fracturamiento con dimensiones aproximadas de 5 mts de alto por 40 mts de largo.	18°14'0.75"N, 97°58'25.68"W, altura: 1255 m. Muestras colectadas a pie de la carretera periférico Ixcaquixtla, Puebla.
FTe-8A Ensamble Piactla, CA.	Esquisto de albita y clorita		
TOT-9 Tronco de Totoltepec.	Tonalita-trondhjemitita	Afloramiento de rocas ígneas intrusivas con textura granítica.	18°13'15.03"N, 97°53'20.37"W, altura: 1386 m. Se colectó una muestra sobre la carretera Cuapiactla- Acatlán de Osorio, Puebla.

Tabla 7. Continuación.

Muestra/ Formación	Clasificación	Relaciones geológicas	Coordenadas y observaciones
FC-10 Formación Tecamate, CA.	Esquisto de clinocloro	Esquistos de tonos verdes asociado a esquistos cuarzo-feldespático de la Formación Tecamate.	18°11'41.72"N, 97°53'42.40"W, altura: 1325 m. Colectada en el camino Totoltepec-Santo Domingo Tonahuixtla, Puebla.
FC-11 Formación Tecamate, CA.	Dique de granate	Dique de granate alojado en esquistos de la Formación Tecamate.	18°9'21.06"N, 97°53'0.72"W, altura: 1424 m. Colectada en camino de terracería Totoltepec-Petlalcingo, a 5 km de Tonahuixtla, Puebla.
DSM-12 Diques San Miguel.	Tonalita	Contacto entre una roca ígnea intrusiva tonalítica (DSM-12) (Diques San Miguel) y esquisto de biotita (DSM-12A) del litodema Chazumba.	18°3'25.62"N, 97°49'19.10"W, altura: 1530 m. Muestras colectadas cerca de los límites Puebla-Oaxaca, a 2 km de Tepejillo, Puebla.
DSM-12A Litodema Chazumba.	Esquisto de biotita		
PIX-13 Ensamble Piaxtla, CA.	Esquisto verde de granate	El esquisto verde de granate está en contacto litológico con un metagranito. El afloramiento mide 8 mts de alto por 100 mts de largo.	18°11'31.67"N, 98°15'2.43"W, altura: 1139 m. La muestra se colectó sobre un camino aproximadamente a 1 km del pueblo de Piaxtla, Puebla.
TEP-1 Tronco El Tepenene.	Dacita	Roca ígnea hipabisal. Se observó relaciones de contacto con rocas aledañas (conglomerados rojos). El afloramiento muestra nula meteorización.	18°29'25.58"N, 98°23'53.30"W, altura: 1294 m. Se tomó una muestra a pie de carretera Internacional, aproximadamente a 950 metros del rancho "El Molinillo", Puebla.
BCU-3 Lavas del Pedregal de San Ángel.	Basalto de olivino y piroxeno	Roca ígnea basáltica con textura afanítica, vesículas y un color grisáceo. En afloramiento presentaba algunas superficies irregulares como cordadas de lava y algunas superficies de derrame más liso estilo pahohoe	19°19'3.70"N, 99°11'17.70"W, altura: 2321 m. Se tomó una muestra de roca sobre un afloramiento de roca dentro del campus de Ciudad Universitaria en la CDMX.

APÉNDICE B

Descripción macroscópica

Las siguientes figuras (1-3), son fotografías que describen las muestras de mano colectadas en campo. Siguen el orden: código, nombre y tipo de roca, textura, minerales, matriz y/o características; escala= 5 cm.



Figura 1. (a) GE-2; gneis granítico porfidoblástico, roca metamórfica con textura esquistosa-gnéisica; minerales de feldespato potásico (porfidoblastos de 4-5 cm), plagioclase, cuarzo, matriz con cristales de biotita; no reacciona al HCl; (b) XAY-3; esquisto verde; roca metamórfica con textura: esquistosa; minerales color verde, anfíboles, cuarzo y cuarzo en una matriz de grano fino; no reacciona al HCl; (c) FC-4; meta-arenisca, roca metamórfica con textura esquistosa y foliación; minerales de cuarzo y micas en una matriz de grano fino; no reacciona al HCl; (d) FC-5, esquisto de mica blanca, roca metamórfica con textura esquistosa y foliación; minerales de cuarzo y micas en una matriz de grano fino; no reacciona al HCl; (e) XAY-6, dique de tonalita-granodiorita, roca ígnea intrusiva con textura granítica; minerales: plagioclase, feldespato potásico y cuarzo en matriz de grano grueso; no reacciona al HCl; (f) FC-7; esquisto de mica blanca y clorita; roca metamórfica con textura esquistosa; minerales color verde, con anfíbol, cuarzo y micas en una matriz de grano fino; no reacciona al HCl.

