



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geología  
Geología y Petrología

Evolución magmática del complejo intrusivo de Jilotlán (Jalisco)

**TESIS**  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
JOSUE SALAZAR JUÁREZ

Director de Tesis:  
Dr. Peter Schaaf  
Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria, Ciudad de México

Junio 2017



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

**A mi familia y a mi novia Carolina.**

## Agradecimientos

Quiero agradecer en primera instancia al Posgrado de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México quien brindó las facilidades para la realización de este trabajo, así como al proyecto DGAPA-PAPIIT IN115106 por el apoyo económico para el análisis de las muestras y el trabajo de campo.

En especial agradezco todo el apoyo, motivación y tolerancia a todo el personal que integra el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Al Dr. Peter Schaaf tutor de este trabajo y de licenciatura, por su paciencia, enseñanza y amistad durante estos proyectos, así como la oportunidad para obtener estos grandes logros. A la M. en C. Gabriela Solís Pichardo, por compartir sus conocimientos en la preparación y digestión de las muestras y su ayuda en el campo, gracias por su amistad. Al Ing. José Teodoro Hernández Treviño, por su colaboración, ayuda en el campo y asesoría en la trituración, molienda, y separación de minerales. Mil gracias amigo Teo. Al Dr. Raymundo G. Martínez Serrano, por su asesoría y consejos para la culminación de este trabajo.

Al M. en C. Daniel Villanueva Lascurain, por formar parte del equipo de trabajo en este proyecto, por tus sabios consejos, amistad y por todas las grandes experiencias que hemos vivido.

Al Quím. Rufino Lozano Santa Cruz y a la Quím. Patricia Girón García, por la obtención de elementos mayores por Fluorescencia de rayos X, al Dr. Arturo Gómez Tuena y a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, por la determinación de elementos traza por ICP-MS, a la Dra. María del Sol Hernández Bernal, por su contribución en la medición de rubidio y a los Doctores G. Gehrels, Bodo Weber y Valerie Pompa Mera, por la medición de las muestras por LA-ICP-MS en el laboratorio del Laser Chron Center de la Universidad de Arizona.

Mi más sincero agradecimiento a mis sinodales, al Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, Dr. Mariano Elías Herrera y Dra. Elena Centeno García por toda la paciencia y comentarios para mejorar este trabajo y en especial al Dr. Pedro Corona Chávez por sus consejos, enseñanza en campo, comentarios y paciencia.

A mis padres, hermanos y sobrinos, por motivarme a culminar este proyecto y a mi novia Carolina Loza Muñoz y a toda su familia, por toda su ayuda, comprensión y cariño.

A todos mis amigos del Posgrado por alentarme, su amistad y convivencia mil gracias.

## CONTENIDO

RESUMEN .....	7
ABSTRACT .....	9
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	11
1.1 Antecedentes .....	11
1.2 Localización.....	13
1.3 Marco Geológico Regional .....	14
1.3.1 Terreno Guerrero .....	15
1.4 Marco Estratigráfico Local.....	24
1.4.1 Formación Alberca. ....	24
1.4.2 Formación Tecalitlán.....	25
1.4.3 Formación Agua de los Indios .....	25
1.4.4 Formación Pinzán.....	26
1.4.5 Formación Resumidero.....	26
1.4.6 Formación Playitas .....	26
1.4.7 Formación Madrid.....	27
1.4.8 Formación Tepalcatepec. ....	27
1.4.9 Formación Encino. ....	28
1.4.10 Formación Vallecitos.....	29
1.4.11 Formación Tecomán.....	29
1.4.12 Formación Cerro de la Vieja.....	29
1.5 Trabajos previos.....	32
1.6 Planteamiento del problema .....	38
1.7 Objetivos .....	39
CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA .....	40
2.1 Metodología de campo .....	40
2.2 Metodología Analítica.....	40
2.2.1 Trituración y Molienda .....	40
2.2.2 Fluorescencia de Rayos X (FRX) y Espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP- MS).....	42
2.2.3. Isotopía de Rb, Sr, Sm y Nd .....	42
2.2.3.1. Digestión y Dilución Isotópica.....	42
2.2.3.2 Separación de elementos .....	43
2.2.4 Metodología analítica para fechamientos de rocas.....	46
2.2.4.1 Separación de minerales .....	46

2.2.4.2 Isotopía de U-Pb .....	47
2.2.4.3 Separación de elementos .....	47
2.2.4.4. Espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción adaptado a un sistema de ablación laser (LA-ICP-MS) .....	49
RESULTADOS .....	51
CAPÍTULO 3: RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO .....	51
3.1 Batolito Jilotlán.....	51
3.2 Batolito Manzanillo .....	55
CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA.....	56
4.1 Batolito Jilotlán.....	56
4.2 Gabro Maravillas .....	64
4.3 Rocas Volcánicas.....	64
4.4 Diques.....	64
4.5 Batolito Manzanillo. ....	68
CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA .....	76
5.1 Elementos Mayores .....	76
5.2 Elementos Traza.....	84
5.3 Isótopos de Rb-Sr, Sm-Nd y edades modelo de Nd.....	88
5.4 Geocronología .....	94
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN .....	108
6.1 Batolito Jilotlán.....	108
6.2 Gabro Maravillas. ....	110
6.3 Rocas volcánicas. ....	111
6.4 Modelo tectónico.....	111
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES .....	117
REFERENCIAS.....	119
ANEXO .....	127
Rocas volcanosedimentarias, sedimentarias y volcánicas .....	127
Rocas cristalinas intermedias-silíceas .....	128
Rocas cristalinas básicas .....	131
Metasedimentos .....	132
Muestras colectadas en campo para análisis petrográfico, geoquímico e isotópico. ....	133

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Rocas intrusivas en el margen del Océano Pacífico y Rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana (no diferenciadas). Tomado de la Carta Geológica de la República Mexicana 2007, Servicio Geológico Mexicano.....	12
Figura 2. Ubicación del área de estudio.....	14
Figura 3. Ubicación del terreno Guerrero. Modificado de Campa y Coney (1983).....	15
Figura 4. Ubicación del terreno Guerrero. Modificado de Sedlock et al. (1993).....	16
Figura 5. Ubicación del terreno Guerrero compuesto. Modificado de Keppie (2004).....	17
Figura 6. Ubicación del terreno Guerrero compuesto. Modificado de Centeno-García et al. (2008).....	17
Figura 7. Ubicación del terreno Guerrero compuesto. Modificado de Centeno-García et al. (2011).....	19
Figura 8. Columnas estratigráficas simplificadas de los terrenos Zihuatanejo, Arcelia. Teloloapan, Guanajuato y Tahue (Modificada de Talavera-Mendoza et al., 2007 y Centeno-García et al., 2008). ....	23
Figura 9. Columnas estratigráficas propuestas del terreno Zihuatanejo de acuerdo a diversos autores (ver texto).....	31
Figura 10. Ubicación de los pozos estratigráficos cercanos al área de estudio (Fuente: Pemex). ....	32
Figura 11. Columna Estratigráfica de los pozos perforados cerca del área de estudio (Fuente, Pemex).....	34
Figura 12. Continuación. Columna Estratigráfica de los pozos perforados cerca del área de estudio (Fuente, Pemex).....	35
Figura 13. Afloramiento de andesita altamente fracturada y alterada que aflora en el poblado Agua Escondida. ....	51
Figura 14. a) Gabro Maravillas con anfíboles de grano fino en una matriz de plagioclasa y enclave de anfíbol-plagioclasa b) Gabro Maravillas con anfíboles de grano medio en una matriz de plagioclasa afectado por la intrusión de un cuerpo leucocrático. ....	52
Figura 15. a) Afloramiento de un cuerpo masivo de andesitas correlacionables a la parte volcánica de la Formación Tepalcatepec, b) Conglomerado oligomictico de rocas volcánicas que aflora en los alrededores del municipio de Santa María del Oro, Jalisco.....	53
Figura 16. a) Textura inyectada entre el batolito de Jilotlán y el gabro Maravillas e intrusión de diques máficos y b) Textura permeable del batolito de Jilotlán sobre diques máficos.....	53
Figura 17. Mapa Geológico del área de estudio con los sitios de las muestras. ....	54
Figura 18. Afloramientos del batolito de Manzanillo a) Gabro con textura porfídica. b) Granito con textura porfídica (cuarzo-feldespato potásico y plagioclasa). ....	55
Figura 19. a) Cristal de plagioclasa en desequilibrio con cristales de biotita (JLT 14). b) Cristal de plagioclasa alterado a sericita (JLT 14). c) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento (JLT 20). d) Fenocristal de plagioclasa con núcleo sericitizado (JLT 20). e) Fenocristal de anfíbol con bordes corroídos y óxidos (JLT 14). f) Fenocristales de biotita con óxidos (JLT 14). ....	58
Figura 20. a) Fenocristal de hornblenda con textura poikilitica en desequilibrio con cristales de plagioclasa. (JLT 15) b) Recristalización de cuarzo rellenando fracturas (JLT 15). c) Fenocristal de biotita con óxidos (JLT 20). d) Cristal de zircón dentro plagioclasa (JLT 14). ....	59
Figura 21. a) Plagioclasas en equilibrio con cuarzo (JLT 7) b) Agregados de plagioclasa (JLT 7) c) Cristal de piroxeno reemplazado por cristales de anfíbol y óxido (JLT 7) d) Fenocristal de anfíbol y óxidos con cuarzo y plagioclasa (JLT 25) e) Fenocristal de biotita con óxidos (JLT 29) f) y g) Zirrones dentro de plagioclasa (JLT 7 y JLT 25).....	60
Figura 22. a) y b) Textura poikilitica en las plagioclasas (JLT 35).....	61
Figura 23. a) Fenocristal de plagioclasa en desequilibrio con cuarzo microcristalino. b) y c) Zoneamiento de cristales de plagioclasa en desequilibrio con cuarzo. d) Fenocristal de cuarzo y cuarzo microcristalino en desequilibrio con plagioclasa y biotita. e) y f) Cristales tabulares y deformados de biotita en desequilibrio con cuarzo microcristalino. ....	62
Figura 24. a) y b) Fenocristales de plagioclasa sericitizados en desequilibrio con cuarzo. c) y d) Fenocristales de plagioclasa en desequilibrio con cuarzo. e) y f) Fenocristales de biotita con óxidos en desequilibrio con cuarzo y plagioclasa.....	63
Figura 25. a) Fenocristal de labradorita en equilibrio con anfíboles y plagioclasa (JLT 32). b) Cristal de piroxeno en equilibrio con plagioclasa y anfíboles con óxidos (JLT 32). c) Cristales de anfíbol con óxidos e intercrecimiento de calcita (JLT 32). d) Cristales de anfíbol y plagioclasa en desequilibrio (JLT 41). e) Cristales de anfíbol y clorita con óxidos (JLT 32). f) Fenocristal de anfíbol con textura poikilitica (JLT 41). ....	65



Figura 26. a) Fenocristal de plagioclasa con textura poikilitica en una matriz vítrea. b) Cristales de plagioclasa con zoneamiento y piroxeno en equilibrio. c) Fenocristal de plagioclasa con textura poikilitica e intercrecimiento de óxidos. d) Fenocristal de anfíbol con intercrecimiento de plagioclasa. ....	66
Figura 27. a) Fenocristal de plagioclasa y muscovita en una matriz de textura mirmequítica. b) Textura mirmequítica (intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa). c) y d) Fenocristales de muscovita con bordes corroídos e intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa. ....	66
Figura 28. a) y b) Fenocristales tabulares de plagioclasa en equilibrio con cuarzo. c) y d) Cristales en equilibrio de plagioclasa, microclina y cuarzo. e) y f) Fenocristales de microclina en una matriz de textura mirmequítica y cuarzo. ....	67
Figura 29. a) y b) Recristalización de calcita en un cristal de piroxeno en una matriz de microcristales de plagioclasa. c) y d) Cristales de piroxeno alterados en una matriz de plagioclasa. ....	68
Figura 30. a) Intercrescimiento de plagioclasa y piroxeno (MZ 4). b) Cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno en equilibrio (MZ 3). c), d) y e) Cristales de piroxeno reemplazados por anfíbol y óxidos en una matriz de plagioclasa (MZ 3). f) Cristales de piroxeno dentro de un fenocristal de anfíbol (MZ 4). g) Cristal de anfíbol en contacto con piroxeno y clorita (MZ 4). h) Cristal de clorita en contacto con anfíbol, óxidos y plagioclasa (MZ 4). ....	69
Figura 31. a) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento y sericita. b) Cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo en equilibrio. c) Fenocristal de anfíbol con clorita, cuarzo y plagioclasa. d) Intercrescimiento de biotita en plagioclasa. ....	70
Figura 32. Clasificación de las muestras analizadas en el área de estudio empleando el diagrama Streckeisen para rocas plutónicas y volcánicas. ....	75
Figura 33. Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs $\text{SiO}_2$ ) para rocas plutónicas con límite de alcalinidad de Le Maitre (1976). ....	80
Figura 34. Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs $\text{SiO}_2$ ) para rocas volcánicas con límite de alcalinidad de Le Maitre (1976). ....	81
Figura 35. Diagrama binario Rb vs Y+Nb para rocas graníticas. Syn-COLG=Granitos sin colisionales, VAG= Granitos de arco volcánico, WPG= Granitos intraplaca y ORG= Granitos orogénicos. ....	82
Figura 36. Diagrama Harker para las rocas plutónicas del presente trabajo y las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain et al. (2016). ....	83
Figura 37. Diagrama multielemental normalizado con condrita de Sun y McDonough (1989) donde se observan las concentraciones en ppm de las rocas cristalinas ácidas(a), básicas (b) y rocas volcánicas (c) analizadas en el presente trabajo, así como las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain et al. (2016). ....	85
Figura 38. Diagrama de tierras raras (REE) normalizado con condrita de Sun y McDonough (1989) para las rocas cristalinas ácidas (a), básicas (b) y rocas volcánicas del presente trabajo (c), las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain et al. (2016). ....	87
Figura 39. Diagrama ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) i y ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) i, para granitoides colectados en México, Canadá y Estados Unidos por varios autores. ....	89
Figura 40. Diagrama concordia generado con ayuda del software Isoplot, donde se graficaron las relaciones isotópicas de Pb/U obtenidas de la muestra JLT 7 (Granodiorita). ....	94
Figura 41. A, B, C, D y E. Poblaciones de Zircones analizados en la muestra JLT 7 (Granodiorita), empleando ID-TIMS. ....	95
Figura 42. Diagrama concordia generado con ayuda del software Isoplot, donde se graficaron las relaciones isotópicas de Pb/U obtenidas de la muestra JLT 20 (Granodiorita). ....	96
Figura 43. Diagrama concordia generado con ayuda del software Isoplot, donde se graficaron las relaciones isotópicas de Pb/U obtenidas de la muestra JLT 40 (Granito). ....	96
Figura 44. A, B, C, D, E, y F. Poblaciones de Zircones analizados en la muestra JLT 20 (Granodiorita), empleando ID-TIMS. ....	97
Figura 45. A, B, C, D, E, F, G y H. Poblaciones de Zircones analizados en la muestra JLT 40 (Granito), empleando ID-TIMS. ....	98
Figura 46. Diagrama concordia obtenido a través del programa Isoplot donde se graficaron las relaciones isotópicas de U/Pb obtenidas de la muestra JLT 7, abajo se muestra el resultado del análisis de 16 puntos en cristales de zircones de la muestra JLT 7. ....	101
Figura 47. Diagrama concordia obtenido a través del programa Isoplot donde se graficaron las relaciones isotópicas de U/Pb obtenidas de la muestra JLT 20, abajo se muestra el resultado del análisis de 10 puntos en cristales de zircones de la muestra JLT 20. ....	102

Figura 48. Diagrama concordia obtenido a través del programa Isoplot donde se graficaron las relaciones isotópicas de U/Pb obtenidas de la muestra JLT 40, abajo se muestra el resultado del análisis de 11 puntos en cristales de zircones de la muestra JLT 40. .... 103

Figura 49. Modelos tectónicos para la evolución del batolito de Jilotlán. .... 115

Figura 50. Mapa del área de estudio que muestra la distribución de edades isotópicas, el método isotópico, los autores y la interpretación de los pulsos magmáticos. Se indican algunas edades isotópicas discutidas en el texto y presentadas en la tabla 1. .... 116

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1. <i>Compilación de fechamientos isotópicos del área de estudio.</i> .....	38
Tabla 2. <i>Porcentaje de minerales presentes en las muestras analizadas del área de estudio.</i> .....	71
Tabla 3. <i>Tamaño promedio de los cristales en cada muestra analizada del presente trabajo. n/d: no determinado.</i> .....	72
Tabla 4. <i>Análisis modal y recálculo de las muestras colectadas en el área de estudio.</i> .....	74
Tabla 5. <i>Concentración en % en peso de elementos mayores normalizados en base seca de las muestras analizadas en el área de estudio. 1/ Valdez-Moreno (2006); 2/ Villanueva-Lascurain et al. (2016) y 3/ Schaaf (1990).</i> .....	77
Tabla 6. <i>Concentración en ppm de elementos traza de las muestras analizadas en el área de estudio, las muestras MS (Schaaf, 1990) se analizaron por activación neutrónica (NAA). *(Valdez-Moreno, 2006).</i> 78	
Tabla 7. <i>Concentración en ppm de elementos traza de las muestras analizadas en el área de estudio, las muestras MS (Schaaf, 1990) se analizaron por activación neutrónica (NAA). *(Valdez-Moreno, 2006).</i> 79	
Tabla 8. <i>Resultados isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd y concentraciones de las muestras analizadas en este trabajo, las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain et al. (2016). n/d: no disponible.</i> .....	91
Tabla 9. <i>Relaciones iniciales de Sr y Nd de las muestras analizadas en este trabajo y la recopilación de rocas cristalinas analizadas en el LUGIS. Para las edades usadas en el recálculo ver texto.</i> .....	91
Tabla 10. <i>Edades modelo de Nd (<math>\tau</math>DM) de las muestras analizadas en este trabajo, Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain et al. (2016).</i> .....	93
Tabla 11. <i>Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de ID TIMS para las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 (n.d: no disponible).</i> .....	99
Tabla 12. <i>Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de LA-ICP-MS de la muestra JLT 7.</i> .....	104
Tabla 13. <i>Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de LA-ICP-MS de la muestra JLT 20.</i> .....	105
Tabla 14. <i>Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de LA-ICP-MS de la muestra JLT 40.</i> .....	106
Tabla 15. <i>Muestras de mano colectadas en campo, rocas volcanosedimentarias, sedimentarias y volcánicas.</i> .....	128
Tabla 16. <i>Muestras de mano colectadas en campo, rocas cristalinas intermedias-silíceas.</i> .....	130
Tabla 17. <i>Muestras de mano colectadas en campo, rocas cristalinas básicas.</i> .....	132
Tabla 18. <i>Muestras de mano colectadas en campo, metasedimentos.</i> .....	132
Tabla 19. <i>Muestras colectadas en campo para análisis petrográfico, geoquímico e isotópico.</i> .....	134

## RESUMEN

En la porción suroccidental de México, en el subterreno Zihuatanejo, parte del terreno Guerrero, aflora un cuerpo intrusivo de composición intermedia-silícica denominado batolito de Jilotlán que afecta a rocas cristalinas de composición básica (gabros de Jilotlán “Maravillas” y Tepalcatepec).

En este trabajo se presentan los resultados del análisis petrográfico, elementos mayores, trazas e isótopos de Sr y Nd de trece muestras, así como el análisis de un granito que aflora en el municipio de Manzanillo, Colima; junto con las edades de U-Pb en zircones de tres granitoides que afloran entre los municipios de Tecalitlán y Jilotlán de los Dolores, Jalisco y Tepalcatepec, Michoacán.

Los resultados revelan que el batolito de Jilotlán está compuesto de un ensamble de rocas cristalinas integrado por cuarzodioritas, granodioritas y granitos de carácter subalcalino, con bajo contenido de potasio ( $K_2O < 4\%$  en peso), que sugieren el origen de un arco magmático relacionado al manto empobrecido ( $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.70364-0.70407$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd_i = 0.51273-0.51278$ ). Bajo estas consideraciones, en este trabajo se clasificó como granitoides del manto (tipo M) a las rocas que conforman el batolito de Jilotlán.

Se realizó la comparación entre la distribución de elementos mayores y traza e isótopos de Sr-Nd de las rocas ígneas de Jilotlán, Tepalcatepec, Tecalitlán y Manzanillo, así como las relaciones iniciales de Sr-Nd de rocas plutónicas de México, Estados Unidos y Canadá, para comprender la relación local y regional entre las rocas ígneas intrusivas.

Los análisis U-Pb en zircones obtenidos con LA-ICP-MS reportaron edades de cristalización de  $54.67 \pm 0.97$  Ma en una granodiorita de Jilotlán de los Dolores,  $110.47 \pm 1.97$  Ma en una granodiorita de Tecalitlán-Tamazula de Giordano y  $103.27 \pm 2.21$  Ma en un granito de Tepalcatepec, lo que indica la existencia de dos pulsos magmáticos: uno en el Cretácico Temprano y otro en el Paleoceno-Eoceno y una interrupción en el magmatismo durante el Cretácico Tardío. Las edades modelo  $T_{DM}$  entre los granitoides y los gabros arrojaron valores de  $\sim 500$  Ma lo que indica la participación de una fuente cortical común.

La distribución de elementos traza, las relaciones isotópicas de Sr-Nd y las edades de U-Pb en zircones revelan que los granitoides del batolito de Jilotlán cristalizaron en una primera etapa durante el Cretácico Temprano, cuando la placa Farallón subdujo por debajo de la placa Norteamericana, durante un régimen extensional, según trabajos previos, lo que implicó el ascenso rápido del magma afectando a gabros de Tecalitlán y Tepalcatepec.

Posteriormente, en el Eoceno, durante el cierre de la cuenca Arperos y la colisión del terreno Guerrero al margen continental del Norte América, se incorporó un gran volumen de magma de composición primitiva que emplazó a rocas ígneas cretácicas del subterreno Zihuatanejo.

Las edades de 110 Ma y 54.7 Ma obtenidas en granodioritas del batolito de Jilotlán, plantea la existencia de un hiatus magmático de ~55 Ma, lo cual confirma que estas unidades no son cogenéticas.

Las relaciones iniciales de Sr y Nd en rocas ígneas de Manzanillo (74 a 62 Ma) varían de 0.70334 a 0.70387 y 0.51284 a 0.51289, respectivamente, lo que indica un origen del manto similar a los granitoides de Jilotlán, pero con valores de edades modelo más jóvenes con un promedio de ~330 Ma.

## ABSTRACT

In southwestern Mexico, in the Zihuatanejo subterranean, which is part of the Guerrero terrane, outcrops of silicic-intermediate intrusive rocks of the Jilotlán batholith intrude mafic rocks (gabbros from Jilotlán “Maravillas” and Tepalcatepec).

In this work, we present petrographic, major and trace elements, and Sr and Nd isotopes of thirteen samples, as well as U-Pb zircon dating from three granitoid rocks from the Tecalitlán-Jilotlán de los Dolores area in Jalisco, and from Tepalcatepec, Michoacán. A granite sample from Manzanillo, Colima, was also analyzed geochemically and isotopically.

Our results show that the Jilotlán batholith is composed of sub-alkaline granites, granodiorites and quartz diorites with low potassium content ( $K_2O < 4$  wt. %) that suggests a magmatic arc origin related to the depleted mantle ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70364-0.70407$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51273-0.51278$ ). Under these considerations, in this work the crystalline rocks of Jilotlán were classified as M-type granitoids.

We compare major and trace element distributions and isotopes of the igneous rocks from Jilotlán, Tepalcatepec and Manzanillo, as well as Sr and Nd isotopes from acid plutonic rocks from Mexico, USA and Canada to understand the local and regional relationship between the intrusive igneous rocks and other granitoids.

LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons from granodiorites in the Jilotlán de los Dolores area and the Tecalitlán-Tamazula de Giordano region yielded ages of  $54.67 \pm 0.97$  Ma and  $110.47 \pm 1.97$  Ma, respectively. For a granite near Tepalcatepec an age of  $103.27 \pm 2.21$  Ma was obtained. This indicates at least two magmatic pulses (one in the Early Cretaceous and one in the Paleocene-Eocene) and a magmatic hiatus during the Late Cretaceous. Depleted mantle model ages ( $T_{DM}$ ) from granitoids and gabbros average 500 Ma, indicating a common crustal source.

Trace element distributions, Sr-Nd isotopic ratios and U-Pb zircon ages of the granitoids of Jilotlán batholith show that they crystallized in the Early Cretaceous within an extensional regime, related to the subduction of Farallon plate

underneath the North American plate, which implies fast ascent of magmas that intrude the Tecalitlán and Tepalcatepec gabbros.

During the closure of the Arperos basin and the accretion of the Guerrero Terrane to the North America mainland, new primitive magmas intruded Cretaceous igneous rocks of the Zihuatanejo subterrane during the Eocene.

The U-Pb ages of 110 Ma and 54.7 Ma for granodiorites from the Jilotlán batholith, propose a magmatic hiatus of ~55 Ma, which confirms that these units are not cogenetic.

The Manzanillo granitoids (74 a 62 Ma) show initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  values of 0.70334 to 0.70387 and 0.51284 to 0.51289, respectively, indicating a mantle origin similar to the Jilotlán granitoids, but with younger depleted mantle model ages averaging 330 Ma.

# CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

Durante décadas se han realizado análisis con base en modelos conceptuales, petrológicos y numéricos, para explicar el origen, evolución y emplazamiento de granitoides. El avance de la ciencia y el aporte de nuevas técnicas, datos geoquímicos, petrológicos, geocronológicos e isotópicos contribuyen para su replanteamiento.

Los primeros estudios geoquímicos postularon el origen de los granitoides al resultado de procesos magmáticos que se originaron dentro de la corteza continental (Tuttle y Bowen, 1958; Chappell y White, 1974 y 1992; Chappell *et al.*, 1987).

Otros trabajos sugieren que el origen de los granitoides se debe a la fusión parcial de la corteza continental o de una mezcla del manto que involucra a la corteza continental con componentes derivados del mismo (Barbarin, 1999).

Algunos autores consideran que los principales procesos que dan origen a los granitoides son la fusión, segregación, ascenso, mezcla y emplazamiento de magmas (Petford, 2003; Vigneresse, 2004; Chappell, 2004), mientras que otros plantean que la generación de mezclas silícicas se originan de la cristalización fraccionada de magmas máficos (Dufek y Bergantz, 2005; Annen *et al.*, 2006 a, b).

Para comprender el origen de los granitoides, los estudios más recientes se enfocan a estudiar la petrogénesis de los cuerpos cristalinos, así como los factores y mecanismos que generan el ascenso de magmas y su emplazamiento, mediante el empleo de microsonda electrónica, geotermobarómetros y petrología experimental, que junto con los aportes en geoquímica, geocronología e isotopía, aportan nuevas evidencias sobre la relación espacio-temporal.

## 1.1 Antecedentes

El suroeste de México está conformado por un ensamble de rocas volcánicas y plutónicas de diferente composición química que datan del Cretácico al Neógeno y afloran al sur de la Faja Volcánica Transmexicana a lo largo del margen del Océano Pacífico.



El origen de las rocas ígneas volcánicas e intrusivas de la Sierra Madre del Sur se atribuye a diferentes procesos que se generaron dentro de un límite convergente, durante el Cretácico Tardío-Mioceno temprano, producto de la interacción de las placas Farallón y Norteamericana (Morán-Zenteno *et al.*, 2000 y 2005).

El análisis geocronológico y geoquímico de los cuerpos intrusivos indican una composición granodiorítica-tonalítica predominantemente silícica y subalcalina, con volúmenes subordinados de gabros, dioritas y granitos (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999), así como la migración de diferentes episodios de magmatismo, revelando el truncamiento y levantamiento diferencial del margen continental del Pacífico hacia el sureste (Morán-Zenteno *et al.*, 2005) (Figura 1).

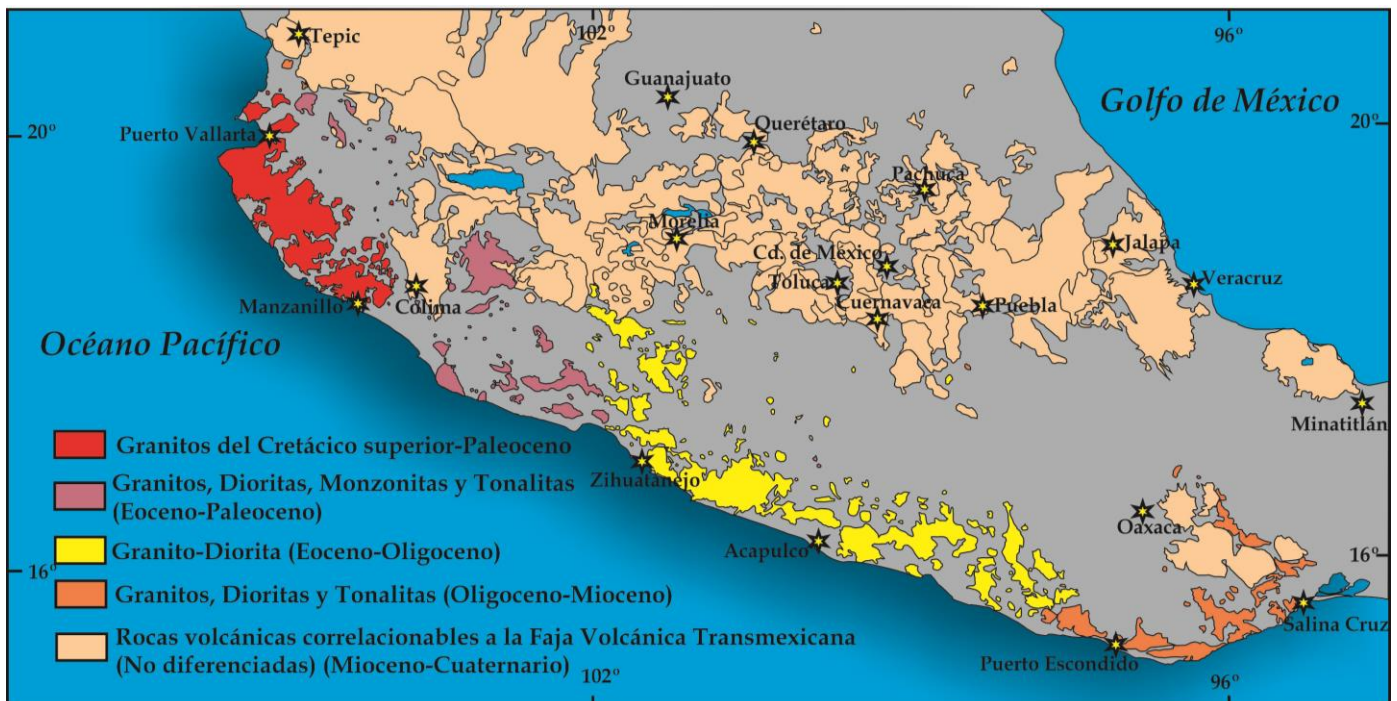


Figura 1. Rocas intrusivas en el margen del Océano Pacífico y Rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana (no diferenciadas). Tomado de la Carta Geológica de la República Mexicana 2007, Servicio Geológico Mexicano.

El desarrollo de fallas con componente lateral izquierdo, el truncamiento continental y la migración del magmatismo hacia el sureste, han sido asociados en los últimos años al modelo tradicional que involucra el desplazamiento del bloque Chortis a lo largo del margen continental, desde Puerto Vallarta hasta el Istmo de Tehuantepec (Schaaf *et al.*, 1995; Meschede *et al.*, 1996; Morán-Zenteno *et al.*, 1999). Sin embargo, existen algunas inconsistencias que ponen en duda este modelo. El modelo *in situ* propuesto por James (2006); ubica al bloque Chortis cerca de su posición actual, lo que indica que en ese lugar se originó la placa del

Caribe durante la separación de Sudamérica y Norteamérica. Por otra parte, la incompatibilidad entre el desplazamiento del bloque Chortis con la rotación de la placa del Caribe, la falta de concordancia entre los aspectos tectónicos y petrotectónicos; así como la deformación por transpresión a lo largo del margen continental, son algunas de las evidencias que se plantean para sugerir que el desplazamiento del bloque Chortis proviene de una posición oeste-sureste de su posición actual (rotación horaria), donde la erosión por subducción y la exhumación del margen del Pacífico estuvieron ligadas al arribo de cadenas montañosas marinas (Keppie y Morán-Zenteno, 2005).

## **1.2 Localización**

Este trabajo se enfocó al estudio de rocas plutónicas intermedias-silíceas del batolito de Jilotlán que cubren un área de aproximadamente 6,000 km<sup>2</sup>. Se ubican en la porción suroeste de México dentro del subterreno Zihuatanejo, a una distancia aproximada de 100 km dentro de la costa del Pacífico. Forman parte del terreno Guerrero compuesto y colindan con los municipios de Tepalcatepec en Michoacán; Tecalitlán, Tamazula de Giordano, Manuel M. Diéguez y Jilotlán de los Dolores en Jalisco (Figura 2).

El área de estudio cubre 6 cartas escala 1: 50 000 con clave INEGI: E13-B26, E13-B27, E13-B36, E13-B37, E13-B46 y E13-B47.

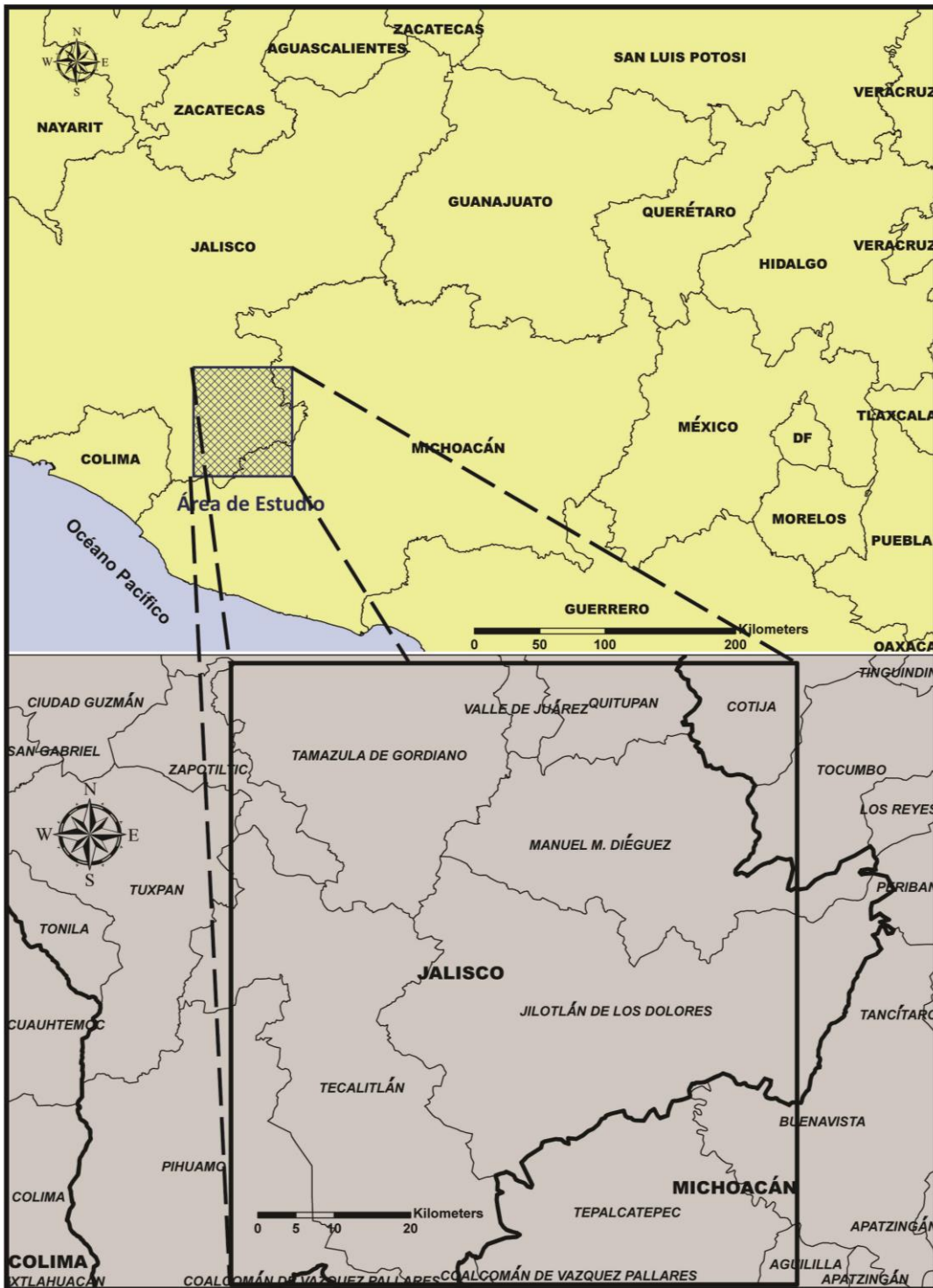


Figura 2. Ubicación del área de estudio.

### 1.3 Marco Geológico Regional

A continuación se presenta una síntesis de la evolución del terreno Guerrero compilada de diferentes autores (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Keppie, 2004; Centeno-García, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008 y 2011), así como la descripción general de la geología de cada uno de los subterrenos que

conforman el terreno Guerrero compuesto de acuerdo al análisis de Centeno-García *et al.* (2008 y 2011).

### 1.3.1 Terreno Guerrero

El terreno Guerrero es considerado como el segundo terreno más grande en Norteamérica y constituye aproximadamente una tercera parte del país, es el terreno de mayor tamaño en el territorio continental de México (Campa *et al.*, 1981).

Campa y Coney (1983), emplearon el término de terreno para subdividir el territorio mexicano en 12 terrenos (Figura 3) de los cuales, siete fueron denominados como compuestos. La porción sur del terreno Guerrero fue dividida por Campa y Coney (1983) en tres subterrenos: Teloloapan, Huetamo y Zihuatanejo.

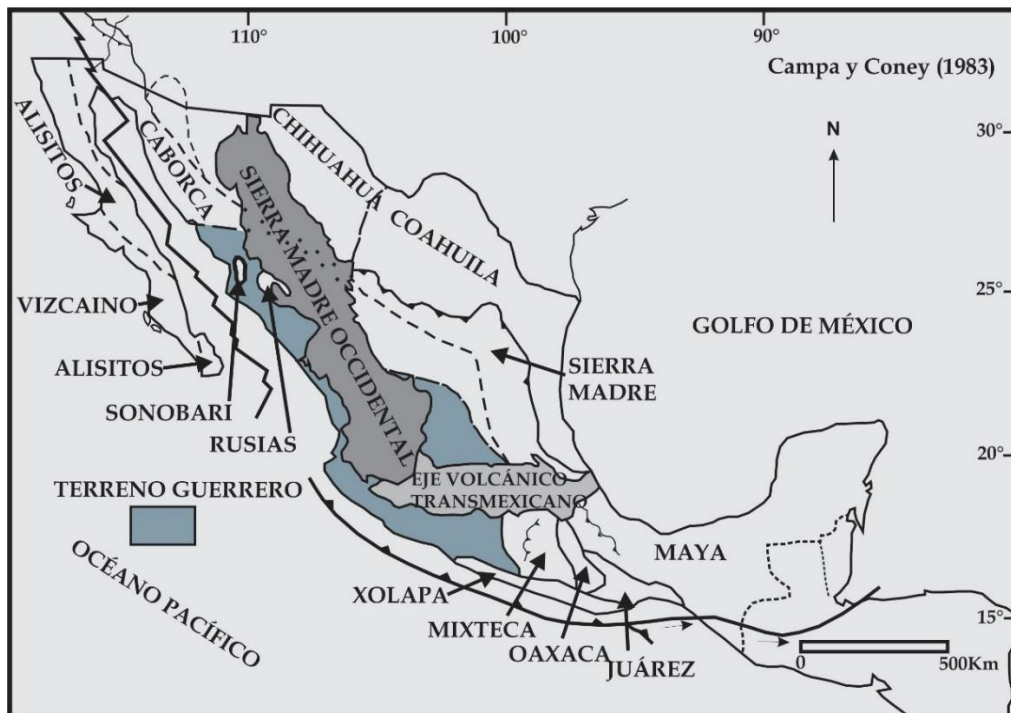


Figura 3. Ubicación del terreno Guerrero. Modificado de Campa y Coney (1983).

Una década después, Sedlock *et al.* (1993) plantearon una nueva delimitación y división del territorio mexicano en 16 terrenos, en donde consideran a los terrenos Náhuatl, Tahue y Tepehuano en sustitución del terreno Guerrero (Figura 4).

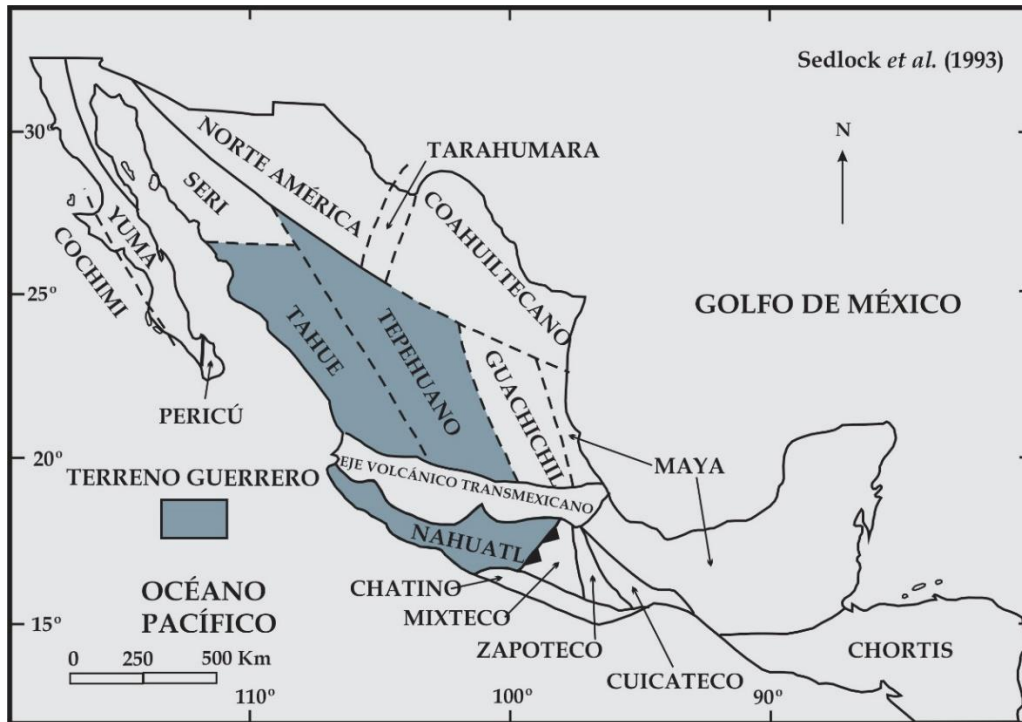


Figura 4. Ubicación del terreno Guerrero. Modificado de Sedlock et al. (1993).

Por otra parte, a más de dos décadas del análisis de Campa y Coney (1983), Keppie (2004) replanteó el límite de los terrenos en México y subdividió el terreno Guerrero compuesto en: Las Ollas, Zihuatanejo, Arcelia, Teloloapan y Arperos (Figura 5).

No obstante, basado en diferencias estratigráficas, estructurales, geoquímicas y geocronológicas, el terreno Guerrero compuesto fue dividido en 5 terrenos: Zihuatanejo, Arcelia, Teloloapan, Guanajuato y Tahue (Centeno-García, 2005; Centeno-García et al., 2008 y 2011) (Figura 6). Solamente en los terrenos Zihuatanejo y Tahue se han documentado afloramientos del basamento (Centeno-García et al., 2011).

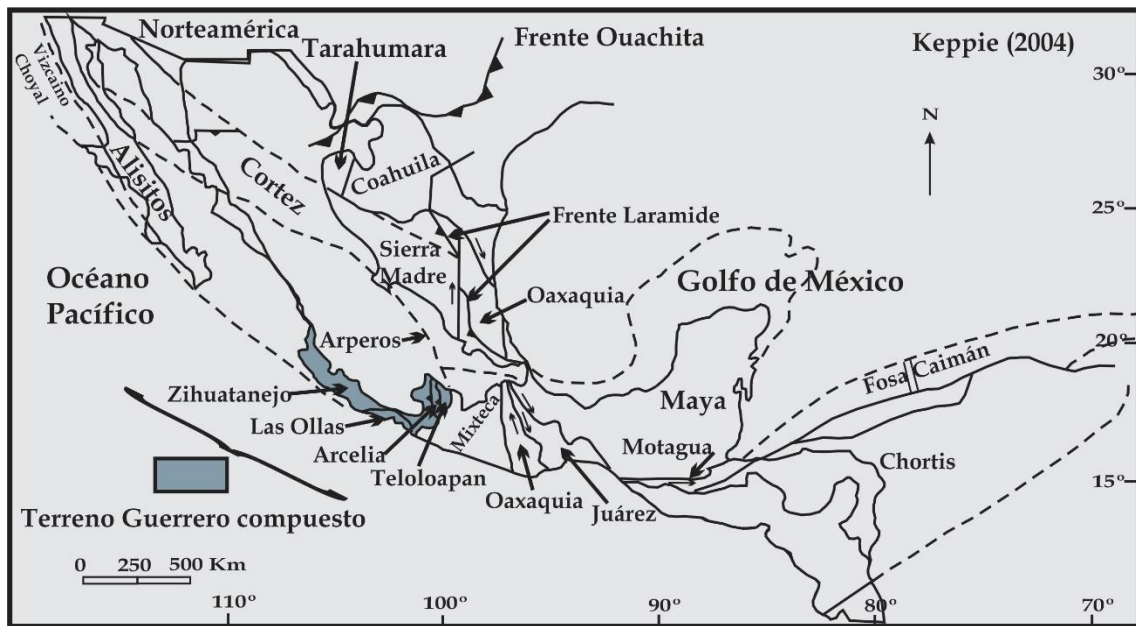


Figura 5. Ubicación del terreno Guerrero compuesto. Modificado de Keppie (2004).

