



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**Petrogénesis de la parte gabroica del plutón
de Jilotlán, Jalisco.**

Tesis

Para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

Presentada por
Daniel Villanueva Lascurain

Dirigida por
M.C. Gabriela Solís Pichardo



México, D.F.

2011



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.

Agradecimientos.

Deseo agradecer profundamente la amplia ayuda, apoyo, motivación y paciencia que he recibido de los miembros del LUGIS para realizar este trabajo:

A mi tutora la M.C. Gabriela Solís Pichardo por su ambable y ejemplar enseñanza, guía y revisión exhaustiva durante el desarrollo y finalización del trabajo. Gracias por todo.

Al Dr. Peter Schaaf por invitarme a participar en este proyecto, por la plena disposición para enseñarme, el apoyo académico y económico, y la confianza que me ha brindado. Gracias por su generosidad.

Al Ing. Teodoro Hernández Treviño por su constante ayuda, apoyo, enseñanza y recomendaciones durante la elaboración del trabajo y a lo largo de estos años. Gracias por tu apoyo y excelente actitud.

Gracias a ustedes he podido desarrollar un trabajo que me ha brindado avance y mucha satisfacción.

A mi padre Enrique Villanueva Villanueva y mi madre Julieta Lascurain Rangel por su plena confianza y apoyo en la realización de esta tesis en esta etapa de mi vida. A mi novia Paola Hernández Molinar por su gran cariño, apoyo y comprensión.

Al Dr. Peter Schaaf, Dr. Carlos Schulze, Dr. Carlos Garza, Ing. Germán Arriaga García y al M.C. Rafael Torres de León por las correcciones y recomendaciones dadas para mejorar este trabajo.

Al Dr. Peter Schaaf, Dr. Arturo Gómez Tuena, Dr. Fernando Ortega Gutiérrez y al Dr. Jesús Solé Viñas por permitirme asistir de oyente a sus clases de posgrado, que fueron fundamentales para hacer esta tesis.

Al Dr. Pedro Corona Chávez por sus enseñanzas en campo y su motivación para realizar este trabajo. Al M.C. Enrique González Torres por sus enseñanzas, su interés y disposición en la elaboración del trabajo.

Al Dr. Peter Schaaf, a la M.C. Gabriela Solís Pichardo y al Ing. Teodoro Hernández Treviño del LUGIS por el uso gratuito de toda su infraestructura para preparar las muestras para geoquímica, realizar la separación de minerales, hacer los estudios

petrográficos, la separación química de elementos y la medición de las muestras en el espectrómetro de masas. A la Dra. María del Sol y al Dr. Juan Julio Morales por las mediciones isotópicas en los espectrómetros de masas. Al Quím. Rufino Lozano Santa Cruz y a la Quím. Patricia Girón García por la determinación de elementos mayores por fluorescencia de rayos X. A la M.C. Ofelia Pérez Arvizu por la determinación de elementos traza por ICP-MS. Al Dr. Bodo Weber y a la M.C. Valerie Pompa Mera por realizar los fechamientos de zircones. Al Dr. Paul Layer por la realización de los fechamientos de hornblendas. A la M.C. Margarita Reyes Salas por el análisis de microscopía electrónica de barrido de cristales de hornblenda. Al Dr. Carles Canet y la Dra. Lilia Arana por permitirme usar y enseñarme a utilizar el SEM respectivamente.

A la Facultad de Ingeniería por haberme permitido estudiar en la mejor universidad de México. A todos los profesores que me brindaron sus conocimientos, me permitieron ver adelante y me motivaron para realizar mis estudios de ingeniería.

A todos los profesores, técnicos e investigadores que directa o indirectamente participaron en mi enseñanza, en la realización y mejora de esta tesis.

Al Instituto de Geología por permitirme hacer las láminas con su infraestructura.

Al Instituto de Geología, a la DGAPA y al SNI por brindarme apoyo económico para realizar este trabajo.

Muchas gracias a Vladimir y Josué por la motivación, las buenas discusiones y por haber hecho juntos gran parte de este estudio.

A Josué, Valerie, Becket y Vianney por los buenos y agradables momentos en el LUGIS.

A todos mis amigo(a)s que motivaron directa o indirectamente la realización de esta tesis.