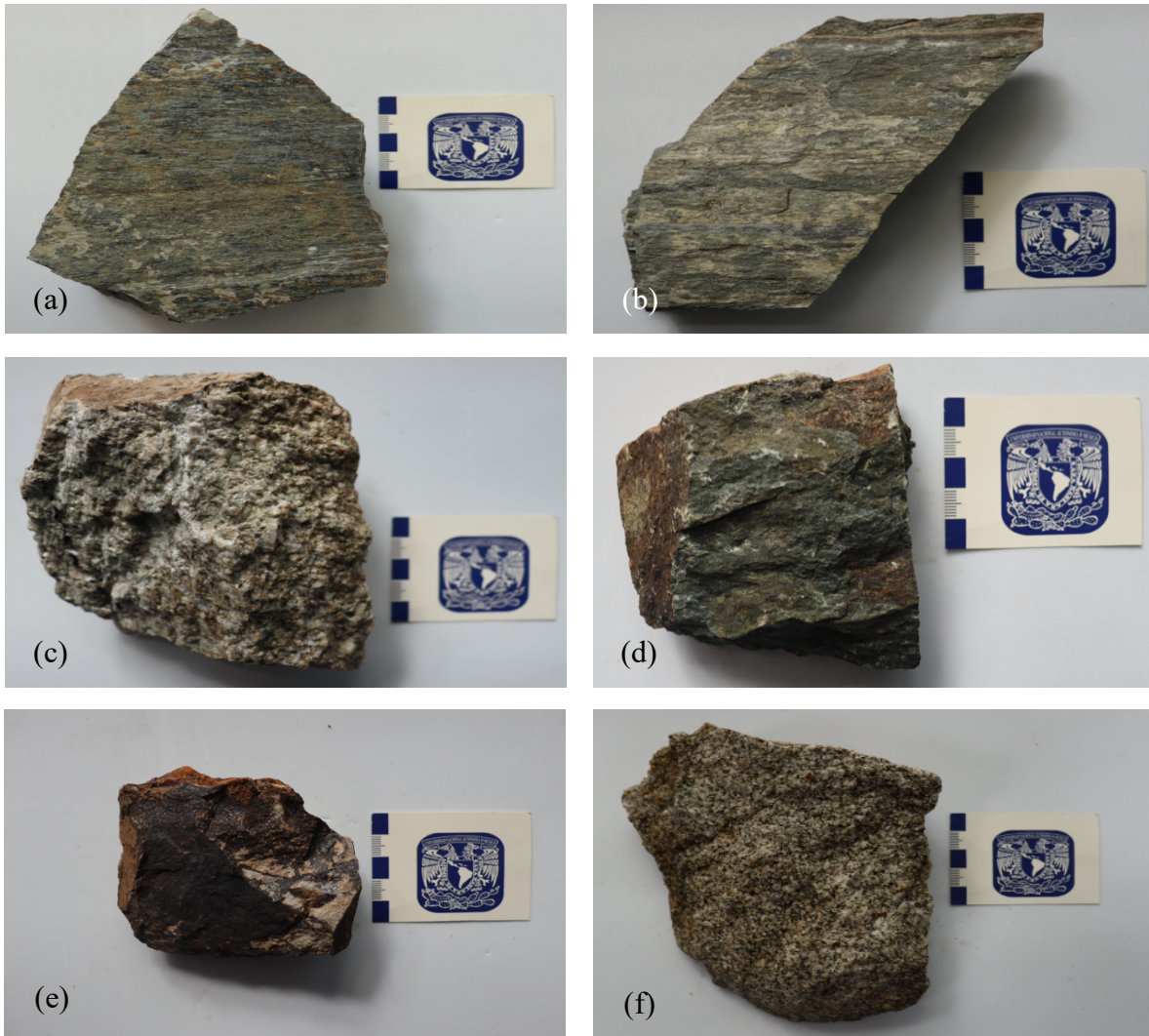


Figura 2. (a) FTe-8; meta-caliza, roca metamórfica con textura esquistosa; minerales de calcita, cuarzo y micas que presentan foliación en una matriz de grano fino; reacciona al HCl; (b) FTe-8A; esquisto de albita y clorita, roca metamórfica con textura esquistosa; minerales de color verde, anfíbol, calcita y micas que presentan foliación en una matriz de grano fino; reacciona al HCl; (c) TOT-9; tonalita-trondhjemitita, roca ígnea intrusiva con textura granítica/fanerítica; minerales de plagioclasa sódica, feldespato potásico, cuarzo, anfíboles y micas blancas en una matriz de grano grueso; no reacciona al HCl; (d) FC-10; esquisto de clorita (clinocloro), roca metamórfica que presenta una textura esquistosa; minerales de color verde, cuarzo, micas y calcita; reacciona al HCl; (e) FC-11; dique de granate con textura microcristalina; presenta bandeaciones de cuarzo (blanco) y micas parduzcas contiene aparente brillo metálico; no contiene foliación, sin embargo, presenta alta densidad; no reacciona al HCl; (f) DSM-12; tonalita, roca ígnea intrusiva con textura granular/fanerítica; presencia mineral de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y micas en una matriz de grano medio; no reacciona al HCl.

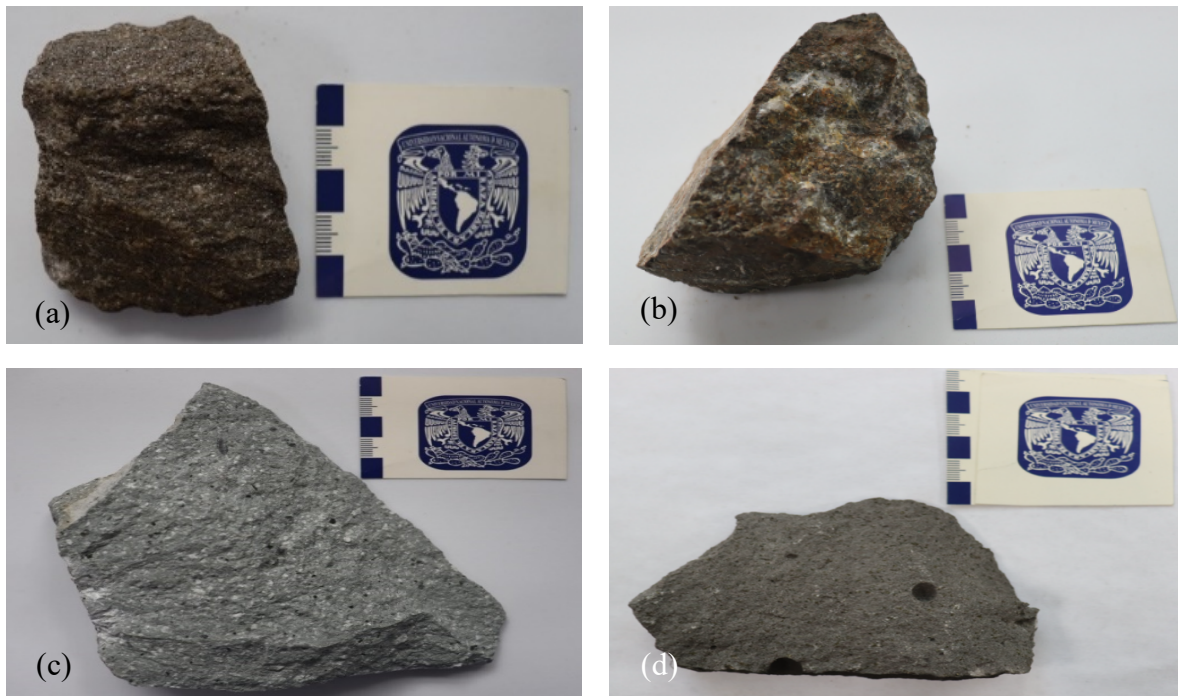
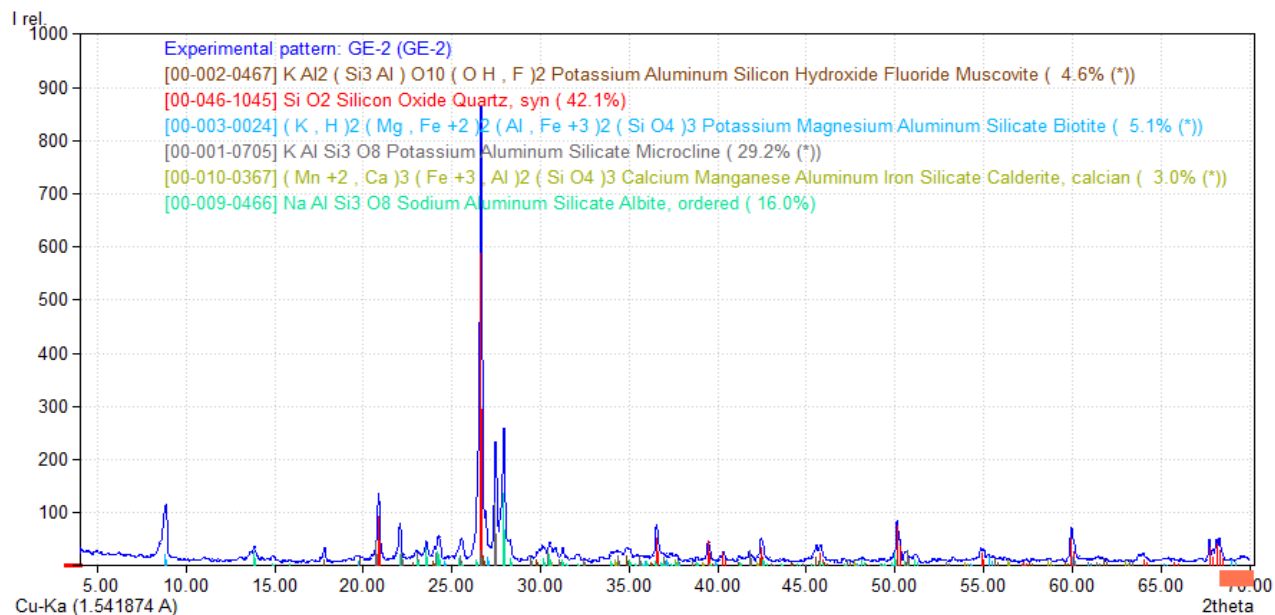


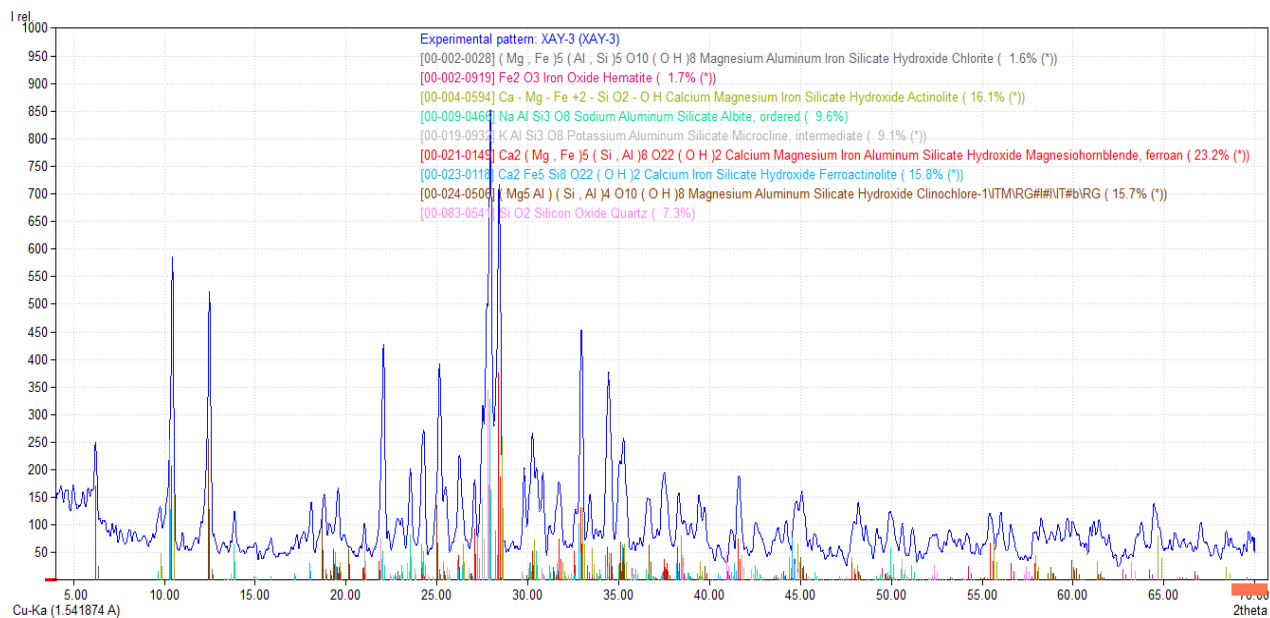
Figura 3. (a) DSM-12A; esquistos de biotita, roca metamórfica con textura esquistosa; minerales de plagioclasa, cuarzo y biotita en una matriz de grano fino; no reacciona al HCl; (b) PIX-13; esquistos verdes de granate; roca metamórfica con textura esquistosa y porfidoblástica por los minerales de granate, además tiene un color verde/parduzco con minerales de plagioclasa, cuarzo y micas negras y blancas en una matriz de grano fino; presenta alta densidad; reacciona al HCl; (c) TEP-1; dacita, roca ígnea hipabisal con textura porfídica con minerales de plagioclasa, cuarzo y biotita en una matriz afanítica; no reacciona al HCl; (d) BCU-3; basalto de olivino y piroxeno, roca ígnea extrusiva con textura afanítica; presenta un color grisáceo con minerales de olivino y piroxenos en una matriz de grano fino; presenta vesículas y alta densidad; no reacciona al HCl.