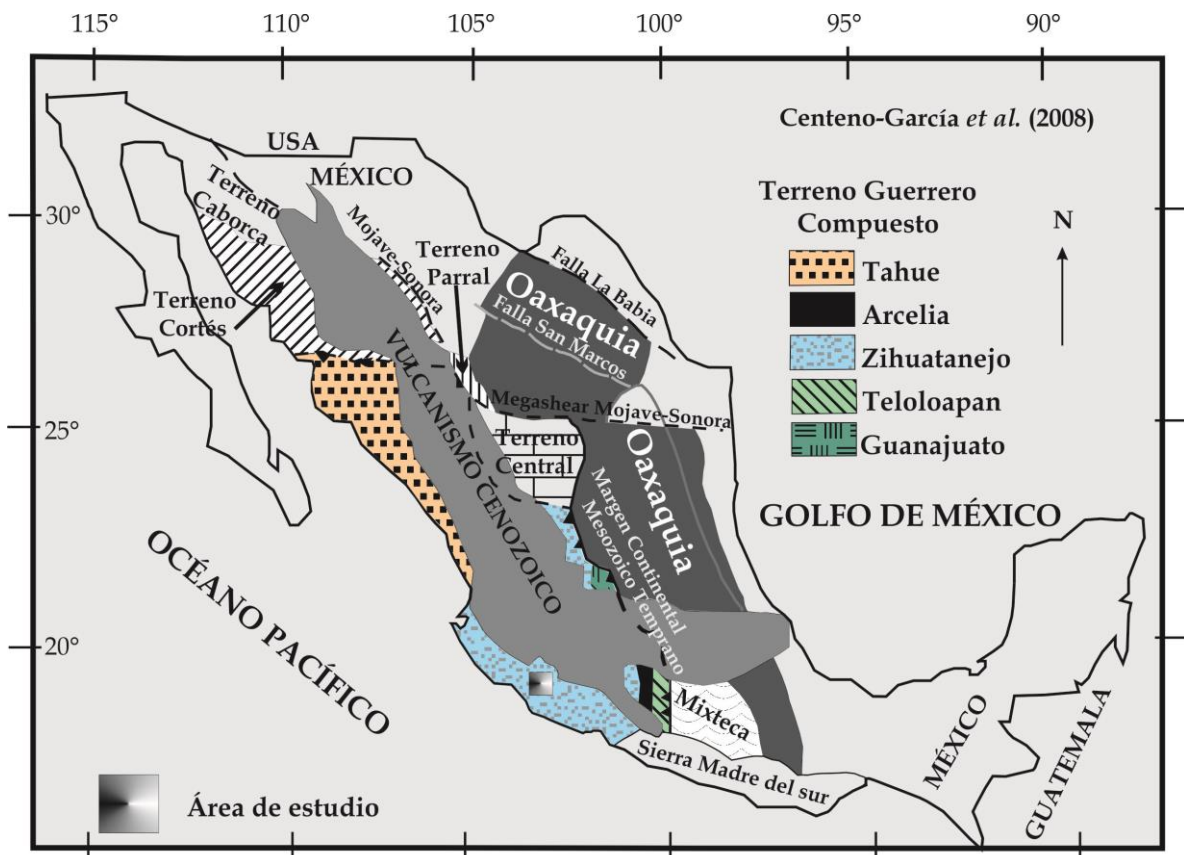


Figura 6. Ubicación del terreno Guerrero compuesto. Modificado de Centeno-García et al. (2008).

En un principio se consideró el origen del terreno Guerrero a un arco oceánico autóctono construido sobre la corteza continental proterozoica de México (de Cserna, 1978; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). Otra teoría propone su origen a un arco oceánico alóctono que se formó en el paleo-Pacífico y colisionó

con México durante el Cretácico Temprano (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001). Otros autores consideran que el terreno Guerrero está formado por un sistema complejo de dos o tres arcos periféricos que se desarrollaron durante el cierre del continente (Campa y Ramírez, 1979; Ramírez-Espinosa *et al.*, 1991; Mendoza y Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003; Centeno-García, 2005). Estudios geoquímicos y geocronológicos de U- Pb en zircones detríticos realizados en la porción sureste del terreno Guerrero, plantean que durante el Cretácico Temprano se desarrolló una intensa actividad volcánica, dando origen a un sistema de múltiples arcos en el sur-sureste de Norteamérica (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Nuevas evidencias estratigráficas, sugieren un modelo mucho más complejo, implicando una serie de secuencias de arco volcánico hacia el continente seguido de movimientos extensionales y compresionales de la corteza (Centeno-García *et al.*, 2008).

El terreno Guerrero se caracteriza por estar formado de sucesiones sedimentarias, volcánicas y submarinas que van del Jurásico (Titoniano) al Cretácico Medio-Superior (Cenomaniano) con pocos afloramientos de rocas del Paleozoico-Triásico (Centeno-García *et al.*, 2008), mismas que fueron interpretadas previamente como el producto de secuencias de arco intraoceánico que se acrecionaron a México durante el Mesozoico o el Terciario temprano (Mendoza y Suástegui, 2000).

Centeno-García *et al.* (2011) describen al margen oeste del terreno Guerrero compuesto como escenario de dos modelos opuestos para el desarrollo de continentes a lo largo de márgenes convergentes: (1) acreción de arcos de islas exóticas por consumo de cuencas oceánicas y (2) acreción de márgenes de terrenos originados por procesos extensionales prolongados en la placa superior en una zona de subducción. Asimismo, dividen esta porción del terreno Guerrero compuesto en 4 ensambles tectonoestratigráficos: 1. Complejo acrecional del Jurásico Temprano-Triásico (Complejo Arteaga). 2. Ensamble extensional de arco volcánico del Jurásico Temprano-Cretácico. 3. Ensamble extensional de arco del Cretácico Temprano y 4. Ensamble compresional de arco del Santoniano-Maastrichtiano.

El terreno Guerrero compuesto fue delimitado al norte por el terreno Cortés y el terreno Parral; al este por el terreno Central, el terreno Mixteca y Oaxaquia; al sur con la Sierra Madre del Sur y al oeste por el Océano Pacífico y se sobrepone el vulcanismo cenozoico de la Faja Volcánica Transmexicana (Centeno-García *et al.*, 2011) (Figura 7).

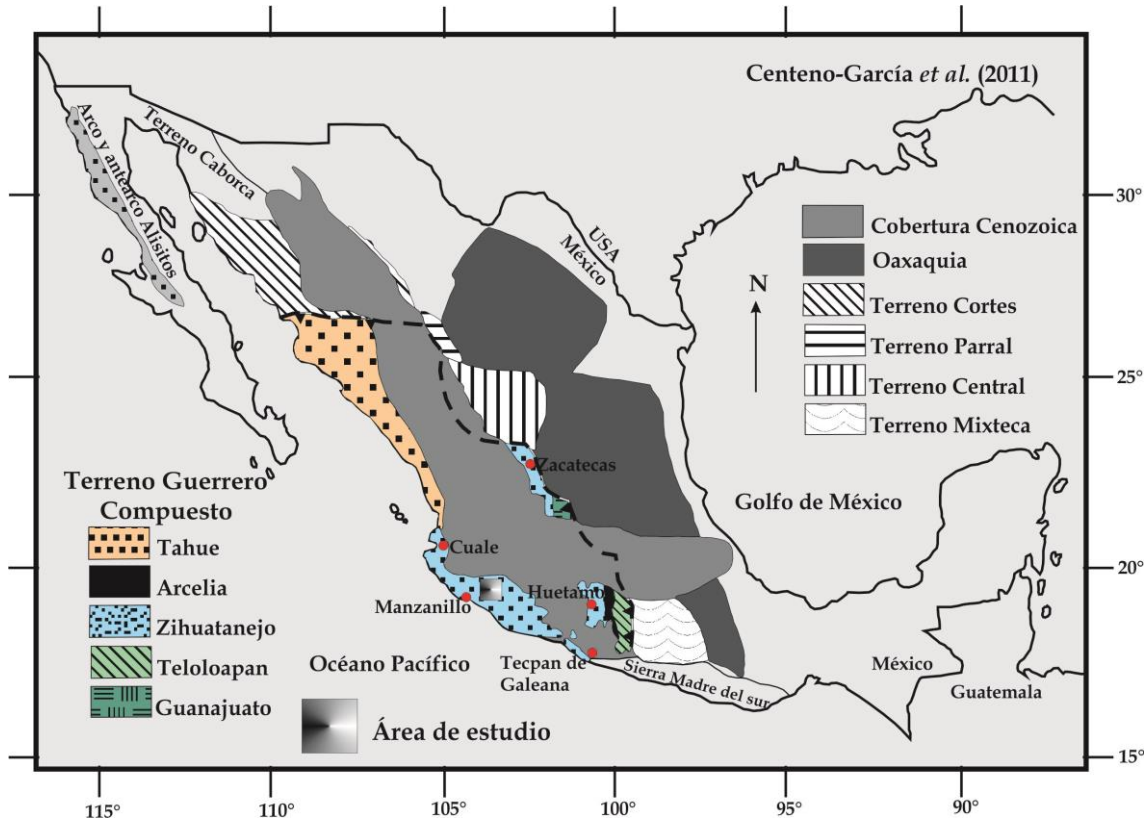


Figura 7. Ubicación del terreno Guerrero compuesto. Modificado de Centeno-García *et al.* (2011).

La estratigrafía del terreno Guerrero compuesto se sintetiza a continuación:

**Terreno Zihuatanejo:** Está formado por un cinturón que aflora a lo largo de la costa del Pacífico de Puerto Vallarta hasta Tecpan de Galeana y dos cinturones al interior del territorio que afloran en Huetamo y Zacatecas (Figura 7).

El basamento está formado por una secuencia vulcanosedimentaria de lentes y bloques de lavas basálticas almohadilladas, diabasa, gabros bandeados, pedernal y caliza, en una matriz de turbiditas ricas en cuarzo del Triásico Superior-Jurásico Inferior, el cual es denominado como complejo Arteaga y aflora en los municipios de Arteaga, Tumbiscatío, Huetamo, los poblados de Chuta-Neixpa, y la mina de Cuale (Centeno-García *et al.*, 2011). Esta secuencia presenta deformación y metamorfismo de grado bajo a intermedio en facies de esquisto verde-anfibolita



(Formación Zacatecas, Complejo Arteaga) y facies de esquisto azul (Complejo las Ollas en el municipio de Zihuatanejo) (Burckhardt y Scalia, 1906; Ranson *et al.*, 1982; Cuevas, 1983; Monod y Calvet, 1991; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Mendoza y Suástegui, 2000; Talavera-Mendoza, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003). En el municipio de Tumbiscatío, el basamento se encuentra intrusionado por granitoides del Jurásico Medio-Cretácico Inferior, además está en contacto por discordancia angular y falla lateral izquierda con rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior que se originaron en una cuenca de arco extensional. En la porción suroeste de Huetamo el basamento está cubierto discordantemente por areniscas volcánicas marinas someras, conglomerados y limolitas del Albiano inferior al Cenomaniano inferior correlacionables con la Formación Mal Paso (Centeno-García *et al.*, 2011). Entre los poblados de Tzitzio y Limón de Papatzingán, al norte del municipio Huetamo, aflora la Sucesión Metamórfica de Tzitzio que ha sido correlacionada con la matriz del complejo Arteaga y en el poblado de Pinzán Morado ubicado al sur del municipio Huetamo, aflora la Formación Río Placeres compuesta de rocas metasedimentarias que son correlacionadas con la Sucesión Metamórfica de Tzitzio (Centeno-García *et al.*, 2008). En la sección de Chuta-Neixpa el basamento se encuentra en contacto por falla lateral izquierda o es concordante con areniscas volcánicas no marinas, limolitas, conglomerados, flujos de lava riolítica, ignimbritas y flujos de lava andesítica y dacítica del Albiano y en la mina de Cuale el basamento se encuentra cubierto por rocas sedimentarias y lavas riolíticas submarinas del Jurásico Superior (Bissig *et al.*, 2003; Centeno-García *et al.*, 2003; Bissig *et al.*, 2008) (Figura 8).

**Terreno Arcelia:** Está formado por una sucesión de lavas basálticas almohadilladas, rocas ultramáficas, lutitas negras, pedernal y turbiditas volcánicas parcialmente deformadas y metamorfizadas. El origen de esta sucesión se ha relacionado con un arco primitivo marino profundo del Cretácico Temprano (Ramírez-Espinosa *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza y Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008). La sucesión se encuentra afectada por diques doleríticos. Datos isotópicos y paleontológicos han

delimitado la edad del ensamble Arcelia entre el Albiano y Cenomaniano (Delgado-Argote *et al.*, 1990; Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui, 1990; Ortiz y Lapiere, 1991). Los análisis geoquímicos y las características isotópicas de las sucesiones magmáticas de las rocas basálticas en el terreno Arcelia, indican un *suite* toleítico de arcos de islas y un *suite* de antearco que contiene basaltos de cuenca de antearco y basaltos de islas oceánicas (Mendoza y Suástegui, 2000) (Figura 8).

**Terreno Teloloapan:** Su basamento aflora en la parte noreste y está integrado por el *suite* metamórfico Tejupilco compuesto del metagranito Tizapa, metatobas riolíticas en facies de esquisto verde y esquistos de filita-muscovita, datados en el Triásico Superior-Jurásico Inferior (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990; Sánchez-Zavala, 1993; Elías-Herrera *et al.*, 2000). Sobreyaciendo a esta secuencia se encuentran rocas volcánicas de flujos de lava submarina de composición basáltico-andesítica a dacita-riolita del Cretácico Inferior y rocas sedimentarias marinas (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). Este conjunto de rocas presenta deformación y metamorfismo de grado bajo en facies de esquisto verde. Se caracteriza por cambiar de facies poco profundas en el este a facies más profundas hacia el oeste (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Ramírez-Espinosa *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza y Suástegui, 2000; Guerrero-Suástegui, 2004) (Figura 8).

**Terreno Guanajuato:** Está formado por gabros, tonalitas, serpentinitas, werlitas y un complejo de diques, donde sobreyacen lavas basálticas almohadilladas, tobas riolíticas, turbiditas volcánicas, pedernal y calizas negras datadas en el Titoniano-Hauteriviano correlacionables a la Formación Arperos (Monod *et al.*, 1990; Lapiere *et al.*, 1992; Martínez-Reyes, 1992; Quintero-Legorreta, 1992 y Ortiz-Hernández *et al.*, 2003). Martini *et al.* (2011), subdividen la Formación Arperos en el Ensamble Arperos y parte del Ensamble Paxtle (Formación Paxtle y complejo intrusivo Tuna Manza), localizados entre los poblados de Arperos y Chichimequillas.

**Terreno Tahue:** El basamento es denominado como complejo El Fuerte, formado por lavas andesíticas-riolíticas marinas, rocas calcáreas y clásticas del Ordovícico, deformadas y metamorfozadas en facies de esquisto verde (Mullan, 1978; Roldán-Quintana *et al.*, 1993; Poole y Perry, 1998). Sobre este complejo se encuentran turbiditas marinas profundas en contacto discordante, altamente deformadas del Pensilvánico-Pérmico, correlacionables con la Formación San José Gracia (Carrillo-Martínez, 1971; Gastil *et al.*, 1991; Arredondo-Guerrero y Centeno-García, 2003; Centeno-García, 2005). La secuencia de rocas paleozoicas está cubierta discordantemente por rocas volcánicas marinas del Cretácico, que a su vez están siendo cortadas por diques máficos y ultramáficos correlacionables al magmatismo Cretácico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1979; Henry y Fredrikson, 1987; Roldán-Quintana *et al.*, 1993; Freydier *et al.*, 1995; Gastil *et al.*, 1999; Arredondo-Guerrero y Centeno-García, 2003) (Figura 8).



## 1.4 Marco Estratigráfico Local

La información referente a la columna estratigráfica cretácica y las formaciones que afloran en la región de estudio y sus alrededores, se recopiló de los trabajos inéditos de Petróleos Mexicanos, Pantoja-Alor (1969), Estrada-Barraza (1972), Piñeiro (1972), Pantoja-Alor (1974), Pantoja-Alor *et al.* (1978), Pantoja-Alor (1983), Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986), Bermúdez-Santana (1994), Corona-Esquivel *et al.* (1996) y Centeno-García *et al.* (2011).

Las secuencias estratigráficas que se mencionan en la literatura que cubren el basamento del terreno Zihuatanejo se describen a continuación (Figura 9).

### 1.4.1 Formación Alberca.

La localidad tipo de esta secuencia estratigráfica se encuentra en la rancharía La Alberca, ubicada a 20 km al norte del municipio de Contla, Jalisco y está compuesta por un miembro inferior de lutitas negras, calizas arcillosas, areniscas de grano fino y tobas; así como de un miembro superior constituido de calizas y lutitas negras silicificadas, tobas, derrames andesíticos y areniscas de grano fino a medio (Pimentel, 1980).

Pimentel (1980) reportó fósiles de los géneros *Neocomites* sp., *Subthurmania* sp., *Acanthodiscus* sp., *Berriasella* sp., *Thurmaniceras* sp. y *Mexicanoceras* sp. que ubican a la Formación Alberca entre el Berriasiano al Hauteriviano. Por otra parte, en el informe inédito realizado por Petróleos Mexicanos al noroeste de Tepalcatepec, Cuevas (1981) colectó amonitas de los géneros *Neocomites* sp. y *Subthurmania* sp. que ubican a la Formación Alberca en el Valanginiano. En la sección de Cahuinga-Estanzuela, Bermúdez-Santana (1994) recolectó amonitas de los géneros *Neocomites* sp. y *Acanthodiscus* sp. que correlacionan a la Formación Alberca entre el Valanginiano al Hauteriviano.

Esta formación está cubierta de manera concordante por la Formación Tecalitlán (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

#### **1.4.2 Formación Tecalitlán.**

La localidad tipo de esta secuencia se encuentra sobre la Carretera Federal 110, entre el municipio de Tecalitlán y la ranchería de Carrizalillo, en el estado de Jalisco (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

La Formación Tecalitlán fue descrita informalmente por Rodríguez (1980) para designar a una secuencia formada por productos piroclásticos representados por tobas, areniscas volcánicas, conglomerados volcánicos, tobas líticas, derrames andesíticos e intercalaciones de limonitas de probable edad Barremiano-Aptiano. En el Cerro de Jilotlancillo, Pantoja-Alor (1983) determinó una edad de  $93 \pm 4$  Ma (Roca total, K-Ar) para una andesita, ubicando la parte más joven de la secuencia en el Turoniano.

Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) nombraron formalmente a la Formación Tecalitlán como el conjunto de rocas volcánicas (lavas riolíticas a dacíticas intercaladas con tobas y rocas volcanoclásticas) datadas en el Neocomiano que afloran en los alrededores de la mina el Encino, en el prospecto minero la Hueca al oriente de la Minita. Sedimentos volcanoclásticos marinos de la Formación Encino sobreyacen en discordancia angular a esta secuencia.

Bermúdez-Santana (1994) reportó una edad K-Ar de  $118.5 \pm 2.5$  Ma a partir de un concentrado de hornblenda de una andesita porfídica, ubicando la parte más antigua de la Formación Tecalitlán en el Aptiano; por otra parte Corona-Esquivel y Alencáster (1995) reportaron fósiles de rudistas en la Formación Tecalitlán del Aptiano inferior a 35 km al sur de la Minita.

#### **1.4.3 Formación Agua de los Indios**

En el área de Tumbiscatío, Centeno-García *et al.* (2011) propusieron que la base de esta unidad está formada por una secuencia vulcanosedimentaria de origen marino y terrígeno del Cretácico Inferior, integrada por las formaciones Agua de los Indios, Pinzán y Resumidero.

La Formación Agua de los Indios está compuesta por una secuencia marina somera y terrígena que descansa sobre conglomerados con clastos de arenisca rica en cuarzo, pizarra negra, esquisto y granitos.

La secuencia marina somera está formada por capas de areniscas, lutitas y lutitas calcáreas con bivalvos y gasterópodos (*Mesoglaucania (Mesoglaucania) burnsi* (Stanton), M., (*Triglaucania) kleinPELLI* (Allison) y *Gymnentome (Gymnentome) paluxiENSIS* (Stanton), G.) que correlacionan a esta secuencia en el Aptiano superior. La secuencia terrígena está formada por areniscas rojas, limolitas con nódulos de carbonato, tobas y tobas silíceas retrabajadas.

Esta formación tiene las mismas litofacies y fósiles que la Formación Encino en el área de Pihuamo.

#### **1.4.4 Formación Pinzán**

Esta formación consiste de rocas volcánicas que cubren a la Formación Agua de los Indios y al complejo Arteaga. Está constituida por una secuencia de flujos de lava andesítica, brechas de flujo (hialoclastita), bloques monolíticos, cenizas, tobas, depósitos de flujos de escombros volcánicos, tobas silíceas, tobas de lapilli y limolitas calcáreas (Centeno-García *et al.*, 2011).

#### **1.4.5 Formación Resumidero**

La secuencia está compuesta por calizas con abundantes rudistas intercaladas con lutitas calcáreas en su cima y sobreyacen a la Formación Pinzán, el registro de microfósiles reporta *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* que ubica a esta formación en el Albiano medio-superior (Centeno-García *et al.*, 2011).

#### **1.4.6 Formación Playitas**

La secuencia más joven que aflora en el área de Tumbiscatío está formada por una alternancia de rocas volcánicas y sedimentarias marinas someras y no marinas que cubren concordantemente a calizas de la Formación Resumidero, por lo que la ubican antes y durante el Albiano. Las rocas sedimentarias incluyen areniscas interestratificadas con calizas, mientras que las rocas volcánicas incluyen flujos de lava dacita-andesítica, bloques, cenizas, tobas e ignimbritas (Centeno-García *et al.*, 2011).

#### **1.4.7 Formación Madrid.**

La localidad tipo se encuentra en las cercanías de la estación Madrid del ferrocarril, en el estado de Colima.

Pano (1975) propuso este nombre para designar a un grupo de rocas compuestas por dos miembros: el inferior formado por calizas arcillosas y lutitas calcáreas; y el superior formado por yeso.

Razo-Rojas (1986) identificó la presencia de fósiles: *Colomiella recta*, *Favusella hiltermani* e *Histeroceras sp.*, con lo que ubicó la edad de la Formación Madrid en el Albiano. Esta formación sobreyace en concordancia a la Formación Tecalitlán y de manera transicional en cambio de facies con la Formación Tepalcatepec (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

Nuevas evidencias obtenidas en la sección La Salada-Jala revelan que la parte inferior de la Formación Madrid está compuesta por capas delgadas de calizas y lutitas calcáreas con amonitas del Albiano medio-superior y la parte superior conformada por areniscas, limolita roja y evaporitas (diapiros) de ambiente no marino a marginal marino (Centeno-García *et al.*, 2011).

#### **1.4.8 Formación Tepalcatepec.**

La localidad tipo se encuentra en los alrededores del municipio de Tepalcatepec, Michoacán. Pimentel (1980) describió informalmente a esta formación como una secuencia vulcanosedimentaria compuesta de calizas, calizas arcillosas, lutitas, calizas arenoarcillosas, areniscas, limolitas, tobas, conglomerados y derrames andesíticos, cuya edad se determinó por el contenido de rudistas entre el Albiano-Cenomaniano.

En el área de Minatitlán-Peña Colorada, se identificaron rudistas del Albiano en calizas intercaladas con flujos de lava andesítica y, en menor proporción, flujos de lava dacítica, riolítica y depósitos piroclásticos (Corona-Esquivel y Alencáster, 1995). En la sección Minatitlán-Peña Colorada y La Salada, Centeno-García *et al.* (2011), reportaron la presencia de microfósiles de *Nummuloculina heimi* y *Orbitolina sp.* que ubican a la Formación Tepalcatepec entre el Albiano-Cenomaniano.



La Formación Tepalcatepec sobreyace en concordancia a la Formación Tecalitlán, se interdigita con la Formación Madrid y Cerro de la Vieja, se considera un cambio de facies con la Formación Encinos y Vallecitos y subyace en discordancia a la Formación Colima (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

#### **1.4.9 Formación Encino.**

La localidad tipo se encuentra en la barranca del arroyo La Navidad, localizada dentro del predio de la empresa minera "Las Encinas, S. A.", en el rancho El Encino (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

La Formación Encino fue descrita formalmente por Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) quienes la dividieron en dos miembros: el inferior compuesto por una secuencia de rocas volcanoclásticas y sedimentarias marinas formadas de conglomerados, areniscas y limolitas calcáreas, tobas epiclásticas y calizas arrecifales; donde reportan fósiles de *Cassiope* sp., *Nerinea* sp., *Radiolites* sp. y *Orbitolina* sp. que ubican a esta secuencia en el Aptiano superior-Albiano inferior; y el miembro superior compuesto de tobas, lodolitas, limolitas y areniscas calcáreas con intercalaciones de lentes de calizas y conglomerados con presencia de fósiles *Coalcomana ramosa*, *Chondrodonta* sp. y *Touscasia* sp. que ubican a la secuencia en el Albiano inferior y aflora a lo largo del camino de la mina El Encino a Vallecitos. Hacia la parte superior afloran capas de traquitas, tobas y capas delgadas de caliza y limonita calcárea.

El análisis paleontológico indica que la edad de la Formación Encino abarca del Aptiano superior al Albiano inferior.

La Formación Encino sobreyace en discordancia a la Formación Tecalitlán y subyace en discordancia angular con la Formación Vallecitos.

En el área de Pihuamo, Centeno-García *et al.* (2011) determinaron que la parte superior de la Formación Encino cambia transicionalmente a la Formación Vallecitos, asimismo, correlacionan la Formación Encino con la Formación Madrid que aflora en los alrededores del Estado de Colima.

#### **1.4.10 Formación Vallecitos.**

La localidad tipo aflora en la mina El Encino y en los alrededores de la ranchería de Vallecitos en el estado de Jalisco (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

La primera descripción la realizó Piñeiro (1972) y posteriormente, Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) definieron a esta secuencia como un conjunto de rocas compuestas de derrames andesíticos y tobas ignimbríticas que cubren en discordancia angular a rocas de la Formación Encino junto con calizas arrecifales y rocas volcanoclásticas de ambiente marino que descansan concordantemente sobre el miembro compuesto de tobas.

En el municipio de Pihuamo, Alencáster (1986) y Alencáster y Pantoja-Alor (1986) describieron calizas con alto contenido de fósiles *Coalcomana ramosa* del Albiano inferior.

Centeno-García *et al.* (2011) correlacionaron a la Formación Vallecitos con la Formación Tepalcatepec, en los alrededores del Estado de Colima.

#### **1.4.11 Formación Tecomán.**

En la localidad de La Salada, la base de esta formación sobreyace en contacto gradacional a la Formación Tepalcatepec, y consiste de calizas marinas y lutitas, cubiertas de conglomerados, areniscas y limolitas.

Al oeste de la localidad de Estampilla, la base de esta formación cubre concordantemente a la Formación Tepalcatepec y consiste de areniscas rojas y limolitas cubiertas por lutitas calcáreas, areniscas y calizas con fragmentos de conchas marinas (Centeno-García *et al.*, 2011).

#### **1.4.12 Formación Cerro de la Vieja.**

La localidad tipo se encuentra en el Cerro de la Vieja, a 7 km al suroeste de Coquimatlán, en el estado de Colima (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

Parga (1977) describió informalmente a La Formación Cerro de la Vieja como una secuencia de conglomerados calcáreos con matriz limonítica de lodo calcáreo.

Los fósiles *Retimonocolpites sp.* y *Tricolpites sp.*, así como abundantes fitoclastos (traqueidas y fusinita) analizados en las muestras de areniscas, permitieron

ubicar a la Formación Cerro de la Vieja en el Albiano, periodo que corresponde a la parte superior de la Formación Madrid (Corona-Esquivel *et al.*, 1996).

Centeno-García *et al.* (2011) describieron a esta secuencia que aflora en Colima, como una sección de areniscas, conglomerados y limolitas, con flujos de lava silícica de ambiente no marino que cubren en discordancia angular a rocas marinas plegadas del Cretácico. Las edades de K-Ar en flujos de lava del estado de Colima son de  $80 \pm 6$  Ma, mientras que en la localidad La Salada son de  $78 \pm 6$  Ma (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1983).

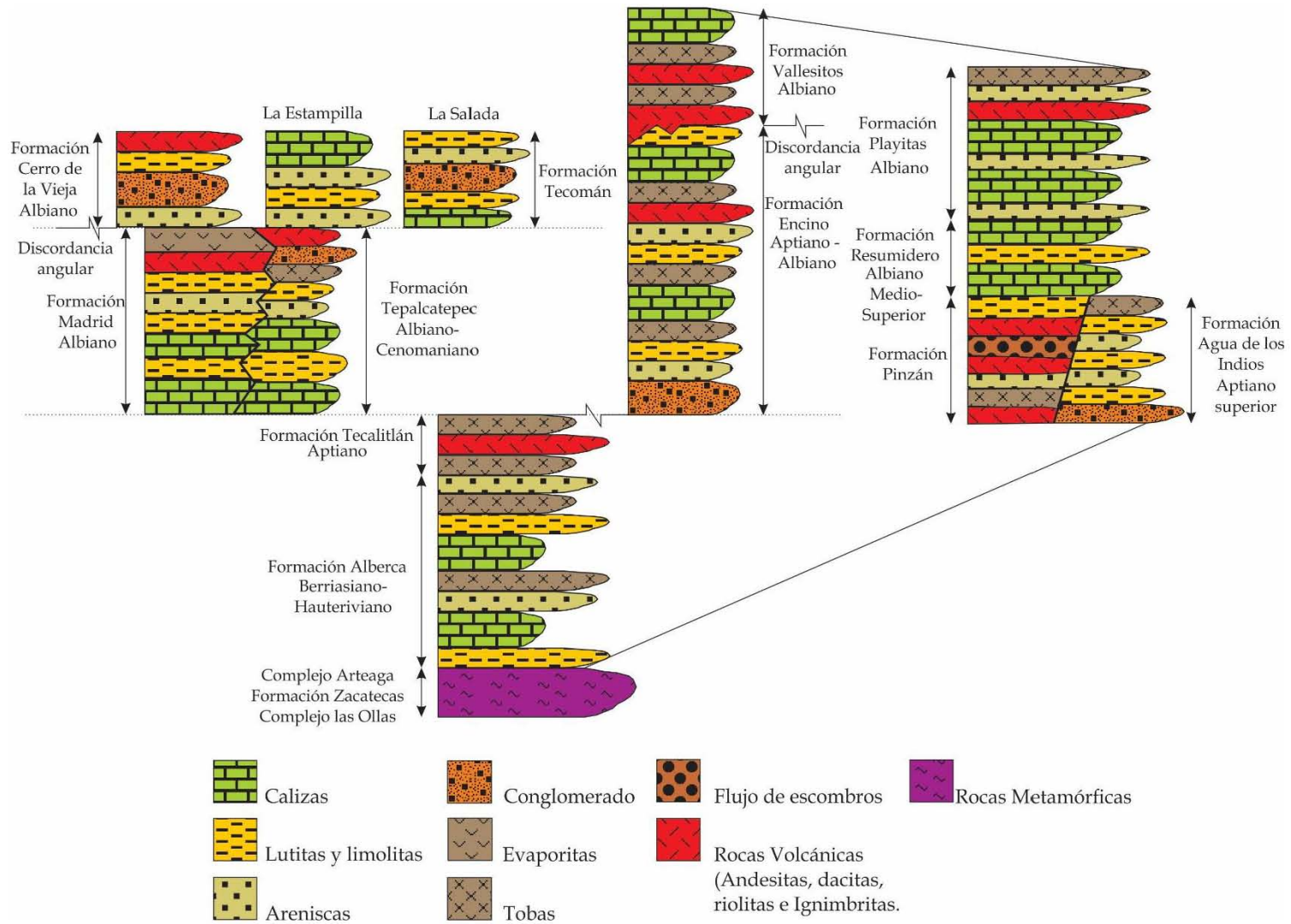


Figura 9. Columnas estratigráficas propuestas del terreno Zihuatanejo de acuerdo a diversos autores (ver texto).

### 1.5 Trabajos previos

Las primeras edades isotópicas de K-Ar, en un concentrado de roca total y plagioclasa, reportadas en los alrededores del área de estudio se obtuvieron de informes geológicos y terminación de pozos realizados por Petróleos Mexicanos a principios de los años ochentas (Lárraga y Jácome, 1981; Jácome *et al.*, 1981; Lárraga *et al.*, 1982).

Los resultados revelaron que las rocas volcánicas asociadas a la Formación Tecalitlán se ubican en el Cretácico Inferior-Superior y Paleoceno ( $132 \pm 10$  Ma y  $58 \pm 5$  Ma en el pozo Tonaya 1, Jalisco y  $73 \pm 6$  Ma en el pozo Colima 1, Colima) y las rocas volcánicas correlacionables a la Formación Alberca se situaron en el Cretácico Superior y Paleoceno ( $82 \pm 7$  Ma y  $58 \pm 5$  Ma) junto con una granodiorita del Cretácico Temprano ( $107 \pm 9$  Ma) en el pozo Tapalpa 1, Jalisco (Figura 10, 11 y 12) (Tabla 1).



Figura 10. Ubicación de los pozos estratigráficos cercanos al área de estudio (Fuente: Pemex).

En los municipios de Tuxpan y Tecalitlán, Jalisco, Pantoja-Alor (1983) obtuvo dos edades de  $92 \pm 2$  Ma y  $66 \pm 1$  Ma de roca total (K-Ar) en un dique o derrame de

dacita (JP-230) y en una toba riolítica (JP-228), respectivamente; correlacionadas al vulcanismo de la Formación Tecalitlán (Tabla 1). Asimismo, Pantoja-Alor (1983) consideró que el origen de las rocas cristalinas está relacionado a un ambiente de subducción, resultado de la interacción de la placa Farallón y la placa Norteamericana, mientras que los análisis geoquímicos e isotópicos revelaron una afinidad calcialcalina y correlacionaron su origen a un manto profundo que sufrió poca contaminación cortical.

La interpretación de los resultados de Carrión (1982) en Pantoja-Alor (1983) y de Murillo y Torres (1987) revelaron dos episodios de magmatismo en el Cretácico Tardío y Paleoceno, con un *hiatus* magmático que abarca entre los 89 y 66 Ma, producto del cambio en la geometría de la placa en subducción (subducción horizontal-flat slab) (Damon, 1968; Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978 y Pantoja-Alor, 1983).

Por otra parte, Grajales-Nishimura y López-Infazón (1983) en el proyecto C-1160 del IMP, obtuvieron edades de  $53 \pm 4$  Ma (Plagioclasa, K-Ar) en un pórfido diorítico,  $54 \pm 4$  Ma (Bi, K-Ar) para una tonalita,  $57.5 \pm 5$  Ma (Bi, K-Ar) en una granodiorita y  $60 \pm 5$  Ma (Ortoclasa, K-Ar) para un granito colectados del Batolito de Jilotlán (Tabla 1).

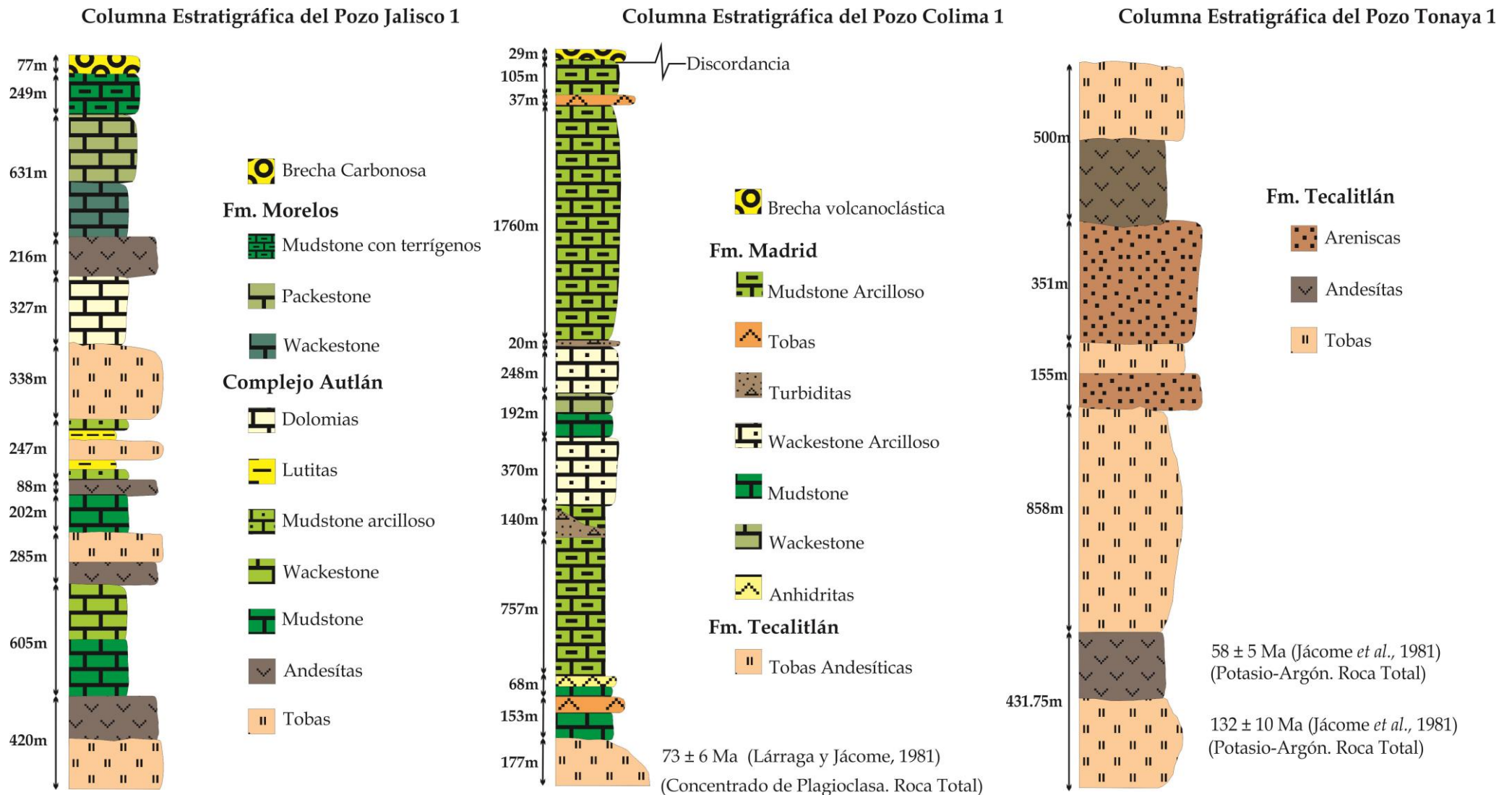
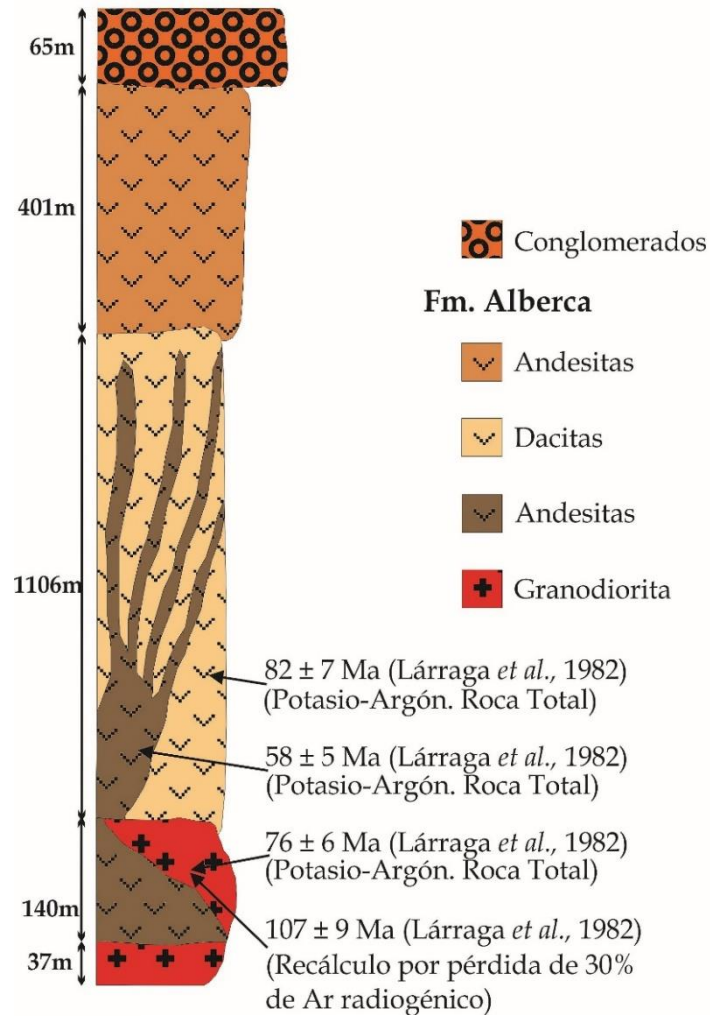


Figura 11. Columna Estratigráfica de los pozos perforados cerca del área de estudio (Fuente, Pemex).

### Columna Estratigráfica del Pozo Tapalpa 1



### Columna Estratigráfica del Pozo Tepames 1

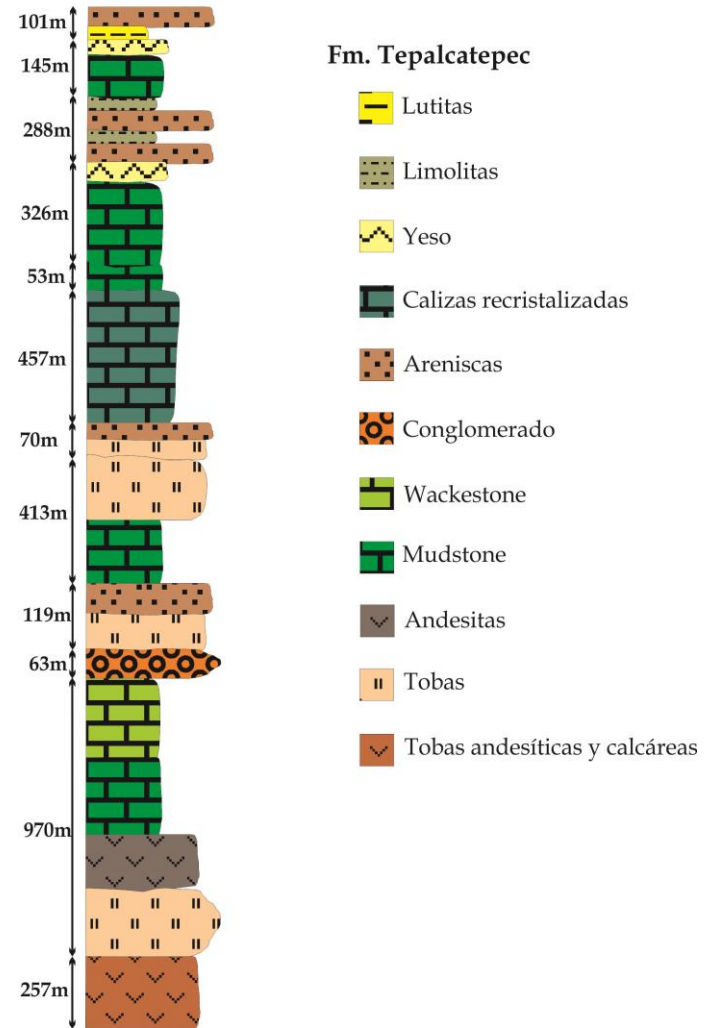


Figura 12. Continuación. Columna Estratigráfica de los pozos perforados cerca del área de estudio (Fuente, Pemex).



En el área de estudio Schaaf (1990) reportó 8 dataciones isotópicas utilizando el método de Rb- Sr en roca total y biotitas y K-Ar en biotitas y hornblendas. Una cuarzodiorita (MS 69) arrojó edades de  $58.7 \pm 1.2$  Ma (Bi, Rb-Sr),  $59.4 \pm 1.2$  Ma (Hbl, K-Ar) y  $59.5 \pm 1.2$  Ma (Bi, K-Ar) y para una cuarzomonzodiorita (MS 70) obtuvo edades de  $58.6 \pm 1.2$  Ma (Bi, Rb-Sr),  $59.5 \pm 1.2$  Ma (Bi, K-Ar) y  $60.3 \pm 1.2$  Ma (Hbl, K-Ar), mientras que otra cuarzomonzodiorita (MS 27) reportó una edad de  $55.2 \pm 1.1$  Ma (Bi, Rb-Sr). Finalmente, obtuvo una edad de  $68 \pm 12$  Ma de una isócrona de Rb-Sr para ocho muestras de roca total del batolito de Jilotlán (Tabla 1).

Posteriormente, Pantoja-Alor (1992) obtuvo una edad de  $53 \pm 1$  Ma en un concentrado de feldespatos potásicos (K-Ar) para un intrusivo localizado en el municipio de Tamazula de Gordiano.

En la parte norte del municipio de Coalcomán, Bermúdez-Santana (1994) reportó una edad de  $118.5 \pm 2.5$  Ma en un concentrado de hornblenda (K-Ar) de una andesita porfídica correlacionable con la Formación Tecalitlán, ubicándola en el Cretácico Inferior. (Tabla 1).

Las edades de K-Ar en un gabro y una granodiorita, recolectadas en el municipio de el Encino, arrojaron edades de  $93.1 \pm 4.7$  Ma y  $65 \pm 3.3$  Ma, respectivamente (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

En trabajos recientes, Villanueva-Lascrain *et al.* (2016) reportaron edades de  $112.84 \pm 1.20$  Ma (Zr, U-Pb) y  $114.6 \pm 1.1$  Ma (Hbl, Ar-Ar) para el gabro (JLT 12); y  $114.61 \pm 1.34$  Ma (Zr, U-Pb) para el gabro (JLT 32), ubicados en la carretera entre los municipios de Tecalitlán y Jilotlán de los Dolores, Jalisco (Tabla 1). Estos resultados proponen que el magmatismo intrusivo básico podría ser la contraparte plutónica del vulcanismo asociado a la Formación Tecalitlán.

El análisis de las dataciones indica un periodo de magmatismo extrusivo que abarca de 132 a 58 Ma (Cretácico Temprano a Paleoceno), dos episodios de magmatismo intrusivo intermedio-silíceo: uno de 107 Ma (Cretácico Temprano) y otro que abarca de 68 a 53 Ma (Cretácico Tardío a Eoceno), y un periodo de magmatismo intrusivo básico que abarca de 115 a 93 Ma (Cretácico Tardío a Cretácico Temprano).