Petrogénesis de la parte gabraica del plutón de Jilotlán, Jalisco.

| | |
|--------------|---|
| Resumen..... | I |
|--------------|---|

Capítulos.

| | |
|---|-----------|
| 1. Introducción..... | 1 |
| 1.1. Introducción..... | 1 |
| 1.2. Antecedentes y trabajos previos..... | 1 |
| 1.3. Objetivos..... | 6 |
| | |
| 2. Marco geológico: | 8 |
| 2.1. Geología regional..... | 8 |
| 2.2. Geología del área de estudio..... | 15 |
| 2.3. Trabajo de campo..... | 21 |
| 2.3.1. Litologías..... | 23 |
| 2.3.2. Recorrido regional..... | 31 |
| 2.3.3. Variaciones de composición y textura dentro del plutón de Jilotlán..... | 35 |
| 2.3.4. Rasgos estructurales..... | 35 |
| 2.4. Mineralización..... | 36 |
| | |
| 3. Procedimientos analíticos..... | 38 |
| 3.1. Introducción..... | 38 |
| 3.2. Molienda y separación de minerales..... | 38 |
| 3.2.1. Limpieza superficial y lavado..... | 38 |
| 3.2.2. Quebradora de quijadas..... | 39 |
| 3.2.3. Cuarteo y pulverizado/tamizado de las muestras..... | 40 |
| 3.2.4. Separación de hornblendas..... | 40 |
| 3.2.5. Separación de zircones..... | 42 |
| 3.3. Análisis de hornblendas por microscopía electrónica..... | 44 |
| 3.4. Fluorescencia de rayos X..... | 45 |
| 3.5. ICP-MS..... | 46 |
| 3.6. Geoquímica Isotópica y Espectrometría de Masas de Ionización Térmica (TIMS)..... | 47 |
| 3.6.1. Geoquímica Isotópica..... | 47 |
| 3.6.2. TIMS..... | 51 |

| | |
|---|------------|
| 4. Petrografía y microscopía electrónica..... | 54 |
| 4.1. Introducción..... | 54 |
| 4.2. microgabro JLT-8A..... | 59 |
| 4.3. microgabro JLT-12..... | 62 |
| 4.4. dique máfico JLT-13C..... | 65 |
| 4.5. cuarzo-monzodiorita JLT-23..... | 74 |
| 4.6. microgabro JLT-30-2..... | 78 |
| 4.7. microgabro JLT-32..... | 80 |
| 4.8. microgabro JLT-45..... | 85 |
| 4.9. -9- Formación Tecalitlán..... | 88 |
| 4.10. microgabro JLT-41..... | 93 |
| 4.11. microgabro MZ-3..... | 99 |
| 4.12. gabro MZ-4..... | 104 |
| | |
| 5. Geoquímica..... | 109 |
| 5.1. Introducción..... | 109 |
| 5.2 Elementos mayores..... | 109 |
| 5.2.1. Clasificación..... | 112 |
| 5.2.2. Diagramas Harker..... | 116 |
| 5.3. Elementos traza..... | 119 |
| 5.3.1. Diagrama araña..... | 122 |
| 5.3.2. Diagrama de Tierras Raras (REE)..... | 127 |
| 5.3.3. Ambiente tectonomagmático..... | 129 |
| 5.3.4. Gráficas identificadoras de procesos..... | 131 |
| 5.3.5. Fusión por lotes y cristalización fraccionada..... | 136 |
| | |
| 6. Geoquímica isotópica | 141 |
| 6.1. Introducción..... | 141 |
| 6.2. Decaimiento radiactivo y geocronología..... | 141 |
| 6.3. Método Rb-Sr..... | 143 |
| 6.4. Método Sm-Nd..... | 144 |
| 6.4.1. Evolución del CHUR y edades modelo respecto al DM..... | 145 |
| 6.4.2. Notación ϵNd | 147 |
| 6.5. Método Ar-Ar..... | 149 |
| 6.5.1. Calentamiento incremental..... | 151 |
| 6.6. Método U-Pb..... | 155 |
| 6.7. Resultados..... | 160 |
| 6.7.1. Geocronología..... | 160 |
| 6.7.2. Isotopía..... | 160 |