APÉNDICE C

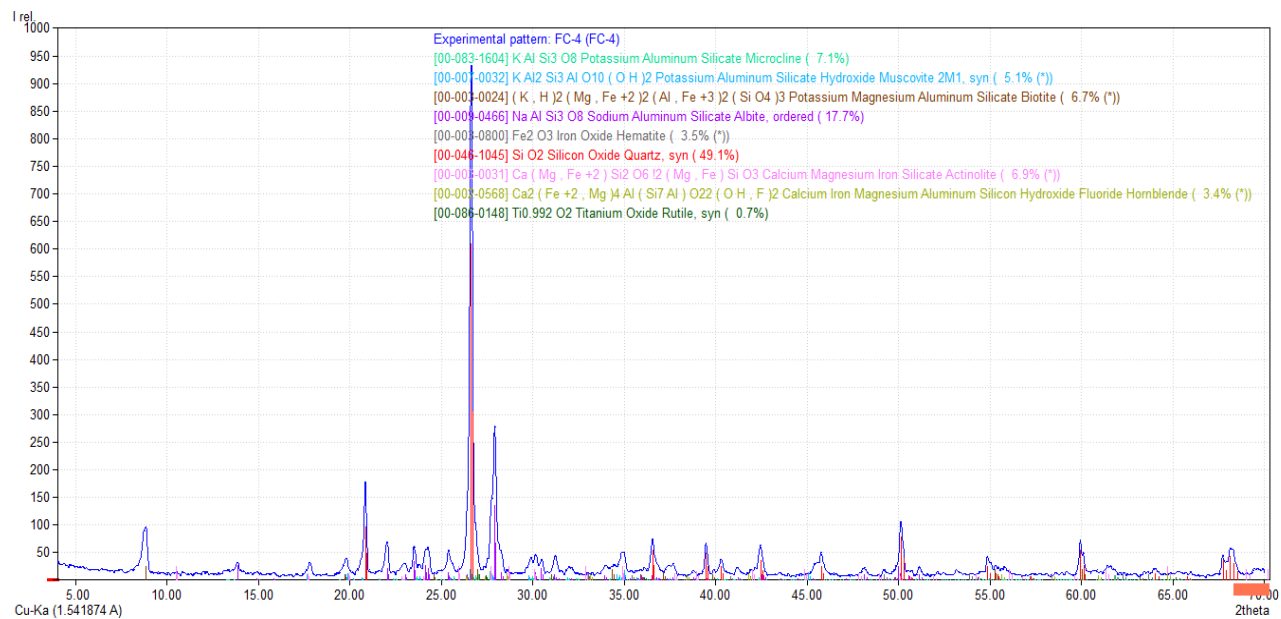
Difractogramas de fases mineralógicas de DRX.