Localidad	Coordenadas geográficas	Estado	Muestra	Roca	Edad (Ma)	Material fechado	Método radiométrico	Autor
Coquimatlán	103° 51' 10.8" 19° 7' 27.48"	Colima	RGC-588	Toba andesítica	73 ± 6	Plagioclasa-Roca Total	K-Ar	Lárraga y Jácome, 1981
Tonaya	103° 59' 9.22" 19° 48' 29.12"	Jalisco	RGC-584	Andesita	58 ± 5	Plagioclasa-Roca Total	K-Ar	Jácome <i>et al.</i> , 1981
Tonaya	103° 59' 9.22" 19° 48' 29.12"	Jalisco	RGC-603	Toba (latita)	132 ± 10	Roca total	K-Ar	Jácome <i>et al.</i> , 1981
San Gabriel	103° 48' 6.44" 19° 46' 51.34"	Jalisco	RGC-659	Dacita	82 ± 7	Roca total	K-Ar	Lárraga <i>et al.</i> , 1982
San Gabriel	103° 48' 6.44" 19° 46' 51.34"	Jalisco	RGC-686	Andesita	58 ± 5	Roca total	K-Ar	Lárraga <i>et al.</i> , 1982
San Gabriel	103° 48' 6.44" 19° 46' 51.34"	Jalisco	PGC-708	Granodiorita	76 ± 61	Plagioclasa	K-Ar	Lárraga <i>et al.</i> , 1982
San Gabriel	103° 48' 6.44" 19° 46' 51.34"	Jalisco	PGC-708	Granodiorita	107 ± 9	Plagioclasa (pérdida del 30% de Ar radiogénico)	K-Ar	Lárraga <i>et al.</i> , 1982
Encino *	103° 18' 45.0" 19° 08' 04.6"	Jalisco	HLYSA-1	Dique diabásico?	93 ± 4	Roca total	K-Ar	Carrión, 1982
Encino *	103° 15' 0" 19° 06' 55.4"	Jalisco	HLYSA-2	Cuarzomonzonita	65 ± 3	Roca total	K-Ar	Carrión, 1982
Tuxpan *	103° 25' 0" 19° 34' 36.9"	Jalisco	JP-230	Dique o derrame de dacita	92 ± 2	Roca total	K-Ar	Pantoja-Alor, 1983
Tecalitlán *	103° 23' 45" 19° 23' 04.6"	Jalisco	JP 228	Toba riolítica	66 ± 1	Roca total	K-Ar	Pantoja-Alor, 1983
Batolito de Jilotlán *	103° 04' 12.3" 19° 22' 41.7"	Jalisco	MGN 1980	Granodiorita	57.5 ± 5	Biotita	K-Ar	Grajales-Nishimura y López-infanzón, 1983
Ahuijullo *	103° 14' 01.1" 19° 01' 49.6"	Michoacán	MG/LI 7083	Granito	60 ± 5	Ortoclasa	K-Ar	Grajales-Nishimura y López-infanzón, 1983
Tepalcatepec *	102° 47' 39.8" 19° 12' 15.7"	Michoacán	MG/LI 7183	Tonalita	54 ± 4	Biotita	K-Ar	Grajales-Nishimura y López-infanzón, 1983
Tepalcatepec *	102° 49' 54.4" 19° 12' 31.3"	Michoacán	MG/LI 7383	Pórfido diorítico	53 ± 4	Plagioclasa	K-Ar	Grajales-Nishimura y López-infanzón, 1983
Jilotlán	s/c	Colima	n/d	Granodiorita	57.5 ± 5	Biotita	K-Ar	Murillo y Torres, 1987
Jilotlán	103° 03' 52" 19° 25' 09"	Jalisco	MS 69	Cuarzodiorita	58.7 ± 1.2	Biotita-Roca Total	Rb-Sr	Schaaf, 1990
Jilotlán	103° 03' 52" 19° 25' 09"	Jalisco	MS 69	Cuarzodiorita	59.4 ± 1.2	Hornblenda	K-Ar	Schaaf, 1990
Jilotlán	103° 03' 52" 19° 25' 09"	Jalisco	MS 69	Cuarzodiorita	59.5 ± 1.2	Biotita	K-Ar	Schaaf, 1990
Jilotlán	s/c	Jalisco	8 muestras	Granito	68 ± 12	Isócrona de 8 puntos WR	Rb-Sr	Schaaf, 1990
Jilotlán	103° 03' 48" 19° 27' 46"	Jalisco	MS 27	Cuarzomonzodiorita	55.2 ± 1.1	Biotita-Roca Total	Rb-Sr	Schaaf, 1990
Jilotlán	103° 01' 48" 19° 23' 50"	Jalisco	MS 70	Cuarzomonzodiorita	58.6 ± 1.2	Biotita-Roca Total	Rb-Sr	Schaaf, 1990
Jilotlán	103° 01' 48" 19° 23' 50"	Jalisco	MS 70	Cuarzomonzodiorita	60.3 ± 1.2	Hornblenda	K-Ar	Schaaf, 1990
Jilotlán	103° 01' 48" 19° 23' 50"	Jalisco	MS 70	Cuarzomonzodiorita	59.5 ± 1.2	Biotita	K-Ar	Schaaf, 1990
Tamazula	s/c	Jalisco	n/d	Batolito	53 ± 1	Feldespató Potásico	K-Ar	Pantoja-Alor, 1992
Tecalitlán	s/c	Jalisco	n/d	Andesita Porfídica	118.5 ± 2.5	Hornblenda	K-Ar	Bermúdez-Santana, 1994
Encino	s/c	Jalisco	n/d	Gabro	93.1 ± 4.7	n.d	K-Ar	Corona-Esquivel y Henríquez, 2004
Encino	s/c	Michoacán	n/d	Granodiorita	65 ± 3.3	n.d	K-Ar	Corona-Esquivel y Henríquez, 2004

Localidad	Coordenadas geográficas	Estado	Muestra	Roca	Edad (Ma)	Material fechado	Método radiométrico	Autor
Batolito de Jilotlán	103° 10' 17.3" 19° 26' 5.2"	Jalisco	JLT 12	Gabro	114.6 ± 1.1	Anfíbol	Ar-Ar	Villanueva-Lascurain <i>et al.</i> , 2016
Batolito de Jilotlán	103° 10' 17.3" 19° 26' 5.2"	Jalisco	JLT 12	Gabro	112.84 ± 1.20	zircón	U-Pb	Villanueva-Lascurain <i>et al.</i> , 2016
Batolito de Jilotlán	103° 11' 21.2" 19° 25' 2.5"	Jalisco	JLT 32	Gabro	114.6 ± 1.34	zircón	U-Pb	Villanueva-Lascurain <i>et al.</i> , 2016

s/c (Sin Coordenadas)

n/d (No disponible)

\* Coordenadas estimadas

Tabla 1. Compilación de fechamientos isotópicos del área de estudio.

## 1.6 Planteamiento del problema

En el área de estudio y a lo largo de la costa del Pacífico en los estados de Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero, Schaaf (1990) realizó un muestreo de rocas ígneas volcánicas y plutónicas para analizar la geoquímica e isotopía de Rb-Sr y K-Ar y así proponer la petrogénesis de los magmas. Los resultados revelaron que las rocas ígneas intrusivas intermedias, tienen firmas isotópicas iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.70328 a 0.70377, bajo contenido de potasio y valores positivos de  $\epsilon\text{-Nd}$  de +7 a +3.5, donde los valores más primitivos corresponden a gabros.

En el análisis de las rocas plutónicas y batolitos de México realizado por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014), se menciona que los gabros del batolito de Jilotlán son más antiguos y están intrusionados por un conjunto de rocas cristalinas pertenecientes al batolito de Jilotlán. Los estudios geoquímicos, la composición isotópica y el análisis de elementos mayores y traza, indican que el magma que dio origen al batolito de Jilotlán proviene del manto superior en un ambiente de subducción, seguido de un fraccionamiento de baja presión y con poca asimilación cortical.

Como se mencionó en los trabajos previos, existen pocas edades isotópicas de U-Pb en rocas ígneas intrusivas del batolito de Jilotlán. Se cuentan con pocos estudios de cartografía, geoquímica, isotopía y petrografía que dificultan su interpretación petrogenética.

El propósito de este estudio fue el de obtener más edades U-Pb en zircones en rocas cristalinas ubicadas en diferentes áreas que cubran el área del batolito de Jilotlán, así como su análisis geoquímico e isotópico y la relación de contacto con las secuencias sedimentarias y volcánicas, para contar con elementos que

permitan comprender su evolución mediante la elaboración de un modelo tectónico.

## 1.7 Objetivos

Los objetivos generales en este trabajo se mencionan a continuación:

- Contribuir con información geocronológica de U-Pb del complejo intrusivo de Jilotlán para ubicarlo temporalmente con rocas plutónicas que afloran a lo largo del Subterreno Zihuatanejo.
- Caracterizar petrológicamente y geoquímicamente las rocas plutónicas de los batolitos de Jilotlán y Manzanillo para compararlas con rocas afines que afloran en el área de estudio.
- Comparar de las relaciones iniciales de estroncio y neodimio de este trabajo con las rocas ígneas intrusivas que afloran al oeste de la cordillera Norteamericana para analizar origen del magmatismo.
- Ubicar espacio-temporalmente al batolito de Jilotlán en los escenarios tectónicos elaborados con modelos previos y proponer una hipótesis acerca de su origen.

## CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA

### 2.1 Metodología de campo

En el área de estudio se recolectaron un total de 56 muestras del batolito de Jilotlán (Tabla 19), 17 muestras corresponden a rocas ígneas de composición básica, 24 rocas ígneas intermedias-silíceas, 12 rocas volcánicas, un xenolito, un esquisto y un conglomerado. En este trabajo se eligieron las muestras JLT 3 y JLT 40c de las rocas volcánicas y las muestras JLT 7, JLT 14, JLT 15, JLT 20, JLT 25, JLT 29, JLT 33, JLT 35, JLT 38 y JLT 40 de las rocas plutónicas intermedias-silíceas para realizar el análisis petrográfico y geoquímica de elementos mayores y traza. Adicionalmente se colectaron cerca del puerto de Manzanillo 3 muestras que pertenecen al batolito de Manzanillo, 2 corresponden a rocas ígneas de composición básica (MZ 3 y MZ 4) y una roca ígnea silícea (MZ 5). Se eligió la muestra MZ 5 para ser incluida en los análisis geoquímicos y petrográficos.

Para fines comparativos, se emplearon los resultados de las muestras analizadas por Schaaf (1990) (muestras MS 23, MS 24, MS 25, MS 26, MS 27, MS 28, MS 68, MS 69 y MS 70 ) y Valdez-Moreno (2006) (JLT 7G y MZ 2) de sus tesis doctorales y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) (JLT 32 y JLT 41 del gabro Maravillas, MZ 3 y MZ 4 del gabro de Manzanillo).

La ubicación de las muestras colectadas en este trabajo y las analizadas por Schaaf (1990) se muestran en el mapa de la figura 17, donde la cartografía geológica a semidetalle se realizó mediante fotointerpretación y verificación de puntos (muestras de mano) (Tablas 15-18).

### 2.2 Metodología Analítica

A continuación se mencionan las metodologías empleadas para el proceso y análisis de las muestras colectadas en el área de estudio.

#### 2.2.1 Trituración y Molienda

En este trabajo se colectó en promedio 15 kg por cada muestra (JLT 3 a JLT 47), se realizó el análisis petrográfico y una comparación de la distribución de las muestras colectadas anteriormente con las del área de estudio para determinar

las muestras que se seleccionarían para ser analizadas por métodos geoquímicos e isotópicos.

Los criterios empleados revelaron que las muestras JLT 3, JLT 7, JLT 14, JLT 15, JLT 20, JLT 25, JLT 29, JLT 33, JLT 35, JLT 38, JLT 40, JLT 40c y MZ 5 presentaron las condiciones perfectas para continuar con los análisis.

Los ejemplares seleccionados se descostraron hasta obtener fragmentos menores a los 10 centímetros con ayuda de un martillo, equipo de seguridad y una base de metal, manteniendo un extremo control de limpieza del equipo.

En el laboratorio de molienda del Instituto de Geofísica de la UNAM se limpiaron los fragmentos de roca sin impurezas utilizando agua desionizada (Mili-Ro) y un cepillo de cerdas de plástico, adicionalmente se usó acetona para enjuagar las muestras y así eliminar cualquier esquirra de metal, enseguida se colocaron en un espacio libre de contaminantes cubiertos con papel por 12 horas.

Cuando las muestras se encontraron secas en su totalidad se trituraron con ayuda de la quebradora de quijadas hasta obtener fragmentos menores a un centímetro, manteniendo un estricto control de la limpieza entre cada muestra para evitar contaminación.

En el proceso de molienda y trituración se utilizó una fracción de la muestra para acondicionar los equipos y evitar contaminación por muestras previamente trituradas.

El material que se obtuvo se pulverizó con el molino de rodillos, repitiendo el procedimiento de limpieza y acondicionamiento por cada muestra, hasta obtener fragmentos del tamaño de arenas gruesas a arenas finas.

Para las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40, se separó una fracción de este material y se tamizó en el Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica de la UNAM para obtener una fracción fina.

Esta fracción se molió con el pulverizador de anillos de acero inoxidable en el Laboratorio de Separación de Minerales del Instituto de Geofísica hasta obtener un polvo muy fino (60  $\mu\text{m}$ ), que se almacenó en 3 contenedores de polietileno con capacidad de 100 grs. esterilizados y etiquetados con la leyenda de *contaminación, FRX e Isotopía*.

### **2.2.2 Fluorescencia de Rayos X (FRX) y Espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP- MS)**

Las muestras seleccionadas para análisis geoquímicos se dividieron en 2 fracciones, una se analizó en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, para obtener la concentración de elementos mayores empleando Fluorescencia de Rayos X, a cargo del Químico Rufino Lozano. La otra fracción se envió al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM, campus Juriquilla, Querétaro para el análisis de la concentración de elementos traza utilizando el ICP-MS a cargo del Dr. Arturo Gómez Tuena.

### **2.2.3. Isotopía de Rb, Sr, Sm y Nd**

El cálculo de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd y la determinación de las relaciones isotópicas, se realizó a través de un proceso de digestión, dilución isotópica, separación de elementos empleando columnas de intercambio iónico y medición en el espectrómetro de masas. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS en los Institutos de Geofísica y de Geología UNAM. Los detalles de preparación se mencionan a continuación.

#### **2.2.3.1. Digestión y Dilución Isotópica**

La muestra asignada para *isotopía* se homogeneizó hasta obtener dos fracciones de aproximadamente 100 mg y 120 mg (0.1-0.12 grs), se colocaron en bombas de teflón tipo Savillex de 15 ml y se pesaron en una balanza de 5 dígitos. Previamente se pesó la bomba vacía y cerrada, enseguida se agregó la muestra de roca total, se cerró y se volvió a pesar.

Después de obtener el peso de la muestra, se añadió un trazador (spike) combinado de Sr-Sm-Nd, en cantidades de acuerdo a la concentración de estos elementos (obtenido por ICP-MS). La diferencia entre el peso de la bomba de digestión con la muestra antes y después de añadir el spike proporcionó el peso del spike.

La digestión de la muestra comenzó al agregar de 5 a 7 ml de HF al 40% y de 1 a 3 gotas de ácido perclórico ( $\text{HClO}_4$ ) y posteriormente se colocó su tapa. Las

bombas se colocaron en parrillas de digestión a temperaturas entre 90 y 100°C por alrededor de 48 horas o en su defecto hasta que se disolvió por completo la muestra.

Una vez que se disolvieron las muestras, se destaparon las bombas permitiendo la evaporación del líquido hasta obtener una pasta compuesta por fluoruros.

Se agregó de 5 a 7 ml de ácido clorhídrico 6N HCl y se dejó reposar 12 hrs en la parrilla de digestión, repitiendo el proceso de evaporación hasta obtener un residuo compuesto de cloruros.

Al residuo de la evaporación se agregó 15 ml de 2N HCl, se dejó reposar y se colocaron las bombas de teflón en la parrilla de digestión hasta que la mezcla se integró a la solución.

Finalmente la muestra (15 ml) se colocó en vasos de 50 ml y se limpiaron las bombas de digestión 2 veces con 10 ml de 2N HCl.

En el Laboratorio de Geoquímica Ultrapura se realizó la separación del 10% de la solución ya digerida para el split de rubidio y se agregó la cantidad de spike de rubidio necesaria de acuerdo a los cálculos realizados. Finalmente se dejó secar la solución totalmente para comenzar con la separación de elementos.

### **2.2.3.2 Separación de elementos**

La separación de elementos se realizó en tres etapas. En la primera etapa se separaron el estroncio y las tierras raras (REE'S) y en la segunda etapa el rubidio, empleando columnas de intercambio iónico de vidrio de cuarzo de 17.5 cm de alto, un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura, relleno de resina catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200-400) calibradas por absorción atómica (AAS).

En la tercera etapa se separó el samario y el neodimio de la solución que contiene las tierras raras, empleando columnas de intercambio iónico pero de dimensiones menores: un radio interior de 0.4 cm y 7 cm de altura, relleno de polvos de teflón + HDEHP, calibradas calorimétricamente.

La separación de los elementos se logró a partir de una combinación de volumen y normalidad del ácido empleado. A continuación se presenta de manera resumida el procedimiento para lograr la separación de elementos:



### *Separación de Sr y tierras raras*

<i>Preparación de muestras</i>	Disolución de la muestra en 1 ml de 2N HCl y centrifugar 30 minutos.
<i>Preparación de las columnas</i>	Acondicionar la resina con 15 ml de 2N HCl. Sacar la muestra con pipeta Pasteur, colocarla directo a la resina y dejarla asentar. Pipetear 4 veces con 1 ml de 2N HCl y dejar asentar cada vez. Agregar 16 ml de 2N HCl y dejar pasar totalmente.
<i>Separación de Sr</i>	Agregar 160 ml de 2N HCl. Agregar 10 ml de 6N HCl. Agregar 15 ml de 6N HCl y recuperar solución de Sr.
<i>Separación de REE'S</i>	Agregar 30 ml de 6N HCl y recuperar la solución de REE'S.
<i>Limpieza de columnas</i>	Agregar 160 ml ~ 6N HCl.

Para separar el rubidio se repiten los procesos de preparación de la muestra y preparación de las columnas y procede lo siguiente:

### *Separación de Rb*

<i>Separación de Rb</i>	Agregar 50-60 ml de 2N HCl. Agregar 10 ml de 2N HCl y recuperar solución de Rb.
<i>Limpieza de columnas</i>	Agregar 220 ml de ~ 6N HCl.

### *Separación de Sm y Nd*

<i>Preparación de muestras</i>	Disolución del split para REE en 200 µl 0.18N HCl.
<i>Preparación de las columnas</i>	Acondicionar la resina con 6-7 ml de 0.18N HCl.

	Sacar la muestra con pipeta Pasteur, colocarla directo a la resina y dejarla asentar. Pipetear 4 veces 250 µl 0.18N HCl y dejar asentar cada vez.
<b><i>Separación de Nd</i></b>	Agregar 6-12 ml de 0.18N HCl. * Agregar 2-4.5 ml de 0.18N HCl y recuperar la solución con Nd.*
<b><i>Separación de Sm</i></b>	Agregar 2.5-5 ml de 0.4N HCl. * Agregar 2.5-3 ml de 0.4N HCl y recuperar la solución con Sm. *
<b><i>Limpieza de columnas</i></b>	Agregar 10 ml de ~6N HCl.

\*Nota: El volumen de ácido empleado para la separación de Sm y Nd varía en cada una de las columnas.

El concentrado del elemento de las muestras se colocó bajo luz infrarroja para evaporar la muestra hasta obtener un volumen de aproximadamente 1 ml y colocarlo en nuevos recipientes de 1.5 ml.

Se dejó evaporar la muestra en su totalidad, de esta manera se logró el concentrado de Rb, Sr, Sm y Nd de las muestras. Se colocó una gota con la muestra sobre filamentos de renio y se introdujeron al carrusel del espectrómetro de masas para comenzar con la medición.

La medición del rubidio se realizó con un espectrómetro de masas NIST-Teledyne SS 1290 con un colector Faraday en el LUGIS, Instituto de Geología de la UNAM, a cargo de la Dra. Maria del Sol Hernández Bernal. Por otra parte la medición del Sr, Sm y Nd se realizó en el Espectrómetro de Masas con Fuente Iónica Térmica, marca FINNIGAN MAT 262 con 8 colectores Faraday en el LUGIS, Instituto de Geofísica.

Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas de Sr y Nd. Los valores ( $1sd = \pm 1\sigma_{abs}$ ) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos.  $2 SE (M) = 2\sigma_{abs} / \text{raíz } n$ . Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$

y  $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 23^*$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ , n = 391), para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.511867 \pm 25^*$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ , n = 204).

(\*): en las dos últimas cifras. n = número de relaciones medidas por corrida.

La incertidumbre relativa de  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ , y de  $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$  ( $1\sigma$ ). La reproducibilidad relativa ( $1\sigma$ ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de  $\pm 4.5$ ,  $\pm 1.8$ ,  $\pm 3.2$  y  $\pm 2.7$  respectivamente.

## 2.2.4 Metodología analítica para fechamientos de rocas

### 2.2.4.1 Separación de minerales

La fracción seleccionada para la separación de minerales de las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 se tamizó hasta separar las partículas más finas (malla # 100 y 120), mismas que se emplearon para obtener un concentrado de zircones por poblaciones.

En el proceso de separación y concentrado de zircones se empleó una técnica experimental de separación denominada informalmente como “bateo”, esta técnica consistió en separar la fracción de minerales pesados por diferencia de densidades empleando un recipiente circular y agua, donde al aplicar movimientos circulares los minerales menos densos como las arcillas permanecían en suspensión y se eliminaron de la muestra al retirar el agua casi en su totalidad. Este proceso se repitió hasta que no se observó material en suspensión.

El material que permaneció en la parte inferior del recipiente se secó en su totalidad empleando lámparas de luz, se eliminaron partículas metálicas con ayuda de un imán y se empleó politungstato de sodio calibrado a una densidad de aproximadamente  $2.8 \text{ g/cm}^3$  para obtener un concentrado de minerales pesados.

Se analizó el concentrado de minerales pesados con la técnica “handpicking” bajo un microscopio binocular para obtener poblaciones de zircones, tomando en cuenta el tamaño del cristal, la forma, el color, la presencia de inclusiones, etc.

En este trabajo se prepararon dos concentrados de zircones de las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40, una se empleó para ser analizada por Espectrometría de Masas con Ionización Térmica con Dilución Isotópica ID-TIMS (Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry) y el segundo se envió al laboratorio del Laser Chron Center de la Universidad del Estado de Arizona, donde se analizaron con Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción adaptado a un sistema de Ablación Laser LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) a cargo del Dr. G. Gehrels.

#### **2.2.4.2 Isotopía de U-Pb**

El cálculo del peso de zircones y la digestión se realizó en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS, en el Instituto de Geofísica, UNAM.

Las poblaciones de las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 se pesaron en una balanza de 6 dígitos, empleando un microscopio binocular y bombas de digestión. Se realizó la limpieza superficial de los zircones con ayuda de diferentes ácidos ( $\text{HNO}_3$  y  $\text{HCl}$ ) con calidad “*supra pur*”.

En el proceso de digestión de las poblaciones, se colocaron los concentrados de cristales en bombas de teflón junto con una pequeña cantidad de HF dentro de un vaso grande de teflón con tapa (liner). Este a su vez, se introdujo a un *metal steel jacket* y se colocó en el horno a  $220^\circ\text{C}$  durante 5 días.

Las muestras digeridas se dejaron enfriar y posteriormente se colocaron en campanas de extracción para evaporar el HF. Enseguida se agregó 10  $\mu\text{l}$  de spike  $^{205}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$ , y finalmente se diluyeron en 600  $\mu\text{l}$  de 3N  $\text{HCl}$ .

#### **2.2.4.3 Separación de elementos**

La separación del U y Pb se realizó con ayuda de columnas de intercambio iónico de 3 cm de altura y resina aniónica DOWEX AG1-X8 (mesh 100-200) desechable. El concentrado de estos elementos se obtuvo a partir de una combinación en volumen, normalidad y tipo de ácido. Los detalles del proceso se mencionan a continuación.

<i>Preparación de las muestras</i>	Agregar 600 µl de 3N HCl y calentar a 90°C por 2 hrs.
<i>Preparación de las columnas</i>	Colocar aproximadamente 250 µl de resina en las columnas.
<i>Limpieza de las columnas</i>	Llenar la columna con agua MQ. Agregar 8N HNO <sub>3</sub> hasta la mitad de la columna. Llenar la columna con agua MQ. Agregar 6N HCl hasta la mitad de la columna. Llenar la columna con agua MQ. Agregar 6N HCl hasta la mitad de la columna. Llenar la columna con agua MQ.
<i>Acondicionamiento de la resina</i>	Agregar 3N HCl hasta la mitad de la columna.
<i>Carga de la muestra</i>	Se coloca la muestra con ayuda de una pipeta de 1000 µl.
<i>Elución</i>	Colocar 3 veces 1 gota de 3N HCl. Colocar 2 veces 3 gotas de 3N HCl.
<i>Colecta de Pb</i>	Después de haber fluido todo el ácido, colocar debajo de las columnas bombas de teflón de 7 ml limpias y agregar 800 µl de 6N HCl para coleccionar el Pb.
<i>Colecta de U</i>	Después de haber fluido todo el ácido, colocar 1.5 ml de agua MQ para coleccionar el U. Dejar evaporar en las campanas de digestión a 90°C. Por último se agrega 1 gota de 0.1 M H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> .
<i>Limpieza de las columnas</i>	La resina se retira de las columnas empleando agua MQ a presión utilizando la piseta, se enjuagan y se colocan en una solución de 6N HNO <sub>3</sub> .

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de sílica gel más ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb):  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.90 \pm 0.05\%$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.08$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.52 \pm 0.11\%$  ( $\pm 1\sigma_{\text{rel}}$ ,  $n = 119$ ).

Al terminar con la separación de U y Pb de las muestras, se colocaron las soluciones sobre filamentos de renio, se introdujeron en el carrusel del Espectrómetro de Masas con Fuente Iónica Térmica, marca FINNIGAN MAT 262 del LUGIS y finalmente se midieron las relaciones isotópicas.

#### **2.2.4.4. Espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción adaptado a un sistema de ablación laser (LA-ICP-MS)**

El fechamiento de zircones de las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 también se realizó empleando Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción adaptado a un sistema de Ablación Laser (LA-ICP-MS) siguiendo el procedimiento establecido en el Laser Chron Center de la Universidad de Arizona por el grupo de trabajo a cargo del Dr. Bodo Weber.

El Espectrómetro de Masas con Plasma Acoplado Inducido adaptado a un sistema de Ablación Laser (LA-ICP-MS) es una herramienta microanalítica adecuada especialmente para proveer resultados geocronológicos de U-Th-Pb precisos, exactos y rápidos en zircones y otros minerales.

Este sistema es capaz de proveer edades  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  en zircones de una manera rápida (< 1.5 minutos por análisis), precisa (generalmente <1.5 % error 1 Sigma) y con un promedio de 30 a 40 análisis por hora.

Los minerales empleados para la datación de U-Th-Pb empleando esta técnica son el zircón, monazita, titanita, y rutilo, en menor proporción está el xenotimo, la perovskita y la baddeleyta.

Sin embargo, el mineral más empleado para datar U-Th-Pb es el zircón debido a la alta temperatura de cierre para el U y muy baja partición de Pb, además por su resistencia al intemperismo mecánico y químico.

Otra de las razones del empleo de zircones para la geocronología de U-Th-Pb se debe a las moderadas concentraciones de U y Th (ppm) pero muy poco Pb (ppb- ppt) al momento de la cristalización.

En el análisis geocronológico de U-Th-Pb empleando LA-ICP-MS se pueden emplear 2 tipos de muestras:

- Un concentrado de minerales montados en una tapa de 1 pulgada de diámetro con resina epóxica que se pulen hasta llegar a la parte central del cristal o,
- Se pueden analizar cristales de una lámina delgada.

En el primer caso se realiza el estudio de catodoluminiscencia de rayos X en los cristales para conocer el zoneamiento y así obtener un reconocimiento de las diferentes fases a la cual fue sujeto el magma.

La certeza, precisión y exactitud de los análisis al emplear esta técnica se obtienen al realizar un análisis simultáneo de los cristales de la muestra con zircones estándar y vidrios NIST.

Algunos de los zircones estándar que se emplean en esta técnica son: Plesovice-337 Ma, Temora-416 Ma, R33-418 Ma, Sri Lanka-564 Ma y 91500-1,065 Ma.

Una vez que se tiene el mapeo de los cristales y la ubicación puntual de las mediciones se hace incidir un pulso de rayo láser para ablasionar los cristales, esto originará la remoción de la muestra y posteriormente se transportará en forma de iones empleando una mezcla de gases de helio y argón hacia el separador electromagnético encargado de conducir los isótopos de U, Th y Pb al multicolector o detector Faraday (9 detectores) para medir simultáneamente los isótopos de  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{204}\text{Pb}$ .

Los datos obtenidos son procesados empleando un software especial enfocado a corregir los errores de correlación y pérdida por fraccionamiento consecuencia de la Ablación Laser y finalmente proporcionar el cálculo de las relaciones isotópicas. De las relaciones isotópicas obtenidas se pueden calcular las edades y obtener las gráficas de concordia. (Gehrels *et al.*, 2008; Solari *et al.*, 2010)

Los resultados del análisis por LA-ICP-MS e ID-TIMS se presentarán en el Capítulo 5: Geoquímica.

# RESULTADOS

## CAPÍTULO 3: RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO

### 3.1 Batolito Jilotlán

Entre los municipios de Tecalitlán y Tamazula de Giordano se colectaron las muestras JLT 14, JLT 15 y JLT 20 (Figura 17) y se clasificaron como un granito masivo con textura fanerítica de grano fino a grueso, no deformado y sin foliación, con vetas de feldespatos potásico y fracturas. En la mineralogía se distinguen cuarzo, plagioclasa, anfíboles y biotitas. Esta en contacto intrusivo con rocas volcánicas (JLT 18 y JLT 19) clasificadas en campo como andesita masiva que presenta fracturas, fallas normales, plegamiento, foliación y metamorfismo (Figura 13).



Figura 13. Afloramiento de andesita altamente fracturada y alterada que aflora en el poblado Agua Escondida.

Hacia la porción central, entre los municipios de Jilotlan de los Dolores y Tecalitlán, se colectaron las muestras JLT 7, JLT 25 y JLT 29 (Figura 17). La muestra JLT 7 se clasificó como una tonalita masiva con textura fanerítica de grano fino, no deformada pero con foliación primaria. En su mineralogía se observa plagioclasa, cuarzo, anfíboles y biotitas. La muestra JLT 25 se colectó en el lecho del río Maravillas, se clasificó como un granito de aspecto masivo con



textura fanerítica de grano medio que afecta a rocas ígneas de composición básica (gabro Maravillas) (Figura 14). Este a su vez se encuentra intrusionado por diques máficos y pegmatíticos (JLT 33) de diversos espesores y direcciones. En su mineralogía se observa cuarzo, plagioclasa, biotitas y anfíboles. La muestra JLT 29 se caltificó como un granito masivo con textura fanerítica de grano fino cuyos principales componentes en muestra de mano son cuarzo, plagioclasa y biotita.



Figura 14. a) Gabro Maravillas con anfíboles de grano fino en una matriz de plagioclasa y enclave de anfíbol-plagioclasa b) Gabro Maravillas con anfíboles de grano medio en una matriz de plagioclasa afectado por la intrusión de un cuerpo leucocrático.

Por otro lado, en la porción noreste del área de estudio, alrededor del municipio de Santa María del Oro, se colectaron las muestras JLT 35 y JLT 38 (Figura 17). Se clasificaron como una granodiorita masiva con textura fanerítica de grano grueso, intemperizados, con fracturas semihorizontales e intrusiones de diques cuarzofeldespáticos donde predomina el cuarzo, plagioclasa, biotita y en menor proporción el anfíbol. Se encuentran en contacto intrusivo con rocas ígneas volcánicas correlacionable con el vulcanismo de la Formación Tepalcaltepec (JLT 3), a su vez este cuerpo masivo se encuentra en contacto por falla lateral con un conglomerado con clastos angulosos de rocas ígneas volcánicas (JLT 36) (Figura 15).



Figura 15. a) Afloramiento de un cuerpo masivo de andesitas correlacionables a la parte volcánica de la Formación Tepalcatepec, b) Conglomerado oligomictico de rocas volcánicas que aflora en los alrededores del municipio de Santa María del Oro, Jalisco.

Al norte del municipio de Tepalcatepec, Michoacán se recolectó la muestra JLT 3 (Figura 17). Se clasificó como una dacita masiva de textura afanítica, con fallas y fracturas en donde sus fases minerales presentan plagioclasa, anfíboles y cuarzo. Entre los municipios de Tepalcatepec, Michoacán y Ahuijullo, Jalisco se colectaron las muestras JLT 40 y JLT 40c (Figura 17). La muestra JLT 40 se clasificó como un granito masivo con textura fanerítica de grano grueso, altamente fracturado, afectado por diques máficos (JLT 40c) y con fallas normales con una mineralogía de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y en menor proporción anfíboles (Figura 16). La muestra JLT 40c se clasificó como un dique andesítico masivo con textura afanítica. Hacia el municipio de Ahuijullo, Jalisco el granito se encuentra en contacto intrusivo con una secuencia vulcanosedimentaria compuesta de lutitas, areniscas y calizas de aproximadamente 2 metros de espesor.



Figura 16. a) Textura inyectada entre el batolito de Jilotlán y el gabro Maravillas e intrusión de diques máficos y b) Textura permeable del batolito de Jilotlán sobre diques máficos.

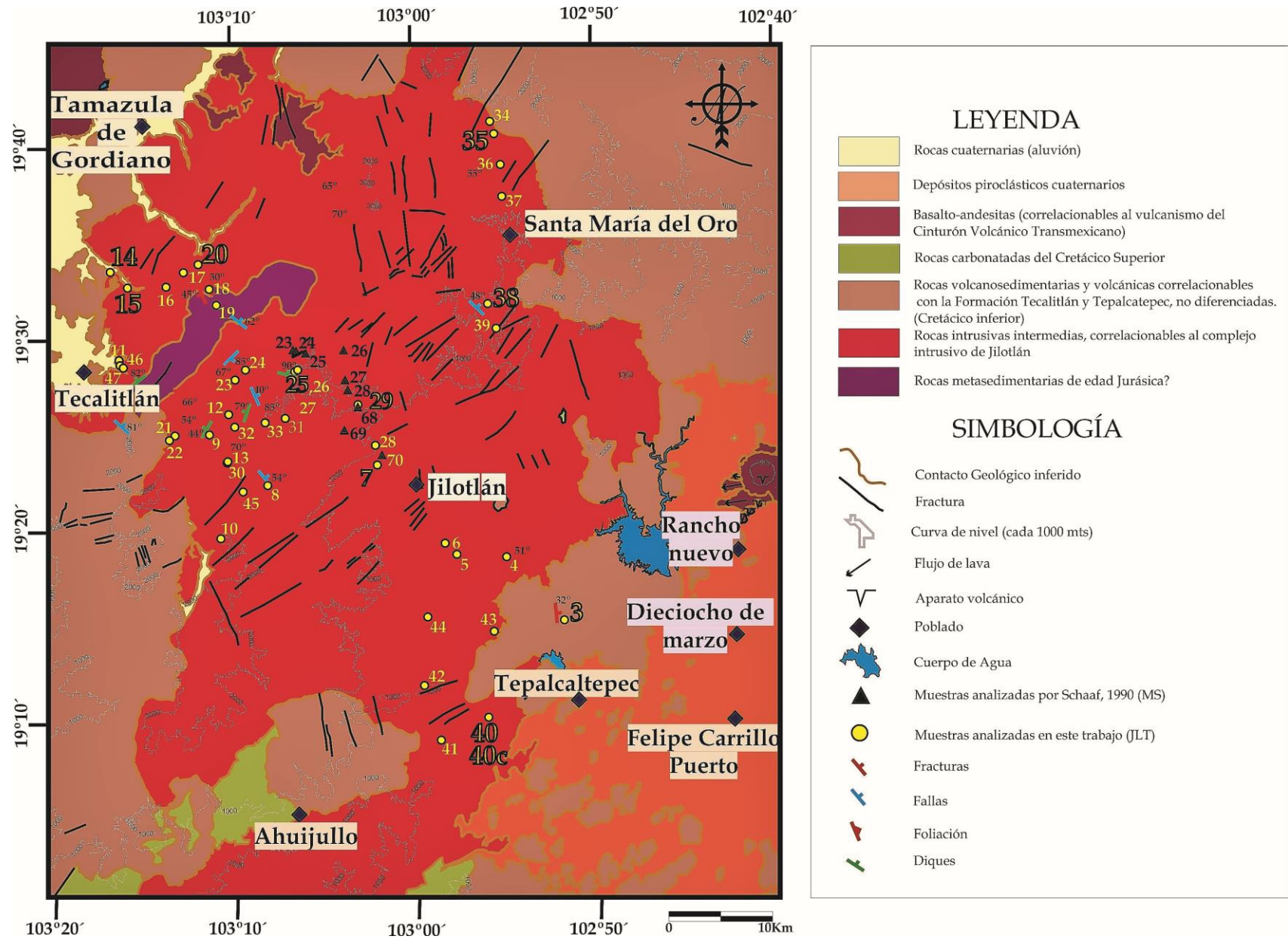


Figura 17. Mapa Geológico del área de estudio con los sitios de las muestras.

### 3.2 Batolito Manzanillo

En el puerto de Manzanillo sobre la carretera 200 se colectaron las muestras MZ 3 y MZ 4, se clasificaron en campo como gabros masivos con textura fanerítica de grano medio a grueso, fracturados y con foliación. En su mineralogía predomina la plagiocasa y anfíboles y cúmulos de anfíboles (Figura 18a).

A lo largo de la carretera 200 que va de Ciudad Armería al Puerto de Manzanillo, Colima se colectó la muestra MZ 5, se clasificó como un granito masivo con textura fanerítica de grano medio, no deformado, sin foliación y fracturas. En sus fases minerales predomina el cuarzo, feldespato potásico y la plagioclasa (Figura 18b).



Figura 18. Afloramientos del batolito de Manzanillo a) Gabro con textura porfídica. b) Granito con textura porfídica (cuarzo-feldespato potásico y plagioclasa).

## CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA

Se realizó el análisis petrográfico y modal a nueve muestras que corresponden al batolito de Jilotlán, dos del gabro Maravillas, una roca volcánica de la Formación Tepalcatepec, dos diques que cortan al batolito de Jilotlán y al gabro Maravillas y tres del batolito de Manzanillo.

La identificación del tipo de plagioclasa y el contenido de anortita se obtuvo empleando el método de Michel-Lévy, para el feldespato potásico se recurrió a la técnica de tinción de láminas delgadas realizada en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM a cargo de la Dra. Lucia Capra Pedol.

La descripción petrográfica del batolito de Jilotlán se realizó en 4 transectos: 1. Tecalitlan-Tamazula de Giordano, 2. Jilotlán de los Dolores- Tecalitlán, 3. Santa María del Oro y 4. Tepalcatepec-Ahuijullo.

A continuación se describen las observaciones petrográficas de las muestras agrupadas por litología.

### 4.1 Batolito Jilotlán

#### Tecalitlán - Tamazula de Giordano.

La muestra JLT 14 es una roca holocristalina con textura granular hipidiomórfica, compuesta por plagioclasa, biotita, hornblenda, cuarzo y feldepató potásico. Se identificó labradorita ( $An_{65}$ ). Los cristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales de grano fino (Tabla 3), se observan maclas polisintéticas, texturas poikilíticas y sericitización (Figura 19 a y b). Los cristales de cuarzo euhedrales de grano fino son escasos. El feldespato potásico anhedral de grano fino se observa en intersticios. Las biotitas subhedrales de grano medio con óxidos predominan con respecto a anfíboles (hornblenda) subhedrales de grano medio con texturas poikilíticas (Figura 19 e y f). Los cristales de zircón ( $100\ \mu m$ ) se encuentran dentro de cristales de plagioclasa (Figura 20 d). Según la abundancia de sus minerales, esta roca se clasificó como una cuarzodiorita de biotita-hornblenda (Figura 32).

Las muestras JLT 15 y JLT 20 son rocas holocristalinas con textura hipidiomórfica, su asociación mineral esta conformada por plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita y feldespato potásico. Se identificó labradorita ( $An_{55-53}$ ). Los cristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales de grano medio-fino (Tabla 3), presentan zoneamiento, maclado polisintético y sericitización en los núcleos (Figura 19 c y d). Los cristales de cuarzo subhedrales de grano fino tienen contactos engolfados con plagioclasas. El feldespato potásico subhedral de grano fino se encuentra rellenando intersticios entre cristales de plagioclasas. Se identificaron hornblendas y biotitas euhedrales y subhedrales de grano medio con texturas poikilíticas en desequilibrio con plagioclasas (Figura 20 a, b y c). Los óxidos se encuentran reemplazando a minerales ferromagnesianos. Se identificaron zircones menores a las 100 micras. Estas rocas se clasificaron como granodioritas de hornblenda-biotita (Figura 32).

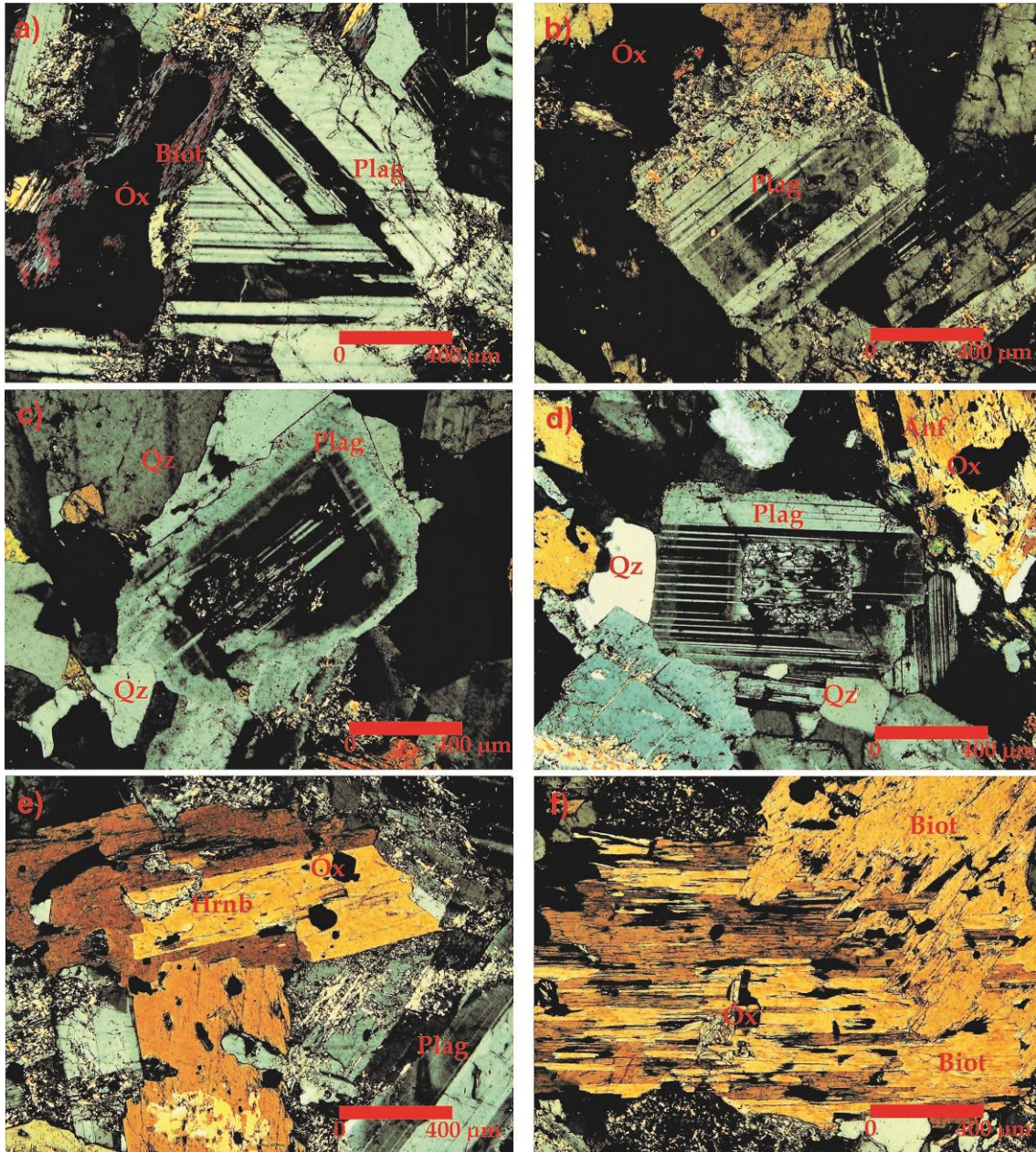


Figura 19. a) Cristal de plagioclasa en desequilibrio con cristales de biotita (JLT 14). b) Cristal de plagioclasa alterado a sericita (JLT 14). c) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento (JLT 20). d) Fenocristal de plagioclasa con núcleo sericitizado (JLT 20). e) Fenocristal de anfíbol con bordes corroídos y óxidos (JLT 14). f) Fenocristales de biotita con óxidos (JLT 14).