| | |
|---|------------|
| 7. Discusión | 164 |
| 7.1. Mineralogía y elementos mayores | 164 |
| 7.2. Mineralogía y diagramas Harker | 166 |
| 7.3. Elementos traza | 167 |
| 7.3.1. Jilotlán | 169 |
| 7.3.2. Tepalcaltepec | 171 |
| 7.3.3. Manzanillo | 171 |
| 7.3.4. Aquila | 172 |
| 7.3.5. Placa de Rivera | 173 |
| 7.3.6. Meta-arenisca | 173 |
| 7.4. Tierras Raras (REE) | 173 |
| 7.5. Resumen de geoquímica | 175 |
| 7.6. Geocronología e isotopía | 176 |
| 7.7. Interpretación | 179 |
| 7.7.1. Gabros de Jilotlán | 179 |
| 7.7.2. Cuarzo-monzodiorita de Jilotlán | 182 |
| 7.7.3. Gabro de Tepalcaltepec | 184 |
| 7.7.4. Gabros de Manzanillo | 185 |
| 7.7.5. Gabro de Aquila | 186 |
| 7.7.6. Basaltos de la placa de Rivera | 187 |
| 7.7.7. Meta-arenisca | 187 |
| 7.7.8. Resumen | 187 |
| 7.8. Modelo tectónico general | 188 |
| | |
| 8. Conclusiones | 193 |
| | |
| Bibliografía | 196 |

Resumen.

Se investigó la petrogénesis de cinco gabros, un dique máfico y una cuarzo-monzodiorita procedentes del área de Jilotlán, Jalisco para comprender el papel que tienen los magmas máficos en la generación y evolución de granitoides calci-alcalinos (de arco) y plagiogranitos. También se estudió un gabro de Tepalcaltepec y dos de Manzanillo para entender su relación con los de Jilotlán y con el entorno geológico regional.

Las rocas incluyeron siete microgabros y un gabro constituídas principalmente por plagioclasa y hornblenda. En menor proporción presentan clinopiroxeno y sólo una muestra tuvo poco ortopiroxeno, todas con ausencia de olivino. Todos presentan óxidos y algunos titanita; con minerales de alteración como clorita, epidota, sericita y calcita. El dique tiene la misma mineralogía pero es afanítico con algunos xenolitos. La cuarzo-monzodiorita está constituída por cuarzo, feldespato potásico y hornblenda, con clinopiroxenos. En los gabros se observaron dos generaciones de hornblenda y sustitución de clinopiroxeno por ésta con exsolución de plagioclasa, lo que indica varios procesos en su formación. En una muestra de la roca encajonante de los granitoides se determinó la presencia de sillimanita.

Geoquímicamente, todos los gabros y la cuarzo-monzodiorita son sub-alcalinos, la mayoría calci-alcalinos y sólo el dique es toleítico. Varios gabros presentan cierto enriquecimiento en sodio y potasio debido a alteración hidrotermal y/o metasomatismo por la intrusión granítica.

Los patrones de elementos traza de todas las rocas normalizados respecto a N-MORB y los de Tierras Raras respecto a valores condriticos, muestran enriquecimiento de elementos incompatibles (LILE/LREE) y valores menores, a veces empobrecidos, de elementos menos incompatibles (HFSE/HREE). Lo anterior indica que las rocas se originaron en un ambiente de arco magmático. Hay anomalías positivas y negativas de algunos elementos que indica fraccionamiento o acumulación de ciertas fases minerales o en algunos casos, enriquecimiento o empobrecimiento de éstos en la fuente. La cuarzo-monzodiorita presenta mayor enriquecimiento en elementos incompatibles y menor en los menos incompatibles, lo que sugiere una fuente más evolucionada o procesos distintos de generación de una misma fuente que los gabros. Se modelaron procesos simples de fusión (F) y

cristalización fraccionada (X) de algunos elementos traza y de Tierras Raras para distintos grados de F y X a partir de un manto superior empobrecido promedio con plagioclasa, ya que no hay evidencia de granate en la fuente; y se compararon con los los patrones de todas las rocas. Se observa que los patrones de la mayoría de los gabros y el dique son parcialmente reproducidos con altos grados de cristalización; y la cuarzo-monzodiorita y un gabro de Manzanillo con bajos a moderados grados de fusión respectivamente.