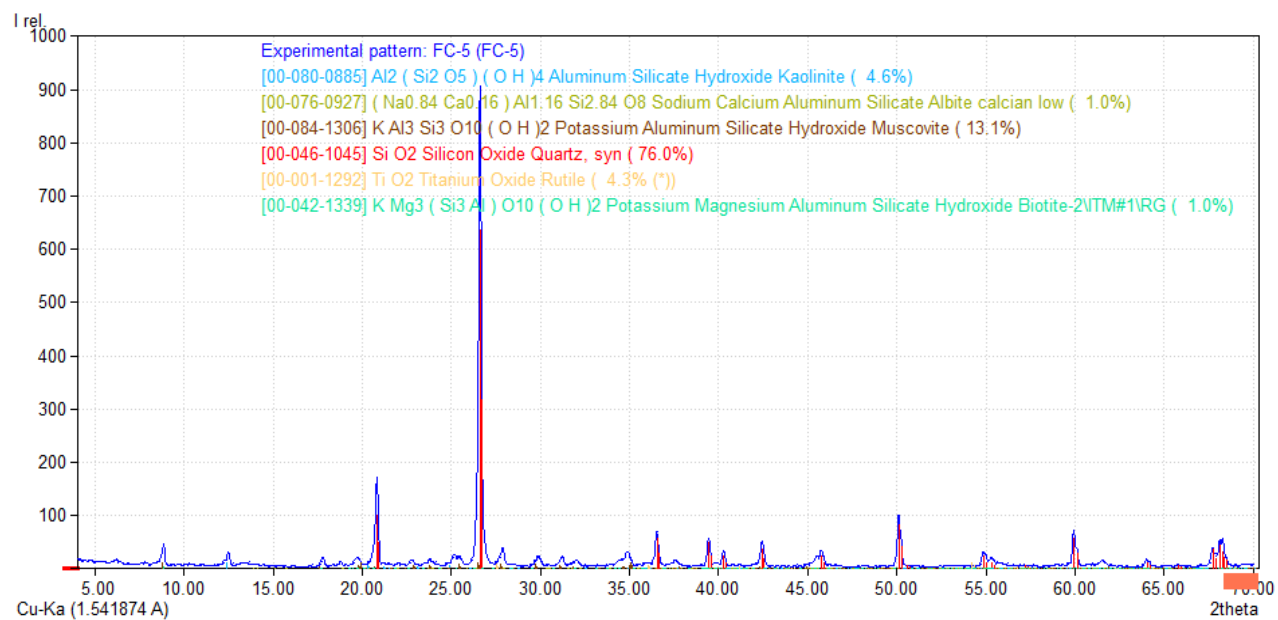
GE-2



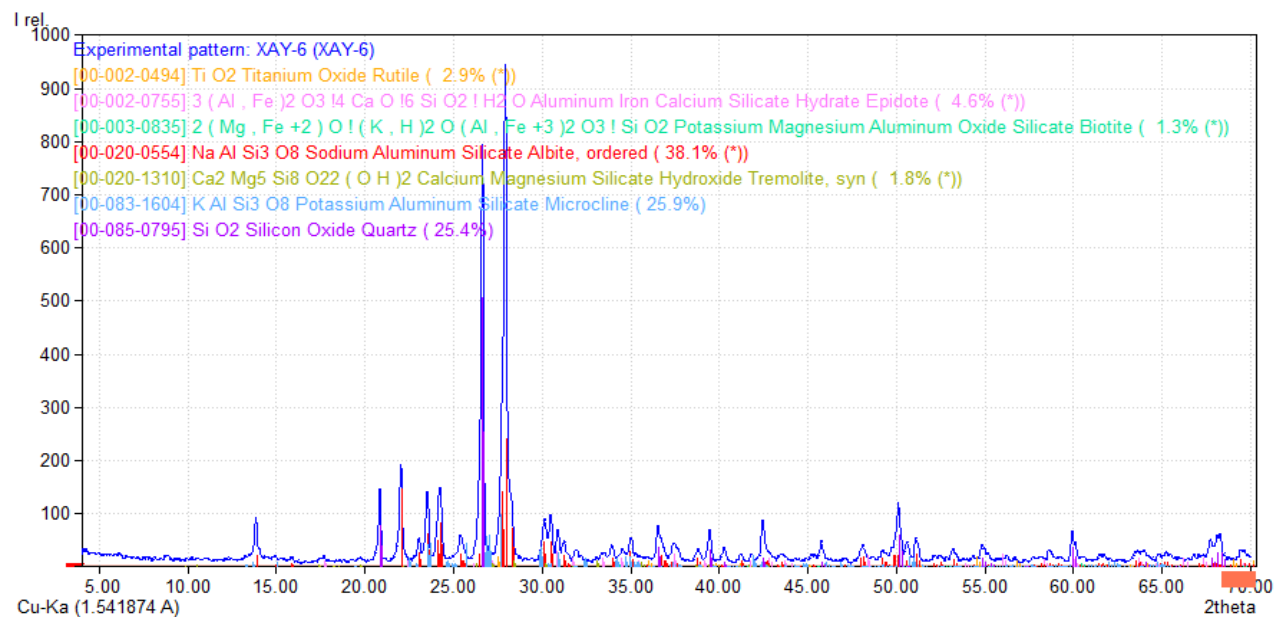
XAY-3



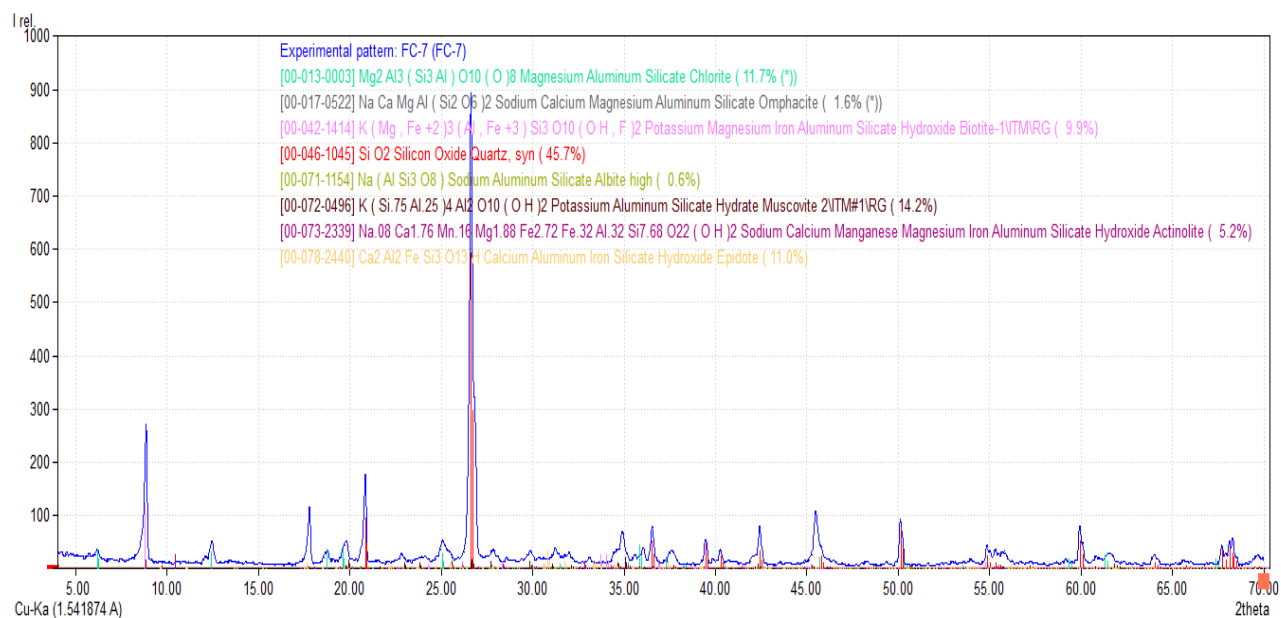
FC-4



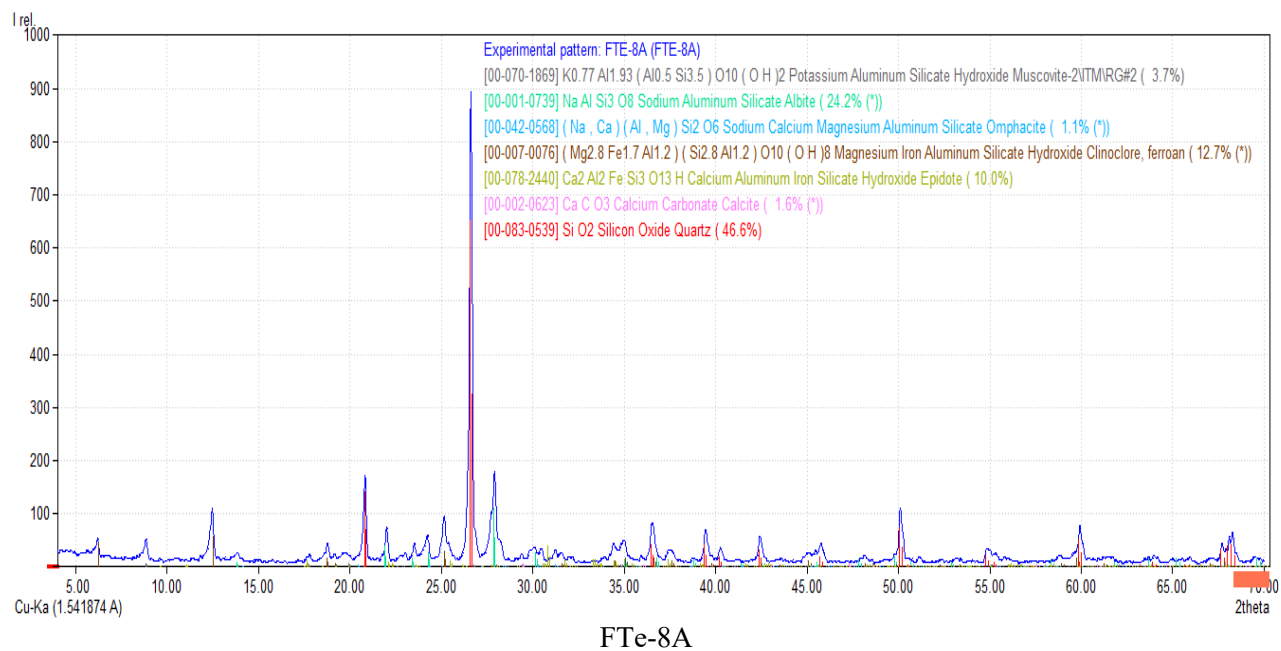
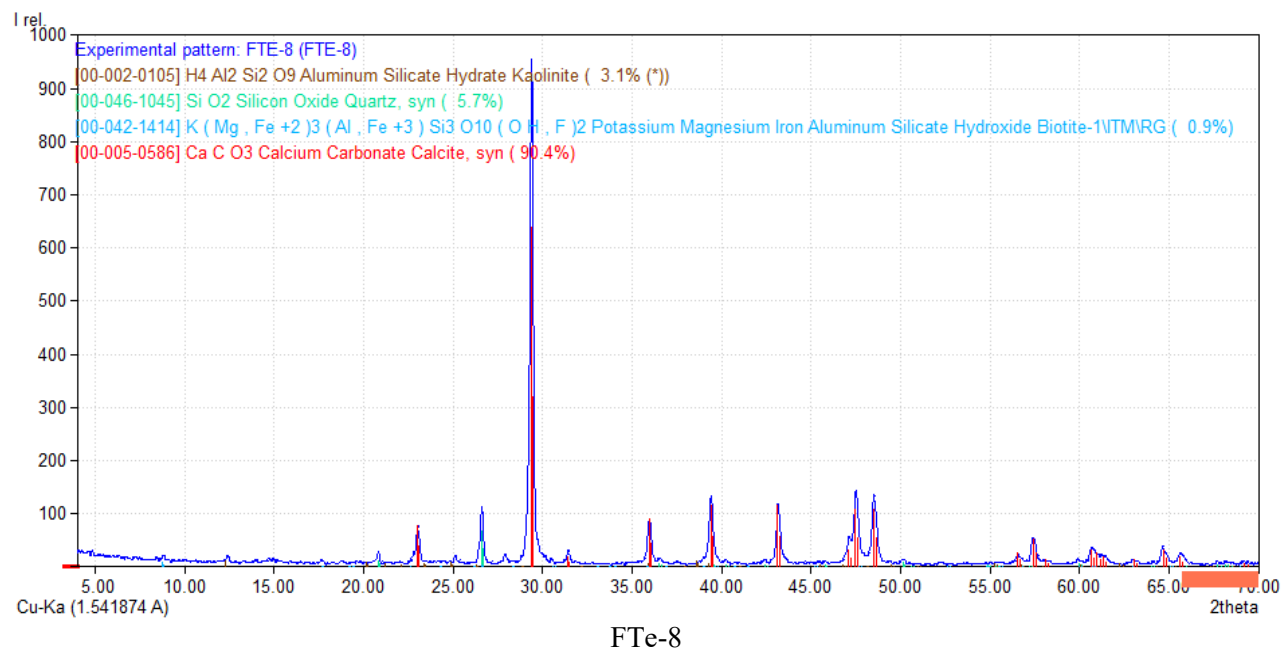
FC-5