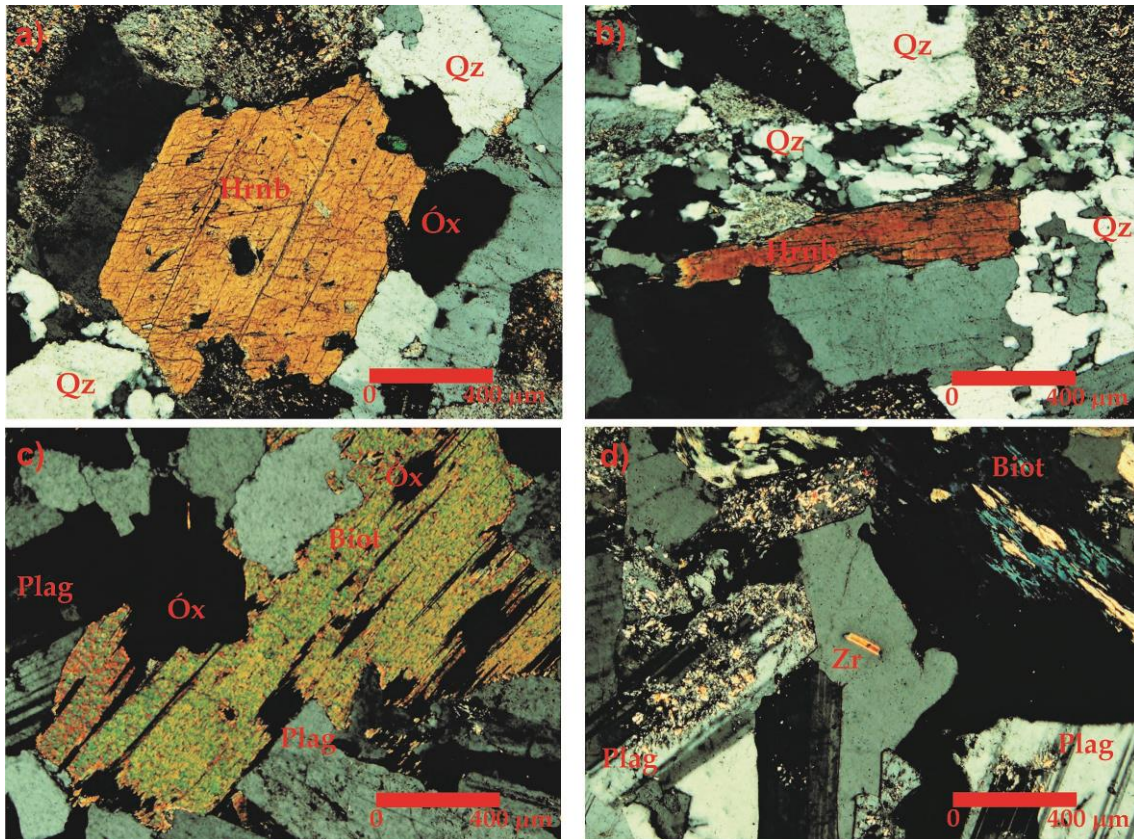


Figura 20. a) Fenocristal de hornblenda con textura poikilitica en desequilibrio con cristales de plagioclasa. (JLT 15) b) Recristalización de cuarzo rellenando fracturas (JLT 15). c) Fenocristal de biotita con óxidos (JLT 20). d) Cristal de zircón dentro plagioclasa (JLT 14).

### Jilotlán de los Dolores - Tecalitlán.

Las muestras JLT 7, JLT 25 y JLT 29 son rocas holocristalinas con textura hipidiomórfica, en su mineralogía predomina plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, hornblenda y piroxeno. Se identificó labradorita ( $An_{65-61}$ ). Los cristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales de grano medio (Tabla 3), algunos presentan maclas polisintéticas, zoneamiento, sericitización y texturas poikiliticas (Figura 21 a y b). Los cristales de cuarzo subhedrales de grano medio (Tabla 3) están en desequilibrio con plagioclasas y minerales ferromagnesianos. En menor proporción se observa feldespato potásico subhedral de grano fino-medio en desequilibrio con cuarzo y plagioclasa. Los minerales máficos son biotita y anfíbol subhedra de grano medio-grueso (Tabla 3) en desequilibrio con plagioclasa (Figura 21 b, d y e), algunos piroxenos subhedrales de grano fino son reemplazados por anfíbol y óxidos (Figura 21 c). Se observan zircones de 100 a 300 micras aproximadamente (Figura 21 f y g). Estas muestras se clasificaron como granodioritas de biotita-hornblenda (ver figura 32).



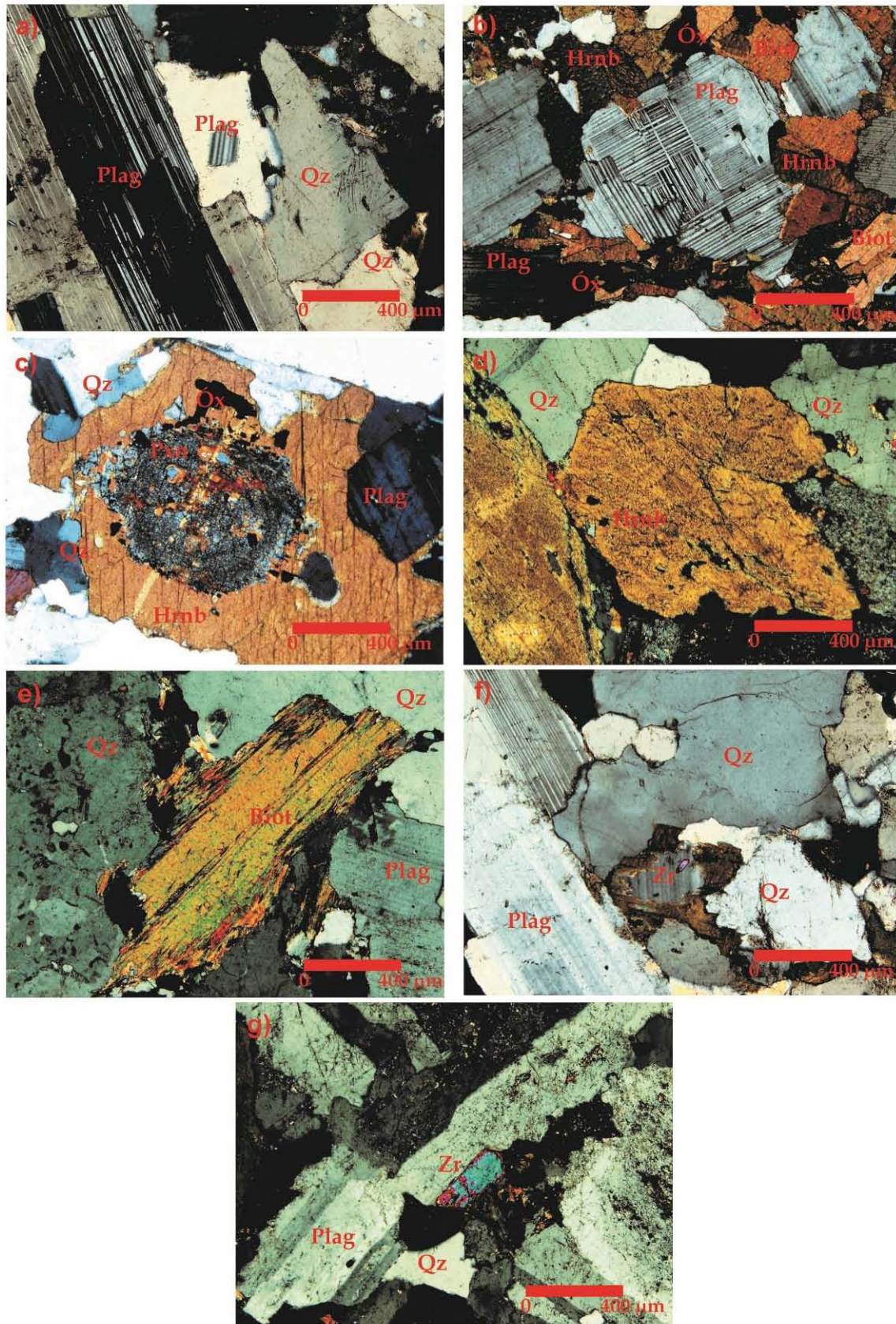


Figura 21. a) Plagioclasas en equilibrio con cuarzo (JLT 7) b) Agregados de plagioclasa (JLT 7) c) Cristal de piroxeno reemplazado por cristales de anfíbol y óxido (JLT 7) d) Fenocristal de anfíbol y óxidos con cuarzo y plagioclasa (JLT 25) e) Fenocristal de biotita con óxidos (JLT 29) f) y g) Zircones dentro de plagioclasa (JLT 7 y JLT 25)

## Santa María del Oro.

La muestra JLT 35 es una roca holocristalina con textura granular hipidiomórfica, compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, feldespato potásico y piroxeno. Se identificó labradorita ( $An_{58}$ ). Los cristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales de grano medio (Tabla 3) con texturas poikilíticas, algunos alterados a sericita (Figura 22 a y b). Los cristales de cuarzo policristalino son subhedrales de grano fino (Tabla 3) y están en equilibrio con plagioclasas. Los cristales de feldespato potásico subhedrales de grano fino tienden a estar sericitizados y en intersticios. Los minerales de hornblenda y piroxeno son anhedrales de grano medio (Tabla 3), algunos cristales de hornblenda están siendo reemplazados por óxidos. Se clasificó a esta muestra como una granodiorita de hornblenda (Figura 32).

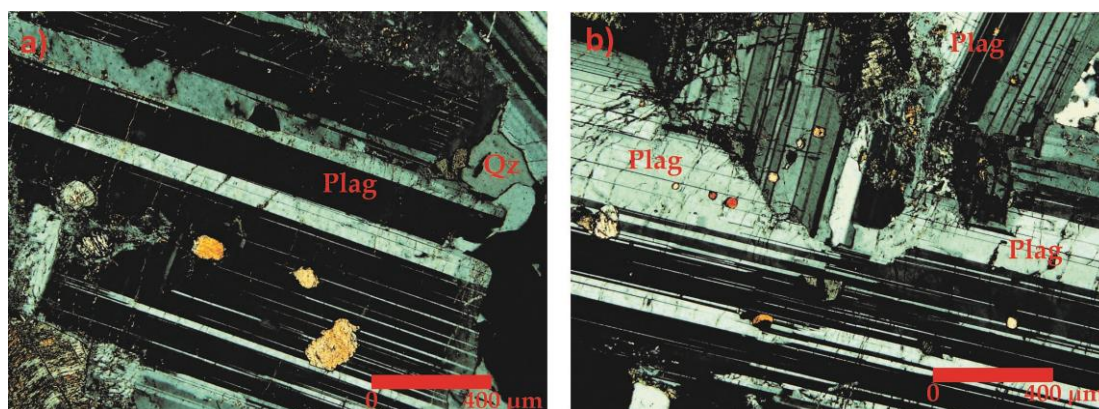


Figura 22. a) y b) Textura poikilítica en las plagioclasas (JLT 35).

La muestra JLT 38 es una roca holocristalina con textura granular hipidiomórfica, en sus fases minerales predominan cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los cristales de cuarzo policristalino son subhedrales y de grano fino (Tabla 3), están en desequilibrio con otros cristales de cuarzo subhedrales de grano medio, plagioclasa y minerales ferromagnesianos (Figura 23 a, b, c y d). Se identificó labradorita ( $An_{66}$ ). Los cristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales de grano fino (Tabla 3) y predominan cristales con zonamiento algunos presentan bordes corroídos y texturas poikilíticas (Figura 23 a, b, c y d). El feldespato potásico anhedral de grano fino se encuentra diseminado en los intersticios. Se observan biotitas euhedrales-subhedrales de grano fino (Tabla 3)

que presentan deformación y reemplazamiento por óxidos (Figura 23 e y f). Esta roca se clasificó como un granito de biotita (Figura 32).

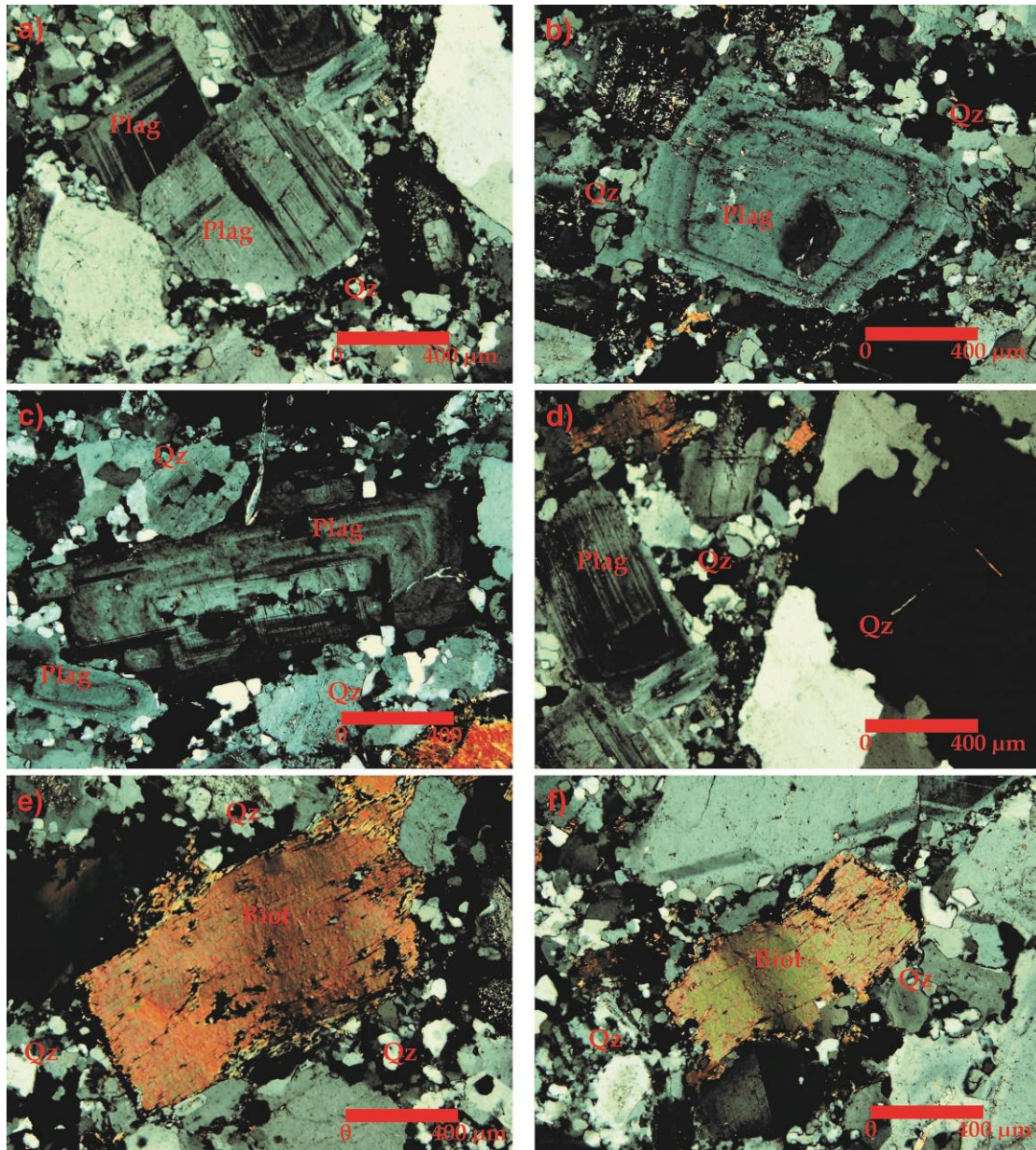


Figura 23. a) Fenocristal de plagioclasa en desequilibrio con cuarzo microcristalino. b) y c) Zoneamiento de cristales de plagioclasa en desequilibrio con cuarzo. d) Fenocristal de cuarzo y cuarzo microcristalino en desequilibrio con plagioclasa y biotita. e) y f) Cristales tabulares y deformados de biotita en desequilibrio con cuarzo microcristalino.

### Tepalcatepec - Ahuijullo.

La muestra JLT 40 es una roca holocristalina con textura granular hipidiomórfica. Su asociación mineral esta formada principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda. Los cristales de cuarzo son subhedrales y de grano fino (Tabla 3), están en desequilibrio con plagioclasas,

minerales ferromagnesianos y feldespato potásico subhedral de grano fino-medio (Figura 24 a y b). La mayoría de los cristales de feldespato potásico presentan sericitización. Los cristales de plagioclasa son subhedrales de grano fino (Tabla 3) y también presentan sericitización (Figura 24 c y d). Los minerales de hornblenda y biotita son euhedrales a subhedrales de grano medio (Tabla 3) y tienden a ser reemplazados por óxidos (Figura 24 e y f). Esta roca se clasificó como granito de hornblenda-biotita (Figura 32).

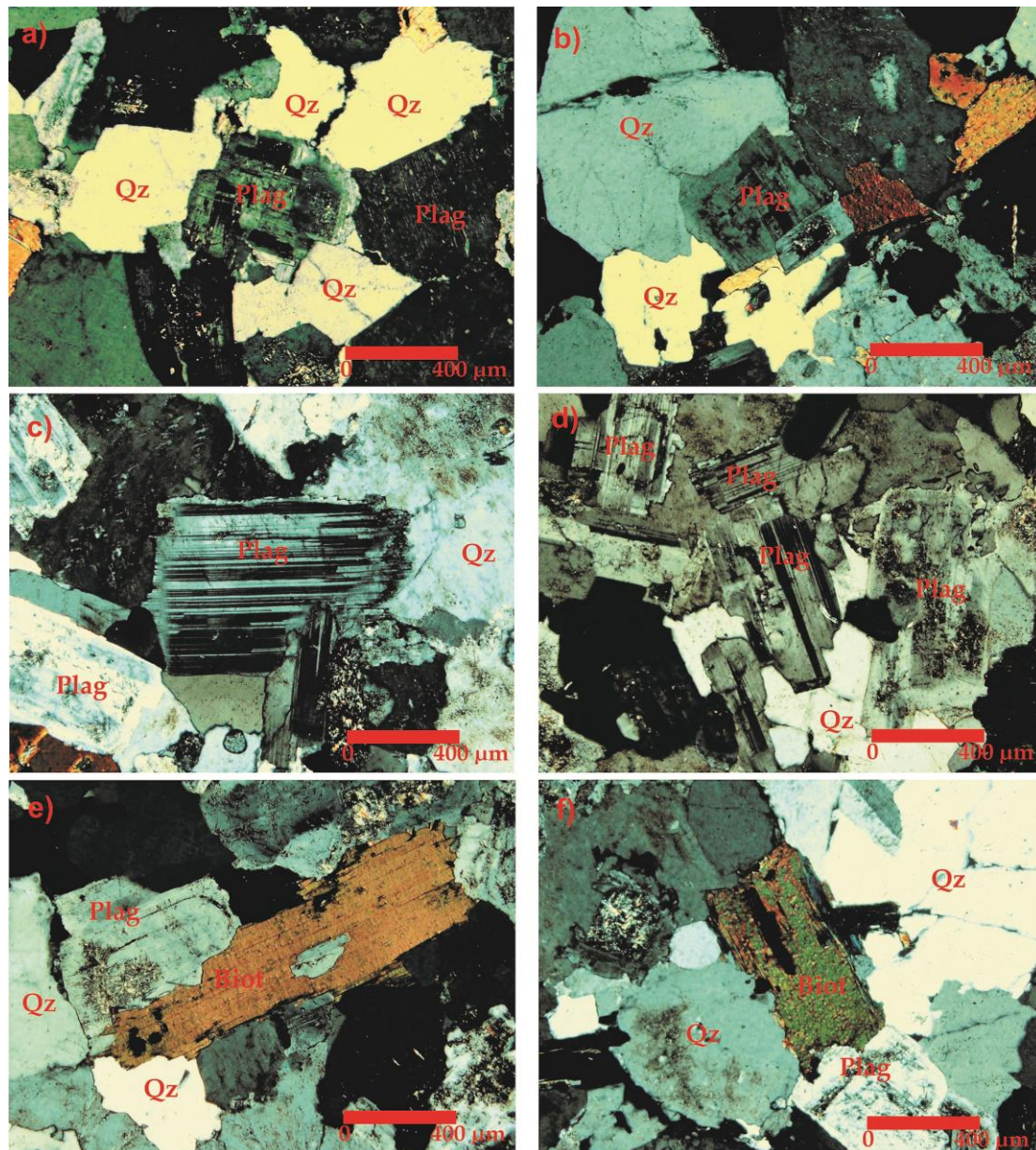


Figura 24. a) y b) Fenocristales de plagioclasa sericitizados en desequilibrio con cuarzo. c) y d) Fenocristales de plagioclasa en desequilibrio con cuarzo. e) y f) Fenocristales de biotita con óxidos en desequilibrio con cuarzo y plagioclasa.

## **4.2 Gabro Maravillas**

Las muestras JLT 32 y JLT 41 son rocas holocristalinas con textura granular hipidiomórfica, en su mineralogía predomina plagioclasa y anfíbol. Se identificó labradorita ( $An_{51}$ ) en la muestra JLT 32. La plagioclasa euhedral-subhedral de grano fino-medio (Tabla 3) tiene texturas poikilíticas con inclusiones de epidota (Figura 25 a y b). Se lograron distinguir dos tipos de anfíboles, uno de color café (hornblenda) (Figura 25 d, e y f) y otro verde, subhedral de grano medio (Tabla 3). Como minerales secundarios hay óxidos y calcita inmersos en hornblenda (Figura 25 c, d, e y f). Se clasificaron estas rocas como gabros de hornblenda (Figura 32).

## **4.3 Rocas Volcánicas**

La muestra JLT 3 presenta una textura hipocristalina, mineralógicamente está compuesta principalmente de plagioclasa, piroxeno y anfíbol en una matriz de cristales de plagioclasa, feldespato potásico y vidrio. Los cristales de plagioclasa son euhedrales-subhedrales de grano fino, tienen texturas poikilíticas con inclusiones de óxidos y en algunos cristales se observa disolución y zoneamiento (Figura 26 a y c). Los minerales de piroxeno y anfíbol son euhedrales-subhedrales de grano fino con óxidos y texturas poikilíticas (Figura b, c y d). Como minerales secundarios se identificaron cristales subhedrales de epidota y óxidos. Esta roca se clasificó como una andesita de piroxeno (Figura 32).

## **4.4 Diques.**

La muestra JLT 33 se clasificó en campo como un dique pegmatítico que intrusión a rocas plutónicas del batolito de Jilotlán. En lámina delgada es una roca holocristalina con textura granular hipidiomórfica, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico (microclina) y plagioclasa ( $An_6$ ) euhedrales-subhedrales de grano fino-medio (Tabla 3). Se identificaron dos generaciones de cuarzo: la primera esta formada por cristales subhedrales de grano fino (Tabla 3) con texturas poikilíticas e inclusiones de cristales de muscovita y en la segunda generación el cuarzo es policristalino euhedral de

grano fino (Tabla 3) rellenando fracturas. Los cristales de microclina subhedrales de grano fino-medio (Figura c, e y f) se encuentran en desequilibrio con cuarzo y plagioclasa que presentan texturas mirmequitas (Figura 27 a y b). Las plagioclasas son euhedrales-subhedrales de grano medio-fino con maclas polisintéticas en equilibrio con cuarzo (Figura 28 a, b y d). Como minerales accesorios se observa muscovita subhedral de grano fino (Tabla 3) reemplazada por óxidos (Figura 27 c y d). Esta muestra se clasifico como granito de muscovita (Figura 32).

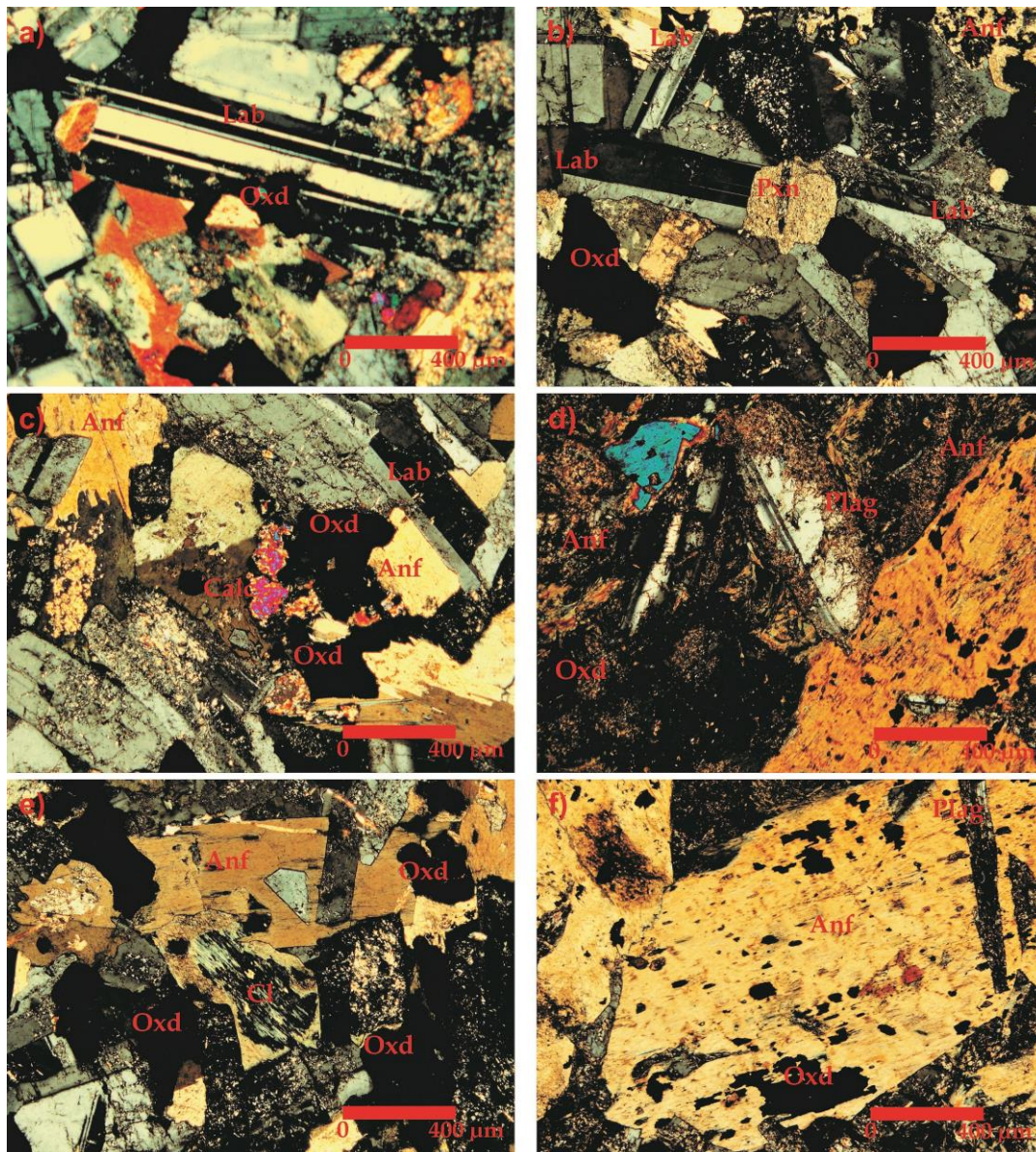


Figura 25. a) Fenocristal de labradorita en equilibrio con anfíboles y plagioclasa (JLT 32). b) Cristal de piroxeno en equilibrio con plagioclasa y anfíboles con óxidos (JLT 32). c) Cristales de anfíbol con óxidos e intercrecimiento de calcita (JLT 32). d) Cristales de anfíbol y plagioclasa en desequilibrio (JLT 41). e) Cristales de anfíbol y clorita con óxidos (JLT 32). f) Fenocristal de anfíbol con textura poikilitica (JLT 41).

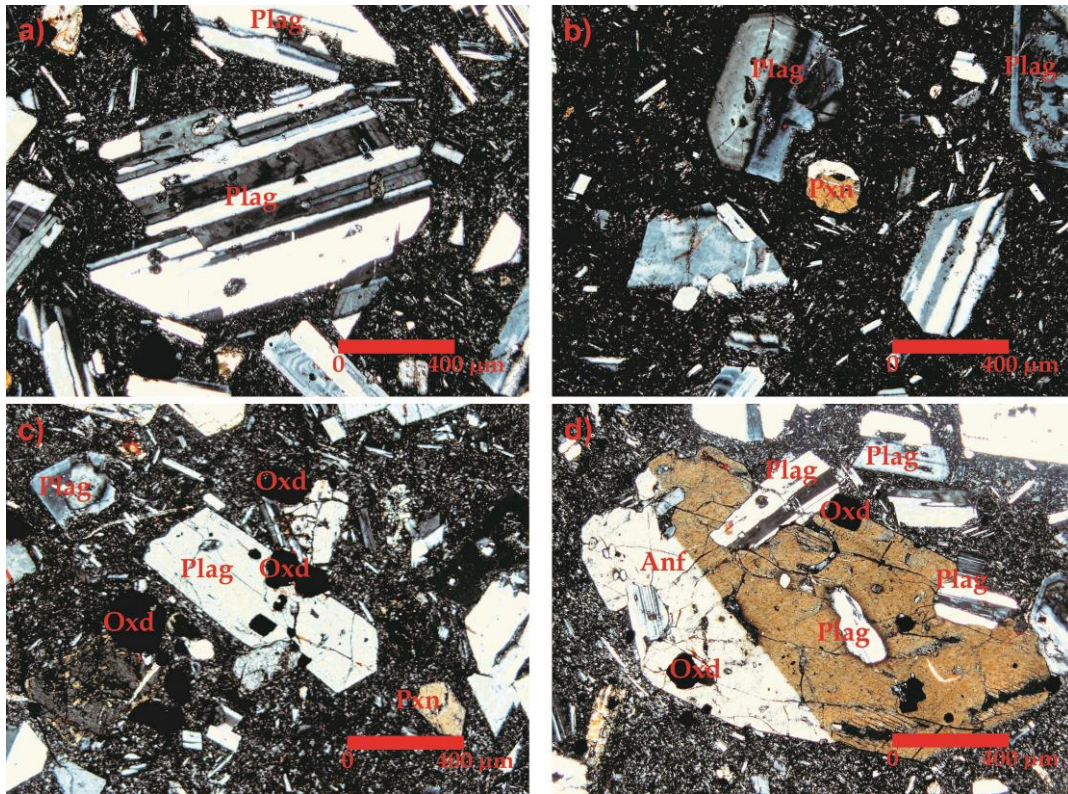


Figura 26. a) Fenocristal de plagioclasa con textura poikilitica en una matriz vítrea. b) Cristales de plagioclasa con zoneamiento y piroxeno en equilibrio. c) Fenocristal de plagioclasa con textura poikilitica e intercrecimiento de óxidos. d) Fenocristal de anfíbol con intercrecimiento de plagioclasa.

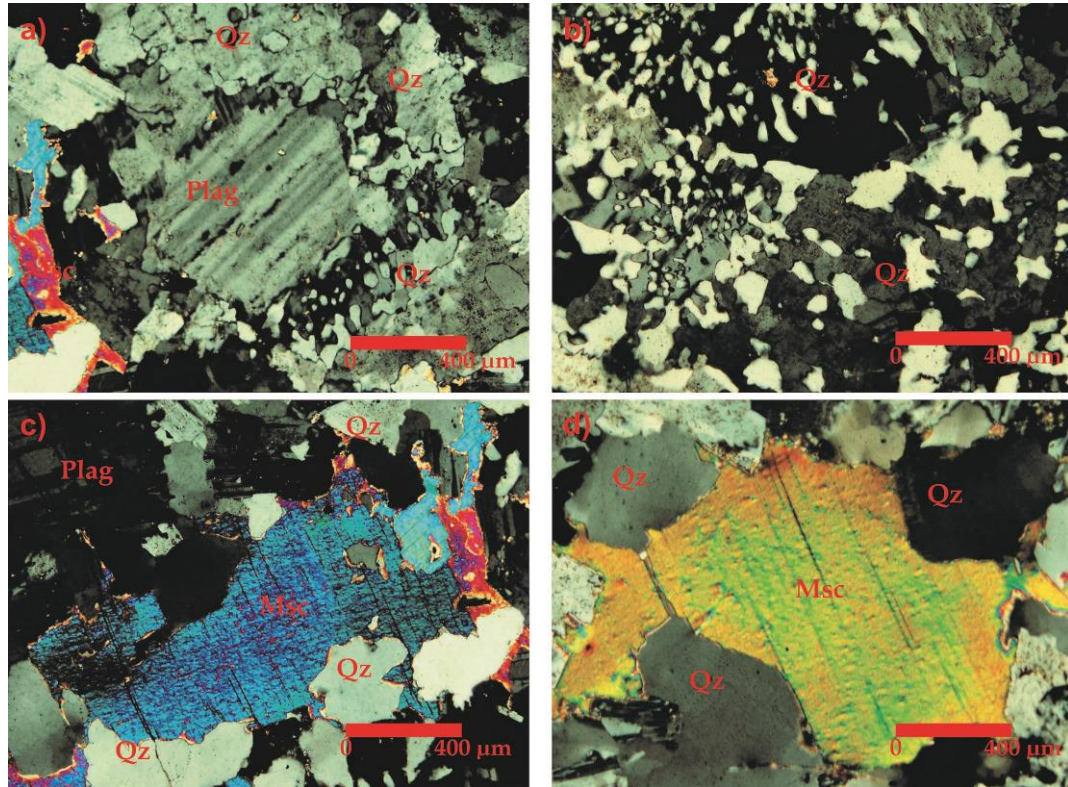


Figura 27. a) Fenocristal de plagioclasa y muscovita en una matriz de textura mirmequítica. b) Textura mirmequítica (intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa). c) y d) Fenocristales de muscovita con bordes corroídos e intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa.

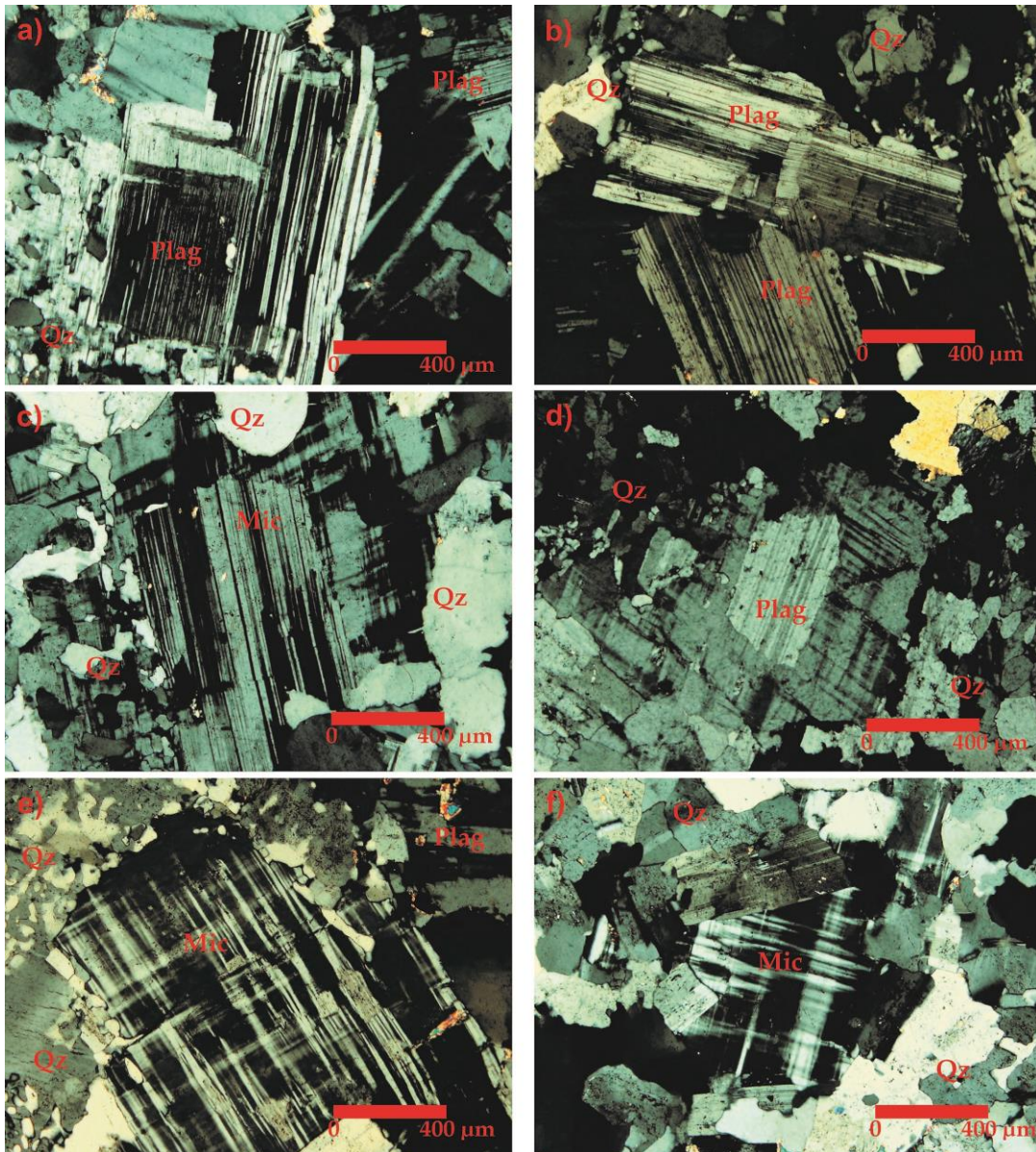


Figura 28. a) y b) Fenocristales tabulares de plagioclasa en equilibrio con cuarzo. c) y d) Cristales en equilibrio de plagioclasa, microclina y cuarzo. e) y f) Fenocristales de microclina en una matriz de textura mirmequítica y cuarzo.

En muestra de mano la muestra JLT 40c se clasificó como un dique máfico que corta al gabro Maravillas. En lámina delgada presenta textura hipocristalina, mineralógicamente está conformada por piroxenos euhedrales de grano fino dentro de una matriz de cristales tabulares de plagioclasa, feldepató potásico y vidrio (Tabla 3) (Figura 29 c y d). Los cristales de anfíboles son subhedrales de grano fino y son escasos. Se identificaron óxidos y calcita reaccionando con piroxeno (Figura 29 a y b). Se clasificó esta roca como una andesita de piroxeno (Figura 32).



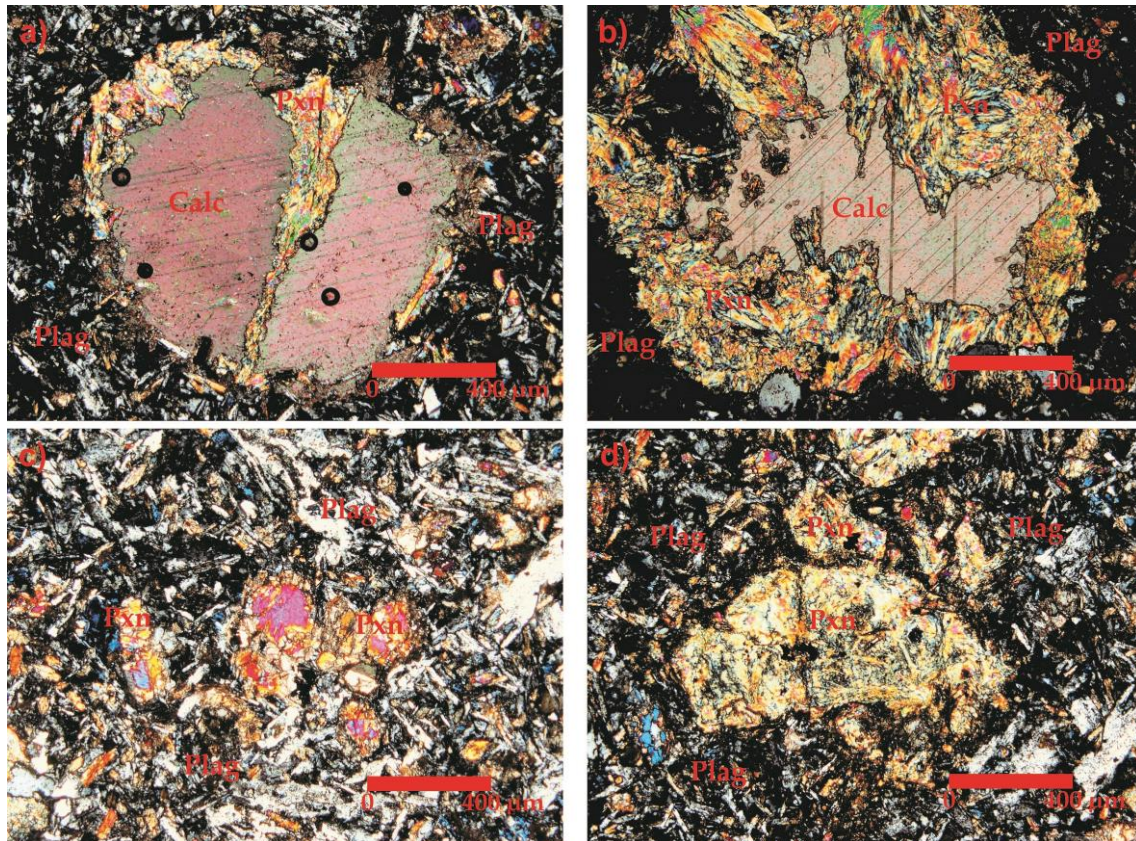


Figura 29. a) y b) Recristalización de calcita en un cristal de piroxeno en una matriz de microcristales de plagioclasa. c) y d) Cristales de piroxeno alterados en una matriz de plagioclasa.

#### 4.5 Batolito Manzanillo.

Los gabros y granitos del batolito de Manzanillo son rocas holocristalinas con textura granular hipidiomórfica. Las fases minerales de las muestras MZ 3 y MZ 4 están compuestas principalmente por plagioclasa (labradorita ( $An_{58-53}$ ) anhedral y subhedral de grano medio (Figura 30 a), anfíboles y piroxeno. Se identificaron dos tipos de anfíboles y clinopiroxenos subhedrales a anhedrales de grano fino a medio. Algunos piroxenos se encuentran reemplazados por anfíbol. (Figura 30 a, b, c, d, e y f). Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) proponen que se trata de 2 generaciones de anfíboles (cumingtonita- hornblenda) y clinopiroxeno (augita-diópsida). Como minerales secundarios se observan cloritas, calcita y epidota anhedrales de grano fino-medio y óxidos reemplazando a minerales ferromagnesianos (Figura 30 g y h). Estas rocas se clasificaron como gabros de hornblenda - piroxeno (Figura 32).



Figura 30. a) Intercrecimiento de plagioclasa y piroxeno (MZ 4). b) Cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno en equilibrio (MZ 3). c), d) y e) Cristales de piroxeno reemplazados por anfíbol y óxidos en una matriz de plagioclasa (MZ 3). f) Cristales de piroxeno dentro de un fenocristal de anfíbol (MZ 4). g) Cristal de anfíbol en contacto con piroxeno y clorita (MZ 4). h) Cristal de clorita en contacto con anfíbol, óxidos y plagioclasa (MZ 4).

La muestra MZ 5 presenta en su mineralogía cuarzo subhedral y anhedral de grano fino, feldespato alcalino anhedral y subhedral de grano fino con sericitización y plagioclasa subhedral de grano fino-medio con zoneamiento y alteración a sericita (Figura 31 a y b). Los anfíboles y biotitas son subhedrales a anhedrales de grano fino. Algunos cristales de biotita presentan deformación. Como minerales secundarios se observan cristales de clorita subhedrales de grano fino y óxidos reemplazando a minerales ferromagnesianos (Figura 31 c y d). Se clasificó esta roca como granito de honblenda - biotita (Figura 32).

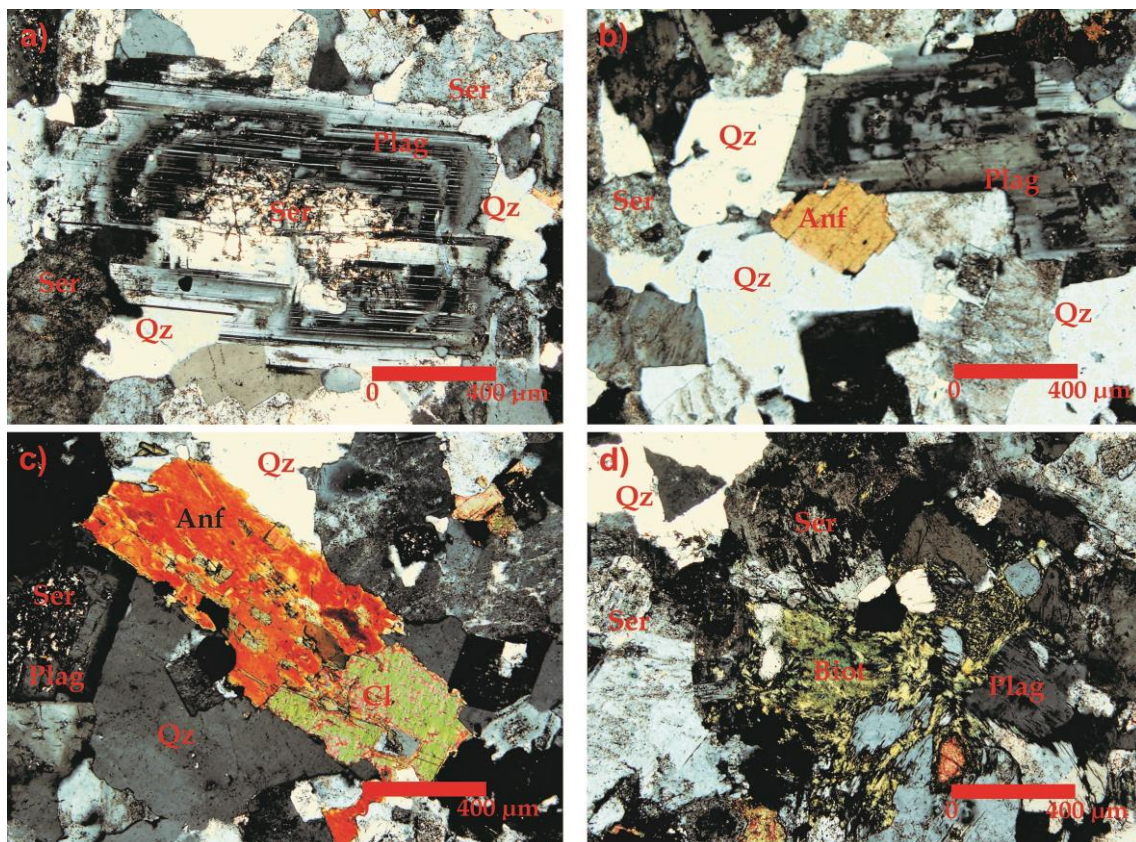


Figura 31. a) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento y sericita. b) Cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo en equilibrio. c) Fenocristal de anfíbol con clorita, cuarzo y plagioclasa. d) Intercrecimiento de biotita en plagioclasa.

A continuación se reportan los resultados del análisis modal de las muestras analizadas anteriormente, así como la relación del porcentaje de minerales en cada una de las muestras, el tamaño promedio de los cristales y la clasificación de las muestras en el diagrama Streckeisen (Tabla 2, 3 y 4) (Figura 32).