Las edades Ar-Ar en hornblendas y U-Pb en zircones indican que los gabros (~114 Ma) cristalizaron ~45 Ma antes que los granitoides (~70 Ma, por una isócrona de Rb-Sr). La edad de una andesita de la roca encajonante (~118 Ma, K-Ar en hornblendas) sugiere que los gabros pueden ser la contraparte plutónica de la secuencia volcanosedimentaria encajonante.

La isotopía de estroncio y neodimio indica que los gabros y el dique máfico tienen una fuente similar entre sí, excepto el gabro de Tepalcaltepec que tiene mayor rubidio. Todos tienen fuentes muy primivas pero más evolucionadas que MORB que se semejan a E-MORB, a una composición de arco de islas, o a corteza oceánica. La cuarzo-monzodiorita tiene composiciones isotópicas más evolucionadas que los gabros pero muy primitivas, típicas de plagiogranitos. Las edades modelo de los gabros y la cuarzo-monzodiorita tienen valores muy similares (~500 Ma) lo que sugiere participación de una fuente cortical común. Así, los gabros pueden haberse generado a partir de un manto más evolucionado que MORB combinado con corteza máfica o sólo a partir de corteza máfica. La cuarzo-monzodiorita se pudo generar de un manto similar a los gabros combinado con una corteza más evolucionada o mayor cantidad de corteza máfica; o sólo a partir de corteza más evolucionada que los gabros.

Ya que no se observaron rasgos de acreción local ni regionalmente, la formación de los gabros y los plagiogranitos pudo darse en un ambiente de arco continental con un basamento geoquímicamente primitivo como una corteza máfica por lo menos en el área de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo. Dicha corteza máfica habría sido formada y/o acrecionada al continente por lo menos antes de ~118 Ma (antes o durante el Cretácico Inferior). Pero ya que hay rocas volcánicas por lo menos del Jurásico Medio al Tardío a nivel regional, el arco pudo estar activo desde entonces hasta al menos ~70 Ma (Cretácico Superior-Paleógeno). La presencia de

gabros en varias localidades implica que tuvieron un papel importante en la generación y desarrollo del arco magmático. Sin embargo, los de Jilotlán no son cogenéticos a los plagiogranitos (tanto temporalmente como de fuentes), están sólo relacionados a la misma geodinámica regional a través del tiempo.

Los gabros de Mazanillo (~70 Ma) se encuentran pegados a la actual trinchera mientras que los de Jilotlán y Tepalcaltepec ~100 Km dentro del continente, lo que indica exhumación y truncamiento de la margen continental y migración del magmatismo. Sin embargo, con las edades disponibles de este estudio y anteriores, no se puede establecer un patrón de migración en el tiempo. Los gabros y/o granitoides fueron generados de manera continua a través del tiempo a diferentes distancias de la paleotrinchera, seguramente por cambios en la geodinámica de subducción.

Capítulo 1. Introducción.

1.1. Introducción.

Para comprender el magmatismo en márgenes convergentes se investigan cada uno de los procesos físicos y químicos que lo conforman, cómo y dónde se generan, evolucionan y emplazan los diferentes tipos de magmas que integran la corteza. Para ello, se analizan los rasgos y detalles geológicos y geoquímicos que éstos presentan para poder inducir conclusiones que en conjunto den una idea de todo el proceso magmático.

La existencia de un arco magmático se manifiesta por la presencia de edificios y productos volcánicos en un nivel cortical superior y la exposición de plutones y batolitos en un nivel cortical inferior. El estudio de los plutones permite entender características y procesos ígneos que no es posible identificar con los productos volcánicos del mismo arco. El estudio de los plutones y batolitos es importante por el inmenso volumen expuesto que permite identificar una gran diversidad de rocas. El estudio de fases gabroicas presentes en algunos plutones es importante porque permite entender el papel de magmas máficos en la generación y evolución de batolitos calci-alcalinos y por lo tanto de arcos magmáticos. El entender la génesis de dicho magmatismo en la costa pacífica de México permite conocer la geodinámica en la que se produjo la corteza continental actual, cuáles son las características del basamento y mediante qué procesos se generaron los magmas de arco durante el Cretácico-Paleógeno en un sector del sur de México. En este trabajo, se estudia la petrogénesis de las rocas gabroicas del intrusivo de Jilotlán, Jalisco así como un gabro de Tepalcaltepec, Michoacán y dos de Manzanillo, Colima, para comprender el magmatismo máfico en la parte central de los plutones cordillerianos de México.