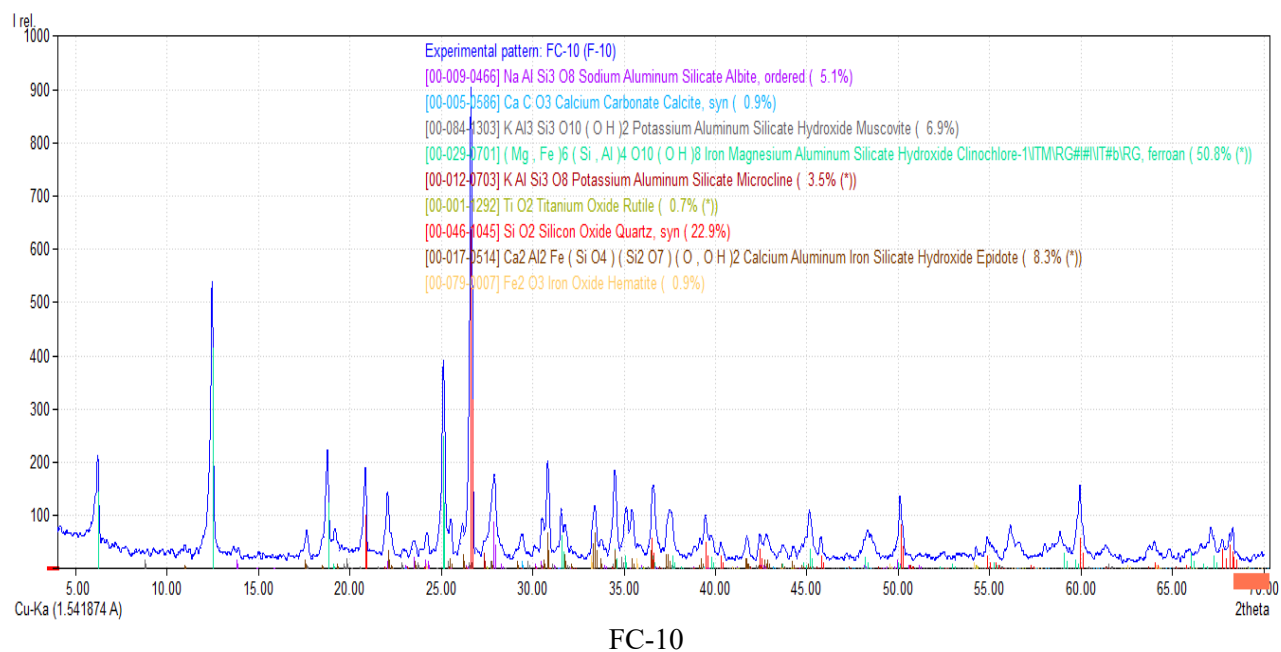
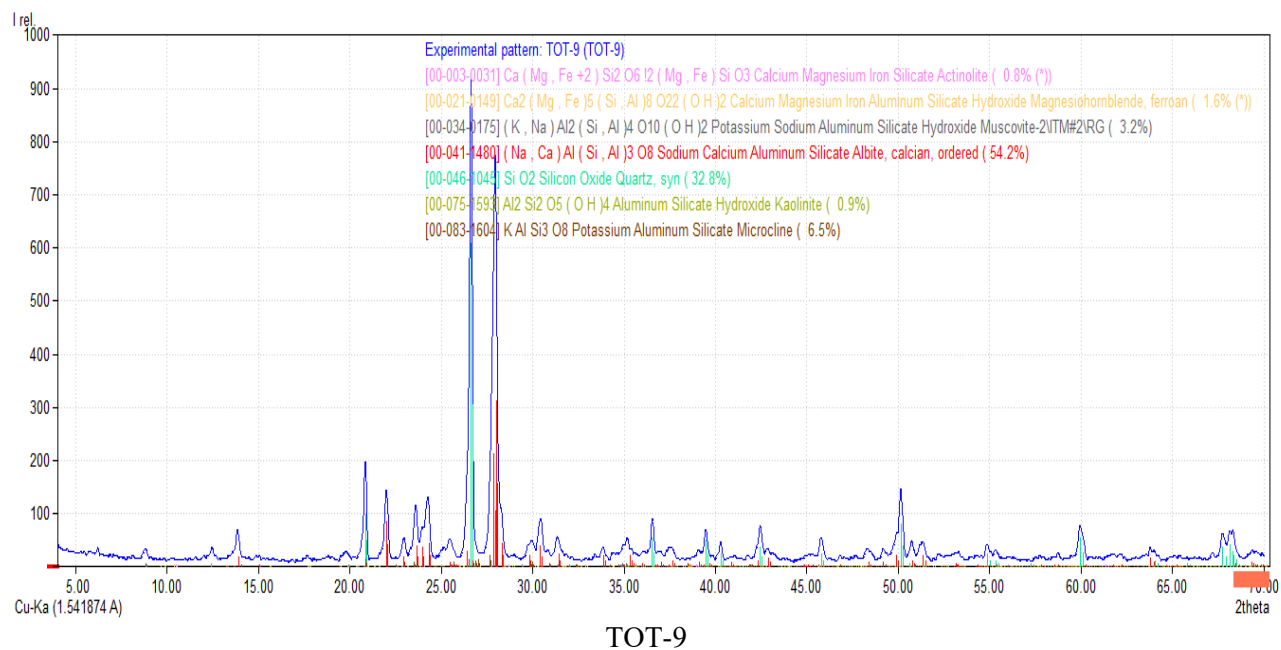