**Relación aproximada de la mineralogía en porcentaje (%).**

Muestra	Clasificación	Plagioclasa	Hornblenda	Piroxeno	Biotita	Clorita	Muscovita	Cuarzo	Feldespato Alcalino	Óxidos	Epidota	Calcita	Olivino
JLT 3	Andesita	78	3	8	0	0	0	0	8	3	0	0	0
JLT 7	Granodiorita	37	8	1	16	0	0	32	5	1	0	0	0
JLT 14	Cuarzodiorita	57	8	0	22	0	0	7	4	2	0	0	0
JLT 15	Granodiorita	47	10	0	8	0	0	28	6	1	0	0	0
JLT 20	Granodiorita	45	12	0	10	0	0	25	7	1	0	0	0
JLT 25	Granodiorita	41	10	0	9	0	0	31	9	0	0	0	0
JLT 29	Granodiorita	31	1	0	3	0	0	55	10	0	0	0	0
JLT 32	Gabro	54	31	0	0	0	0	0	1	12	1	1	0
JLT 33	Granito	19	0	0	0	0	3	51	28	0	0	0	0
JLT 35	Granodiorita	36	21	6	0	0	0	20	15	2	0	0	0
JLT 38	Granitoide rico en cuarzo	18	0	0	8	0	0	57	16	1	0	0	0
JLT 40	Granito	17	2	0	5	0	0	51	25	0	0	0	0
JLT 40c	Andesita	66	2	29	0	0	0	0	1	0	0	1	1
JLT 41	Gabro	47	24		0	22	0	0	0	4	0	1	0
MZ 3	Gabro	72	8	14	0	0	0	0	0	6	0	0	0
MZ 4	Gabro	57	36	0	0	0	0	0	1	4	1	0	0
MZ 5	Granito	16	2	0	1	3	0	41	36	1	0	0	0

Tabla 2. Porcentaje de minerales presentes en las muestras analizadas del área de estudio.

**Tamaño promedio de los cristales (micrómetros  $\mu\text{m}$ )**

Muestra	Clasificación	Plagioclasa	Hornblenda	Piroxeno	Biotita	Clorita	Cuarzo	Feldespatos Alcalinos	Óxidos	Epidota	Olivino	Calcita
JLT 3	Andesita	1,115	625	250	n/d	n/d	n/d	55	375	n/d	n/d	n/d
JLT 7	Granodiorita	1,500	875		625	n/d	375	200	625	n/d	n/d	n/d
JLT 14	Cuarzodiorita	1,200	1,425	n/d	1,540	n/d	600	90	550	n/d	n/d	n/d
JLT 15	Granodiorita	1,325	1,650	n/d	1,650	n/d	1,100	225	750	n/d	n/d	n/d
JLT 20	Granodiorita	1,875	860	n/d	910	n/d	710	75	430	n/d	n/d	n/d
JLT 25	Granodiorita	1,390	1,875	n/d	2,125	n/d	1,600	1100	220	n/d	n/d	n/d
JLT 29	Granodiorita	1,440	1,300	n/d	950	n/d	825	700	n/d	n/d	n/d	n/d
JLT 32	Gabro	1,140	1,140		n/d	925	n/d	20	590	500	n/d	375
JLT 33	Granito	660	n/d	n/d	n/d	n/d	1,625	1,300	160	n/d	n/d	n/d
JLT 35	Granodiorita	2,725	1,700		n/d	n/d	350	400	1,325	n/d	n/d	n/d
JLT 38	Granitoide rico en cuarzo	1,513	n/d	n/d	1,200	n/d	1,525	500	250	n/d	n/d	n/d
JLT 40	Granito	1,013	700	n/d	650	n/d	975	1000	250	n/d	n/d	n/d
JLT 40c	Andesita	125	925	625	n/d	550	n/d	30	50	n/d	325	825
JLT 41	Gabro	860	1,510		n/d	600	n/d	10	390	n/d	n/d	200
MZ 3	Gabro	1,600	650	675	n/d	n/d	n/d	15	525	n/d	n/d	n/d
MZ 4	Gabro	1,500	2,850	575	n/d	1,500	n/d	10	925	150	n/d	30
MZ 5	Granito	1,125	400	n/d	425	500	850	875	675	n/d	n/d	n/d

Tabla 3. *Tamaño promedio de los cristales en cada muestra analizada del presente trabajo. n/d: no determinado.*

**Análisis modal de las muestras analizadas en el área de estudio (número de puntos)**

Muestra	Clasificación	Plagioclasa (P)	Hornblenda	Piroxeno	Biotita	Clorita	Muscovita	Cuarzo (Q)	Feldespatos Alcalinos (A)	Óxidos	Epidota	Calcita	Olivino	Total
JLT 3	Andesita	536	21	55	0	0	0	0	55	21	0	0	0	687
JLT 7	Granodiorita	279	60	8	121	0	0	241	38	8	0	0	0	754
JLT 14	Cuarzodiorita	340	48	0	131	0	0	42	24	12	0	0	0	596
JLT 15	Granodiorita	317	68	0	54	0	0	189	41	7	0	0	0	675
JLT 20	Granodiorita	273	73	0	61	0	0	152	42	6	0	0	0	607
JLT 25	Granodiorita	255	62	0	56	0	0	193	56	0	0	0	0	621
JLT 29	Granodiorita	216	7	0	21	0	0	383	70	0	0	0	0	697
JLT 32	Gabro	383	220	0	0	0	0	0	7	85	7	7	0	710
JLT 33	Granito	139	0	0	0	0	23	378	206	2	0	0	0	748
JLT 35	Granodiorita	238	139	40	0	0	0	132	99	13	0	0	0	662
JLT 38	Granitoide rico en cuarzo	122	0	0	54	0	0	387	109	7	0	0	0	679
JLT 40	Granito	120	14	0	35	0	0	359	176	0	0	0	0	704
JLT 40c	Andesita	317	10	139	0	0	0	0	5	0	0	5	5	480
JLT 41	Gabro	277	142		0	132	0	0	7	26	0	3	0	587
MZ 3	Gabro	421	49	81	0	0	0	0	1	35	0	0	0	587
MZ 4	Gabro	442	283	2	3	1	0	0	7	33	4	2	0	777
MZ 5	Granito	118	11	0	7	19	0	302	265	6	0	0	0	728

Muestra	Clasificación	Recálculo				Porcentaje			
		A	Q	P	Total	A	Q	P	Total
JLT 3	Andesita	55	0	536	591	9%	0%	91%	100%
JLT 7	Granodiorita	38	241	279	558	7%	43%	50%	100%
JLT 14	Cuarzodiorita	24	42	340	405	6%	10%	84%	100%
JLT 15	Granodiorita	41	189	317	547	7%	35%	58%	100%
JLT 20	Granodiorita	42	152	273	467	9%	32%	58%	100%
JLT 25	Granodiorita	56	193	255	503	11%	38%	51%	100%
JLT 29	Granodiorita	70	383	216	669	10%	57%	32%	100%
JLT 32	Gabro	7	0	383	391	2%	0%	98%	100%
JLT 33	Granito	206	378	139	723	29%	52%	19%	100%
JLT 35	Granodiorita	99	132	238	470	21%	28%	51%	100%
JLT 38	Granitoide rico en cuarzo	109	387	122	618	18%	63%	20%	100%
JLT 40	Granito	176	359	120	655	27%	55%	18%	100%
JLT 40c	Andesita	5	0	317	322	1%	0%	99%	100%
JLT 41	Gabro	7	0	277	284	3%	0%	97%	100%
MZ 3	Gabro	1	0	421	422	0%	0%	100%	100%
MZ 4	Gabro	7	0	442	449	2%	0%	98%	100%
MZ 5	Granito	265	302	118	685	39%	44%	17%	100%

Tabla 4. Análisis modal y recálculo de las muestras colectadas en el área de estudio.

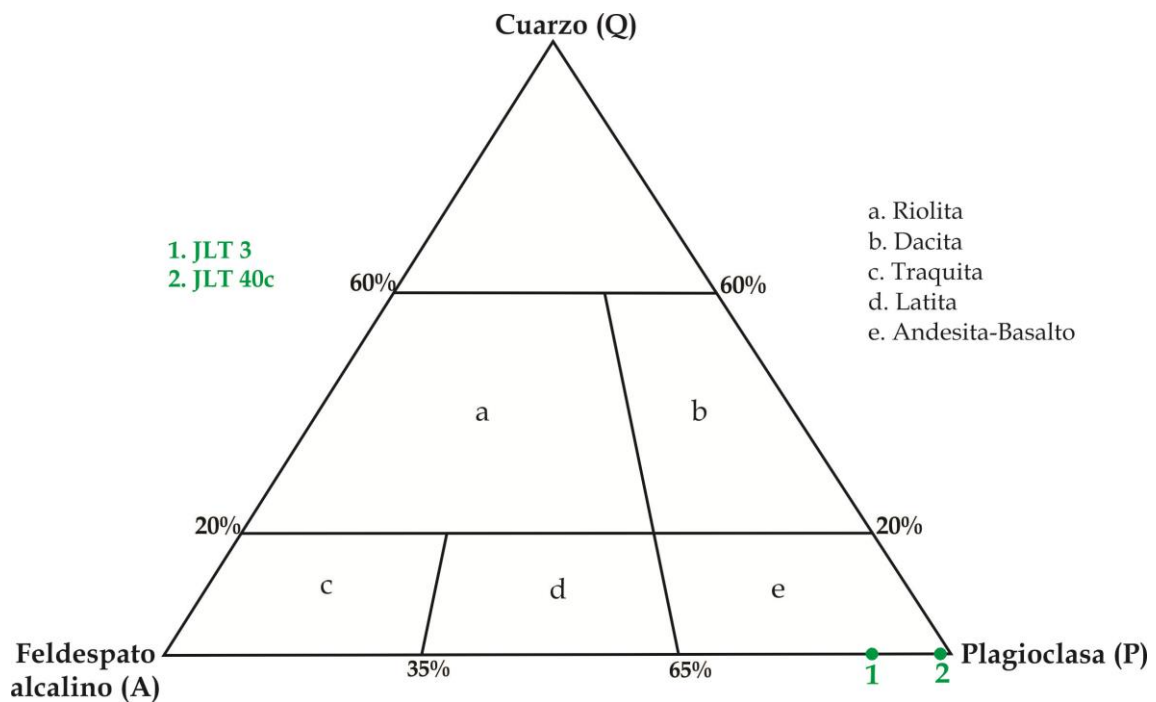
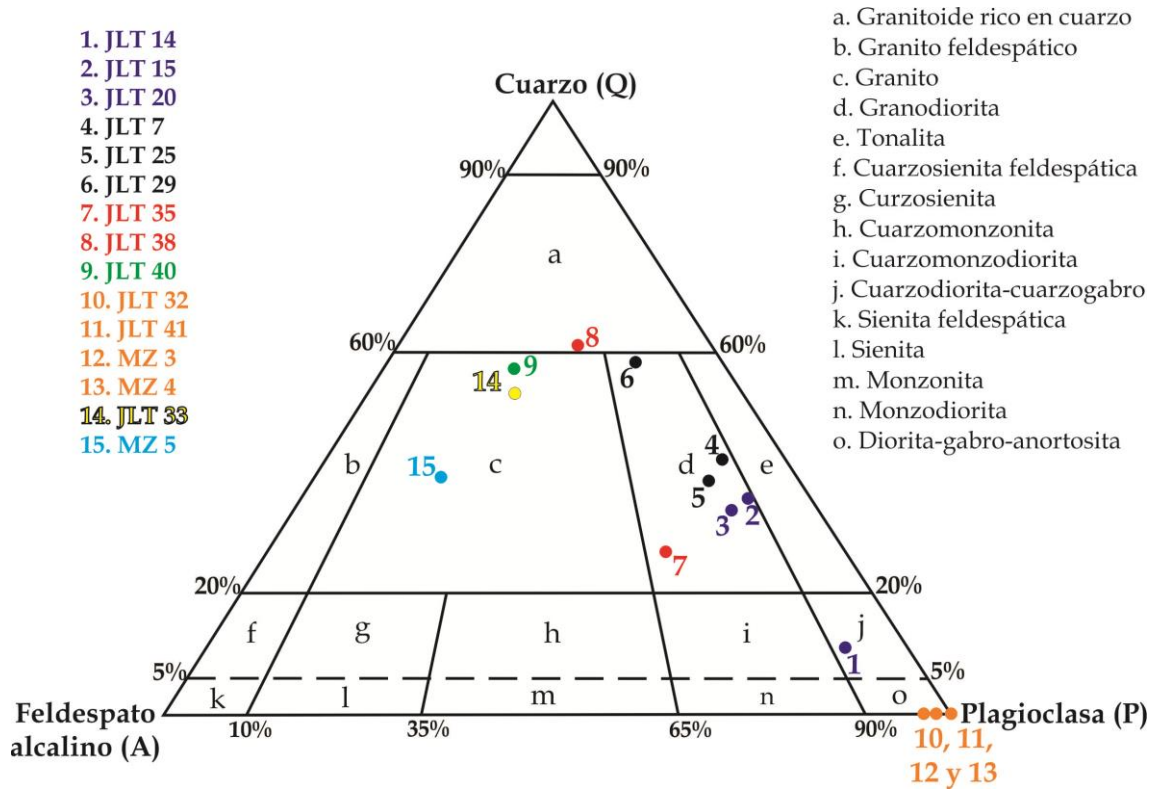


Figura 32. Clasificación de las muestras analizadas en el área de estudio empleando el diagrama Streckeisen para rocas plutónicas y volcánicas.



## CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA

En este trabajo se realizó el análisis de 13 muestras para determinar la concentración de elementos mayores y traza (Tabla 5). Los resultados se compararon con 15 muestras analizadas en la misma área de estudio reportadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016); sin embargo, en el análisis de elementos traza solo se pudo comparar con 10 muestras debido a que en algunas muestras no se realizó el análisis de elementos trazas (Tabla 6 y 7). Las coordenadas de las muestras pueden ser consultadas en la tabla 19 en el anexo de este trabajo.

A continuación se presentan los resultados del análisis geoquímico realizado a las muestras del presente trabajo (batolito Jilotlán, gabro Maravillas, rocas volcánicas correlacionables a la Formación Tepalcatepec, diques máficos de textura afanítica y el batolito de Manzanillo), junto con los resultados de las muestras analizadas por Schaaf (1990); Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016).

### 5.1 Elementos Mayores

El diagrama de TAS para rocas plutónicas (Total Alkalies vs Silica, por sus siglas en inglés, modificado por Wilson, 1989) se empleó para clasificar el conjunto de muestras recopiladas y analizadas en este trabajo, haciendo un recalcu de los datos reportados por fluorescencia de rayos X en base seca. (Figura 33)

Las rocas de este trabajo (JLT) y las muestras de Manzanillo (MZ) abarcan desde gabros a granitos sobresaturados en sílice que pertenecen a la serie sub-alkalina, con excepción de las muestras JLT 32 y MZ 4 que caen dentro del campo de los gabros enriquecidos en álcalis. Las muestras JLT 41, MZ 3, MS 24 y MS 25 caen en el campo de los gabros que perteneces a la serie sub-alkalina.

El resto de las muestras analizadas por Schaaf (1990) tienen un comportamiento similar a las muestras de este trabajo, pertenecen a la serie sub-alkalina y abarcan desde gabros hasta granitos sobresaturados en sílice.

Muestra	Clasificación	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
JLT 3	Andesita	61.07	0.78	17.19	5.41	0.09	3.42	6.45	3.77	1.59	0.23
JLT 7	Granodiorita	61.46	0.83	16.95	5.31	0.09	3.06	5.37	4.34	2.38	0.23
JLT 7 <sup>1</sup>	Tonalita	61.53	0.84	16.85	5.31	0.09	3.13	5.17	4.33	2.51	0.24
JLT 14	Cuarzodiorita	53.62	1.03	18.83	9.14	0.20	4.50	8.09	3.27	1.03	0.30
JLT 15	Granodiorita	63.39	0.55	17.12	5.39	0.12	2.70	5.34	3.76	1.47	0.14
JLT 20	Granodiorita	61.61	0.72	17.19	5.96	0.11	2.98	6.18	3.45	1.64	0.16
JLT 25	Granodiorita	65.17	0.63	15.84	4.74	0.07	2.70	4.88	3.89	1.93	0.15
JLT 29	Granodiorita	75.47	0.12	13.66	1.13	0.02	0.34	1.63	4.64	2.93	0.05
JLT 32 <sup>2</sup>	Gabro	47.39	4.23	14.77	14.53	0.22	5.39	9.20	3.08	0.96	0.23
JLT 33	Granito	77.02	0.07	13.21	0.54	0.10	0.11	0.16	4.40	4.35	0.05
JLT 35	Granodiorita	56.48	1.22	16.09	9.07	0.14	4.13	7.46	3.19	1.94	0.27
JLT 38	Granitoide rico en cuarzo	70.21	0.45	15.37	2.63	0.05	0.99	2.82	4.50	2.83	0.15
JLT 40	Granito	71.43	0.44	14.50	2.57	0.04	0.94	2.45	3.72	3.82	0.10
JLT 40c	Andesita	53.39	0.86	16.26	7.76	0.14	8.13	8.58	3.26	1.40	0.22
JLT 41 <sup>2</sup>	Gabro	49.30	1.69	17.05	10.96	0.23	7.47	9.19	2.24	1.61	0.26
MZ 2 <sup>1</sup>	Tonalita- Granodiorita	64.58	0.90	14.99	5.29	0.09	2.02	4.00	3.87	4.08	0.18
MZ 3 <sup>2</sup>	Gabro	45.79	0.78	22.94	9.38	0.09	3.80	15.02	1.98	0.18	0.03
MZ 4 <sup>2</sup>	Gabro	44.88	2.40	18.00	13.17	0.16	5.74	10.53	3.31	0.90	0.91
MZ 5	Granito	73.07	0.33	13.49	2.34	0.03	0.48	1.15	3.51	5.54	0.05
MS 23 <sup>3</sup>	Monzonita	52.30	1.46	16.09	8.83	0.24	6.43	10.69	3.14	0.65	0.16
MS 24 <sup>3</sup>	Gabro	49.49	0.82	20.14	7.04	0.14	8.02	11.72	2.25	0.31	0.07
MS 25 <sup>3</sup>	Gabro	48.63	1.13	18.77	8.21	0.16	9.88	10.57	1.80	0.73	0.12
MS 26 <sup>3</sup>	Granito	71.17	0.39	14.91	3.24	0.04	0.81	2.92	5.47	0.95	0.10
MS 27 <sup>3</sup>	Tonalita- Granodiorita	63.57	0.79	16.27	4.96	0.09	2.60	4.90	4.15	2.46	0.20
MS 28 <sup>3</sup>	Tonalita- Granodiorita	62.77	0.79	16.73	4.95	0.09	2.68	5.09	4.21	2.52	0.18
MS 68 <sup>3</sup>	Tonalita- Granodiorita	66.82	0.67	15.67	3.75	0.05	1.82	3.54	3.47	4.06	0.15
MS 69 <sup>3</sup>	Diorita	58.51	1.05	17.77	6.41	0.10	3.81	6.51	3.93	1.60	0.30
MS 70 <sup>3</sup>	Tonalita- Granodiorita	62.63	0.82	16.72	4.96	0.08	2.82	5.05	4.00	2.71	0.22

Tabla 5. Concentración en % en peso de elementos mayores normalizados en base seca de las muestras analizadas en el área de estudio. 1/ Valdez-Moreno (2006); 2/ Villanueva-Lascurain et al. (2016) y 3/ Schaaf (1990).

Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb	Ga	Ge	As	Mo	Sn	Sb
JLT 3	29.23	760.42	602.14	16.16	150.86	7.01	133.86	161.02	14.26	21.31	36.00	69.33	7.48	9.13	19.28	-	-	2.34	1.41	0.47
JLT 7	63.05	568.85	665.09	14.46	301.78	6.30	139.14	71.19	13.76	17.55	66.50	67.24	5.57	5.95	20.18	-	-	1.76	1.03	0.08
JLT 7*	85.00	570.00	517.59	15.76	190.55	7.55	187.00	325.00	17.00	24.00	49.00	82.00	12.06	7.55	-	-	-	-	-	-
JLT 14	13.11	504.45	275.18	21.37	65.16	2.75	255.88	131.28	21.03	9.99	39.17	124.22	1.53	4.26	18.74	-	-	1.32	0.57	0.16
JLT 15	21.01	417.07	402.06	17.32	124.34	3.73	127.17	190.39	10.28	7.92	9.73	51.02	3.55	5.43	16.33	-	-	1.43	0.71	0.16
JLT 20	29.24	380.72	434.27	22.74	102.40	4.35	160.01	211.20	13.50	8.15	46.87	59.06	2.78	5.49	17.44	-	-	1.55	1.01	0.11
JLT 25	31.30	484.74	641.73	23.83	141.11	5.65	121.77	204.41	10.19	11.66	31.72	32.05	5.81	5.62	16.29	-	-	2.88	1.43	0.14
JLT 29	44.62	342.30	916.46	7.76	80.40	4.44	6.89	234.85	1.47	3.89	2.88	17.29	2.26	23.72	13.84	-	-	1.79	0.35	0.28
JLT 32	18.05	338.47	135.50	16.10	65.54	3.09	478.31	34.58	33.17	6.18	51.78	80.06	0.50	5.17	15.35	-	5.13	0.85	0.76	0.25
JLT 33	569.23	15.34	21.79	9.17	40.44	70.49	5.06	180.84	0.80	2.11	3.38	26.65	12.03	12.30	29.84	-	-	1.33	7.40	0.08
JLT 35	80.37	283.98	391.20	34.33	199.52	6.90	235.68	181.65	28.01	29.61	85.24	90.70	5.41	6.93	18.28	-	-	3.01	1.81	0.16
JLT 38	63.45	501.72	764.76	9.74	161.30	6.24	46.32	192.68	4.36	4.74	15.67	66.59	6.83	9.84	20.13	-	-	1.35	1.71	0.12
JLT 40	134.70	236.62	695.24	20.54	207.23	11.00	42.94	209.92	5.04	8.19	33.12	30.18	14.56	8.63	15.70	-	-	2.10	1.69	0.14
JLT 40c	34.35	618.12	584.68	18.68	101.32	5.46	203.84	376.36	30.57	103.39	14.29	71.06	2.00	9.11	17.28	-	-	0.45	0.87	1.31
JLT 41	42.66	329.99	531.09	22.22	102.71	5.38	255.99	178.49	36.91	68.12	77.94	77.99	0.65	3.22	17.99	-	-	0.57	1.01	0.64
MZ 2	148.26	200.72	672.33	36.06	466.36	11.58	111.00	293.00	13.00	20.00	29.00	89.00	10.20	8.87	19.11	1.83	-	-	-	-
MZ 3	1.89	1379.46	90.06	4.47	17.82	0.44	287.36	295.47	22.77	49.60	17.20	55.17	0.13	1.14	22.22	-	-	0.68	0.38	0.06
MZ 4	14.25	951.22	258.25	37.25	74.28	6.45	386.80	120.28	40.07	32.50	233.95	126.06	0.71	2.03	24.50	-	-	0.66	1.03	0.11
MZ 5	248.51	94.49	523.89	33.73	344.31	13.70	22.18	295.44	5.36	5.77	12.58	39.40	27.45	8.69	16.97	-	-	4.81	5.38	1.61
MS 25	24.00	318.00	83.00	19.00	56.00	2.20	187.00	380.00	47.00	223.00	60.00	57.00	0.26	-	16.00	-	-	-	-	-
MS 68	103.40	453.50	1036.00	14.80	310.10	5.30	103.00	69.00	49.00	9.00	63.00	57.00	4.00	7.00	-	-	-	-	-	-
MS 69	41.80	693.30	477.00	20.80	101.00	7.20	170.00	79.00	43.00	29.00	78.00	87.00	14.00	17.00	17.00	-	-	-	-	-
MS 70	82.30	582.00	680.00	19.70	220.50	9.10	132.00	74.00	39.00	17.00	56.00	78.00	10.00	7.00	21.00	-	-	-	-	-

Tabla 6. Concentración en ppm de elementos traza de las muestras analizadas en el área de estudio, las muestras MS (Schaaf, 1990) se analizaron por activación neutrónica (NAA). \*(Valdez-Moreno, 2006).

Muestra	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	U	Be	Sc	
JLT 3	3.95	20.24	41.16	5.43	21.39	4.36	1.10	3.65	0.53	2.95	0.58	1.56	-	1.50	0.23	3.94	0.53	0.60	0.28	2.39	1.56	11.81	
JLT 7	1.88	17.26	35.40	5.04	20.55	4.21	1.10	3.47	0.49	2.69	0.52	1.37	-	1.27	0.20	7.22	0.39	0.25	0.33	1.44	1.41	11.44	
JLT 7*	2.85	21.31	44.62	5.58	23.72	4.92	1.13	4.13	0.59	3.04	0.59	1.58	0.22	1.35	0.22	5.40	0.71	-	-	2.75	2.34	-	
JLT 14	0.23	7.97	18.31	2.76	13.06	3.35	1.14	3.70	0.58	3.71	0.78	2.19	-	2.13	0.33	1.72	0.17	0.23	0.12	0.47	0.72	22.57	
JLT 15	0.49	8.52	17.74	2.50	10.67	2.52	0.79	2.69	0.43	2.78	0.60	1.73	-	1.90	0.31	3.29	0.30	0.34	0.13	0.92	0.85	12.80	
JLT 20	1.00	10.53	22.92	3.27	14.20	3.48	0.93	3.65	0.59	3.80	0.80	2.29	-	2.35	0.36	2.77	0.30	0.17	0.18	0.55	0.95	17.59	
JLT 25	1.21	12.40	28.58	4.21	17.95	4.25	0.98	4.06	0.64	3.96	0.83	2.37	-	2.48	0.38	4.02	0.42	2.18	0.17	1.86	1.38	14.36	
JLT 29	1.41	9.35	18.19	2.13	7.87	1.44	0.46	1.26	0.19	1.15	0.25	0.68	-	0.77	0.12	2.70	0.40	0.16	0.24	0.83	1.22	1.08	
JLT 32	1.32	4.10	11.81	1.59	8.21	2.44	0.97	2.83	0.47	2.89	0.63	1.67	-	1.54	0.23	1.62	0.24	-	0.13	0.18	0.51	34.33	
JLT 33	25.82	4.75	8.08	0.88	3.20	1.00	0.07	1.17	0.25	1.54	0.27	0.70	-	0.90	0.12	2.81	9.59	1.15	2.63	8.30	6.25	5.87	
JLT 35	1.63	18.00	39.39	5.52	23.21	5.70	1.24	5.85	0.94	5.95	1.22	3.46	-	3.39	0.50	5.10	0.49	0.33	0.18	1.53	1.29	25.96	
JLT 38	1.58	23.45	44.16	5.58	20.63	3.77	0.93	2.75	0.37	1.83	0.33	0.83	-	0.77	0.12	4.18	0.48	0.15	0.36	1.84	1.89	4.39	
JLT 40	2.23	34.62	64.83	7.26	24.25	4.29	0.72	3.68	0.57	3.39	0.69	2.01	-	2.18	0.34	5.34	1.01	0.44	0.59	3.63	1.85	5.63	
JLT 40c	0.17	12.36	26.79	3.84	16.65	3.83	1.11	3.60	0.54	3.28	0.68	1.87	-	1.84	0.28	2.53	0.32	0.31	0.20	0.58	0.97	25.97	
JLT 41	1.56	6.63	16.98	2.54	12.17	3.39	1.23	3.95	0.64	4.12	0.85	2.32	-	2.16	0.32	2.41	0.34	0.24	0.36	0.25	0.78	22.68	
MZ 2	3.81	18.09	43.36	5.90	25.49	6.24	0.97	5.86	1.03	5.76	1.15	3.63	0.57	3.50	0.54	10.82	0.91	-	0.47	3.69	-	-	
MZ 3	0.16	2.47	5.51	0.83	4.40	1.08	0.59	1.12	0.17	0.96	0.20	0.46	-	0.40	0.06	0.49	0.03	0.11	0.01	0.03	0.40	11.34	
MZ 4	4.24	15.52	44.83	7.42	36.02	9.07	2.25	8.54	1.26	7.29	1.40	3.67	-	3.05	0.43	2.43	0.30	0.13	0.06	0.34	0.80	24.36	
MZ 5	5.12	23.46	49.73	6.46	24.18	5.31	0.64	4.91	0.82	5.30	1.11	3.38	-	3.88	0.59	10.36	1.54	1.30	0.41	12.49	3.34	4.27	
MS 25	2.90	4.00	10.10	-	6.80	2.30	1.00	-	0.52	3.50	-	-	-	1.70	0.26	1.80	0.15	-	-	0.17	-	26.00	
MS 68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.00	-	-
MS 69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.00	-	-
MS 70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.00	-	-

Tabla 7. Concentración en ppm de elementos traza de las muestras analizadas en el área de estudio, las muestras MS (Schaaf, 1990) se analizaron por activación neutrónica (NAA). \*(Valdez-Moreno, 2006).

Las muestras JLT 7G y MZ 2 analizadas por Valdez-Moreno (2006) caen en el campo de la sieno-diorita y cuarzodiorita-granodiorita, respectivamente. Las muestras MZ 4 y MZ 5 colectadas en la misma localidad en Manzanillo presentan un ligero enriquecimiento en álcalis, pero su contenido en sílice es muy variable, se clasificaron como gabro y granito alcalino, respectivamente. (Figura 33).

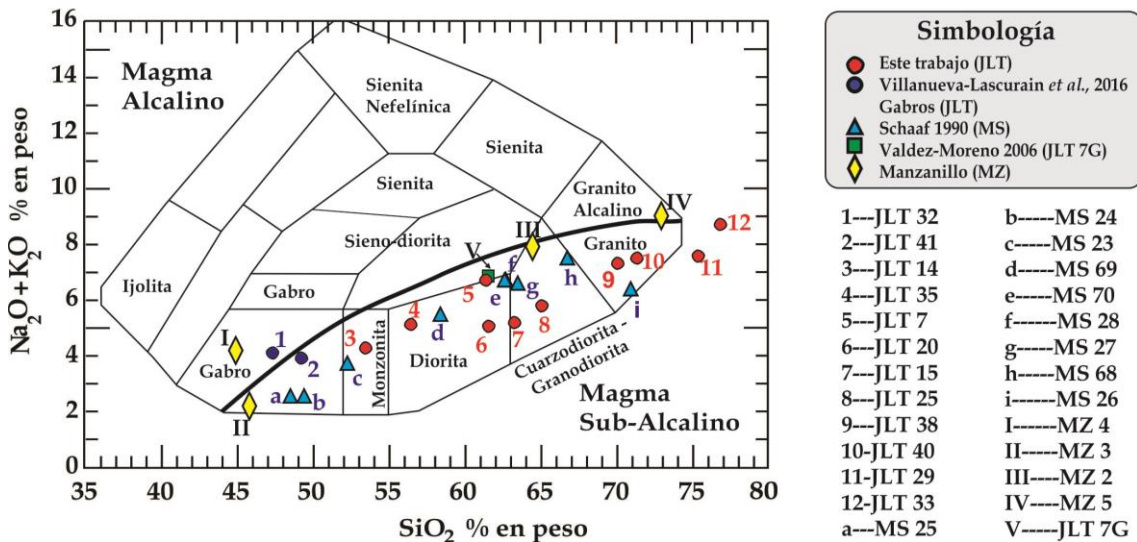


Figura 33. Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) para rocas plutónicas con límite de alcalinidad de Le Maitre (1976).

En el diagrama de TAS para rocas volcánicas (Total Alkalies - Silica, modificado por Wilson, 1989) (Figura 34) se observa que la muestra JLT 3, correlacionable a la formación Tepalcatepec, cae dentro del campo de la andesita y el dique afanítico (JLT40c) que corta al batolito de Jilotlán en la porción sur del área de estudio, cae dentro del campo de la andesita basáltica, ambas muestras caen dentro del área de magma sub-alcalino.

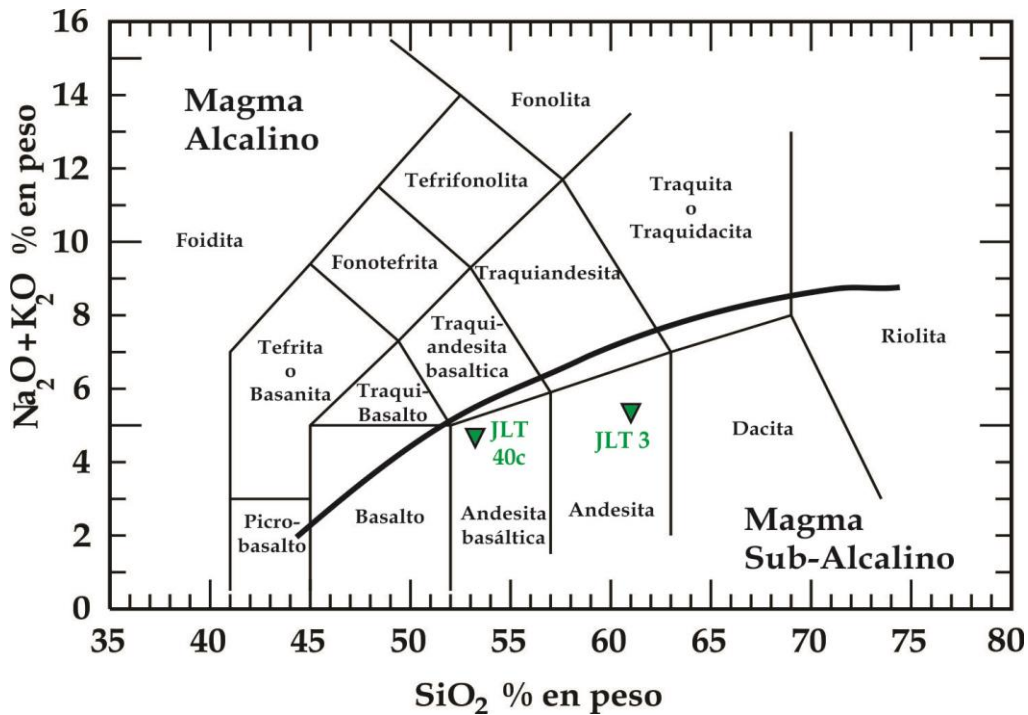


Figura 34. Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) para rocas volcánicas con límite de alcalinidad de Le Maitre (1976).

El ambiente tectonomagmático de los granitoides se determinó empleando el diagrama binario Rb vs Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) para rocas graníticas (Figura 35). En el diagrama se observa que la única muestra que cae en el campo de granitos sin-colisionales es la muestra JLT 33 (Pegmatita), mientras que el resto de las muestras analizadas en este trabajo, las muestras de Manzanillo, las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico. Se empleó este diagrama para identificar el ambiente tectónico de los gabros debido a que no existe un diagrama de clasificación para rocas intrusivas básicas.

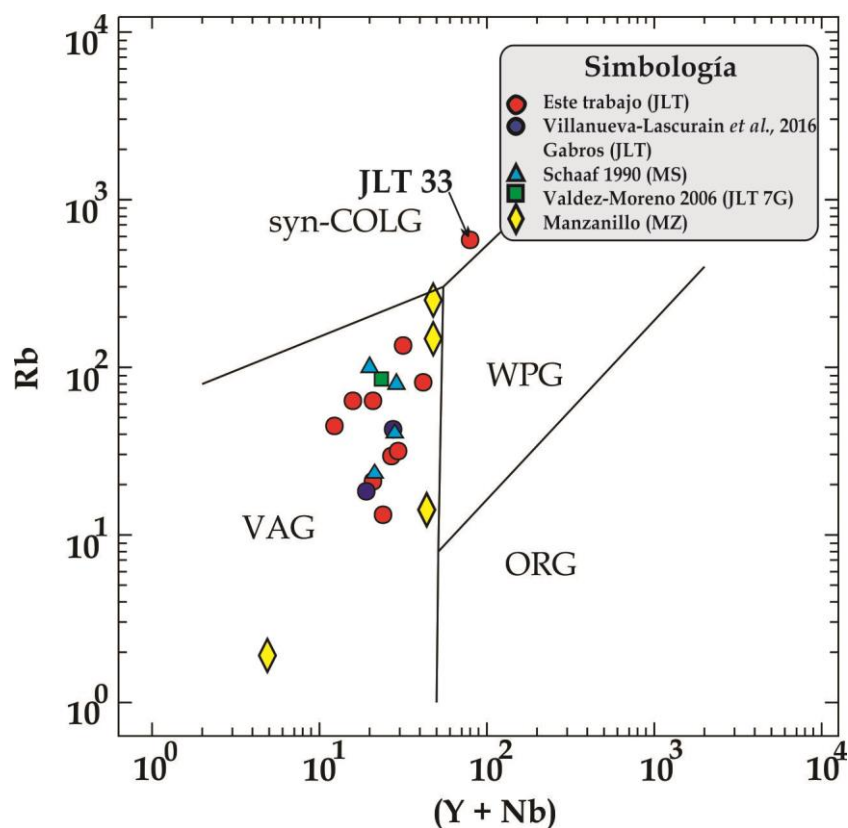


Figura 35. Diagrama binario Rb vs Y+Nb para rocas graníticas. Syn-COLG=Granitos sin colisionales, VAG= Granitos de arco volcánico, WPG= Granitos intraplaca y ORG= Granitos orogénicos.

En los diagramas Harker se grafican los óxidos mayores normalizados al 100% en base seca vs. SiO<sub>2</sub> y se hizo el recálculo del FeOt usando las ecuaciones de Winter (2001).

En este diagrama se graficaron las muestras de este trabajo en comparación con las muestras analizadas de Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006), Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) y las colectadas en Manzanillo. (Figura 36)

En los diagramas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeOt y TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> se observa una tendencia negativa con la excepción de la muestra JLT 32 (gabro alcalino) que presenta valores anómalos a este patrón.

En los diagramas de MgO, CaO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs SiO<sub>2</sub> se aprecia una tendencia negativa con la excepción de las muestras MZ 3 y MZ 4 que caen fuera de este patrón.

En los diagramas de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> se observa una tendencia positiva con excepción de las muestras MS 26 y MZ 5 que presentan valores anómalos a este patrón (Figura 36).

Por otra parte, las rocas plutónicas de composición básica (gabros) que presentan similitud en la composición de sus óxidos son: MS 24, MS 25 y JLT 41.

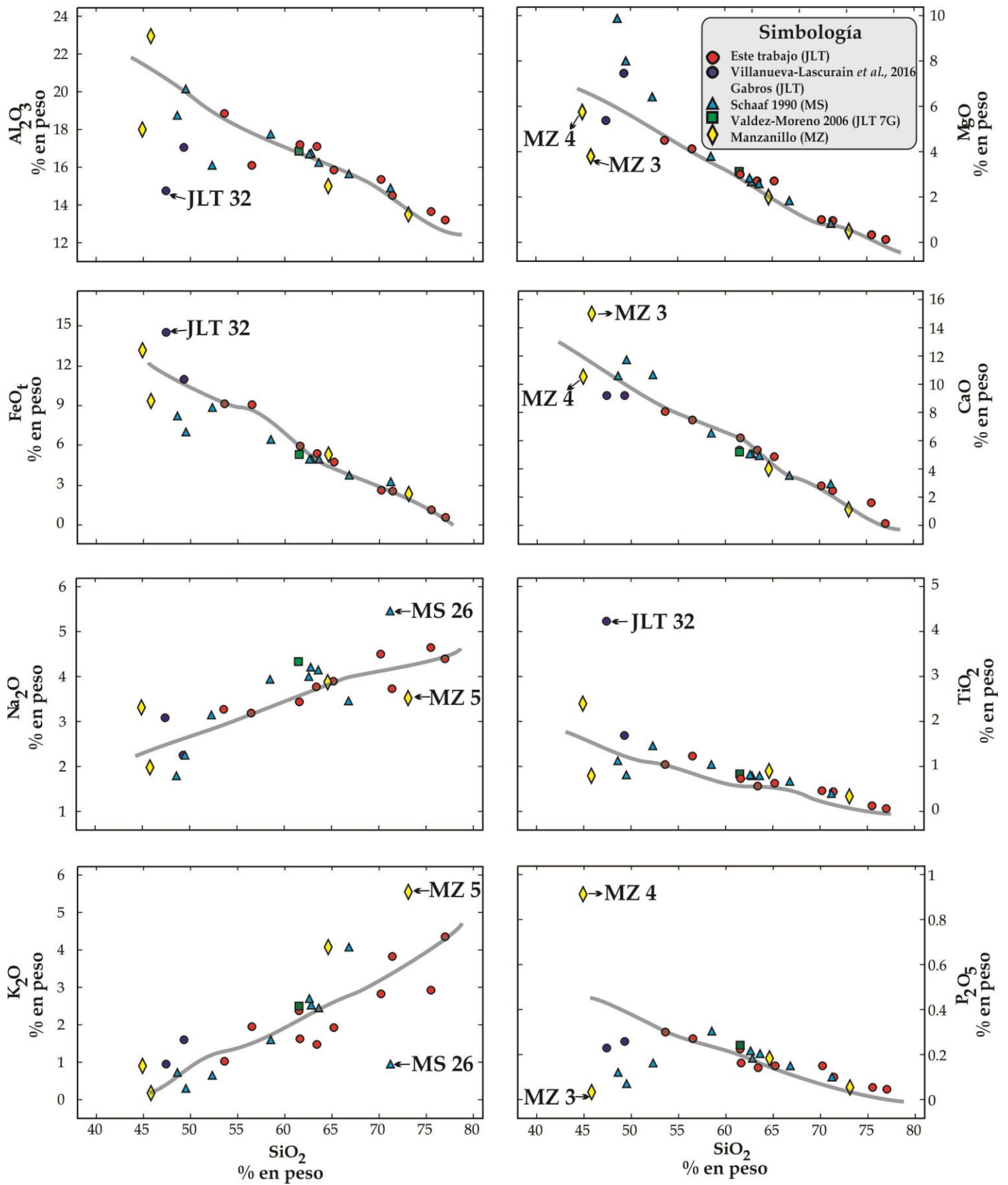


Figura 36. Diagrama Harker para las rocas plutónicas del presente trabajo y las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascrain *et al.* (2016).



## 5.2 Elementos Traza

En el diagrama multielemental normalizado con condrita de Sun y McDonough (1989) se muestran las rocas cristalinas analizadas en este trabajo, dos muestras analizadas por Schaaf (1990), la muestra JLT 7G analizada por Valdez-Moreno (2006) y dos muestras colectadas en Manzanillo presentan una tendencia similar en el comportamiento de sus elementos traza (Figura 37a). Esto se observa en el enriquecimiento de elementos traza incompatibles (LILE-Large Ion Lithophile Elements) y un ligero empobrecimiento en sus elementos traza menos incompatibles (HFSE-High Field Strength Elements), con excepción de la muestra JLT 33 (pegmatita) que tiene anomalías positivas de Cs, Rb, Ta y Nb y anomalías negativas de La, Ce, Pr, Sr, Nd, Zr, y Eu.

En la Figura 37b se graficaron dos muestras cristalinas de composición básica (JLT 32 y JLT 41) analizadas por Villanueva-Lascurain *et al.* (2016), la muestra MS 25 analizada por Schaaf (1990) y dos gabros colectados en Manzanillo (MZ 3 y MZ 4). El comportamiento de los elementos traza incompatibles y menos incompatibles (LILE y HFSE) de las rocas cristalinas analizadas por Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) y la muestra analizada por Schaaf (1990) son similares.

Por otro lado, las muestras colectadas en Manzanillo muestran patrones irregulares entre sus elementos trazas, sin ninguna similitud entre las que se analizaron en el área de estudio.

La muestra de roca volcánica extrusiva, correlacionable con la formación Tepalcatepec (JLT 3) y un dique que intrusión al batolito de Jilotlán presentan anomalías opuestas de Cs, y una marcada diferencia en U y Th (Figura 37c).

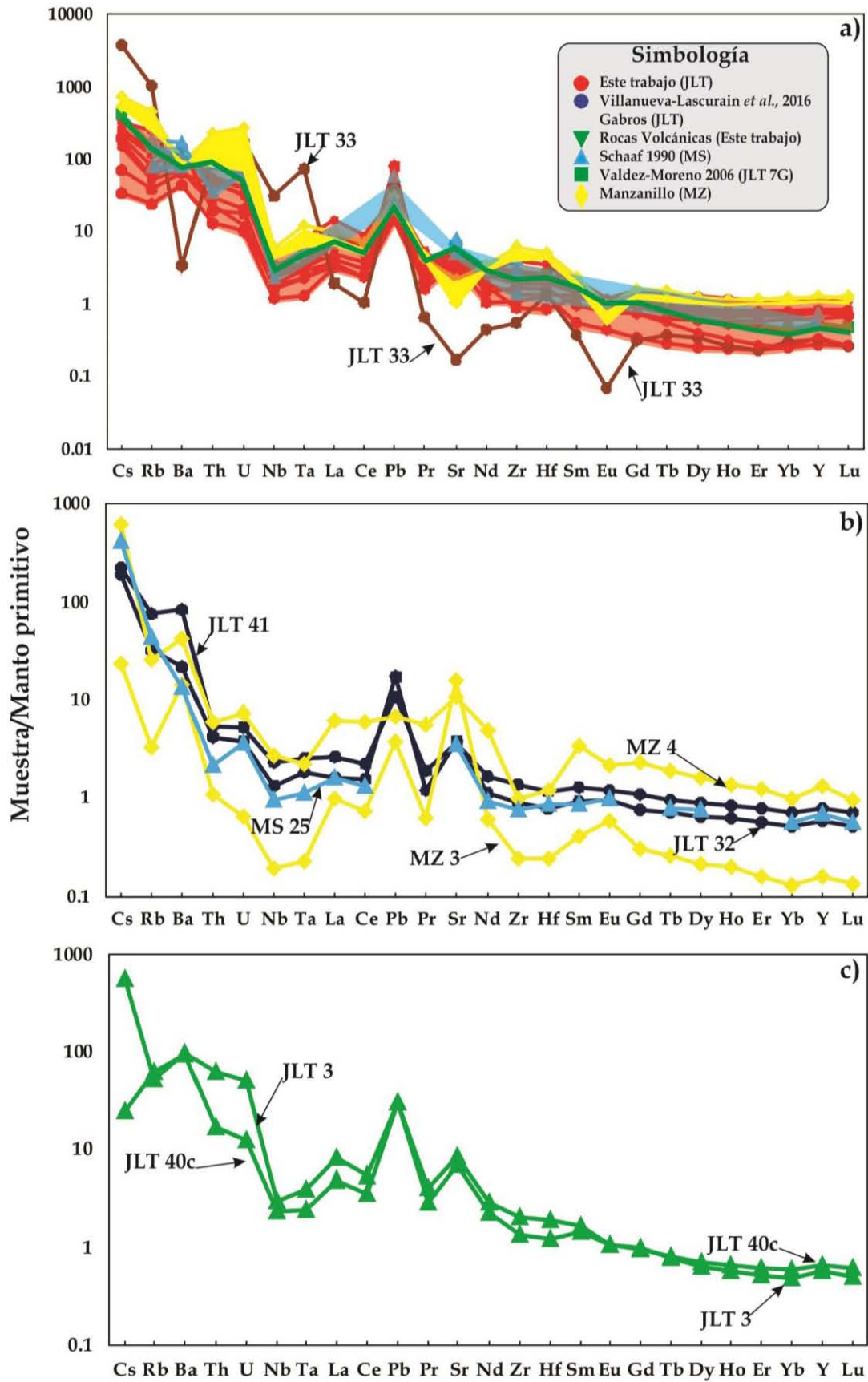


Figura 37. Diagrama multielemental normalizado con condrita de Sun y McDonough (1989) donde se observan las concentraciones en ppm de las rocas cristalinas ácidas(a), básicas (b) y rocas volcánicas (c) analizadas en el presente trabajo, así como las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016).