1.2. Antecedentes y trabajos previos.

La margen pacífica de México se caracteriza por la existencia de un gran arco magmático que se extiende desde el estado de Baja California y Sonora hasta el estado

de Chiapas evidenciado por la presencia de una cadena continua de plutones y batolitos a lo largo de la costa y una cadena discontinua de aparatos volcánicos hacia el interior del continente. La cadena de plutones y batolitos desde Baja California hasta Oaxaca tiene edades obtenidas por varios métodos geocronológicos del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano (~103-20 Ma) que decrecen con una orientación aproximada NW-SE, paralela a la costa actual (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999; 2000). En Jalisco, Colima y Michoacán las edades de los cuerpos plutónicos y algunas volcánicas son en general del Cretácico Tardío al Paleoceno (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 2000; 2005). Al sureste de Manzanillo las rocas son en su mayoría Terciarias (<65 Ma¹; Morán-Zenteno et al., 2000) aunque se han reconocido intrusivos y rocas volcánicas de menor volumen en Guerrero y Estado de México entre los meridianos 99° y 100° con edades entre el Maastrichtiano y Eoceno (~70-34 Ma; Morán-Zenteno et al., 2005 y referencias incluidas) cuya existencia no se ha explicado satisfactoriamente en los modelos geodinámicos propuestos debido a sus edades.

Un rasgo importante es el carácter truncado oblicuo de dicha margen y la migración del magmatismo hacia el NW-SE antes mencionada (Schaaf et al., 1995). Dichos autores lo explican como el resultado de cambios en la geodinámica de las placas de Farallón, Norteamérica y el Caribe. La zona de subducción del Cretácico-Terciario con una orientación NNW-SSE ó N-S (Morán-Zenteno et al., 2005) tuvo un incremento en la velocidad de convergencia y consecuente disminución del ángulo de subducción de la placa oceánica de Farallón con respecto a la continental de Norteamérica provocando una migración hacia el este del magmatismo seguido de un levantamiento y truncamiento de la margen continental originado por la conjunción de distintos factores en distintos segmentos (Schaaf et al., 1995; 2000; Schaaf, 2002):

1. Erosión por subducción por el incremento en la velocidad de convergencia de la placa Farallón respecto a Norte América (de ~100 a 40 Ma).

¹ Todos los límites de las edades (etapas) en millones de años (Ma) de este trabajo, cuando no se reportaron edades puntuales, se obtuvieron utilizando los valores reportados en la Carta Estratigráfica Internacional 2008. También se utilizaron dichos valores para obtener las etapas cuando sólo se reportaron las edades puntuales.

2. El posible desplazamiento lateral izquierdo del Bloque Chortís hacia el SE por el desarrollo de la placa del Caribe desde el Eoceno Tardío ($\sim \leq 40$ Ma; Schaaf et al., 1995 y referencias incluidas).
3. El movimiento lateral derecho de la parte sur de la Península de Baja California en su migración hacia el NW al separarse del Bloque Jalisco cuando se abre el Golfo de California (comienza hace ~ 6 Ma).

De Puerto Vallarta a Zihuatanejo, la separación de la parte sur de la Península de Baja California del Bloque Jalisco es el factor que probablemente tuvo mayor impacto en la parte norte de este segmento; mientras que erosión por subducción tuvo un papel importante en la parte sur.

De Acapulco a Huatulco, el desplazamiento del Bloque Chortís y el punto triple hacia su posición actual; así como erosión por subducción tuvieron mayor influencia. El paso del punto triple explicaría la migración del magmatismo al este en este segmento (Schaaf et al., 1995; Moran-Zenteno et al., 1999; 2000).

La extinción del magmatismo ocurrió gradualmente desde el Oligoceno hasta el Mioceno Temprano ($\sim 34-20$ Ma) por el cese de la subducción y colisión de la cordillera del Pacífico Oriental con la margen occidental de la placa de Norteamérica (Morán-Zenteno et al., 1999; 2000). Después de ese periodo hubo una ausencia en el magmatismo a lo largo de la costa pacífica (Schaaf et al., 1995). La placa de Farallón fue fragmentada de diferentes maneras hasta formarse las actuales placas de Rivera y Cocos (Mammerickx y Klitgord, 1982), la subducción de las cuales comienza al menos desde el Mioceno Temprano (< 23 Ma) y genera la actual Faja Volcánica Trans Mexicana que según Ferrari et al. (1994) tiene un rango de edades de 16 Ma al Cuaternario.