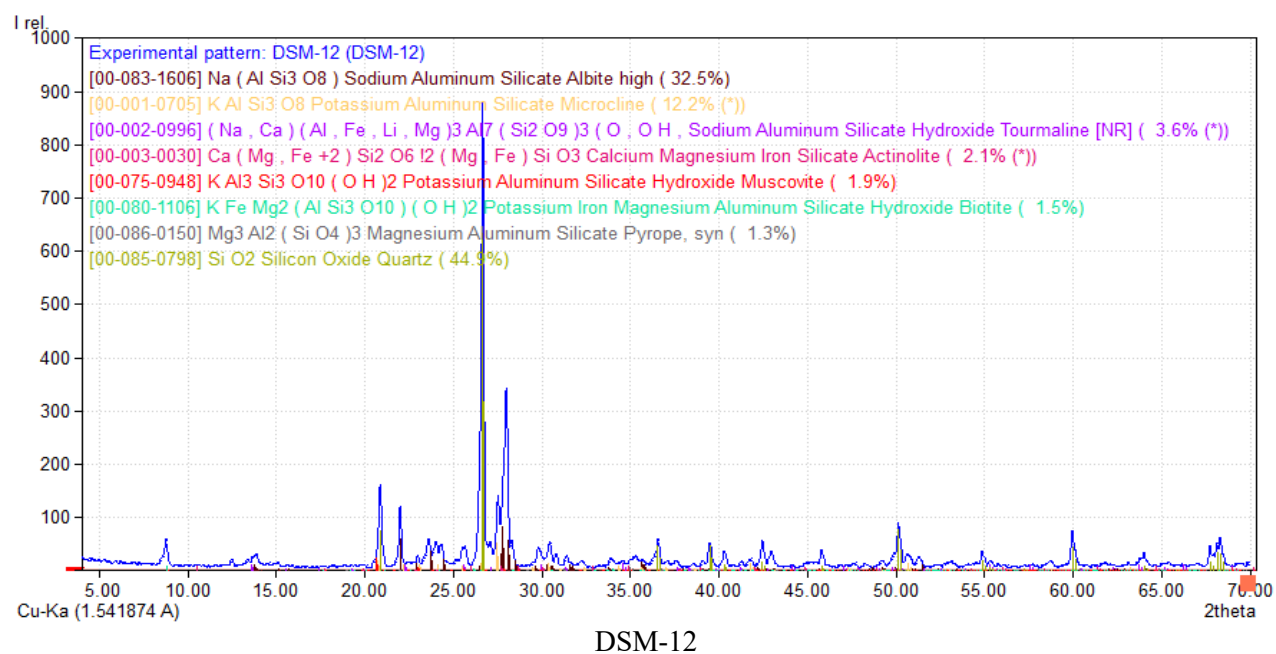
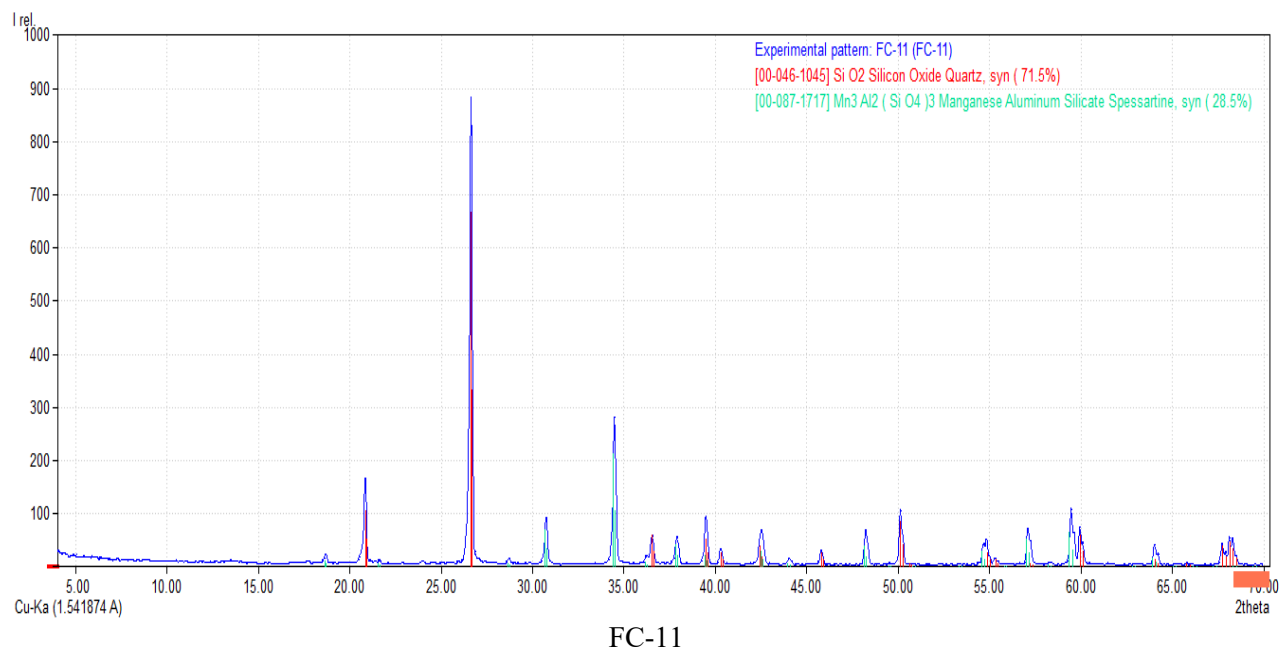
XAY-6