El patrón de las tierras raras (Rare Earth Elements REE) fue normalizado con condrita de Sun y McDonough (1989).

Las rocas plutónicas del batolito de Jilotlán presentan un ligero enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), con excepción de la muestra JLT 33 (pegmatita) que tiene un comportamiento diferente entre sus tierras raras y las del grupo, con una alta anomalía negativa de europio. Además, se observa que las tierras raras pesadas de la mayoría de las muestras tienden a comportarse casi horizontal desde el Tb hasta el Lu (Figura 38a).

El comportamiento de las tierras raras de las muestras JLT 32 y JLT 41 analizadas por Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) es de baja pendiente sin anomalías notables (Figura 38b).

Por otra parte, en la muestra MS 25 reportada por Schaaf (1990) se observa un comportamiento casi horizontal en sus tierras raras ligeras y pesadas, con un ligero enriquecimiento de europio. Solo algunas muestras de Schaaf (1990) se analizaron por activación neutrónica (INAA) (Figura 38b).

Las rocas del batolito de Manzanillo tienen un ligero enriquecimiento en sus tierras raras ligeras con respecto de las tierras raras pesadas y una anomalía negativa de europio, con excepción de la muestra MZ 3 que presenta una anomalía positiva de europio (Figura 38b).

Las rocas volcánicas de este trabajo se enriquecen más en sus tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas en comparación a las rocas cristalinas ácidas y los gabros (Figura 38c).

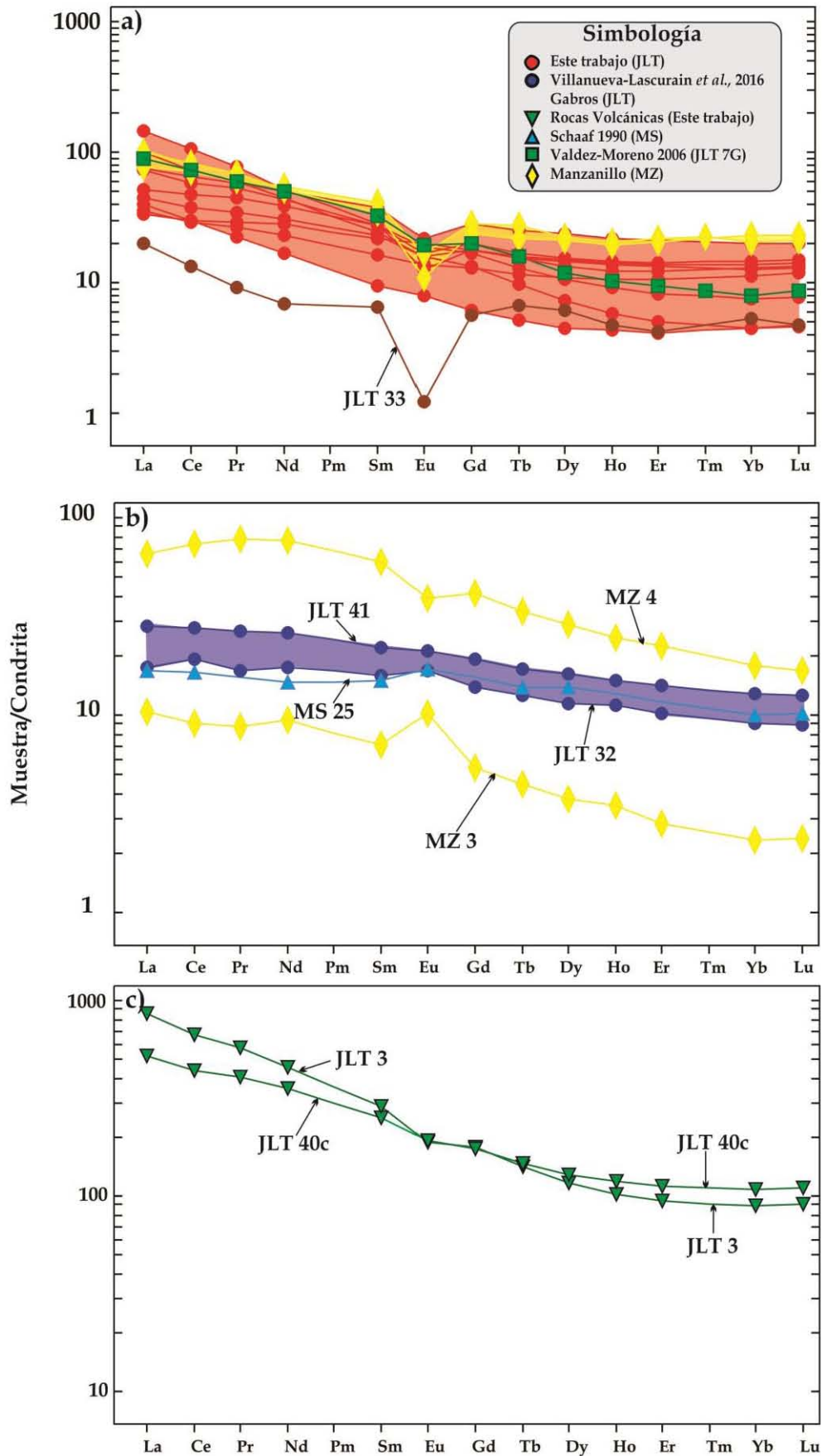


Figura 38. Diagrama de tierras raras (REE) normalizado con condrita de Sun y McDonough (1989) para las rocas cristalinas ácidas (a), básicas (b) y rocas volcánicas del presente trabajo (c), las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016).

### 5.3 Isótopos de Rb-Sr, Sm-Nd y edades modelo de Nd.

A continuación se muestran los resultados isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd de las muestras analizadas en el presente trabajo, incluyendo los resultados obtenidos por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) (Tabla 8).

Las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las muestras JLT 7, JLT 14, JLT 15, JLT 20, JLT 25, JLT 29, JLT 35, JLT 38 y JLT 40 que corresponden al batolito de Jilotlán varían de 0.7040 a 0.7059 y  $\epsilon\text{Nd}$  de +0.8 a +4.7.

La pegmatita JLT 33 reporta relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  muy elevadas de 0.795557 y  $\epsilon\text{Nd}$  de 4.53.

Las rocas volcánicas del área de estudio JLT 3 y JLT 40c tienen relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que varían de 0.7042 a 0.7044 y  $\epsilon\text{Nd}$ : +2.3 a +4.5.

Las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las muestras JLT 32 y JLT 41 que corresponden al Gabro Maravillas varían de 0.7038 a 0.7047 y  $\epsilon\text{Nd}$  de +5.6 a +5.9 (Villanueva-Lascurain *et al.*, 2016).

Mientras que las muestras del batolito de Manzanillo MZ 2, MZ 3, MZ 4 y MZ 5 reportan relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que varían de 0.7035 a 0.7103 y  $\epsilon\text{Nd}$ : +5.2 a +5.9 (Tabla 8).

En el recálculo de las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de las muestras JLT 7, JLT 7G, JLT 25 y JLT 29 se utilizó la edad de 54.45 Ma, para las muestras JLT 14, JLT 15 y JLT 20 se empleó la edad de 110.47 Ma y para la muestra JLT40 se utilizó la edad de 103.27 Ma, reportadas en este trabajo. Para los cálculos de las muestras JLT 7G, JLT 14, JLT 15, JLT 25 y JLT 29 se empleó la edad isotópica de la muestra más cercana (Tabla 9).

Se usó la edad isotópica publicada por Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) de 114.61 Ma para obtener el recálculo de la relación inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en las muestras JLT 8A, JLT 12, JLT 13C, JLT 30-2 y JLT 32 (Tabla 9) y se emplearon las edades reportadas por Panseri *et al.* (2007) de 74 Ma en granitos, 68 Ma en gabros y 62 Ma en granodioritas para obtener el cálculo de las relaciones iniciales de Sr y Nd de las muestras MZ 2, MZ 3, MZ 4 y MZ 5.

El resultado del recálculo de las relaciones isotópicas iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de las muestras analizadas en este trabajo, junto con una compilación de muestras de México, Canadá y Estados Unidos se presentan en el diagrama  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  (Figura 39).

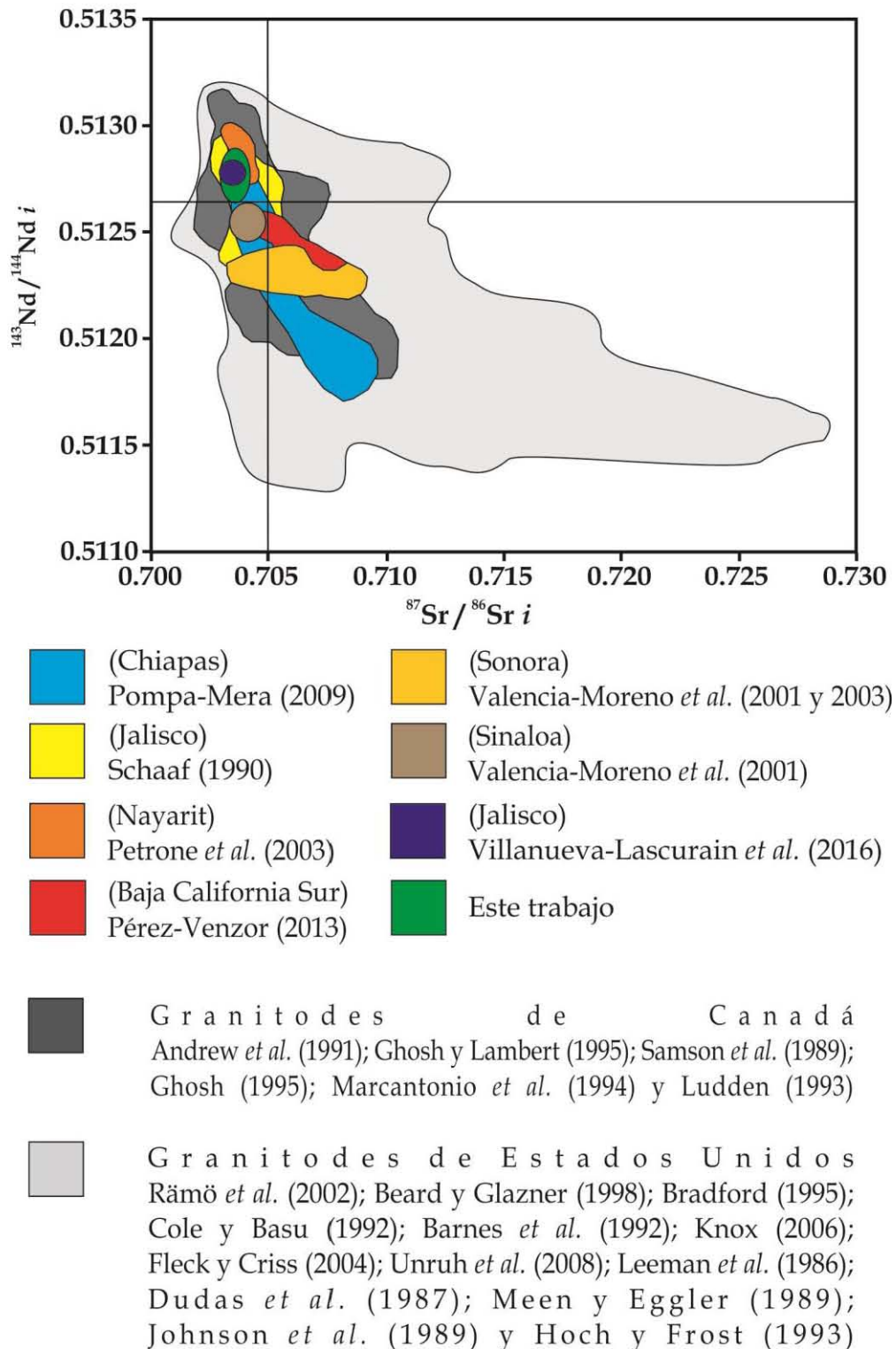


Figura 39. Diagrama  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ , para granitoides colectados en México, Canadá y Estados Unidos por varios autores.

Muestra	Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	2 SE(M)	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	2 SE(M)	n	$\epsilon\text{Nd}$	1s	Concentración (ppm)			
														(Dilución isotópica)			
														Rb	Sr	Sm	Nd
JLT 3	Andesita	0.118	0.704180	39	10	57	0.119	0.512758	22	6	51	2.34	0.43	32.23	788.66	4.33	22.03
JLT 7	Granodiorita	0.358	0.704028	38	10	58	0.120	0.512827	21	6	49	3.69	0.41	72.85	588.03	4.20	21.10
JLT 14	Cuarzodiorita	0.089	0.704028	39	11	47	0.151	0.512870	20	5	54	4.53	0.39	16.09	523.00	3.33	13.31
JLT 15	Granodiorita	0.182	0.704067	29	8	56	0.139	0.512869	17	4	58	4.51	0.33	26.42	420.19	2.43	10.55
JLT 20	Granodiorita	0.246	0.704117	37	10	57	0.142	0.512834	20	5	56	3.82	0.39	33.42	392.71	3.45	14.66
JLT 25	Granodiorita	0.197	0.704219	37	10	56	0.131	0.512878	21	6	55	4.68	0.41	33.61	494.18	4.03	18.58
JLT 29	Granodiorita	0.360	0.704218	33	9	58	0.103	0.512833	24	7	46	3.80	0.47	42.40	340.84	1.61	9.43
JLT 32	Gabro	0.144	0.703837	38	10	55	0.173	0.512924	19	5	51	5.58	0.37	22.13	443.95	3.19	11.16
JLT 33	Granito	99.698	0.795557	32	8	58	0.196	0.512870	20	6	50	4.53	0.39	499.22	14.62	0.97	2.99
JLT 35	Granodiorita	0.824	0.704358	38	11	52	0.141	0.512841	19	5	56	3.96	0.37	71.00	249.42	5.05	21.59
JLT 38	Granitoide rico en cuarzo	0.361	0.704499	38	10	54	0.107	0.512679	20	5	58	0.80	0.39	60.09	481.90	3.68	20.85
JLT 40	Granito	1.523	0.705875	38	10	53	0.114	0.512824	19	5	56	3.63	0.37	116.99	222.34	3.29	17.50
JLT 40c	Andesita	0.157	0.704370	34	9	57	0.134	0.512870	16	4	55	4.53	0.31	33.74	621.42	3.82	17.29
JLT 41	Gabro	0.404	0.704704	36	10	51	0.163	0.512941	20	5	57	5.91	0.39	45.77	327.91	3.50	12.95
MZ 2	Tonalita-Granodiorita	1.912	0.705520	36	10	57	0.137	0.512903	17	5	56	5.17	0.33	130.50	197.52	5.96	26.41
MZ 3	Gabro	0.005	0.703498	30	8	56	0.154	0.512911	23	8	35	5.33	0.45	2.34	1,446.50	1.14	4.47
MZ 4	Gabro	0.042	0.703536	37	10	56	0.144	0.512939	16	4	58	5.87	0.31	13.13	910.58	9.64	40.37
MZ 5	Granito	6.610	0.710289	43	13	47	0.063	0.512918	12	3	57	5.46	0.23	208.07	91.12	2.59	24.96
JLT 7G	Tonalita	0.431	0.704077	38	n/d	n/d	0.125	0.512823	18	n/d	n/d	3.61	0.35	85	570	4.92	23.72
MS 23	Monzonita	0.096	0.703501	49	n/d	60	0.181	0.512999	28	n/d	60	6.99	0.55	12.00	357.00	3.30	11.00
MS 24	Gabro	0.046	0.703295	50	n/d	50	0.168	0.512957	44	n/d	40	6.22	0.86	6.00	371.00	1.80	6.40
MS 25	Gabro	0.223	0.703515	35	n/d	60	0.185	0.512988	29	n/d	60	6.83	0.58	25.00	318.00	2.50	8.20
MS 26	Granito	0.306	0.704241	36	n/d	60	0.131	0.512820	65	n/d	30	3.55	1.29	26.00	245.00	3.00	14.00
MS 27	Tonalita-Granodiorita	0.466	0.704156	33	n/d	60	0.119	0.512816	62	n/d	60	3.47	0.84	90.00	561.00	4.50	22.90
MS 28	Tonalita-Granodiorita	0.399	0.704095	34	n/d	60	0.120	0.512825	47	n/d	60	3.65	0.93	81.00	590.00	4.70	23.70

Muestra	Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	2 SE(M)	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	2 SE(M)	n	$\epsilon\text{Nd}$	1s	Concentración (ppm)			
														(Dilución isotópica)			
														Rb	Sr	Sm	Nd
MS 68	Tonalita-Granodiorita	0.624	0.704334	34	n/d	60	0.124	0.512826	24	n/d	60	3.67	0.46	98.00	453.00	3.40	16.70
MS 69	Diorita	0.158	0.703901	39	n/d	60	0.132	0.512820	15	n/d	60	3.55	0.29	38.00	704.00	1.40	6.30
MS 70	Tonalita-Granodiorita	0.338	0.704155	34	n/d	60	0.121	0.512784	29	n/d	40	2.86	0.56	78.00	582.00	1.10	5.60

Tabla 8. Resultados isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd y concentraciones de las muestras analizadas en este trabajo, las muestras analizadas por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascrain et al. (2016). n/d: no disponible.

Muestra	Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Edad (Ma)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$
JLT 7	Granodiorita	0.358	0.704028	54.45	0.703751	0.120	0.512827	0.512784
JLT 7G	Tonalita	0.431	0.704077	54.45	0.703743	0.125	0.512823	0.512778
JLT 25	Granodiorita	0.197	0.704219	54.45	0.704067	0.131	0.512878	0.512831
JLT 29	Granodiorita	0.360	0.704218	54.45	0.703940	0.103	0.512833	0.512796
JLT 14	Cuarzodiorita	0.089	0.704028	110.47	0.703888	0.151	0.51287	0.512761
JLT 15	Granodiorita	0.182	0.704067	110.47	0.703781	0.139	0.512869	0.512768
JLT-20	Granodiorita	0.246	0.704117	110.47	0.703730	0.142	0.512834	0.512731
JLT-40	Granito	1.523	0.705875	103.27	0.703641	0.114	0.512824	0.512747
JLT-8-A	Monzonita	0.182	0.703694	114.61	0.703397	0.156	0.512903	0.512786
JLT-12	Gabro	0.103	0.703620	114.61	0.703452	0.147	0.512881	0.512771
JLT-13C	Gabro	0.048	0.703347	114.61	0.703269	0.171	0.512909	0.512780
JLT-32	Gabro	0.144	0.703837	114.61	0.703602	0.173	0.512924	0.512794
JLT-30-2	Gabro	0.163	0.703758	114.61	0.703492	0.153	0.512903	0.512788
MZ 2	Tonalita-Granodiorita	1.912	0.705520	62	0.703836	0.137	0.512903	0.512847
MZ 3	Gabro	0.005	0.703498	68	0.703493	0.154	0.512911	0.512842
MZ 4	Gabro	0.042	0.703536	68	0.703495	0.144	0.512939	0.512875
MZ 5	Granito	6.610	0.710289	74	0.703340	0.063	0.512918	0.512888

Tabla 9. Relaciones iniciales de Sr y Nd de las muestras analizadas en este trabajo y la recopilación de rocas cristalinas analizadas en el LUGIS. Para las edades usadas en el recálculo ver texto.



El cálculo de las edades modelo de Nd relativo al manto empobrecido, se realizó a todas las muestras intrusivas, para ello se tomó en cuenta que el  $^{147}\text{Sm}$  es uno de los isótopos radioactivos del elemento Sm y decae a  $^{143}\text{Nd}$  por emisión de partículas  $\alpha$ - con una vida media de  $1.06 \times 10^{11}$  (a) y una constante de decaimiento  $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$  ( $\text{a}^{-1}$ ) (Lugmair y Martí, 1978 y Begemann *et al.*, 2001), además se emplearon los valores de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513089$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$  del manto empobrecido determinados por Schaaf *et al.* (1994) en xenolitos del manto recolectados en San Luís Potosí.

Las edades modelo se muestran a continuación en la tabla 10.

Muestra	Roca	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\tau\text{DM}$ (Ga)
JLT 3	Andesita	0.119	0.512758	0.54
JLT 7	Granodiorita	0.120	0.512827	0.43
JLT 14	Cuarzodiorita	0.151	0.512870	0.54
JLT 15	Granodiorita	0.139	0.512869	0.46
JLT 20	Granodiorita	0.142	0.512834	0.55
JLT 25	Granodiorita	0.131	0.512878	0.39
JLT 29	Granodiorita	0.103	0.512833	0.36
JLT 32	Gabro	0.173	0.512924	0.63
JLT 33	Granito	0.196	0.512870	1.98
JLT 35	Granodiorita	0.141	0.512841	0.53
JLT 38	Granitoide rico en cuarzo	0.107	0.512679	0.59
JLT 40	Granito	0.114	0.512824	0.41
JLT 40C	Andesita	0.134	0.512870	0.42
JLT 41	Gabro	0.163	0.512941	0.46
MZ 2	Tonalita-Granodiorita	0.137	0.512903	0.37
MZ 3	Gabro	0.154	0.512911	0.46
MZ 4	Gabro	0.144	0.512939	0.33
MZ 5	Granito	0.063	0.512918	0.17
JLT 7G	Tonalita	0.125	0.512823	0.46
MS 23	Monzonita	0.181	0.512999	0.44
MS 24	Gabro	0.168	0.512957	0.45
MS 25	Gabro	0.185	0.512988	0.56
MS 26	Granito	0.131	0.512820	0.50
MS 27	Tonalita-Granodiorita	0.119	0.512816	0.44
MS 28	Tonalita-Granodiorita	0.120	0.512825	0.43
MS 68	Tonalita-Granodiorita	0.124	0.512826	0.45
MS 69	Diorita	0.132	0.512820	0.51
MS 70	Tonalita-Granodiorita	0.121	0.512784	0.51

Tabla 10. Edades modelo de Nd ( $\tau\text{DM}$ ) de las muestras analizadas en este trabajo, Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain et al. (2016).

## 5.4 Geocronología

Los resultados del análisis geocronológico con Espectrometría de Masas con Ionización Térmica empleando Dilución Isotópica (ID-TIMS) en fracciones de zircones, arrojaron edades de  $54 \pm 10$  Ma para la muestra JLT 7,  $115.5 \pm 7.5$  Ma para la muestra JLT 20 y  $107.7 \pm 9.1$  Ma para la muestra JLT 40; mientras que al emplear Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción adaptado a un sistema de Ablación Laser (LA-ICP-MS) en zircones individuales, se obtuvieron edades muy parecidas pero con errores más pequeños de  $54.67 \pm 0.97$  Ma para la muestra JLT 7,  $110.47 \pm 1.97$  Ma para la muestra JLT 20 y  $103.27 \pm 2.21$  Ma para la muestra JLT 40.

Los valores iniciales de Pb común se obtuvieron del programa para procesar datos isotópicos de Pb-U-Th (PBDAT 1993 V.1.24), elaborado por K. R. Ludwig del Centro de Geocronología de la Universidad de Berkeley. En este trabajo se utilizó un valor inicial de 100 Ma para el cálculo y se obtuvieron valores con error de  $1\sigma$ .

A continuación se presentan los diagramas concordia (Figura 40, 42 y 43), generados con ayuda del software Isoplot con error de  $2\sigma$ , las poblaciones de zircones que se analizaron (Figura 41, 44 y 45), así como los resultados del análisis (ID-TIMS) (Tabla 11).

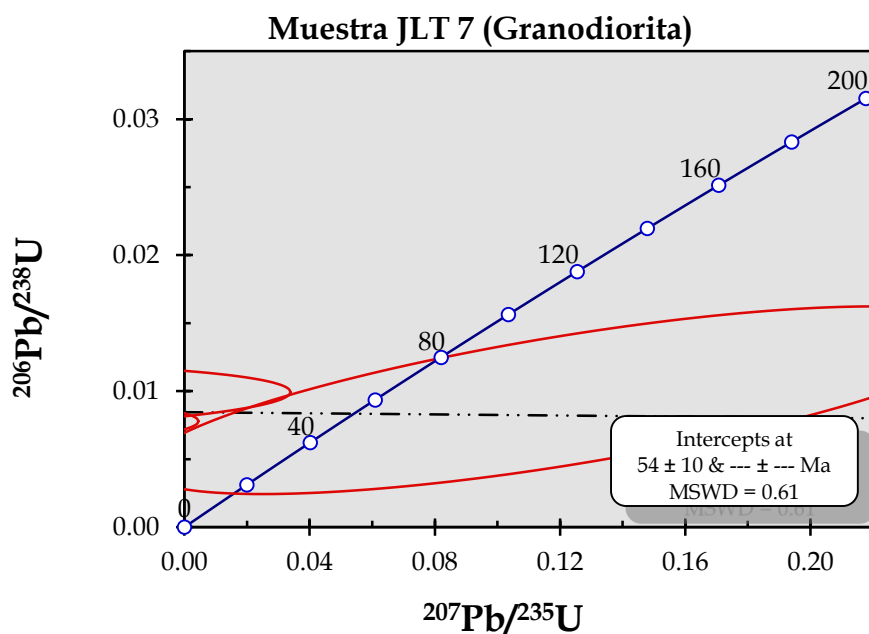


Figura 40. Diagrama concordia generado con ayuda del software Isoplot, donde se graficaron las relaciones isotópicas de Pb/U obtenidas por ID-TIMS de la muestra JLT 7 (Granodiorita).

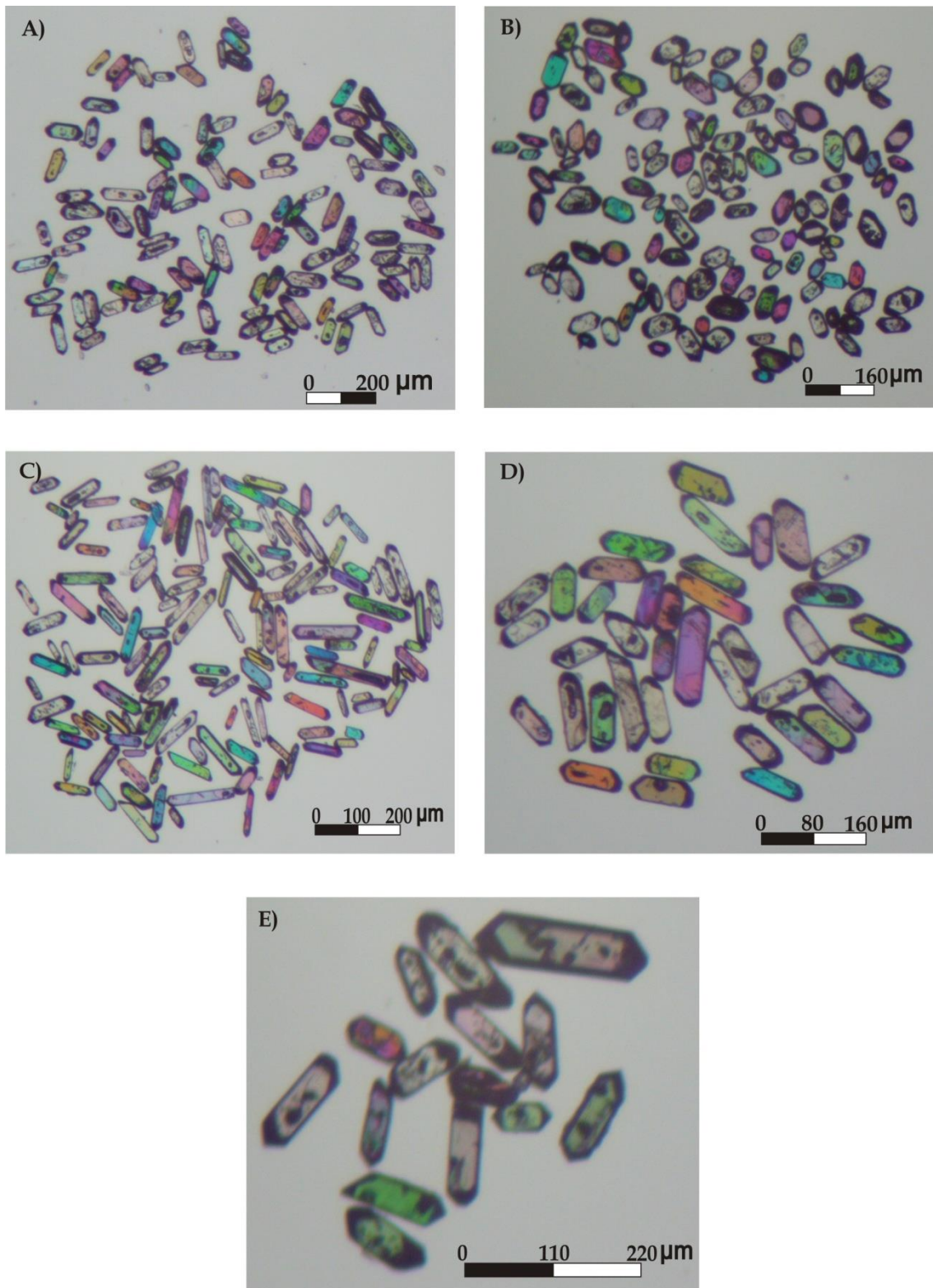


Figura 41. A, B, C, D y E. Poblaciones de Zircons analizados en la muestra JLT 7 (Granodiorita), empleando ID-TIMS.

### Muestra JLT 20 (Granodiorita)

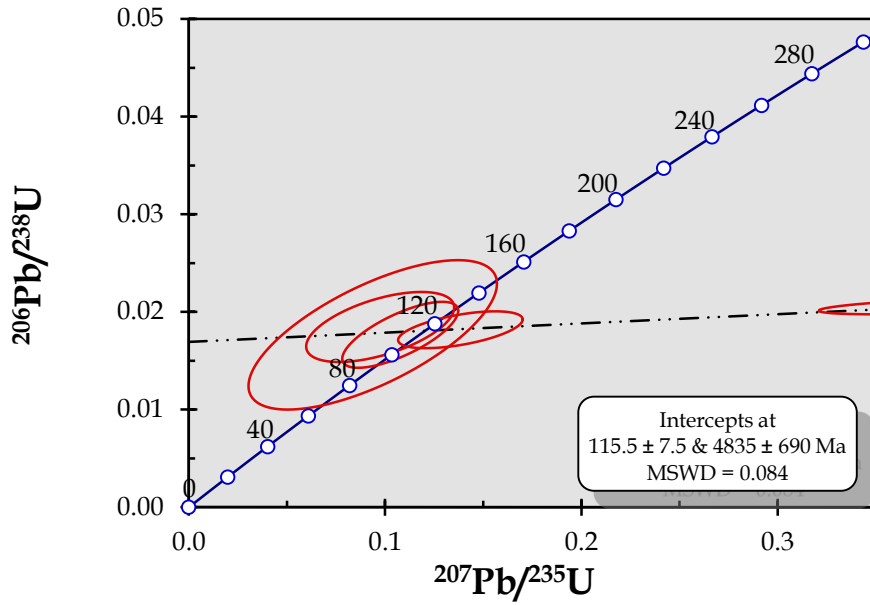


Figura 42. Diagrama concordia generado con ayuda del software Isoplot, donde se graficaron las relaciones isotópicas de Pb/U obtenidas por ID-TIMS de la muestra JLT 20 (Granodiorita).

### Muestra JLT 40 (Granito)

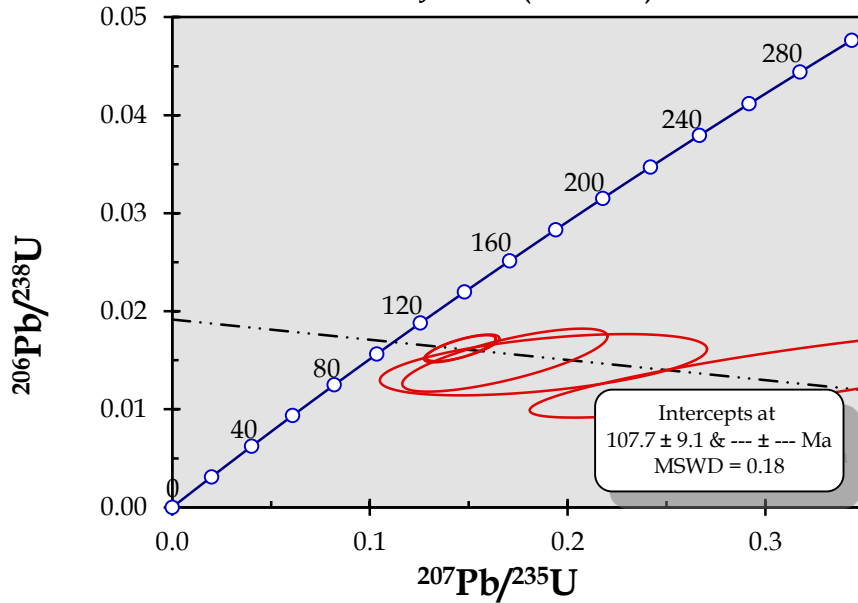


Figura 43. Diagrama concordia generado con ayuda del software Isoplot, donde se graficaron las relaciones isotópicas de Pb/U obtenidas por ID-TIMS de la muestra JLT 40 (Granito).

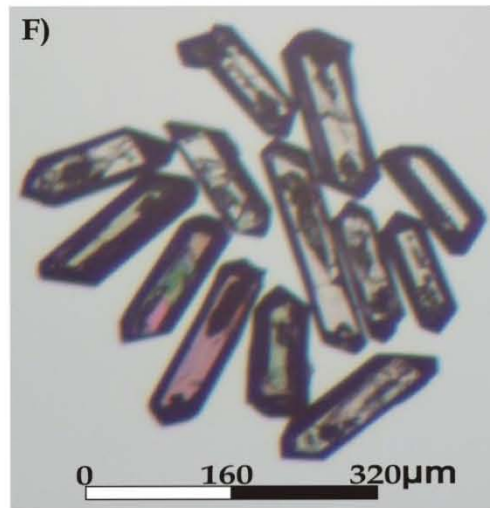
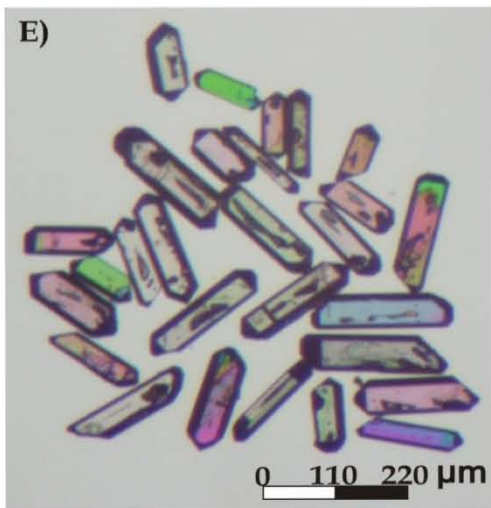
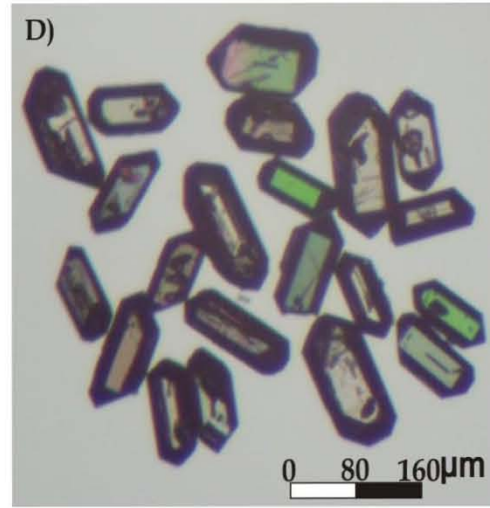
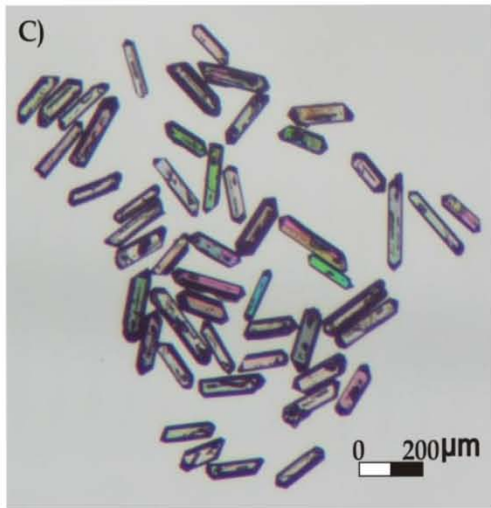
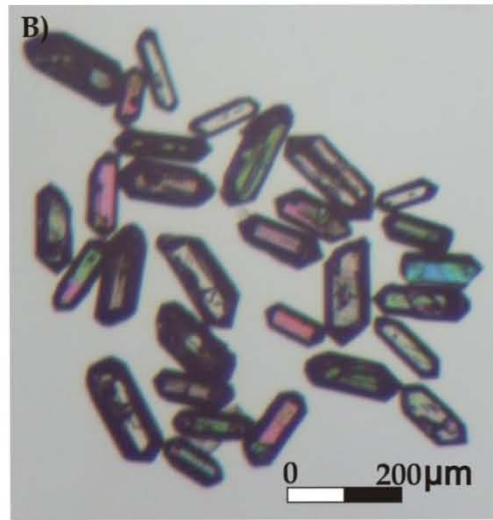
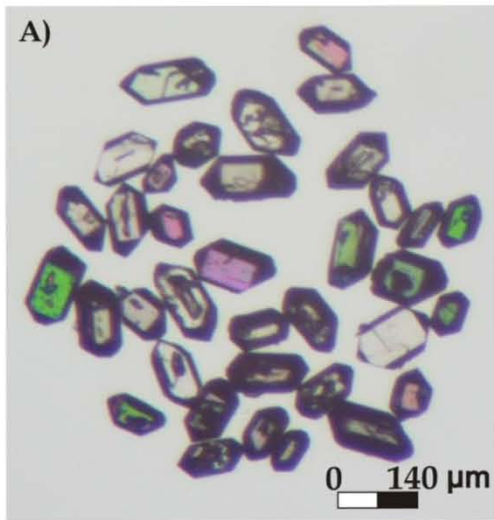


Figura 44. A, B, C, D, E, y F. Poblaciones de Zircones analizados en la muestra JLT 20 (Granodiorita), empleando ID-TIMS.

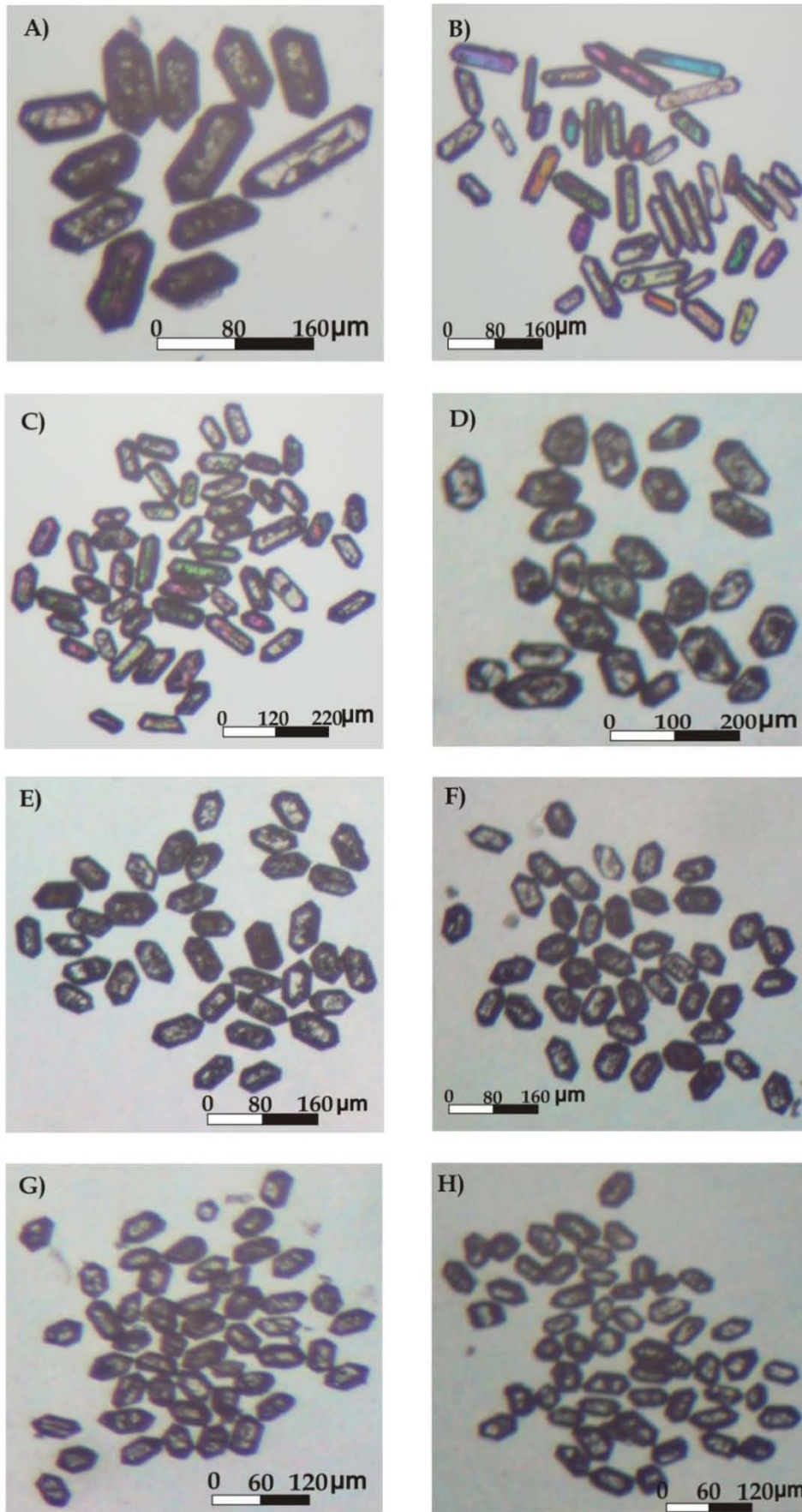


Figura 45. A, B, C, D, E, F, G y H. Poblaciones de Zirrones analizados en la muestra JLT 40 (Granito), empleando ID-TIMS

Muestra	Peso de la muestra (g)	Concentraciones						Edades Aparentes (Ma)						
		U (ppm)	Pb Total (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	%error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	%error	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	%error	<sup>207</sup> *Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> *Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> *Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> *Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> *Pb/ <sup>206</sup> *Pb
JLT-7 Zr-1	0.000017	n.d	15.781	27.8984	1.828	0.589102	2.133	1.527035	2.920	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
JLT-7 Zr-2	0.000019	292.69	7.35	33.5329	1.830	0.505849	1.732	1.283205	2.042	0.122336	0.009331	59.87	117.19	1,529.78
JLT-7 Zr-2-2	0.000019	292.69	34.59	23.9808	0.322	0.378252	0.011	1.565798	0.111	-2.106460	0.012553	80.42	0.00	0.00
JLT-7 Zr-3-2	0.000031	107.65	19.31	20.8468	0.038	0.729470	0.654	1.795542	0.115	-0.174863	0.007680	49.32	-195.16	0.00
JLT-7 Zr-4-2	0.000043	297.14	10.82	34.0521	0.639	0.422164	4.292	1.185073	0.399	-0.102840	0.009482	60.84	-110.19	0.00
JLT-7 Zr-5-2	0.000020	153.37	21.67	22.6236	0.456	0.539847	2.152	1.694786	0.357	-1.377590	0.011705	75.02	0.00	0.00
JLT-20 Zr-1	0.000106	240.37	6.91	96.8304	2.103	0.205200	0.155	0.565920	0.097	0.138369	0.018173	116.10	131.59	421.19
JLT-20 Zr-1-2	0.000106	240.37	35.09	29.1712	0.349	0.584812	0.288	1.460893	0.005	0.403076	0.020760	132.46	343.88	2,237.27
JLT-20 Zr-3	0.000041	288.64	10.58	57.4934	0.696	0.296525	0.445	0.770878	0.199	0.097491	0.018458	117.90	94.46	-463.87
JLT-20 Zr-4	0.000053	270.81	7.00	82.3666	0.154	0.223001	0.520	0.603649	0.190	0.107702	0.017657	112.83	103.86	-97.40
JLT-20 Zr-5	0.000014	429.25	12.38	50.1845	0.371	0.334381	0.370	0.850594	0.133	0.093698	0.017650	112.79	90.94	-450.55
JLT-40 Zr-1-2	0.000021	n.d	34.51	40.6365	0.758	0.066928	4.412	0.998961	0.106	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
JLT-40 Zr-2-2	0.000013	332.17	33.18	26.0104	0.294	0.645788	0.295	1.510011	0.241	0.317625	0.013727	87.88	280.07	2,536.06
JLT-40 Zr-3-2	0.000028	451.43	15.54	51.0764	1.133	0.356276	0.356	0.886879	0.561	0.168262	0.015016	96.08	157.91	1,228.02
JLT-40 Zr-4	0.000048	766.52	19.51	103.9399	1.076	0.203491	0.129	0.514111	0.086	0.146924	0.016265	104.01	139.19	790.86
JLT-40 Zr-4-2	0.000048	766.52	19.39	103.7250	1.002	0.203556	0.119	0.514179	0.089	0.145521	0.016177	103.45	137.95	782.21
JLT-40 Zr-5-2	0.000021	615.67	22.89	47.2053	0.571	0.386288	2.119	0.937982	0.896	0.187771	0.014549	93.11	174.73	1,500.15
JLT-40 Zr-6-2	0.000030	286.57	34.21	27.8049	0.525	0.556472	0.263	1.498637	0.279	-0.024341	0.016846	107.69	-25.02	0.00

Tabla 11. Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de ID TIMS para las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 (n.d: no disponible).