Las rocas que componen la cadena continua de plutones en la margen pacífica tienen composiciones que van de gabros a cuarzo-monzodioritas a tonalitas y de granodioritas a granitos. Los granitos con mayor cantidad de sílice y ricos en feldespatos potásicos son más comunes en Puerto Vallarta, mientras que plagiogranitos y gabros han sido observados solamente en Manzanillo y Jilotlán (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995).

Morán-Zenteno et al. (2000) plantean que el grado de diferenciación y contaminación cortical durante la generación de los magmas pudo estar determinado por el régimen de deformación: rocas del noreste de Guerrero y sur de Morelos son más silíceas que las contemporáneas del noroeste de Oaxaca las cuales muestran una tectónica transtensional de fallas laterales y episodios de hundimiento; éstos últimos tal vez asociados al adelgazamiento de la corteza.

Estudios de geoquímica, isotopía y geocronología de granitoides realizados por Schaaf et al. (1995) y Schaaf et al. (2000) muestran variaciones en contenido de sílice que van de 76.9 a 47.3 % en peso, correlación de SiO_2 contra K_2O que indica un carácter calci-alcalino, y una afinidad de arco volcánico (VAG) en el diagrama de Pearce et al. (1984) de Y+Nb contra Rb. Los índices de saturación de alúmina ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ molar) presentan valores menores a 1.1, lo que indica que las muestras corresponden a granitos tipo I.

Las rocas magmáticas del sur de México se emplazan sobre un mosaico de basamentos de naturaleza y edad muy distinta. Si se utiliza la nomenclatura de Campa y Coney (1983) se puede generalizar que los terrenos tectonoestratigráficos Mixteca y Oaxaca son el núcleo del basamento premesozoico y que están limitados al oriente por el Terreno Juárez (su basamento es Jurásico-Paleozoico), al occidente por el Terreno Guerrero (su basamento es Triásico-Jurásico) y al sur por el Terreno Xolapa (Morán-Zenteno et al., 2005; Ortega-Gutiérrez, clase 2008).

Las rocas magmáticas mesozoicas del sur de México, tienen relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales de 0.7035 a 0.7055 con el mayor número entre 0.7039 y 0.7046 mientras que los valores iniciales de ϵNd varían típicamente de +0.5 a +5.7 con la mayoría de los valores entre +1 y +3 (Morán-Zenteno et al., 1999; 2000 y referencias incluidas). Valores de hasta +7 se encuentran en los gabros de Jilotlán, Jalisco (Schaaf, 1990); de +5 en la zona de Tilzapotla, Morelos (Morán-Zenteno et al., 2004) y de hasta -3 se observan en los plutones de Puerto Escondido (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). El batolito de Puerto Vallarta, en su parte oriental, presenta valores de ϵNd de hasta ~ -7 y valores más altos de Sr (Schaaf, 1990; en Morán-Zenteno et al., 2005).

Las edades modelo (T_{DM}) entre 1.55 Ga (Puerto Vallarta) y 0.3 Ga (Manzanillo) indican la existencia de diferentes basamentos (Schaaf et al., 1995; Schaaf, 2002).

El rango de valores isotópicos de Sr y Nd para las rocas magmáticas del sur de México es similar al de la Sierra Madre Occidental, mientras que el rango de los de Pb indican una fuente de contaminación cortical más homogénea que para la Sierra Madre Occidental (Morán-Zenteno et al., 2000; 2005).

Morán-Zenteno et al. (1999; 2000) plantean la poca variación en los datos isotópicos de Sr y Nd en el magmatismo del norte y sur de México como evidencia de distintos grados de cristalización fraccionada y baja influencia cortical (contaminación o fusión de corteza continental antigua) en los magmas provenientes del manto, en comparación de los valores de la Cordillera Norteamericana. Esto puede deberse a un mayor régimen de temperatura provocando una mayor fusión de la corteza inferior y/o corteza más antigua para ésta que el norte y sur de México.