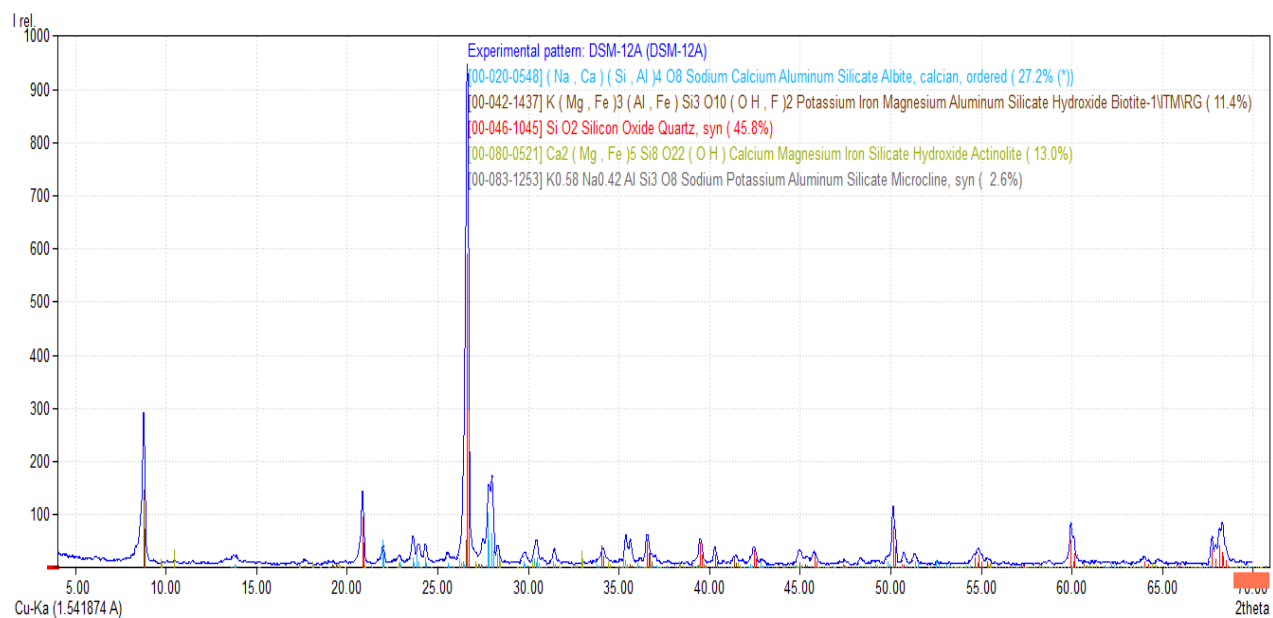


FC-7

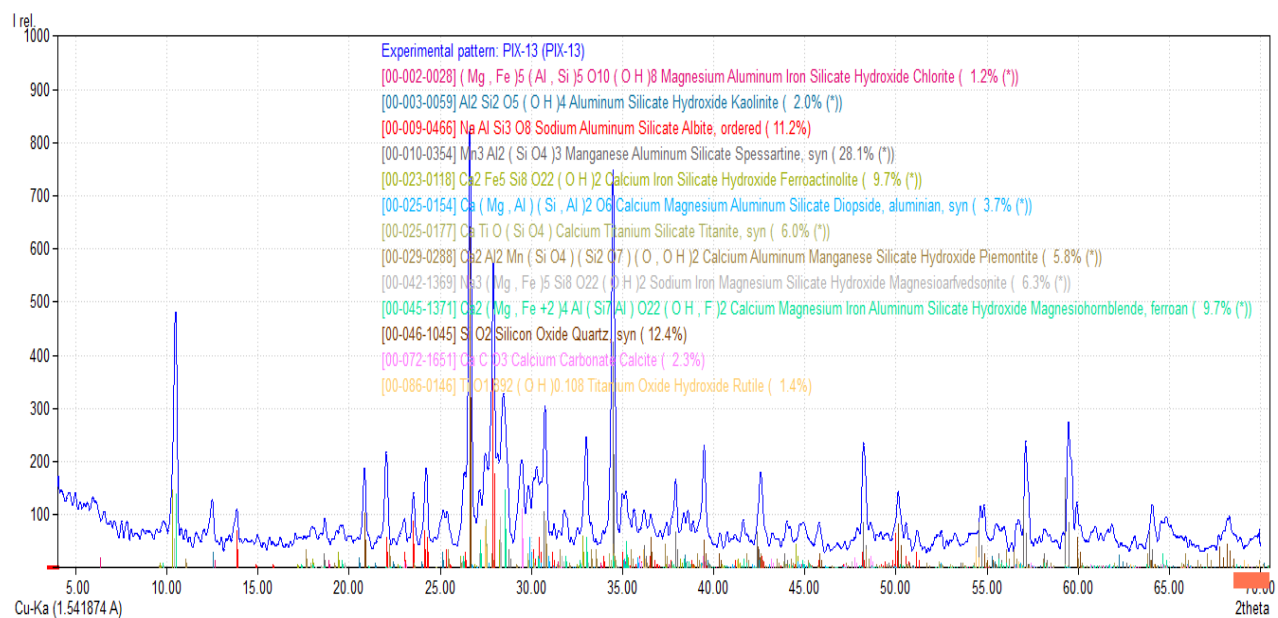




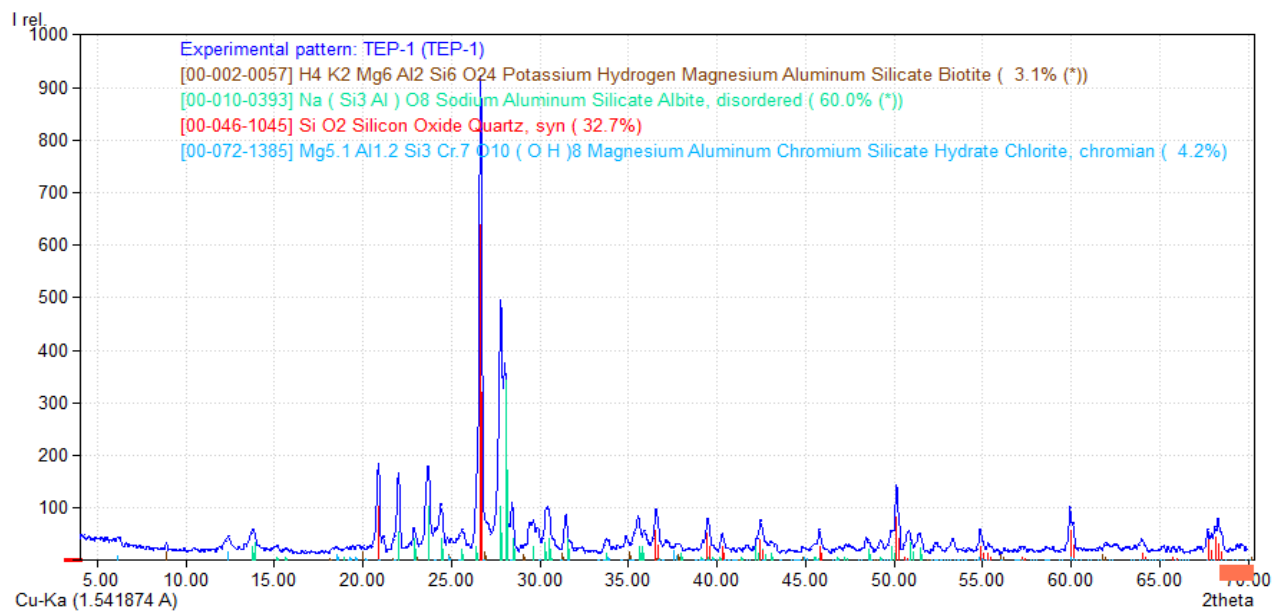




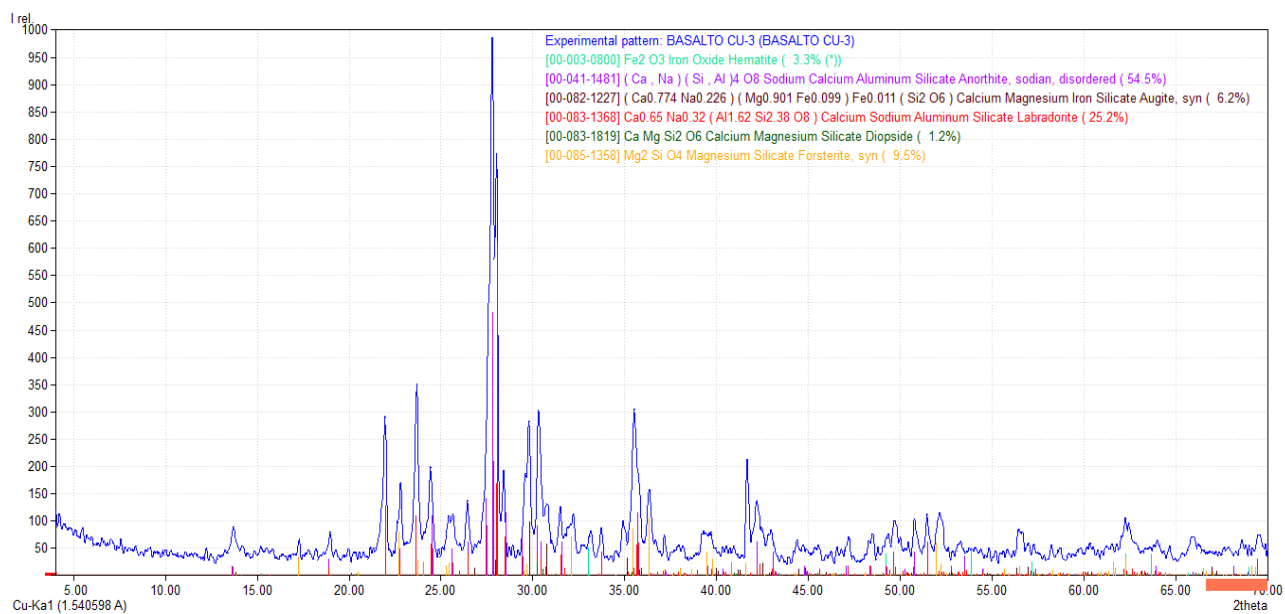
DSM-12A



PIX-13



TEP-1



BCU-3

APÉNDICE D

Datos químicos de otros autores para análisis de FRX.

Las siguientes tablas agrupan los datos reportados por otros autores empleados para la comparación en diagramas de clasificación de rocas volcánicas, plutónicas y/o sedimentarias y diagramas discriminación tectonomagmática de basaltos y/o granitos.

Tabla 8. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm) reportados por otros autores.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	63.94	71.06	71.15	68.22	70.26	70.6	70.1	69.1	69.1	69.1	69.9
TiO ₂	0.57	0.38	0.57	0.78	0.44	0.23	0.24	0.21	0.26	0.26	0.23
Al ₂ O ₃	15.18	15.08	13.71	14.44	14.66	16.8	16.7	16.4	17.1	17.5	16.5
Fe ₂ O ₃	4.86	2.9	4.08	4.84	3.36	1.66	1.6	1.26	1.8	1.84	1.53
MnO	0.1	0.08	0.07	0.06	0.07	0.03	0.036	0.029	0.039	0.037	0.029
MgO	2.21	0.81	0.89	1.23	1.05	0.7	0.67	0.21	0.74	0.72	0.21
CaO	3.98	2.42	1.66	2.02	1.97	2.69	2.3	3.54	3.29	3.77	3.02
Na ₂ O	3.06	2.87	3.33	2.8	3.31	5.49	5.97	5.83	5.6	5.39	5.47
K ₂ O	3.29	3.32	3.9	4.4	4	0.7	1	0.47	0.77	0.5	0.58
P ₂ O ₅	0.2	0.09	0.01	0.16	0.09	0.07	0.07	0.06	0.08	0.08	0.06
LOI	-	1	1.4	1.2	1.2	1.07	1.71	2.98	1.24	0.79	2.48
TOTAL	97.39	100.89	100.86	100.15	100.41	100.04	100.396	100.089	100.019	99.987	100.009
Rb	-	146	136	130	105	14	30	10	15	7	12
Sr	-	165	208	139	153	708	328	539	874	732	558
Ba	-	751	611	722	653	527	780	348	561	422	467
Y	-	39	52	48	38	4	8	2	5	4	2
Zr	-	151	219	341	199	73	45	58	78	73	64
Nb	-	16	18	23	17	0	0	0	0	0	0.4
V	-	43	64	69	64	29	24	28	30	30	30
Cr	-	3	17	19	76	10	16	13	10	10	9
Co	-	34	16	12	9	4	3	2	3	4	4
Ni	-	2	7	10	7	5	6	6	6	4	6
Cu	-	13	21	32	27	2	1	2	4	2	1
Zn	-	37	65	73	46	41	19	19	49	37	23
Th	-	14	9	12	16	-	-	-	-	-	0.5
Pb	-	23	31	24	15	0.2	2	10.9	0	3.2	0.4

LOI: Pérdida Por Calcinación. 1= Promedio de EM de la corteza granítica (Carmichael, 1989); 2= Tetla; 3= AugenTipo; 4= FO2098; 5= AugCons, análisis reportados a los augen-milonita correspondientes a los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003); 6= TT-11; trondhjemitite; 7= TT-18; trondhjemitite; 8= TT-50;trondhjemitita; 9= TT-53; trondhjemitite; 10= TT-57; trondhjemitite; 11= TT-74; trondhjemitite, análisis de rocas trondhjemitita del Tronco de Totoltepec (Kirsch *et al.*, 2012).

Tabla 8. Continuación.