Los resultados del estudio con ID-TIMS son consistentes con los resultados del análisis con LA-ICP-MS del Laser Chron Center en la Universidad de Arizona, sin embargo, durante la medición con ID-TIMS se registraron errores más grandes. Por esta razón se decidió aplicar los resultados de LA-ICP-MS para el cálculo de las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y como edades de cristalización.

Los resultados del análisis de LA-ICP-MS de las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 se muestran en las tablas 12, 13 y 14, respectivamente.

En el cálculo de las relaciones isotópicas de U-Pb obtenidas con LA-ICP-MS de las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 se analizaron 20 puntos en cristales de zircones, de los cuales se utilizaron 16, 10 y 11 análisis para el cálculo de las edades empleando el programa TuffZirc, respectivamente.

A continuación se presentan los resultados los diagramas concordia y las gráficas de barras que muestran las edades obtenidas para las muestras JLT 7, JLT 20 y JLT 40 empleando el programa TuffZirc, cada una representada con un error de  $2\sigma$  (Figuras 46, 47 y 48).

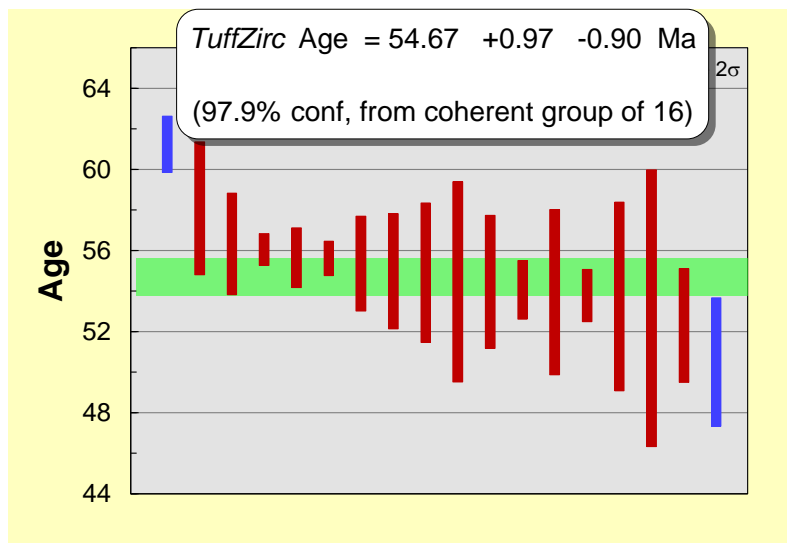
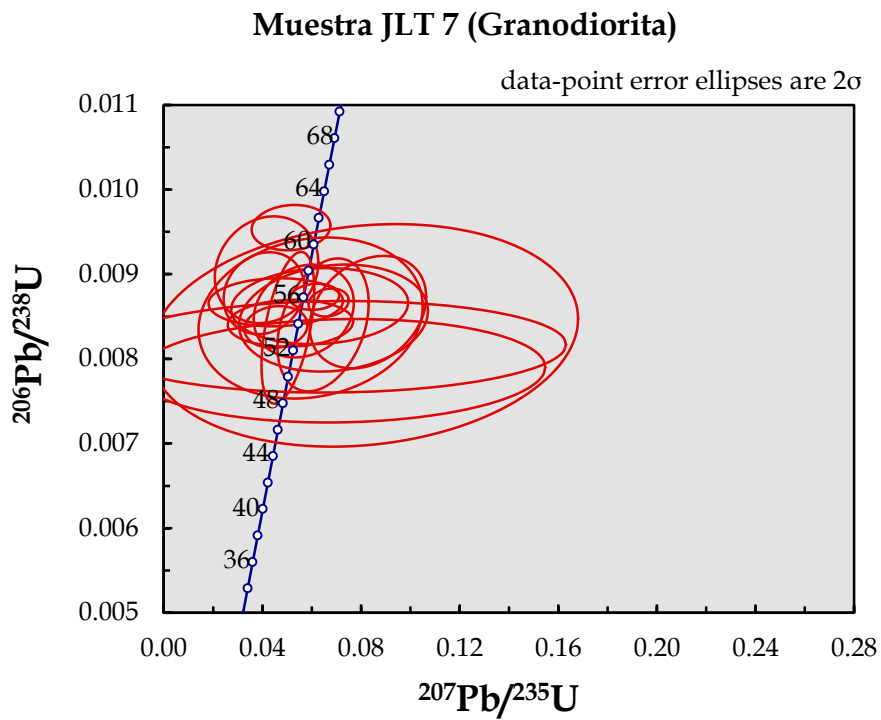


Figura 46. Diagrama concordia obtenido a través del programa Isoplot donde se graficaron las relaciones isotópicas de U/Pb obtenidas por LA-ICP-MS de la muestra JLT 7, abajo se muestra el resultado del análisis de 16 puntos en cristales de zirrones de la muestra JLT 7.

### Muestra JLT 20 (Granodiorita)

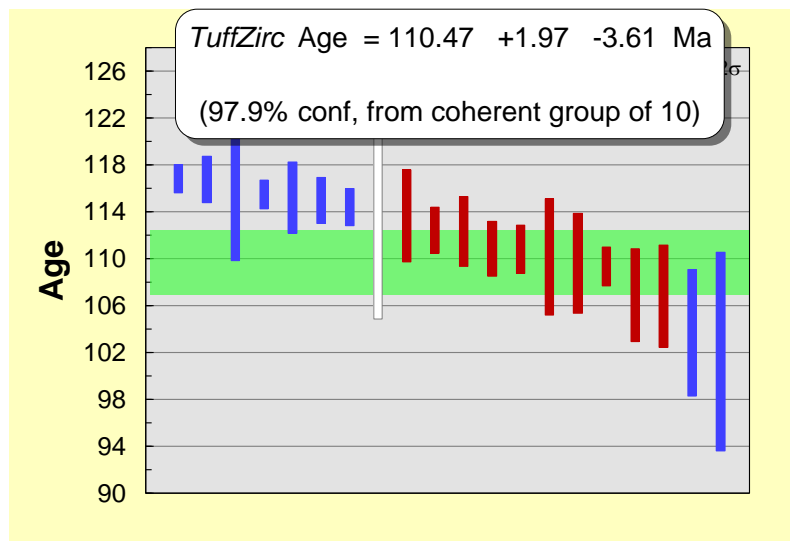
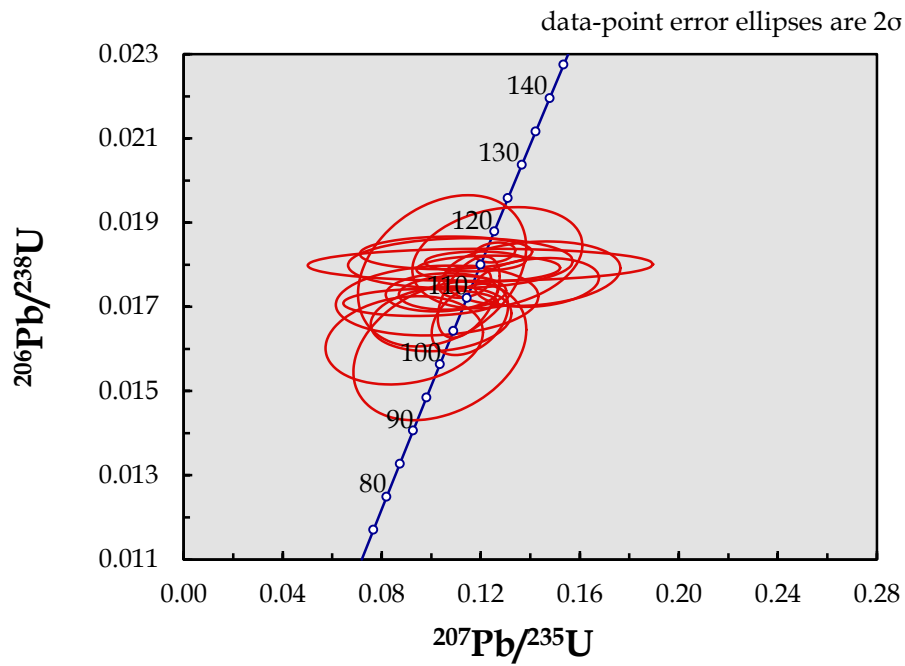


Figura 47. Diagrama concordia obtenido a través del programa Isoplot donde se graficaron las relaciones isotópicas de U/Pb obtenidas por LA-ICP-MS de la muestra JLT 20, abajo se muestra el resultado del análisis de 10 puntos en cristales de zircones de la muestra JLT 20.

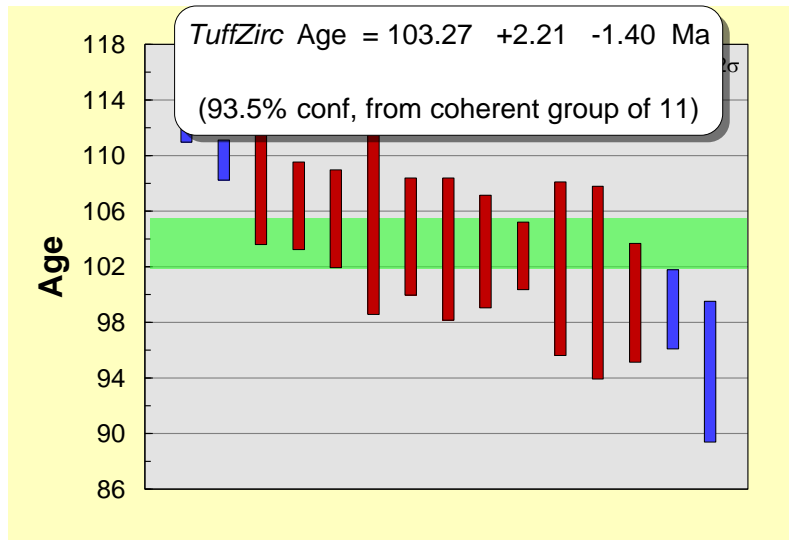
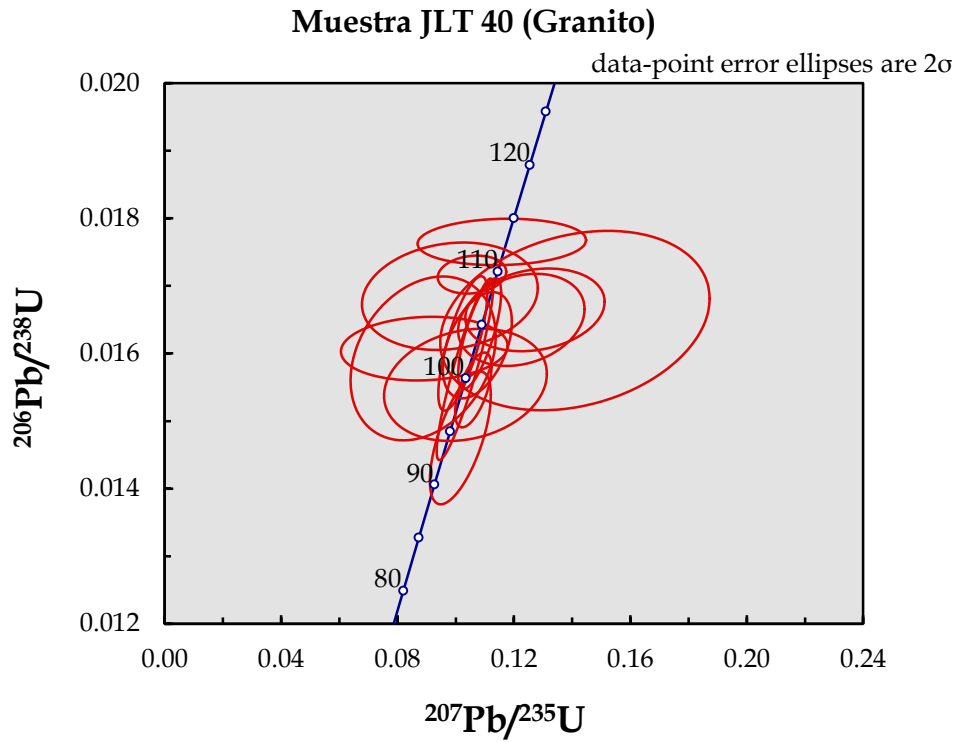


Figura 48. Diagrama concordia obtenido a través del programa Isoplot donde se graficaron las relaciones isotópicas de U/Pb obtenidas por LA-ICP-MS de la muestra JLT 40, abajo se muestra el resultado del análisis de 11 puntos en cristales de zircones de la muestra JLT 40.

Análisis Geocronológicos de U-Pb																		
						Relaciones Isotópicas					Edades aparentes (Ma)						Mejor edad (Ma)	
Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	U/Th	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>207</sup> Pb*	±1σ (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±1σ (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±1σ (%)	error corr.	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±1σ (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±1σ (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>207</sup> Pb*	±1σ (%)	Edad (Ma)	±1σ (%)
<b>Muestra JLT 7 (Granodiorita)</b>																		
JLT 7-1	178	1275	1.7	20.80	28.8	0.057	29.2	0.00856	5.2	0.18	55	2.9	56	15.9	103	692	55	2.9
JLT 7-2	367	2028	0.9	25.37	22.8	0.046	23.0	0.00838	2.4	0.11	54	1.3	45	10.1	-389	601	54	1.3
JLT 7-3	172	663	0.9	16.12	109.6	0.070	109.7	0.00814	5.4	0.05	52	2.8	68	72.6	676	600	52	2.8
JLT 7-5	160	867	1.6	15.04	93.5	0.072	93.7	0.00786	6.4	0.07	50	3.2	71	64.1	822	380	50	3.2
JLT 7-6	337	388	0.8	14.24	22.4	0.083	23.3	0.00855	6.3	0.27	55	3.5	81	18.1	935	466	55	3.5
JLT 7-7	305	1621	1.2	22.60	40.3	0.051	40.4	0.00842	2.7	0.07	54	1.4	51	20.1	-96	1027	54	1.4
JLT 7-8	203	1433	1.4	29.94	40.7	0.042	41.1	0.00905	5.7	0.14	58	3.3	41	16.7	-840	1206	58	3.3
JLT 7-10	181	1798	1.2	19.63	61.7	0.060	62.4	0.00848	9.2	0.15	54	5.0	59	35.6	238	1575	54	5.0
JLT 7-11	221	1049	1.2	29.75	32.6	0.041	32.9	0.00878	4.5	0.14	56	2.5	40	13.1	-822	949	56	2.5
JLT 7-12	474	1768	0.8	19.67	13.2	0.061	13.3	0.00873	1.4	0.11	56	0.8	60	7.8	233	306	56	0.8
JLT 7-13	391	2921	1.3	22.92	15.0	0.050	17.4	0.00837	8.8	0.50	54	4.7	50	8.4	-132	372	54	4.7
JLT 7-14	208	1209	1.2	14.04	86.2	0.081	87.2	0.00828	13.0	0.15	53	6.9	79	66.6	964	2377	53	6.9
JLT 7-15	377	1216	1.1	17.93	22.1	0.065	23.4	0.00840	7.6	0.33	54	4.1	64	14.4	443	497	54	4.1
JLT 7-16	237	1696	1.5	18.80	46.2	0.063	46.4	0.00862	4.3	0.09	55	2.3	62	28.0	337	1102	55	2.3
JLT 7-17	216	1430	1.7	26.30	49.0	0.045	49.1	0.00867	2.7	0.05	56	1.5	45	21.7	-484	1372	56	1.5
JLT 7-18	374	876	0.9	16.99	45.1	0.069	45.5	0.00848	6.1	0.13	54	3.3	68	29.8	562	1033	54	3.3
JLT 7-19	317	2225	2.0	25.51	25.2	0.052	25.3	0.00955	2.3	0.09	61	1.4	51	12.6	-404	666	61	1.4
JLT 7-20	315	1402	0.9	17.87	9.8	0.067	10.0	0.00867	1.6	0.16	56	0.9	66	6.3	451	219	56	0.9

Tabla 12. Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de LA-ICP-MS de la muestra JLT 7.

Análisis Geocronológicos de U-Pb																		
						Relaciones Isotópicas					Edades aparentes (Ma)						Mejor edad (Ma)	
Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	U/Th	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>207</sup> Pb*	±1σ (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±1σ (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±1σ (%)	error corr.	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±1σ (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±1σ (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>207</sup> Pb*	±1σ (%)	Edad (Ma)	±1σ (%)
<b>Muestra JLT 20 (Granodiorita)</b>																		
JLT 20-1	163	7010	1.7	22.25	33.1	0.112	33.2	0.018037	2.7	0.08	115	3.1	108	33.9	-58	826	115	3.1
JLT 20-2	282	13001	1.2	23.10	32.4	0.102	32.7	0.017150	3.9	0.12	110	4.3	99	30.8	-151	823	110	4.3
JLT 20-3	295	13550	1.2	22.93	17.7	0.104	17.8	0.017345	2.1	0.12	111	2.3	101	17.1	-132	440	111	2.3
JLT 20-4	306	14799	1.0	22.02	16.2	0.109	16.3	0.017337	1.9	0.12	111	2.1	105	16.2	-33	395	111	2.1
JLT 20-5	188	9750	1.9	21.26	26.3	0.103	27.6	0.015954	8.4	0.31	102	8.5	100	26.3	51	636	102	8.5
JLT 20-6	186	8537	1.1	24.66	26.6	0.096	26.6	0.017104	1.5	0.06	109	1.7	93	23.6	-316	692	109	1.7
JLT 20-7	202	8671	1.2	25.08	28.7	0.089	29.2	0.016205	5.3	0.18	104	5.4	87	24.2	-359	755	104	5.4
JLT 20-8	150	6984	1.4	23.59	25.3	0.104	26.6	0.017856	8.2	0.31	114	9.3	101	25.5	-203	643	114	9.3
JLT 20-9	345	15160	1.1	19.92	10.1	0.116	10.9	0.016703	4.1	0.38	107	4.4	111	11.5	204	235	107	4.4
JLT 20-10	156	9214	1.5	20.70	47.5	0.120	47.6	0.017998	1.7	0.04	115	2.0	115	51.7	114	1184	115	2.0
JLT 20-11	192	5420	1.2	16.98	14.1	0.143	14.3	0.017580	2.7	0.19	112	3.0	135	18.2	563	308	112	3.0
JLT 20-12	272	9676	1.0	17.44	20.5	0.141	20.8	0.017788	3.5	0.17	114	4.0	134	26.0	505	455	114	4.0
JLT 20-13	231	12936	1.2	21.15	14.1	0.118	14.1	0.018079	1.1	0.08	116	1.2	113	15.1	63	337	116	1.2
JLT 20-14	236	17817	1.0	22.17	22.0	0.104	22.3	0.016715	3.8	0.17	107	4.0	100	21.4	-50	542	107	4.0
JLT 20-15	210	10807	1.4	20.07	19.2	0.123	19.3	0.017907	1.4	0.07	114	1.6	118	21.4	187	451	114	1.6
JLT 20-16	435	26711	0.9	21.37	7.4	0.114	7.6	0.017595	1.8	0.23	112	2.0	109	7.9	39	177	112	2.0
JLT 20-17	391	22404	1.0	20.07	5.2	0.126	5.3	0.018292	1.1	0.20	117	1.2	120	6.1	187	122	117	1.2
JLT 20-18	423	23323	1.0	20.64	7.6	0.115	8.9	0.017232	4.6	0.51	110	5.0	111	9.3	122	179	110	5.0
JLT 20-19	352	12703	0.9	19.77	21.5	0.127	22.2	0.018166	5.4	0.24	116	6.2	121	25.3	222	502	116	6.2
JLT 20-20	228	13717	1.1	23.79	26.8	0.106	26.8	0.018282	1.7	0.06	117	2.0	102	26.1	-224	685	117	2.0

Tabla 13. Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de LA-ICP-MS de la muestra JLT 20.

Análisis Geocronológicos de U-Pb																		
						Relaciones Isotópicas					Edades aparentes (Ma)						Mejor edad (Ma)	
Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	U/Th	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>207</sup> Pb*	±1σ (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±1σ (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±1σ (%)	error corr.	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±1σ (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±1σ (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>207</sup> Pb*	±1σ (%)	Edad (Ma)	±1σ (%)
<b>Muestra JLT 40 (Granito)</b>																		
JLT 40-1	222	2606	2.2	24.84	26.1	0.089	26.3	0.016071	2.4	0.09	103	2.4	87	21.8	-335	682	103	2.4
JLT 40-2	456	4425	1.3	22.42	9.0	0.106	9.1	0.017167	1.3	0.15	110	1.5	102	8.8	-77	221	110	1.5
JLT 40-3	247	1305	3.3	18.55	36.7	0.095	37.7	0.012722	8.8	0.23	81	7.2	92	33.1	367	852	81	7.2
JLT 40-4	804	7887	1.8	21.07	3.3	0.103	7.7	0.015765	7.0	0.91	101	7.0	100	7.3	72	78	101	7.0
JLT 40-6	249	2165	1.8	20.73	21.7	0.103	22.1	0.015536	4.4	0.20	99	4.3	100	21.0	111	517	99	4.3
JLT 40-7	645	2662	2.3	20.69	8.1	0.107	9.0	0.016122	4.0	0.44	103	4.1	104	8.9	115	191	103	4.1
JLT 40-8	157	786	2.3	24.73	22.1	0.089	22.9	0.015927	6.2	0.27	102	6.3	86	19.0	-323	573	102	6.3
JLT 40-9	354	1671	1.3	18.04	15.1	0.127	15.4	0.016645	3.0	0.20	106	3.2	122	17.6	430	338	106	3.2
JLT 40-10	217	1939	2.0	16.13	26.0	0.141	26.8	0.016487	6.6	0.25	105	6.9	134	33.7	674	565	105	6.9
JLT 40-11	147	1083	2.1	23.71	24.9	0.098	25.2	0.016847	3.9	0.15	108	4.1	95	22.8	-216	634	108	4.1
JLT 40-12	656	4515	2.1	21.74	4.4	0.102	6.7	0.016148	5.0	0.75	103	5.2	99	6.3	-2	107	103	5.2
JLT 40-13	973	6127	1.3	20.10	3.8	0.106	4.8	0.015460	2.9	0.61	99	2.9	102	4.7	183	89	99	2.9
JLT 40-14	661	6053	1.9	20.66	8.2	0.126	9.4	0.018926	4.6	0.49	121	5.5	121	10.7	119	193	121	5.5
JLT 40-15	160	1041	1.9	21.01	20.4	0.116	20.4	0.017651	1.6	0.08	113	1.8	111	21.5	79	488	113	1.8
JLT 40-16	1048	7600	1.7	20.76	3.8	0.108	5.6	0.016292	4.1	0.74	104	4.2	104	5.5	107	89	104	4.2
JLT 40-18	1193	6843	2.5	20.02	6.4	0.102	8.4	0.014750	5.4	0.65	94	5.1	98	7.9	192	150	94	5.1
JLT 40-20	325	1197	1.8	18.56	14.1	0.123	14.5	0.016497	3.4	0.23	105	3.5	117	16.1	366	319	105	3.5

Tabla 14. Resultados Isotópicos de U-Pb del análisis de LA-ICP-MS de la muestra JLT 40.

Por otra parte, Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) obtuvieron edades de  $114.61 \pm 1.34$  Ma y  $112.84 \pm 1.20$  Ma para los gabros JLT 32 y JLT 12, respectivamente. Las muestras se procesaron por TuffZirc, empleando la Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción adaptado a un sistema de Ablación Laser (LA-ICP-MS).



## CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten los resultados del análisis petrográfico, geoquímico, isotópico y los fechamientos de rocas ígneas y volcánicas que afloran en el área de estudio. Así como los resultados reportados por Schaaf (1990), Valdez-Moreno (2006) y Villanueva-Lascurain *et al.* (2016), las edades isotópicas, el marco estratigráfico y el marco teórico, reportados en la literatura, para proponer un modelo petrogenético del emplazamiento del batolito de Jilotlán.

### 6.1 Batolito Jilotlán.

El batolito de Jilotlán está formado por un conjunto de rocas ígneas magmáticamente primitivas de composición intermedia-silícica que afloran en la porción occidental del subterreno Zihuatanejo, pertenecen a la serie sub-alcalina y se generaron en un ambiente de arco magmático continental. Esta formado principalmente por granodioritas con subordinados de gabros y granitos.

El comportamiento de los elementos mayores y traza, así como las relaciones isotópicas iniciales de estroncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = de 0.7036 a 0.7041) y neodimio ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.5127 a 0.5128), establecen que el origen de los magmas se generaron en un ambiente de subducción a partir de magmas primitivos y que durante su emplazamiento, sufrieron cristalización fraccionada y contaminación cortical.

El rango de edades modelo de Nd en tres muestras datadas en este trabajo oscilan entre 410 Ma y 550 Ma con un promedio de 463 Ma, esto indica que el neodimio de la fuente magmática se separó del manto superior hace aproximadamente 463 Ma o se trata de un material cortical con una edad promedio de residencia en la corteza de 463Ma.

La edad de U-Pb (ID TIMS) en zircón de una granodiorita (JLT 7) que aflora al noroeste del municipio de Jilotlán de los Dolores, en la parte central del complejo intrusivo, arrojó una edad de  $54 \pm 10$  Ma, esta edad es similar a la edad de  $54.45 \pm 1.17$  Ma obtenida por LA-ICP-MS, la que se interpretó como edad de cristalización. Esta edad se acerca al rango de edades comprendidas entre 55.2 y 68 Ma obtenidas por Rb-Sr y K-Ar de un concentrado de biotita-roca total y

hornblenda-biotita, respectivamente, obtenidas por Schaaf (1990) en la parte central del complejo intrusivo. Además se asemeja a la edad de  $57.5 \pm 5$  Ma (Biotita, K-Ar) en una granodiorita, reportada por Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1983) y Murillo y Torres (1987) colectadas del batolito de Jilotlán. Por otra parte, concuerda con las edades de  $53 \pm 4$  Ma (Plagioclasa, K-Ar) en un pórfido diorítico y  $54 \pm 4$  Ma (Biotita, K-Ar) en una tonalita, en el municipio de Tepalcatepec (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1983). Al suroeste del área de estudio, en la mina el Encino, se ubican dos muestras con edades similares al rango de edades reportadas en el batolito de Jilotlán, una de  $65 \pm 3$  Ma (Roca total, K-Ar) de una cuarzomonzonita (Carrión, 1982) y otra de  $65 \pm 3.3$  Ma obtenida de una fuente desconocida (K-Ar) en una granodiorita (Juárez, 1996 en Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

La edad U-Pb (ID TIMS) en zircón, obtenida de una granodiorita (JLT 20) que aflora al noreste del municipio de Tecalitlán, arrojó una edad de  $115.5 \pm 7.5$  Ma, esta edad es congruente con la edad de  $110.47 \pm 1.97$  Ma obtenida con LA-ICP-MS, misma que se interpretó como la edad de cristalización. Esta edad no concuerda con la edad de  $53 \pm 1$  Ma (Feldespató potásico, K-Ar) de un intrusivo obtenida por Pantoja-Alor (1992) al norte del municipio de Tamazula de Giordano, Jalisco. La edad de Pantoja-Alor (1992) más bien se encuentra dentro del rango de edades reportadas en la porción central del batolito de Jilotlán. Sin embargo, aproximadamente a 100 km sobre la carretera Tecalitlán - Ciudad Guzmán - San Gabriel, Lárraga *et al.* (1982) obtuvo una edad de  $107 \pm 9$  Ma (Plagioclasa, K-Ar) recalculada con una pérdida de 30% de Ar radiogénico en una granodiorita que es congruente con la muestra JLT 7.

En la porción oriental del área de estudio, la edad de U-Pb (ID TIMS) en zircón de un granito (JLT 40) que aflora al suroeste del municipio de Tepalcatepec, arrojó una edad de  $107.7 \pm 9.1$  Ma, esta edad es congruente con la edad de  $103.27 \pm 2.21$  Ma obtenida por LA-ICP-MS, la que se interpretó como edad de cristalización. Esta edad no concuerda con la edad de  $60 \pm 5$  Ma (Biotita, K-Ar) en una granodiorita, reportada por Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1983)

colectada en el municipio de Ahuijullo. Esto indicaría que la muestra de Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1983) corresponde a un pulso del Paleoceno.

## **6.2 Gabro Maravillas.**

Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) determinaron que los gabros que afloran en el área de Tecalitlán, Tepalcatepec y Manzanillo presentan fases minerales muy similares e identificaron metamorfismo de alta presión en rocas volcánicas al oriente de Tecalitlán que están en contacto con el Gabro Maravillas, al identificar cianita en el análisis petrográfico.

Por otra parte, identificaron que los patrones de elementos mayores y traza indican que los gabros son rocas primitivas cuyo origen se debe a un ambiente de arco magmático, con valores similares a N-MORB, donde su enriquecimiento de elementos incompatibles respecto a los más compatibles se debe al enriquecimiento de la cuña del manto por fluidos liberados de la placa oceánica subducida al deshidratarse los minerales, el ingreso de sedimentos, o por la participación de una corteza primitiva.

El análisis isotópico indica que el tipo de fuente probablemente corresponde a un magma primitivo parcialmente enriquecido por componentes de una zona en subducción y más empobrecido en elementos compatibles y/o con la participación de una corteza primitiva.

Las edades modelo promedio de los gabros son de 525 Ma lo que indica el tiempo de residencia en la corteza de un material cortical o mucha participación de corteza antigua en la generación de los magmas.

Las edades de U-Pb en zircón de los gabros JLT 12 y JLT 32, que afloran en el sureste del municipio de Tecalitlán, arrojaron edades de  $112.84 \pm 1.20$  Ma y  $114.61 \pm 1.34$  Ma, respectivamente; estas edades son congruentes con las edades de  $114.6 \pm 1.1$  Ma y  $111.0 \pm 1.1$  Ma, obtenidas por  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  para el gabro JLT 12 en dos concentrados de anfíboles.

Estas edades sugieren que los gabros de Jilotlán pueden ser la contraparte plutónica del vulcanismo andesítico de la formación Tecalitlán ( $118.5 \pm 2.5$  Ma), descrito por Bermúdez-Santana (1994).

### **6.3 Rocas volcánicas.**

El análisis de las fases minerales, las texturas y la ubicación de las rocas volcánicas en el presente trabajo (JLT 3 y JLT 40c), permitió correlacionar a la andesita (JLT 3) con el vulcanismo andesítico descrito por Pimentel (1980) de la formación Tepalcatepec. El comportamiento de los elementos traza en las muestras volcánicas revela un enriquecimiento en elementos incompatibles y tierras raras ligeras lo que sugiere contaminación cortical durante el ascenso del magma.

### **6.4 Modelo tectónico**

Partiendo de los modelos tectónicos sobre la evolución del oeste de México propuestos por Centeno-García (2005); Centeno-García *et al.* (2003, 2008 y 2011); Martini (2008); Martini *et al.* (2009, 2011 y 2014) y los resultados de este trabajo se propone que durante el Triásico-Jurásico Temprano, existió un margen pasivo donde se depositaron sedimentos marinos (Abanico Potosí), provenientes de rocas que conformaban el margen occidental de la placa norteamericana (Oaxaquia, el Terreno Mixteca y/o el Complejo Acatlán). Esta secuencia sedimentaria sufrió deformación y metamorfismo durante el Jurásico Temprano como consecuencia de la acreción de un arco insular intraoceánico (Arco Alisitos). En el Jurásico Medio-Tardío la subducción de la placa Farallón sobre la placa Norteamericana generó magmas que se emplazaron en el margen continental (Granitoide Macías  $163 \pm 3$  Ma) y deformaron secuencias sedimentarias que conformaban el basamento sedimentario del Terreno Zihuatanejo (Complejo Arteaga, Complejo las Ollas, Sucesión metamórfica de Tzitzio y Formación Río Placeres), en este periodo la placa Farallón sufrió un retroceso durante la subducción lo que provocó un régimen extensional, la formación de rifts y la generación de una cuenca de antearco (Cuenca Arperos, Terreno Arcelia, Guanajuato y Teloloapan).

El régimen extensional continuó durante el Cretácico Temprano permitiendo el ascenso y emplazamiento de magmas, algunos de composición primitiva (Batolito Placeres del Oro  $120.2 \pm 1.6$  Ma al sur de Huetamo y Granitoide Pedregoso  $105 \pm 4$  Ma en Tumbiscatío dentro del subterreno Zihuatanejo; Batolito

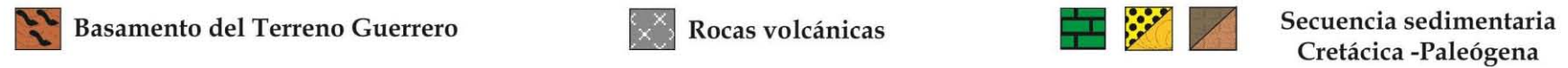
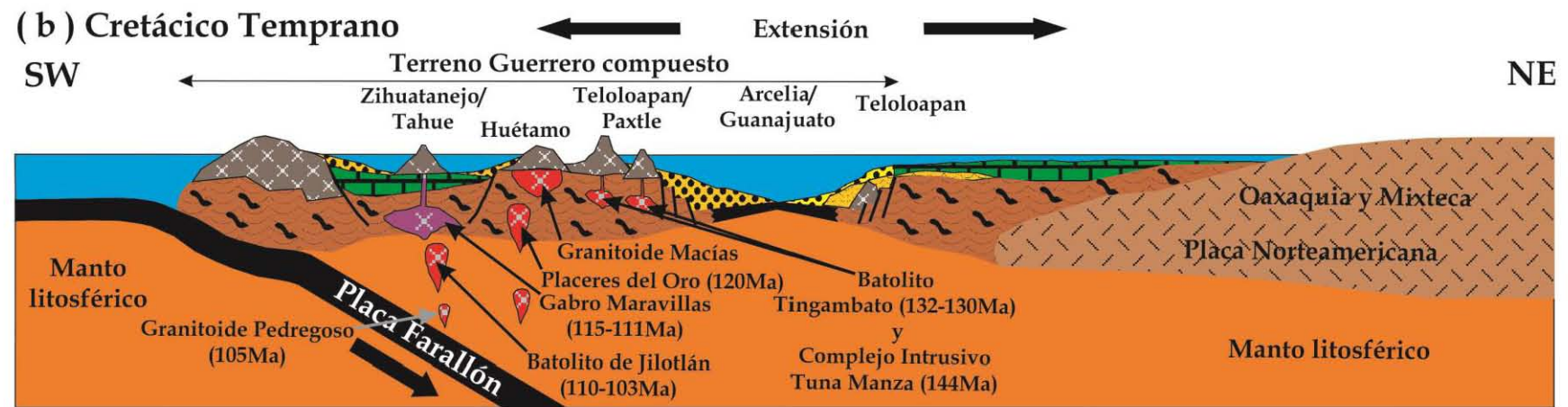
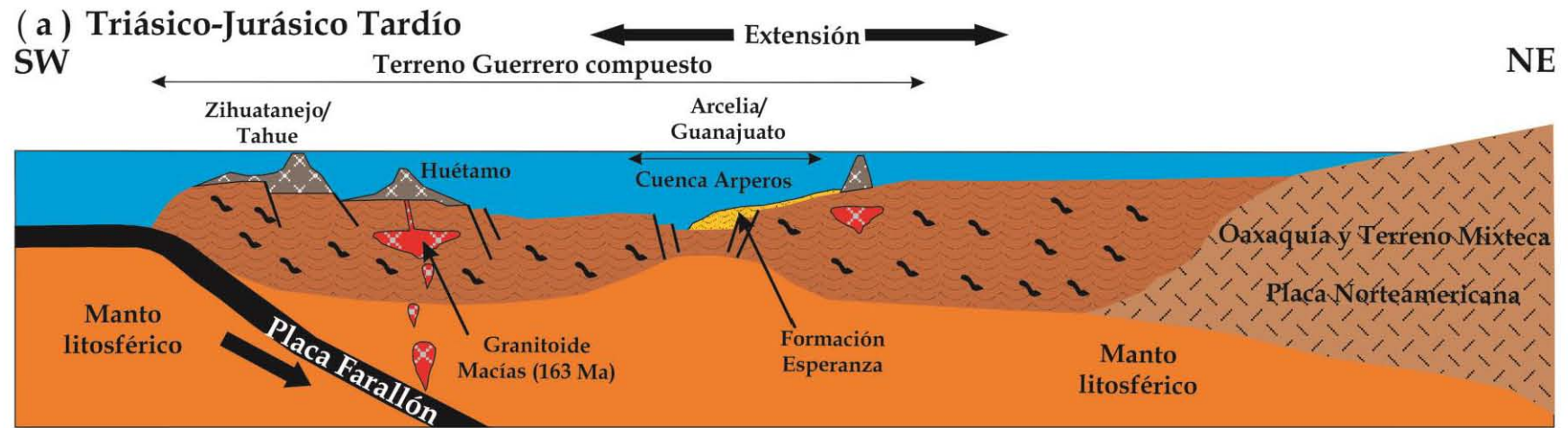
Tingambato 132-130 Ma y Complejo intrusivo Tuna Manza  $144 \pm 1.4$  Ma en el Terreno Teloloapan y magmas tipo MORB y OIB en el Terreno Arcelia), mientras que en el margen occidental del subterreno Zihuatanejo se emplazaron magmas de composición básica con firmas isotópicas primitivas (Gabro de Maravillas 115-111 Ma) con poca contaminación cortical, que se presume es la contraparte plutónica del vulcanismo registrado en Tecalitlán (Andesita  $118.5 \pm 2.5$  Ma). Este cuerpo máfico fue intrusionado por rocas ígneas de composición intermedia con firmas primitivas que fueron afectadas por contaminación cortical y cristalización fraccionada que forman parte del complejo intrusivo de Jilotlán (granodioritas y granitos 110-103 Ma).

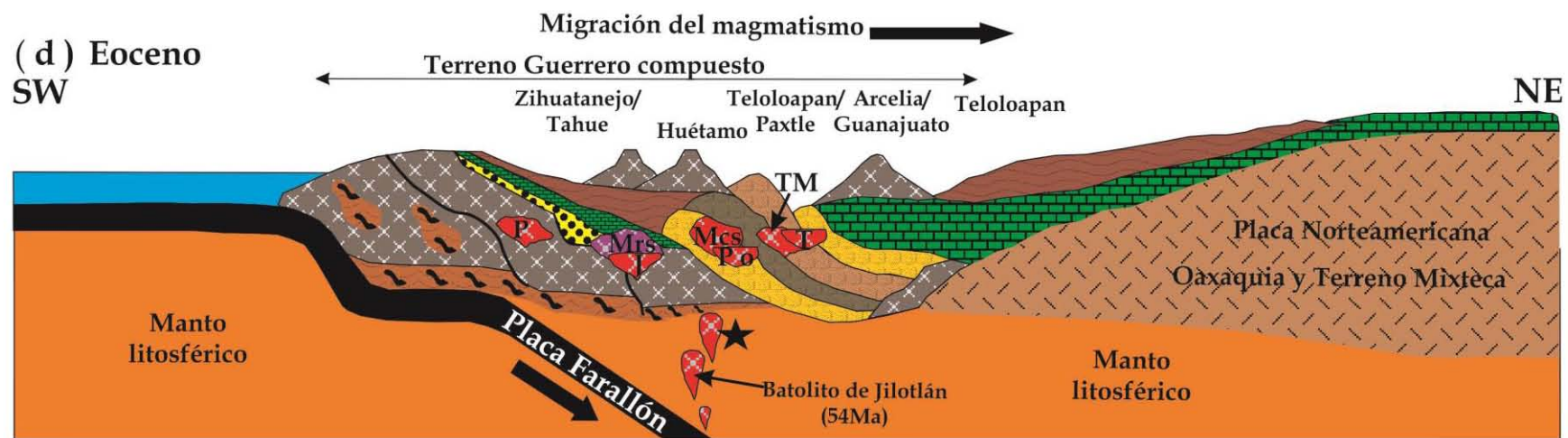
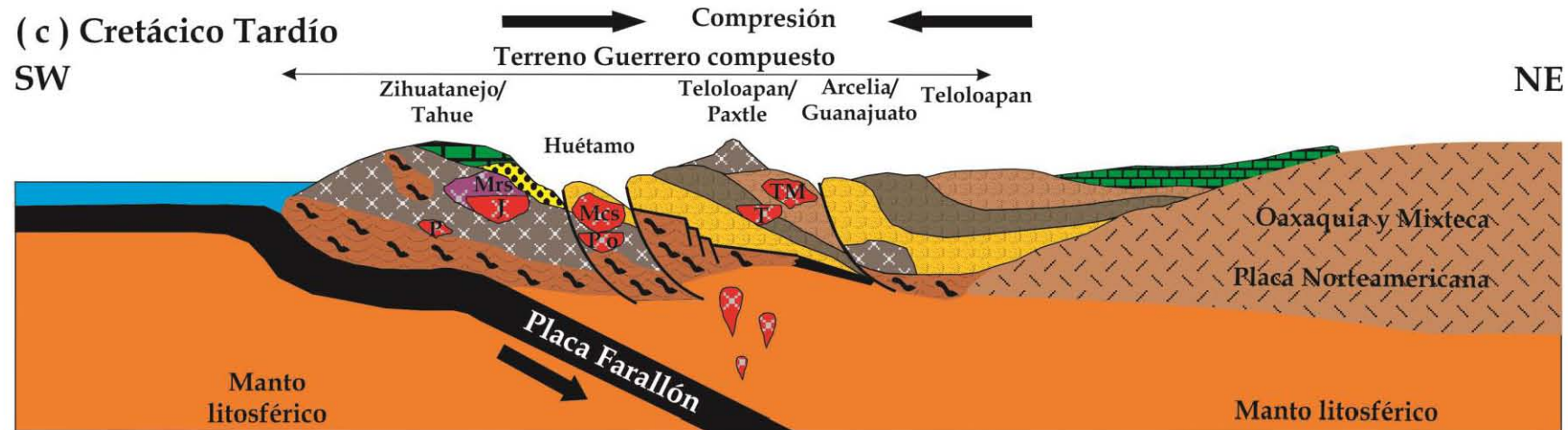
La subducción de la placa Farallón sobre la placa Norteamericana durante el Cretácico Tardío originó un cambio en el régimen extensional. El análisis estructural a las secuencias sedimentarias cretácicas sugiere un régimen compresional y la migraron al este del cinturón de pliegues y cabalgaduras hacia el Terreno Teloloapan y Mixteca.

El régimen compresional continuó durante el Cretácico Tardío-Eoceno, ocasionando el cierre de la cuenca Arperos, la acreción del Terreno Guerrero al margen continental y la incorporación de magmas de composición intermedia con firmas primitivas que sufrieron contaminación cortical y cristalización fraccionada durante su emplazamiento (granodiorita 54.45 Ma), mismos que podrían ser la contraparte plutónica del vulcanismo andesítico ( $58 \pm 5$  Ma) reportado en los municipios de Tonaya y San Gabriel, Jalisco. Por otra parte, en el área comprendida entre Huetamo-Zihuatanejo se emplazaron magmas del Eoceno correlacionables al Batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo ( $36.5 \pm 5$  Ma a  $48.2 \pm 0.8$  Ma), Agua Zarca ( $46.2 \pm 0.8$  Ma), Colmeneros ( $40.2 \pm 0.7$  Ma), San Jerónimo-Guayameo ( $39.8 \pm 0.6$  Ma), La Huacana ( $33.8 \pm 0.4$  Ma a  $34.4 \pm 0.4$  Ma) y gabros de El Manzanillal ( $37.2 \pm 0.3$  Ma) (Martini, 2008) (Figura 49).

En el área de estudio, el pulso del Cretácico Temprano, tiene una tendencia NW-SE desde el municipio de Tonaya, Jalisco hasta Tepalcatepec, Michoacán de Ocampo, mientras que del centro del municipio de Jilotlán de los Dolores, Jalisco

a Tepalcatepec, Michoacán de Ocampo se encuentra el pulso del Paleoceno-Eoceno (Figura 50).





★ Rocas ígneas intrusivas comprendidas entre Huétamo-Zihuatanejo (Batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, Agua Zarca, Colmeneros, San Jerónimo-Guayameo, La Huacana y gabros de El Manzanillal)

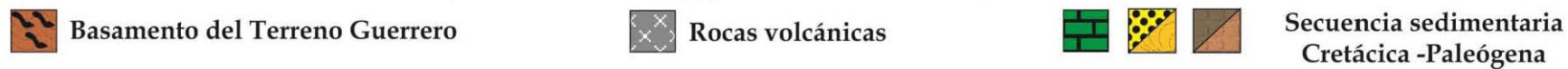


Figura 49. Modelos tectónicos para la evolución del batolito de Jilotlán.



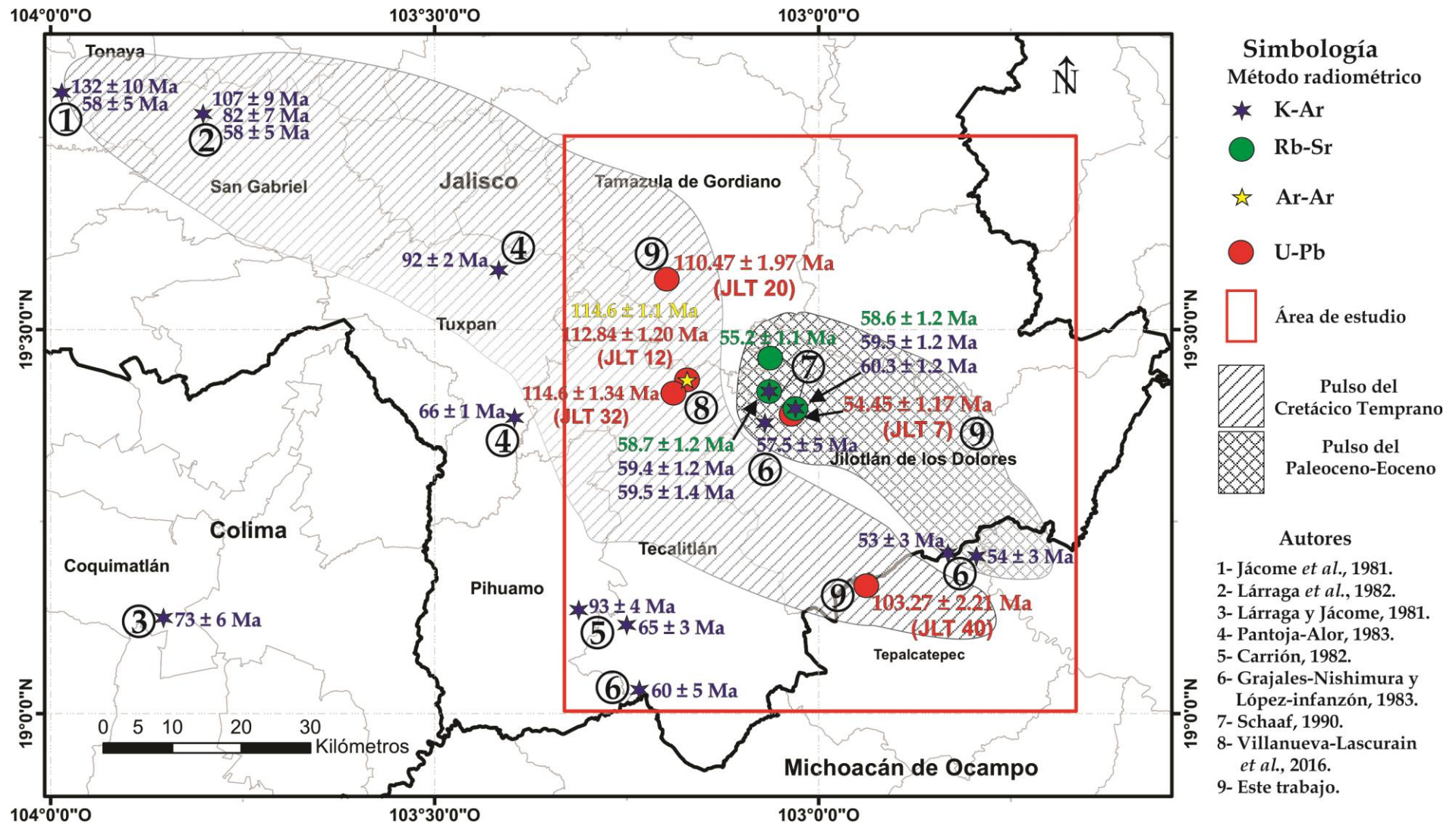


Figura 50. Mapa del área de estudio que muestra la distribución de edades isotópicas, el método isotópico, los autores y la interpretación de los pulsos magmáticos. Se indican algunas edades isotópicas discutidas en el texto y presentadas en la tabla 1.

## CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El batolito de Jilotlán está formado por un conjunto de rocas plutónicas de composición intermedia-silícica con algunos subordinados de gabros y aflora en la porción central de un cinturón plutónico que se extiende a lo largo de la costa del Pacífico y forma parte del subterreno Zihuatanejo (Terreno Guerrero compuesto).

La génesis de los magmas, que dieron origen a los granitos tipo M del batolito de Jilotlán, es atribuida a la fusión parcial de un manto astenosférico subalcalino que se emplazó durante la subducción de la placa Farallón y la placa Norteamericana, y cuya composición se vió afectada durante su emplazamiento por un complejo régimen tectónico extensional y compresional que afectaron a rocas preexistentes del continente.

Se identificaron dos pulsos magmáticos con temporalidades diferentes:

El primer pulso del Cretácico Temprano se delimitó con las edades de U-Pb de 110 y 103 Ma en una granodiorita-granito (JLT 20 y JLT 40) y edades similares en rocas plutónicas reportadas en la literatura, se extiende desde el municipio de Tepalcatepec, Michoacán hasta el municipio de Tonaya, Jalisco. En este pulso se pueden incluir al Granitoide Pedregoso, Gabro Maravillas, el batolito Placeres del Oro, el batolito Tingambato y el complejo intrusivo Tuna Manza que afloran a lo largo del Terreno Guerrero compuesto. El rápido ascenso del magma pudo ser favorecido por el régimen tectónico extensional, durante la apertura de la cuenca Arperos.

Las edades modelo entre los granitoides y los gabros arrojaron valores de ~500 Ma lo que indica una fuente cortical común.

El segundo pulso se del Paleoceno-Eoceno, se delimitó con la edad de U-Pb de 54 Ma, en una granodiorita (JLT 7) y edades similares en rocas plutónicas reportadas en la literatura, se extiende desde el municipio de Tepalcatepec, Michoacán hasta Jilotlán de los Dolores Jalisco. El pulso puede incluir a las rocas ígneas intrusivas del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, Agua Zarca, Colmeneros, San

Jerónimo-Guayameo, La Huacana y gabros de El Manzanillal, que afloran a lo largo del subterreno Zihuatanejo. El vulcanismo andesítico de 58 Ma reportado en los municipios de Tonaya y San Gabriel, Jalisco sugiere que el conjunto de rocas ígneas intrusivas son la contraparte plutónica del vulcanismo andesítico. El origen del magmatismo de este pulso está asociado a un régimen tectónico compresional que inició en el Cretácico Tardío y que sufrió erosión por subducción.

Las edades de 110 Ma y 54.7 Ma obtenidas en granodioritas del batolito de Jilotlán, plantea la existencia de un hiatus magmático de ~55 Ma, lo cual confirma que estas unidades no son cogenéticas.

## REFERENCIAS

- Alencáster, G. 1986. Nuevo rudista (Bivalvia-Hippuritacea) del Cretácico Inferior de Pihuamo, Jalisco. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V.47. No. 1. Pág. 47-61.
- Alencáster, G. y Pantoja-Alor, J. 1986. *Coalcomana ramosa* (Boehm) (Bivalvia-Hippuritacea) del Albiano temprano del Cerro de Tuxpan, Jalisco. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V.47. No. 1. Pág. 33-46.
- Andrew, A. R., Armstrong, R. L. y Runkle, D. 1991. Neodymium-strontium-lead isotopic study of Vancouver Island igneous rocks. Canadian Journal Earth Sciences. V. 28. Pág. 1744-1752.
- Annen, C., Blundy, J. D. y Sparks, R. S. J. 2006a. The genesis of intermediate and silic magmas in deep crustal hot zones. Journal of Petrology. V. 47. No. 3. Pág. 505-539.
- Annen, C., Blundy, J. D. y Sparks, R. S. J. 2006b. The sources of granitic melt in deep hot zones. Transactions of the Royal Society of Edinburg. V. 97. No. 4. Pág. 297-309.
- Arredondo-Guerrero, P. y Centeno-García, G. E. 2003. Geology of the Mazatlán region, southern Sinaloa state, Mexico. Geological Society of America Abstracts with Programs. V. 35. No. 4. Pág. 71.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos. V. 46. Pág. 605-626.
- Barnes, C. G. Petersen, S. W. Kistler, R. W., Prestvik, T. y Sundvoll, B. 1992. Tectonic implications of isotopic variation among Jurassic and Early Cretaceous plutons, Klamath Mountains. Geological Society of America Bulletin. V. 104. Pág. 117-126.
- Beard, B. L. y Glazner, A. F. 1998. Petrogenesis of isotopically unusual Pliocene olivine leucites from Deep Springs Valley, California. Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 133. Pág. 402-417.
- Begemann, F., Ludwig, K.R., Lugmair, G.W., Min, K., Nyquist, L.E., Patchett, P.J., Renne, P.R., Shih, C.Y., Villa, I.M. y Walker, R.J. 2001. Call for improved set of decay constants for geochronological use. Geochimica et Cosmochimica Acta. V. 65. Pág. 111-121.
- Bermúdez-Santana, J. C. 1994. Estratigrafía de una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Inferior de la región de Tepalcatepec-Coalcomán, Michoacán, integrando métodos bioestratigáficoy radiométricos. México, D.F. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Maestría en Ciencias. 103p. inédita.
- Bissig, T., Mortensen, J.K. y Hall, B. 2003. The volcano-sedimentary setting of the Kuroko type Vhms District of Cuale, Jalisco, Mexico. Geological Society of America Abstracts with Programs. V. 35. No. 4. Pág. 61.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R. M. y Hall, B. V. 2008. The rhyolite-hosted volcanogenetic massive sulfide district of Cuale, Guerrero terrane, west-central Mexico: Silver-rich base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologist. V. 103. Pág. 141-159.
- Bradford, K. J. 1995. Petrology of a mafic intrusive suite in the central Sierra Nevada batholith, California. Tesis de Maestría. Universidad de Carolina del Norte.
- Burckhardt, C. y Scalia, S. 1906. Géologie des environs de Zacatecas, México, International Geological Congress, 10th. Excursion Guidebook 16. Pág. 26.
- Campa, M. F. y Ramírez, J. 1979. La Evolución Geológica y la Metalogénesis de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Ser. Técnico-Científica. V. 1. Pág. 84.
- Campa, M. F., Ramírez, J., Flores R. y Coney, P.J. 1981. Terrenos Tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, Región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán y Morelos. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica. V.10. Pág. 28.
- Campa, M. F. y Coney, P.J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences. V. 20. Pág.1040-1051.
- Carrillo-Martínez, M. 1971. Geología de la Hoja San José de Gracia, Sinaloa. Tesis de Licenciatura. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. 154p.
- Carrión, J. L. 1982. Estudio geológico-estructural del Tajo San Pascual. Las Encinas, S.A. (HYLSA), Informe inédito.
- Centeno-García, E. 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson, T.H., et al., (eds.), The Mojave-Sonora Megashield

- Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives. Geological Society of America. Special Paper 393. Pág. 233–258.
- Centeno-García, E. y Silva-Romo, G. 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 14. Pág. 244–260.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O. e Iriondo, A. 2003. Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane. A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México, in *Geologic Transects across Cordilleran México*. Guidebook for Field Trips of the 99th GSA Cordilleran Section Meeting. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Publicación Especial*. No. 1. Pág. 201–228.
- Centeno-García, E., Suástegui-Guerrero, M. y Talavera-Mendoza, O. 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. The Geological Society of America. Special paper 436. Pág. 279-308.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M. y Gehrels, G. 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin*. V. 123. No. 9/10. Pág. 1776-1797.
- Chappell, B. W. 2004. Towards a unified model for granite genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*. V. 95. Pág. 1-10.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. V. 8. Pág. 173-174.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*. V. 83. Pág. 1–26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. y Wyborn, D. 1987. The importance of residual source material restite in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*. V. 28. Pág. 1111–1138.
- Cole, R. B. y Basu, A. R. 1992. Middle Tertiary Volcanism during Ridge-Trench Interactions in Western California. *Science*. V. 258. Pág. 793-796.
- Coney, P.J y Reynolds, S.J. 1977. Cordilleran Benioff zones. *Nature*. V. 270. Pág. 403-406.
- Corona-Esquivel, R y Alencáster, G. 1995, Rudists from Peña Colorada iron mine and La Minita sulfide deposit, states of Colima and Michoacán, SW Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 12. No.2. Pág. 185-190.
- Corona-Esquivel, R. y Henríquez, F. 2004. Modelo magmático del yacimiento de hierro Peña Colorada, Colima, y su relación con la exploración de otros yacimientos de hierro en México. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. *Boletín* 113. 109p.
- Corona-Esquivel, R., Ruiz, J. y Ortega-Gutiérrez, F. 1996. Influencia de las evaporitas de la cuenca de Colima en la formación del skarn de hierro de Peña Colorada. *Sociedad Geológica Mexicana. Convención Geológica Nacional, 13. La Paz, Baja California Sur. Resúmenes*. Pág. 36 (resumen).
- Cuevas, P. E. 1983. The geological evolution of the Mesozoic in the State of Zacatecas Mexico: *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie. Teil I: Allgemeine, Angewandte: Regionale und Historische Geologie*. V. 1. Pág. 190–201.
- Cuevas, S.F. 1981. Informe Geológico Final, prospecto Tepalcatepec: Poza Rica. *Petróleos Mexicanos. Superintendencia General de Explotación, Zona Centro. Informe geológico IGPR-198 (inédito)*.
- Damon, P., 1968, Application of the potassium-argon method to the dating of igneous and metamorphic rocks within the basins ranges of southwest. *Arizona Geological Society. Southern Arizona guidebook, III*. Pág. 7-20.
- Dávila-Alcocer, V. y Guerrero-Suástegui, M. 1990. Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria de Arcelia, Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana, 10th Convención Geológica Nacional. Libro de resúmenes*. Pág. 83.
- De Cserna, G. Z. 1978. Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México. *Sociedad Geológica Mexicana. Libro guía de la excursión geológica a Tierra Caliente*. Pág. 1–25.
- Delgado-Argote, L., López-Martínez, M., York, D. y Hall, CM. 1990. Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente Complexes, southern Mexico. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*. V. 22, No. 7. Pág. 326.

- Dickinson, W.R. y Lawton, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. V. 113. Pág. 1142–1160.
- Dudas, F. O. Carlson, R. W. y Egger, D. H. 1987. Regional Middle Proterozoic enrichment of the subcontinental mantle source of igneous rocks from central Montana. *Geology*. V. 15. 22p.
- Dufek, J. y Bergantz, G. W. 2005. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt-crust interaction. *Journal of Petrology*. V. 46. No. 11. Pág. 2167-2195.
- Elías-Herrera, M y Sánchez-Zavala, J.L. 1990/1992. Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente complex (Guerrero Terrane), southern Mexico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista* 9. Pág. 113-125.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L y Macías-Romo, C. 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejuipilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*. V. 13. Pág. 355-375.
- Estrada-Barraza, S. 1972. Informe preliminar de los trabajos de Geología del Objetivo 2.1 en la Mina de El Encino, Pihuamo, Jalisco. *Archivo técnico. Las Encinas, S.A. Informe Inédito*.
- Fleck, R. J y Criss, R. E. 2004. Location, age, and tectonic significance of the western Idaho suture zone (wisz). *U.S. Geological Survey Publication*. 48p.
- Freydier, C., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Martínez-Reyes, J. y Orsini, J.B. 1995. Les formations magmatiques de Porohui (Sinaloa); témoins de l'évolution géodynamique mesozoïque et tertiaire des Cordillères mexicaines: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Ser. 2: Sciences de la Terre et des Planètes*. V. 321. Pág. 529–536.
- Gastil, G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Lothringer, C., Leier-Engelhardt, P., DeLattre, M., Hoobs, J. y Roldán-Quintana, J. 1991. The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California, in Pérez-Segura, E. y Jacques-Ayala, C., eds., *Studies of Sonoran Geology. Geological Society of America Special Paper 254*. Pág. 1–7.
- Gastil, G., Rector, R., Hazelton, G., Al-Riyami, R., Hanes, J., Farrar, E., Boehnel, H., Ortega-Rivera, A. y Guzmán, J.G. 1999. Late Cretaceous pillow basalt, siliceous tuff and calc-turbidite near Porohui, northern Sinaloa, Mexico, in Bartolini, C., et.al, eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. Geological Society of America Special Paper 340*. Pág. 145–150.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry-Geophysics-Geosystems (G<sup>3</sup>)*. V. 9. No. 3. Pág. 1-13.
- Ghosh, D. K. 1995. Nd–Sr isotopic constraints on the interactions of the Intermontane Superterrane with the western edge of North America in the southern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*. V. 32. Pág. 1740-1758.
- Ghosh, D. K. y Lambert, R. St. J. 1995. Nd–Sr isotope geochemistry and petrogenesis of Jurassic granitoid intrusives, southeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Special Papers*. V. 299. Pág. 141-158.
- Grajales-Nishimura, M. y López-Infazón, M. 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco. *Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración. Proyecto C-1160 (no publicado)*.
- Guerrero-Suástegui, M. 2004. Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur, with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico. [Ph.D. Thesis]: St. John's, Newfoundland, Memorial University. 600p.
- Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O. y Campa-Uranga, M.F. 1991. El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero. *Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca. Memoir*. Pág. 67–70.
- Henry, C.D. y Fredrikson, G. 1987. Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Map and Chart Ser. V. MCH063*. Pág. 1-14.

- Hoch, A. R. y Frost, C. D. 1993. Petrographic and geochemical characteristics of mid-Tertiary igneous rocks in the Rattlesnake Hills, central Wyoming. Wyoming Geological Survey. V. 5. 508p.
- Jácome, O. G., Nájera, R. F. G. y Lárraga, G. M. 1981. Informe final del Pozo Colima No.1, Petróleos Mexicanos. Superintendencia General de Distritos de Exploración Petrolera. Superintendencia de Operaciones Geológicas. Anexo 3. (Informe Inédito)
- James, K. H. 2006. Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin. *Geological Acta*. V. 4. No. 1-2. Pág. 279-302.
- Jhonson, C. M., Czamanske, G. K. y Lipman, P. W. 1989. Geochemistry of intrusive rocks associated with the Latir volcanic field, New Mexico, and contrasts between evolution of plutonic and volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 103. Pág. 90-109.
- Keith, S.B. 1978. Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America. *Geology*. V. 7. Pág. 519.
- Keppie, J. D. 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*. V. 46. Pág. 765-794.
- Keppie, J. D. y Morán-Zenteno, D. J. 2005. Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*. V. 47. Pág. 473-491.
- Knox, K. L. 2006. The Never Summer Igneous Complex: Evolution of a shallow magmatic system. Tesis de Maestría. Universidad de Colorado.
- Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. y Zimmermann, J.L. 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic–Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*. V. 108. Pág. 61–77.
- Lárraga, G. M y Jácome, O. G. 1981. Informe final del Pozo Colima No.1, Petróleos Mexicanos. Superintendencia General de Distritos de Exploración Petrolera. Zona Poza Rica Veracruz. Anexo 6. (Informe Inédito)
- Lárraga, G. M., Jácome, O. G. y Flores, T. J. L. 1982. Informe final del Pozo Tapalpa No.1, Petróleos Mexicanos. Superintendencia General de Distritos de Exploración Petrolera. Zona Poza Rica Veracruz. Anexo 5. (Informe Inédito)
- Le Maitre, R. W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*. V. 17. Pág. 589-637.
- Leeman, W. P. Menzies, M. A. Matty, D. J. y Embree, G. F. 1986. NAVDAT References.
- Ludden, J. N. D. F. 1993. Mantle Studies. *Journal of the geological association of Canada*. V. 20. Pág. 95-100.
- Lugmair, G.W. y Marti, K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. V. 39. Pág. 349-357.
- Marcantonio, F., Reisberg, L., Zindler, A. Wyman, D. y Hulbert, L. 1994. An isotopic study of the Ni-Cu-PGE-rich Wellgreen intrusion of the Wrangellia Terrane: Evidence for hydrothermal mobilization of rhenium and osmium Original Research Article. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 58. Pág. 1007-1018.
- Martínez-Reyes, J. 1992. Mapa geológico de la sierra de Guanajuato, escala 1:100,000, con Resumen de la geología de la sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Carta Geológica de México, escala 1:100,000.
- Martini, M. 2008. Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): Implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra. 256p.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V. y Serrano-Duran, L. 2009. Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in south-western Mexico: No role for terrane accretion, in Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (eds.), Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. *Geological Society of America Memoir*. V.204. Pág.151-182.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L. y Centeno-García, E. 2011. Sandstone Provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous Back-Arc

- Spreading as the Foundation of the Guerrero Terrane. *The Journal of Geology*. V.119. No.6. Pág. 597-617.
- Martini, M., Solari, L. y López-Martínez M. 2014. Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*. V.10. No.6. Pág. 1385-1401.
- Meen, J. K. y Egger, D. H. 1989. Chemical and isotopic compositions of Absaroka granitoids, Southwestern Montana. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 102. Pág. 462-477.
- Mendoza, O. y Suástegui, M. 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western México): Implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*. V. 13. Pág. 297-324.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U. R. y Ratschbacher, L. 1996. Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics*. V. 266. Pág. 81-100.
- Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martínez-Reyes, J., Calvet, P., Ortiz, E. y Zimmermann, J.L. 1990. Réconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: La séquence volcanoplutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sér. 2*. V. 310. Pág. 45-51.
- Monod, O., y Calvet, P. 1991. Structural and stratigraphic reinterpretation of the Triassic units near Zacatecas, Zac. Central Mexico: Evidence of a Laramide nappe pile: *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte: Regionale und Historische Geologie*. V. 1. Pág. 1533-1544.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S. y Solís-Pichardo, G. N. 1999. Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*. V. 12. Pág. 513-535.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S. y Solís-Pichardo, G. 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII. Pág. 27-58.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M. y Keppie, J.D. 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII. V. 3. Pág. 319-341.
- Mullan, H.S. 1978. Evolution of part of the Nevadan Orogen in northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. V. 89. Pág. 1175-1188.
- Murillo, M. G. y Torres, R. 1987. Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana. México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Gerencia de Exploración, Proyecto C-2010. Informe técnico. Pág. 78. Inédito.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Prieto-Vélez, R., Zúñiga, Y. y Flores, S. 1979. Una secuencia volcanoplutónica- sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa; ¿un complejo ofiolítico?: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 3. Pág. 1-8.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-González, L. y Schaaf, P. 2014. A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*. V. 26. Pág. 834-868.
- Ortiz, E.L. y Lapierre, H. 1991. Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: Remanentes de un arco insular intraoceánico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior: *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte: Regionale und Historische Geologie*. V. 6. Pág. 1503-1517.
- Ortiz-Hernández, E.L., Acevedo-Sandoval, O.A. y Flores-Castro, K. 2003. Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central México, geochemical and mineralogical data. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 20. Pág. 27-40.



- Panseri, M., Tunesi, A., Corona-Chávez, P. y Bergomi, M. 2007. Evolution of Manzanillo batholith complex: structural data, thermobarometry and geochronology. Goldschmidt Conference Abstracts, A751.
- Pano, A.A. 1975. Estudio Geológico del Prospecto Pihuamo, estado de Colima y partes de Jalisco y Michoacán. México, D.F., Pemex. IGPR-124. Informe técnico (no publicado).
- Pantoja-Alor, J. 1969. Localización de calizas para la fabricación de cal industrial en Atenquique, Jalisco. Archivo técnico de la Compañía Industrial de Atenquique, S.A. Informe Inédito.
- Pantoja-Alor, J. 1974. Estudio Geológico estructural del tajo San Pascual, Pihuamo, Jalisco. Colima, Colima. Las Encinillas. Informe técnico (inédito).
- Pantoja-Alor, J. 1983. Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V. 44.No. 1. Pág. 1-20.
- Pantoja-Alor, J. 1992. El evento magmático "Balsas" (Paleógeno) de la Sierra Madre del Sur. Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España. V. 4. Pág. 221-225 (Resumen).
- Pantoja-Alor, J. y Estrada-Barraza, S. 1986. Estratigrafía de los alrededores de la mina de Fierro de el Encino, Jalisco. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo XLVII. No. 1. Pág. 1-15.
- Pantoja-Alor, J., Estrada-Barraza, S. y Alencáster, G. 1978. Estratigrafía del Cretácico Inferior de la Mina el Encino, Municipio de Pihuamo, Jalisco. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo XXXIX. No. 1. IV Convención Nacional, resúmenes. Pág 29.
- Parga, M.J.A. 1977. Estudio geológico del Prospecto Manzanillo, Estado de Colima, México, D.F., PEMEX, IGPR-153. Informe técnico (inédito).
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. V. 25. Pág. 956-983.
- Pérez-Venzor, J.A. 2013. Estudio Geológico-Geoquímico del borde oriental del bloque de los Cabos Baja California Sur, México. Tesis doctoral. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. 297p.
- Petford, N. 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review. Earth Planet Sciences*. V. 31. Pág. 399-427.
- Petrone, Ch. M., Francalanci, L., Carlson, R.W., Ferrari, P. L. y Conticelli, S. 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace elements data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*. V. 193. Pág. 1-24.
- Pimentel, R. A. 1980. Prospecto Soyatlán de Adentro. Porción SW del Edo. de Michoacán y SE del Edo. de Jalisco mediante Imágenes de Satélite. Tesis Profesional, Instituto Politécnico Nacional. Pemex, IGPR-191. Inédito.
- Piñeiro, F. 1972. Descripción de las unidades litoestratigráficas de la Formación Tobas Encino, Pihuamo, Jalisco. Archivo técnico, Las Encinas, S.A. Informe inédito.
- Pompa-Mera, V. 2009. Geoquímica y Geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. 160p.
- Poole, F.G. y Perry, W.J.Jr. 1998. Laurentia-Gondwana continental margins in Northern Mexico, and their late Paleozoic collision, IGCP Project 376 annual meeting. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. México. Laurentia-Gondwanan connections before Pangea. Program and Abstracts. Pág. 27.
- Quintero-Legorreta, O. 1992. Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 10. Pág. 6-25.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suástegui, M. 1991. Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca. Memoir. Pág. 163-166.
- Råmo, O. T., Calzia, J. P. y Kosunen, P. J. 2002. Geochemistry of Mesozoic plutons, southern Death Valley region, California: Insights into the origin of Cordilleran interior magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 143. Pág. 416-437.

- Ranson, W.A., Fernandez, L.A., Simmons, W.B.Jr. y de la Vega, E.S. 1982. Petrology of the metamorphic rocks of Zacatecas, México. *Sociedad Geológica Mexicana*. V. 43. Pág. 37–59.
- Razo-Rojas, R. 1986. Estudio estratigráfico sedimentológico de la porción central de la cuenca de Jalisco-Colima. Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura. 54p. Inédito.
- Rodríguez, F. D. 1980. Prospecto Tecalitlán. *Petróleos Mexicanos Informe Geológico* (open file report). Pág. 237.
- Roldán-Quintana, J., González-León, C.M. y Amaya-Martínez, R. 1993. Geologic constraints on the northern limit of the Guerrero Terrane in northwestern Mexico, in Ortega-Gutiérrez, F., *et al.*, eds., *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference: Guanajuato, México*. Proceedings. Pág. 124–127.
- Samson, S. D., McClelland, W. C., Patchett, P. J., Gehrels, G. E. y Anderson, R. G. 1989. Evidence from neodymium isotopes for mantle contributions to Phanerozoic crustal genesis in the Canadian Cordillera. *Nature*. V. 337. Pág. 705–709.
- Sánchez-Zavala, J. L. 1993. Secuencia volcanosedimentaria Jurásico Superior- Cretácico Arcelia Oztoloapan (Terreno Guerrero), área Valle de Bravo- Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, Geoquímica, Metamorfismo e Interpretación Tectónica. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias. México. 91p.
- Schaaf, P. 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta and Acapulco. Munich, Ludwig-Maximilians Universität, disertación doctoral. 202p. (inédita).
- Schaaf, P., Heinrich, W. y Besch, T. 1994. Composition and Sr-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*. V.118. Pág. 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. y Köhler, H. 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*. V. 14. No. 5. Pág. 1339–1350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F. y Speed, R.C. 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geological Society of America. Special Paper 278*. Pág. 153.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P, Pérez-Arvizu, O. y Tanner, M. 2010. U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*. V. 34-1. Pág. 5-38.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes, in Saunders A.D y Norry, M. J., *Magmatism in oceanic basins*, Geological Society of London, special publication No. 42, Pág. 313-345.
- Talavera-Mendoza, O. 2000. Melanges in southern México: Geochemistry and metamorphism of las Ollas Complex (Guerrero terrane). *Canadian Journal of Earth Sciences*. V. 37. Pág. 1309-1320.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J. y Guerrero-Suástegui, M. 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofísica Internacional*. V. 34. Pág. 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G., Valencia, V.A. y Centeno-García, E. 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): new insights for the tectonic evolution of southwestern North America during Late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*. V. 119. No. 9/10. Pág. 1052-1065.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L. y Yta, M. 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*. V. 234. Pág. 49–73.
- Tuttle, O. F. y Bowen, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geological Society of America Memoir*. V. 74.
- Unruh, D., Lund, K., Kuntz, M. y Snee, L. 2008. NAVDAT References.

- Valdez-Moreno., G. 2006. Evolución Geoquímica e Isotópica del complejo volcánico de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica. Tesis Doctoral. 182 p.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson, D. G. y Roldán-Quintana, J. 2001. A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*. V. 113. Pág. 1409-1422.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landin, L., Martínez-Serrano, R. y Vargas-Navarro, P. 2003. Geochemistry of the Coastal Sonora Batholith, Northwestern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*. V. 40. Pág. 819-831.
- Villanueva-Lascurain, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J. y Corona-Chávez, P. 2016. Age and origin of the gabros in the Jilotlán pluton, Jalisco: primitive magmatic rocks in the southern part of the Guerrero Terrane. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 33. No. 1. Pág. 136-156.
- Vigneresse, J. L. 2004. A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*. V. 95. Pág. 11-22.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. Londres, Unwin Hyman. 466p.
- Winter, J. D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice-Hall. New Jersey. 697p.

# ANEXO

## Rocas volcanosedimentarias, sedimentarias y volcánicas

Número de Muestra (Simbología)	Coordenadas UTM (WGS 84)		Altura (msnm)	Clasificación (Muestra de mano)
1	724176	2130040	498	Contacto Andesita-Granito
2	724126	2130067	n/d	Contacto Andesita-Granito
3	723133	2132656	567	Contacto Andesita-Dique Aplítico
4	721008	2135214	560	Andesita-limolita
5	718861	2136271	n/d	Andesita
6	678953	2144564	1,790	Ignimbrita
7	683107	2135986	n/d	Ignimbrita
8	683520	2133869	2,060	Ignimbrita
9	685716	2134718	n/d	Ignimbrita
10	686904	2134964	1,660	dacita-andesita
11	690949	2137417	1,660	Contacto Andesita-Granito
12	691625	2138076	1,740	Andesita
13	684133	2161322	1,180	Roca volcanosedimentaria
14	697039	2182669	1,210	Roca volcanosedimentaria
15	699278	2180855	1,260	Contacto Andesita- Roca volcanosedimentaria
16	681266	2154665	1,234	Andesita
17	681695	2154539	1,280	Andesita
18	682984	2154238	1,408	Andesita
19	683996	2151286	1,581	Andesita
20	689105	2137289	1,502	Andesita
21	689037	2138064	1,491	Ignimbrita
22	687977	2139883	1,411	Andesita
23	683331	2150844	1,590	Andesita
24	683256	2150306	1,624	Andesita
25	683286	2149502	1,670	Dique máfico
26	681967	2147998	1,846	Andesita
27	681560	2147045	1,800	Andesita
28	683033	2145240	1,948	Andesita
29	683736	2147734	1,772	Andesita
30	683615	2146956	1,830	Andesita
31	684875	2151762	1,647	Metandesita y dique cuarzo-feldespático
32	716687	2199503	2,250	Andesita
33	714384	2188559	2,256	Toba riolítica
34	718473	2173692	1,723	Conglomerado
35	717401	2173559	1,633	Andesita
36	718793	2170098	1,274	Andesita
37	718318	2170994	1,391	Conglomerado
38	717622	2162740	1,048	Conglomerado
39	716415	2155466	961	Andesita
40	720400	2147267	768	Conglomerado
41	720422	2146903	744	Andesita
42	720398	2146769	756	Andesita
43	721862	2142963	530	Lutita
44	711967	2120732	578	Caliza
45	708551	2119974	784	Lutita y arenisca
46	682537	2154207	1,387	Andesita con fenocristales de hornblenda
47	682586	2154191	1,390	Dique andesítico

48	682953	2154254	1,422	Andesita
49	684407	2151626	1,590	Andesita
50	682280	2154428	1,345	Andesita

Tabla 15. Muestras de mano colectadas en campo, rocas volcanosedimentarias, sedimentarias y volcánicas.

### Rocas cristalinas intermedias-silíceas

Número de Muestra (Simbología)	Coordenadas UTM (WGS 84)		Altura (msnm)	Clasificación (Muestra de mano)
1	710355	2129374	n/d	Granito
2	707959	2141737	815	Granito
3	701389	2144756	1,400	Granito
4	690080	2136227	1,550	Granito
5	681939	2155175	1,230	Granito
6	685417	2151582	1,220	Granito
7	690612	2150547	1,350	Granito
8	691342	2151889	1,410	Granito
9	685384	2161923	1,240	Granito
10	685801	2161942	1,300	Granito
11	688145	2164156	n/d	Granito
12	691830	2168500	n/d	Granito
13	692279	2168963	1,260	Granito
14	693227	2169742	1,260	Granito
15	690014	2161919	1,510	Granito
16	703882	2166167	1,580	Granito
17	704800	2165873	1,510	Granito
18	687536	2151285	1,644	Granito
19	687388	2149817	1,601	Dique Aplítico
20	687054	2149425	1,539	Granito
21	687054	2149227	1,513	Cuarzodiorita
22	687034	2149208	1,507	Contacto Andesita-Cuarzodiorita
23	686673	2147838	1,388	Cuarzomonzodiorita
24	686526	2147521	1,361	Dique Aplítico
25	686385	2147486	1,338	Granito
26	686232	2147465	1,322	Granito
27	686542	2147299	1,338	Granito
28	686288	2147448	1,318	Granito de feldespato potásico
29	692822	2153727	n/d	Granito
30	692637	2152507	1,399	Granito
31	692808	2153993	1,376	Granito
32	692464	2154864	1,417	Granito
33	694194	2153814	1,347	Granito
34	697921	2153157	1,171	Granito
35	697937	2153202	1,166	Dique Aplítico
36	698739	2154116	1,008	Granito
37	699214	2154210	1,010	Granito
38	699865	2154177	988	Tonalita y dique andesítico
39	699834	2154217	980	Granito
40	700304	2154380	970	Granito
41	700627	2154512	959	Pórfido
42	701603	2154797	1,095	Granito
43	702208	2154958	1,224	Granito
44	702832	2155351	1,301	Granito

45	703486	2154522	1,148	Granito
46	703757	2154339	1,252	Granito
47	704516	2150953	836	Granito
48	704769	2152320	969	Granodiorita o dique cuarzo-feldespático
49	695722	2143060	1,610	Granodiorita/Tonalita
50	704597	2148092	1,080	Dique pegmatítico
51	704626	2148313	1,105	Tonalita
52	704699	2148804	1,233	Pegmatita
53	704500	2149758	1,115	Granito
54	704693	2151154	825	Dique Cuarzo-feldespático
55	704711	2151129	821	Granito
56	704875	2150829	821	Granito
57	687729	2146007	1,366	Granodiorita
58	688191	2146032	1,458	Dique Cuarzo-feldespático
59	687763	2145274	1,562	Dique Cuarzo-feldespático
60	687621	2145332	1,575	Cuarzomonzodiorita
61	688040	2146229	1,415	Granito
62	687620	2146075	1,367	Granito
63	687250	2146021	1,341	Granito
64	686904	2146178	1,399	Granito
65	686300	2146350	1,341	Granito
66	692673	2151364	1,442	Granito
67	693428	2151156	1,376	Dique
68	693769	2151288	1,375	Granito
69	694303	2151451	1,376	Granito
70	694868	2151157	1,296	Granito
71	695034	2150788	1,227	Granito
72	695337	2150660	1,168	Dique Cuarzo-feldespático
73	695807	2150511	1,193	Granito
74	696909	2149652	992	Granito
75	697722	2149024	1,006	Tonalita
76	697603	2147680	1,067	Granito
77	696250	2147631	1,181	Granito
78	694553	2142774	1,591	Granito
79	694246	2149153	1,117	Granodiorita
80	694624	2149211	1,115	Granito
81	690570	2148017	1,140	Tonalita
82	690569	2148010	1,145	Dique
83	691493	2147575	1,214	Diorita
84	688235	2151651	1,550	Granito
85	692659	2147968	1,252	Granito
86	690001	2147462	1,165	Granito
87	689889	2147271	1,174	Dique Cuarzo-feldespático
88	689801	2147064	1,167	Granito
89	689021	2146581	1,210	Cuarzodiorita
90	693606	2148901	1,082	Dique Cuarzo-feldespático
91	693704	2148494	1,064	Tonalita
92	694369	2148531	1,052	Granito
93	694903	2149138	1,041	Granito
94	693145	2149385	1,164	Granito
95	695712	2148962	1,034	Tonalita
96	695854	2149038	1,015	Granito con muscovita
97	695931	2149289	1,010	Granito
98	696347	2149402	1,003	Granito con biotita

99	687902	2151590	1,593	Granito
100	689729	2150621	1,398	Granodiorita con biotita
101	690217	2152737	1,454	Granito
102	692925	2155458	1,320	Granito
103	693176	2156863	1,450	Granito
104	693169	2157302	1,512	Granito
105	691890	2159918	1,839	Meta ígneo
106	695248	2158433	1,631	Diorita alterada
107	696163	2157746	1,536	Granito
108	696709	2154571	1,114	Granito
109	681736	2154553	1,285	Dique Porfirítico
110	682843	2154251	1,414	Cuarzomonzonita
111	684410	2151637	1,601	Diorita alterada
112	684696	2151981	1,631	Granito
113	688269	2151489	1,553	Granito
114	702713	2143316	941	Granito
115	686717	2148361	1,348	Granito
116	686288	2147448	1,318	Granito
117	718098	2175899	1,899	Tonalita
118	717696	2175365	1,850	Dique Cuarzo-feldespático
119	718626	2170266	1,242	Granito
120	719296	2169279	1,074	Dique Aplítico
121	717519	2161422	1,034	Granodiorita
122	717094	2160627	1,035	Granito
123	716347	2159804	916	Granito
124	716593	2153811	872	Granito
125	716693	2150380	891	Granito
126	719094	2148795	785	Granito
127	721103	2145023	638	Granito
128	717249	2120688	455	Granito
129	713434	2120903	536	Granito
130	709252	2121679	882	Granito
131	713062	2125329	625	Granito
132	713814	2134443	727	Granodiorita
133	711629	2132262	682	Granodiorita
134	710122	2130960	732	Granito
135	690642	2150337	1,312	Granito
136	681646	2154477	1,283	Diorita con fenocristales de Plagioclasa
137	681837	2154505	1,305	Dique andesítico con fenocristales de hornblenda
138	681994	2154466	1,319	Dique andesítico con fenocristales de hornblenda

Tabla 16. Muestras de mano colectadas en campo, rocas cristalinas intermedias-silíceas.

## Rocas cristalinas básicas

Número de Muestra (Simbología)	Coordenadas UTM (WGS 84)		Altura (msnm)	Clasificación (Muestra de mano)
1	688642	2135800	1,570	Gabro
2	693117	2141883	1,610	Gabro
3	691328	2149929	1,280	Gabro
4	698775	2154238	1,025	Gabro de grano medio y tonalita
5	699792	2154094	984	Gabro
6	704981	2152278	989	Gabro de grano grueso
7	692482	2148577	1,131	Gabro
8	692381	2145136	1,342	Gabro
9	692180	2145159	1,326	Gabro
10	690604	2145499	1,371	Gabro
11	690257	2146064	1,388	Gabro
12	689318	2146009	1,226	Gabro de grano medio
13	689280	2146111	1,289	Gabro de grano medio
14	688717	2146425	1,327	Gabro
15	687850	2146154	1,384	Gabro
16	694862	2151319	1,335	Gabro de grano grueso y gabro de textura dolerítica
17	693138	2147263	1,305	Micro gabro
18	692739	2148241	1,164	Gabro
19	682469	2154098	1,364	Micro gabro
20	683124	2153713	1,463	Gabro
21	692783	2149365	1,161	Diorita/Gabro
22	692961	2149219	1,180	Dique Cuarzo-feldespático
23	693221	2149400	1,167	Gabro
24	693359	2149653	1,209	Gabro
25	693818	2149554	1,135	Gabro
26	693960	2149429	1,124	Gabro de grano medio
27	694033	2149395	1,115	Gabro
28	694069	2149378	1,115	Dique
29	692636	2148418	1,097	Gabro
30	692835	2148642	1,083	Gabro
31	692557	2148912	1,118	Gabro
32	692361	2148508	1,115	Gabro
33	692220	2148339	1,116	Gabro
34	692009	2148266	1,121	Gabro
35	691605	2148158	1,120	Gabro
36	690267	2147994	1,149	Granito y Micro gabro
37	691101	2147418	1,274	Micro gabro
38	692545	2147260	1,303	Micro gabro
39	692331	2147904	1,190	Gabro
40	691887	2148102	1,152	Dique Cuarzo-feldespático
41	691619	2148138	1,129	Gabro de grano grueso y gabro de olivino de grano grueso
42	691650	2148038	1,130	Diorita
43	689678	2147743	1,251	Diorita y Micro gabro
44	689779	2147947	1,292	Gabro
45	690108	2147750	1,150	Diorita con cúmulos de hornblenda
46	689155	2146514	1,208	Micro gabro y Micro gabro con fenocristales de Plagioclasa
47	689288	2146513	1,211	Gabro



48	692816	2148600	1,089	Gabro
49	693519	2149041	1,076	Micro gabro y gabro de grano grueso
50	693935	2148753	1,061	Gabro
51	694796	2148816	1,048	Gabro
52	695195	2149367	1,036	Gabro
53	695217	2149283	1,038	Diorita y Micro gabro
54	695783	2149237	1,007	Micro gabro
55	688513	2150998	1,493	Meta gabro, tonalita y granodiorita de grano muy fino
56	692689	2149508	1,159	Micro gabro
57	691870	2145244	1,290	Gabro
58	692958	2156238	1,354	Gabro
59	693181	2157378	1,524	Gabros de grano grueso
60	693327	2157473	1,542	Micro gabro
61	693260	2158368	1,715	Gabro
62	683379	2153474	1,486	Meta gabro o meta basalto
63	683494	2152633	1,613	Micro gabro
64	692481	2148563	1,134	Gabro dolerítico
65	691886	2145364	1,264	Gabro
66	695730	2143057	1,621	Gabro
67	702699	2143323	940	Gabro
68	712898	2118215	495	Gabro
69	707307	2124239	728	Gabro
70	708577	2124868	710	Gabro
71	579426	2102490	29	Gabro
72	681333	2154643	1,240	Micro gabro con fenocristales de hornblenda
73	681507	2154573	1,260	Micro gabro
74	681567	2154569	1,270	Dique andesítico
75	682836	2154264	1,410	Dique de Micro gabro o andesita

Tabla 17. Muestras de mano colectadas en campo, rocas cristalinas básicas.

## Metasedimentos

Número de Muestra (Simbología)	Coordenadas UTM (WGS 84)		Altura (msnm)	Clasificación (Muestra de mano)
1	690278	2161752	1,610	Esquisto
2	690382	2161510	1,590	Esquisto
3	701832	2173971	1,670	Esquisto
4	702494	2173172	1,750	Contacto entre el granito y esquisto
5	703557	2168319	1,850	Esquisto
6	702943	2171357	1,820	Esquisto
7	703645	2166457	1,680	Filita-pizarra
8	703580	2166071	1,650	Filita-pizarra
9	700354	2154396	975	Pizarra

Tabla 18. Muestras de mano colectadas en campo, metasedimentos.

**Muestras colectadas en campo para análisis petrográfico, geoquímico e isotópico.**

Número de Muestra (Simbología)	Coordenadas UTM (WGS 84)		Altura (msnm)	Clasificación (Muestra de mano)
JLT-3	724313	2130041	446	Andesita*
JLT-4a y b	718114	2135942	n/d	Metandesita
JLT-5	714051	2136499	n/d	Tonalita
JLT-6a y b	712903	2137578	758	a-Gabro de grano medio, b-Dique andesítico
JLT-7	706353	2145101	854	Diorita*
JLT-8a y b	695754	2143117	1,600	a-Monzonita* b-Gabro de grano grueso
JLT-9	692580	2148726	1,100	Gabro
JLT-10	691234	2138002	n/d	Gabro de grano medio
JLT-11	682046	2155311	1,230	Granito
JLT-12	691972	2149956	1,310	Gabro*
JLT-13a, b y c	691829	2145305	1,310	a-Gabro de grano grueso, b-Micro gabro, c-Gabro*
JLT-14	680518	2163656	1,140	Monzonita*
JLT-15	682210	2162136	1,160	Tonalita-Granodiorita*
JLT-16	685926	2162217	1,350	Granito
JLT-17	687593	2163637	1,340	Cuarzodiorita
JLT-18	690097	2161990	1,540	Esquisto
JLT-19a y b	690781	2160481	1,760	a: Metandesita; b: Andesita basáltica
JLT-20	689028	2164414	1,290	Diorita*
JLT21, JLT21-1	686812	2147913	1,370	21-1: Gabro de grano grueso; 21: Tonalita
JLT-22	686247	2147453	1,315	Granito
JLT-23	692592	2153282	1,330	Cuarzodiorita*
JLT-24	693603	2154241	1,381	Xenolito
JLT-25 y JLT-26	698645	2154248	1,006	25: Tonalita-Granodiorita*; 26: Micro diorita
JLT-27	698572	2154182	1,011	Micro gabro
JLT-28	706183	2146991	1,033	Tonalita
JLT-29	704478	2150939	n/d	Granito*
JLT-30-1 y JLT-30-2	691872	2145360	1,278	1: Diorita o Gabro; 2: Gabro*
JLT-31	697446	2149576	997	Granito
JLT-32	690130	2148008	1,192	Gabro*
JLT-33	695508	2149156	1,034	Granito (Pegmatita)*
JLT-34	717426	2177967	1,985	Cuarzodiorita
JLT-35	717830	2177011	1,988	Diorita*
JLT-36	718478	2173666	1,699	Conglomerado
JLT-37a y b	718591	2170692	1,350	a: Pórfido andesítico; b: Dique Cuarzo-feldespático
JLT-38	717155	2160279	1,000	Granito*
JLT-39	717908	2158012	923	Dique dacítico
JLT 40, b y c	716837	2120537	468	40: Granito*; b: Andesita porfídica. c: Andesita basáltica*
JLT-41	712827	2118201	494	Gabro*
JLT-42	711656	2124508	680	Micro gabro
JLT-43	717761	2128890	511	Dacita
JLT-44	711079	2130069	683	Granodiorita con dique andesítico
JLT-45	693499	2142505	1,565	Cuarzodiorita*
JLT-46	682303	2154401	1,350	Diorita o gabro

JLT-47	682443	2154092	1,378	Dique Andesítico
MZ-3	566290	2115373	131	Gabro*
MZ-4	566290	2115373	131	Gabro*
MZ-5	579610	2101163	15	Granito Alcalino*

Tabla 19. Muestras colectadas en campo para análisis petrográfico, geoquímico e isotópico.

\*Clasificación TAS, n/d: no disponible.