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	51.86	51.6	49.21	47.74	46.95	47.88	47.44	47.08	47.39	53.71	55.95	52.46	60.84	62.16	63.15	60.74	47.21	46.56	48.32
TiO ₂	2.36	2.19	1.08	1.45	1.31	1.33	1.15	1.82	1.23	1.52	1.6	1.44	1.48	1.49	1.39	1.49	0.38	0.83	1.01
Al ₂ O ₃	15.01	15.64	14.74	14.49	15.12	15.62	15.52	14.09	14.88	16.21	16.62	14.99	14.64	15.35	13.81	17.27	16.76	16.63	19.99
Fe ₂ O ₃	15.24	16.07	10.14	12.32	11.79	9.58	10.33	13.41	10.99	14.99	11.84	19.02	11.4	9.98	10.54	7.42	7.73	11.44	8.2
MnO	0.09	0.14	0.15	0.2	0.2	0.26	0.19	0.15	0.19	0.18	0.163	0.2	0.1	0.07	0.07	0.06	0.13	0.2	0.14
MgO	2.53	2.08	7.88	6.67	7.22	7.6	8.54	7.33	7.95	3.25	2.8	3.59	1.91	1.91	1.62	2.14	10.37	8.07	5.57
CaO	2.2	1.7	9.52	11.81	10.92	9.47	9.49	9.69	11.96	0.42	0.55	0.39	0.52	0.42	0.59	0.3	11.46	8.7	7.64
Na ₂ O	6.24	6.95	3.88	2.29	2.75	3.51	2.08	3.08	2.53	0.98	0.75	0.04	20.3	1.93	1.57	1.06	0.46	1.59	2.73
K ₂ O	0.24	0.25	0.26	0.22	0.69	0.62	1.67	0.56	0.22	2.97	4.51	2.14	3.1	3.78	3.26	4	2.79	2.49	3.28
P ₂ O ₅	0.62	0.88	0.08	0.11	0.1	0.12	0.11	0.15	0.1	0.24	0.25	0.24	0.29	0.2	0.28	0.12	0.09	0.02	0.28
LOI	2.56	2.1	2.53	2.53	2.95	3.89	3.33	2.68	3.44	4.54	4.29	4.86	3.47	3.24	4.35	4.78	2.64	2.45	3.12
TOTAL	98.94	99.6	99.47	99.84	100	99.89	99.85	100.04	100.87	99	99.33	99.37	99.77	100.54	100.6	99.37	100.02	98.98	100.28
Rb	11	12	10	7	20	22	34	16	8	66	110	42	66	86	80	149	74	61	34
Sr	73	84	124	165	196	93	100	215	124	40	72	6	122	112	147	26	98	179	294
Ba	5	5	118	49	117	218	608	62	133	574	941	401	1513	2487	1191	796	756	762	832
Y	18	28	20	26	18	19	21	22	16	21	24	15	31	29	28	29	-	-	-
Zr	210	193	62	83	72	74	81	108	64	162	174	142	338	279	368	166	46	147	213
Nb	51.7	49.8	3.4	3.9	6.3	6.5	2.7	8.7	4.7	15	15	11	18	34	37	18	1.9	6.6	14.2
V	270	253	198	255	238	243	211	299	222	160	165	148	179	179	163	210	114	197	173
Cr	358	423	323	88	306	315	268	154	451	75	76	70	63	67	59	69	303	251	123
Co	61	100	46	47	52	54	43	63	49	82	60	108	64	53	58	42	37	49	93
Ni	126	285	81	73	110	119	117	102	130	44	43	60	46	60	44	34	82	51	84
Cu	44	49	62	97	120	132	57	163	107	<4	36	<4	<4	<4	<4	118	-	-	-
Zn	90	141	94	110	65	81	68	90	47	65	68	62	35	27	26	32	-	-	-
Th	5.08	4.85	0.09	0.15	0.32	0.33	0.73	0.53	0.29	25	19	32	22	20	22	20	-	-	-
Pb										44	30	62	35	27	33	20	-	-	-

LOI: Pérdida Por Calcinación. 12. COS-3; 13. COS-5; 14. COS-9; 15. COS-16; 16. COS-31; 17. COS-33; 18. COS-44; 19. COS-46; 20. COS-52; Rocas máficas de composición basáltica a basáltica andesítica de la Fm Cosoltepec, Keppie *et al.*, (2007); 21. CEM-1; 22. CEM-2; 23. CEM-3; 24. CEM-4; 25. CEM-5; 26. CEM-6; 27. CEM-7; Andesitas y dacitas de la Unidad Ojo de Agua correspondiente a la Fm Cosoltepec; Keppie *et al.*, (2010); 28. XAYA-37; 29. XAYA-39; 30. XAYA-44; Rocas máficas-basaltos toleíticos de la Fm Xayacatlán; Keppie *et al.*, (2016).

Tabla 8. Continuación.

	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	49.9	66.7	73.03	61.81	81.57	45.28	60.64
TiO ₂	0.65	-	0.84	0.99	0.57	4.52	0.89
Al ₂ O ₃	12.97	13.5	11.58	17.98	9.23	13.22	17.46
Fe ₂ O ₃	5.79	5.1	4.5	7.84	2.74	18.97	7.31
MnO	0.11	-	0.03	0.32	0.14	1.96	0.05
MgO	3.06	2.1	1.19	2.61	0.85	6.86	3.26
CaO	11.7	2.5	2.5	0.31	0.29	5.31	0.47
Na ₂ O	1.7	2.9	2.87	1.66	3.46	1.92	1.00
K ₂ O	2.04	2	2.15	4.45	0.61	0.20	4.16
P ₂ O ₅	0.16	-	0.24	0.15	0.03	0.36	0.15
LOI	-	-	-	2.90	0.82	0.00	4.72
TOTAL	88.08	100	99.88	101.01	100.32	98.60	100.12
Rb	-	-	-	163	37	15	140
Sr	-	-	-	59	112	355	49
Ba	-	-	-	639	131	153	1200
Y	-	-	-	48	21	51	43
Zr	-	-	-	203	362	318	199
Nb	-	-	-	21	14	33	16
V	-	-	-	117	55	522	199
Cr	-	-	-	94	18	61	126
Co	-	-	-	30	37	71	17
Ni	-	-	-	56	40	92	49
Cu	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	19	11	3	12
Pb	-	-	-	-	-	-	-

LOI: Pérdida Por Calcinación. 31. Promedio de EM de la corteza sedimentaria (Carmichael, 1989); 32. Grauvacas; Pettijohn, (1963); 33. Esquisto de biotita; Ortega-Gutiérrez, (1978); 34. H-4; 35. FG-1; 36. FG-2; 37. FG-3; Metareniscas; Sánchez-Zavala, (2008).

Tabla 8. Continuación.

	38	39	40	41	42	43	44
	Dacita A	Dacita B	Dacita C	C.B	LPSA 1	LPSA 2	LPSA 3
SiO ₂	64.81	66.29	66.22	58.23	49.6	51.02	50.65
TiO ₂	0.91	0.67	0.56	0.9	1	1.77	1.3
Al ₂ O ₃	13.92	13.46	16.86	15.49	22	15.69	16.45
Fe ₂ O ₃	9.06	8.71	3.22	7.64	8.53	10	8.75
MnO	0.18	0.17	0.1	0.19	0.09	0.14	0.23
MgO	1.62	1	1.14	3.85	3.25	8.49	9.26
CaO	5.42	4.18	2.52	6.05	8.52	7.68	7.56
Na ₂ O	4.38	4.26	4.96	3.1	4.03	3.63	3.9
K ₂ O	0.49	1.66	4.26	2.58	0.83	1.17	1.35
P ₂ O ₅	0.17	0.23	0.15	0.3	0.76	0.1	0.25
LOI	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	100.960	100.630	99.990	98.33	98.61	99.69	99.7
Rb	9	39	113	-	-	-	-
Sr	107	122	216	-	-	-	-
Ba	115	332	-	-	-	-	-
Y	38	50	40	-	-	-	-
Zr	83	178	310	-	-	-	-
Nb	-	-	10	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-
Cr	30	26	12	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0	2	2	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-

LOI: Pérdida Por Calcinación. Análisis de rocas con composición dacítica (38-40) (Wilson, 1989); 38. South Sandwich arc; Luff (1982); 39. South Sandwich arc; Luff (1982); 40. Sunda arc; Rindjani volcano; Folden (1983); 41. Promedio de EM de la CB (corteza basáltica) (Carmichael, 1989); Análisis de rocas reportadas en LPSA (42-44) (Enciso de la Vega, 1979); 42. Schmitter, (1953); 43. Gunn *et al.*, (1971). 44. Negendank, (1972).