Sin embargo, el Terreno Guerrero, cuyo basamento es de naturaleza continental y oceánica más joven, muestra los valores magmáticamente más primitivos: Manzanillo, Jilotlán, Petatlán-Papanao, Punta San Telmo; aunque hay variación a lo largo del terreno por asimilación de corteza de diferente naturaleza. Dichos valores pueden indicar una fuente mantélica poco modificada desde su fusión y que además pudo estar menos enriquecida por componentes de subducción que las rocas de otras localidades (Morán-Zenteno et al., 2000).

Plagiogranitos, gabros y rocas ultramáficas están presentes, en pocas ocasiones, en el magmatismo del sur de México.

En Jalisco, los gabros de la carretera Barra de Navidad-La Huerta con edades de 70 Ma obtenidas por una isocrona de varias muestras por Rb-Sr (Schaaf, 2002 y referencias incluidas), son muy similares a los del cuerpo máfico Compuertas de 67 ± 1 Ma obtenidas por ablación láser en zircones por U-Pb (Panseri, 2007), lo que corrobora que se trata de un mismo plutón, el de Cihuatlán-Manzanillo, idea planteada por Schaaf (2002).

En Jilotlán, Jalisco Schaaf (1990) analizó plagiogranitos y gabros. La edad de los plagiogranitos fue de ~70 Ma obtenida por una isocrona de Rb-Sr de varias muestras. Las firmas isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tuvieron un rango de 0.70315 a 0.70377 y las de $\epsilon\text{Nd} +7$ a $+3.5$. Los valores más primitivos corresponden a dos muestras de gabros.

Delgado-Argote et al. (1992) estudiaron en la región al sur de Zihuatanejo dioritas, gabros y rocas ultramáficas (dunita-clinopiroxenita) en Petatlán-Papanoa y El Tamarindo. Éste último cuerpo ultramáfico tiene edades $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas de ~112 Ma.

1.3. Objetivos.

El área de Jilotlán, Jalisco, presenta gabros con variaciones texturales que son intrusionados por plagiogranitos que van de cuarzo-dioritas a granitos. Hay una serie de diques máficos y félsicos asociados cuyas relaciones de contacto indican episodios durante y después de la intrusión. La roca encajonante a nivel local es una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Superior al Paleoceno (130-93 Ma; Centeno et al., 2003). El entender este sistema magmático en general es de interés para comprender la naturaleza de rocas primitivas en esta región del sur de México.

Schaaf (1990) estudió dichas rocas en su conjunto, pero el propósito de este trabajo es el estudio detallado del papel que tiene los gabros en la evolución de una serie de plutones con las firmas isotópicas más primitivas de todo el cinturón plutónico reportadas en el Terreno Guerrero así como en la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Algunas de las cuestiones a resolver son:

1. ¿La parte gabroica del plutón de Jilotlán, Jalisco es contemporánea y cogenética a los granitoides?
2. ¿Cuáles fueron los procesos magmáticos y las fuentes involucradas en la generación de dichos gabros?

3. ¿Hay alguna relación genética de los gabros de Jilotlán con los de Tepalcaltepec, Michoacán y Manzanillo, Colima?
4. ¿Cuál es la implicación de la edad y las características geoquímicas de los gabros en el contexto geológico local y regional?

Para resolver las cuestiones arriba enumeradas se plantearon y realizaron los siguientes objetivos con la utilización de la geoquímica como principal herramienta:

1. Ubicar la distribución, mediante la realización de un mapa geológico, de los diferentes afloramientos de gabros que se encuentran en el área entre Tecalitlán y Jilotlán, Jalisco.
2. Describir petrográficamente los diferentes tipos de gabros que afloran, los diques máficos asociados a éstos, así como el contacto de los granitoides con la roca encajonante.
3. Analizar los elementos mayores, traza y las relaciones isotópicas Rb-Sr y Sm-Nd de diez muestras para caracterizar los gabros y un granitoide a nivel local como regional, con la modelación de algunos procesos que pudieron generarlos a partir de una fuente común.
4. Fechar los gabros mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda y por U-Pb con ablación láser (LA-MC-ICP-MS) en zircones.

Capítulo 2. Marco geológico.

2.1. Geología regional.

El área de estudio forma parte del Terreno Guerrero (Figura 1A, Campa y Ramírez, 1979; Campa et al., 1980; Campa y Coney, 1983); también llamado Terreno Náhuatl por Sedlock et al. (1993).

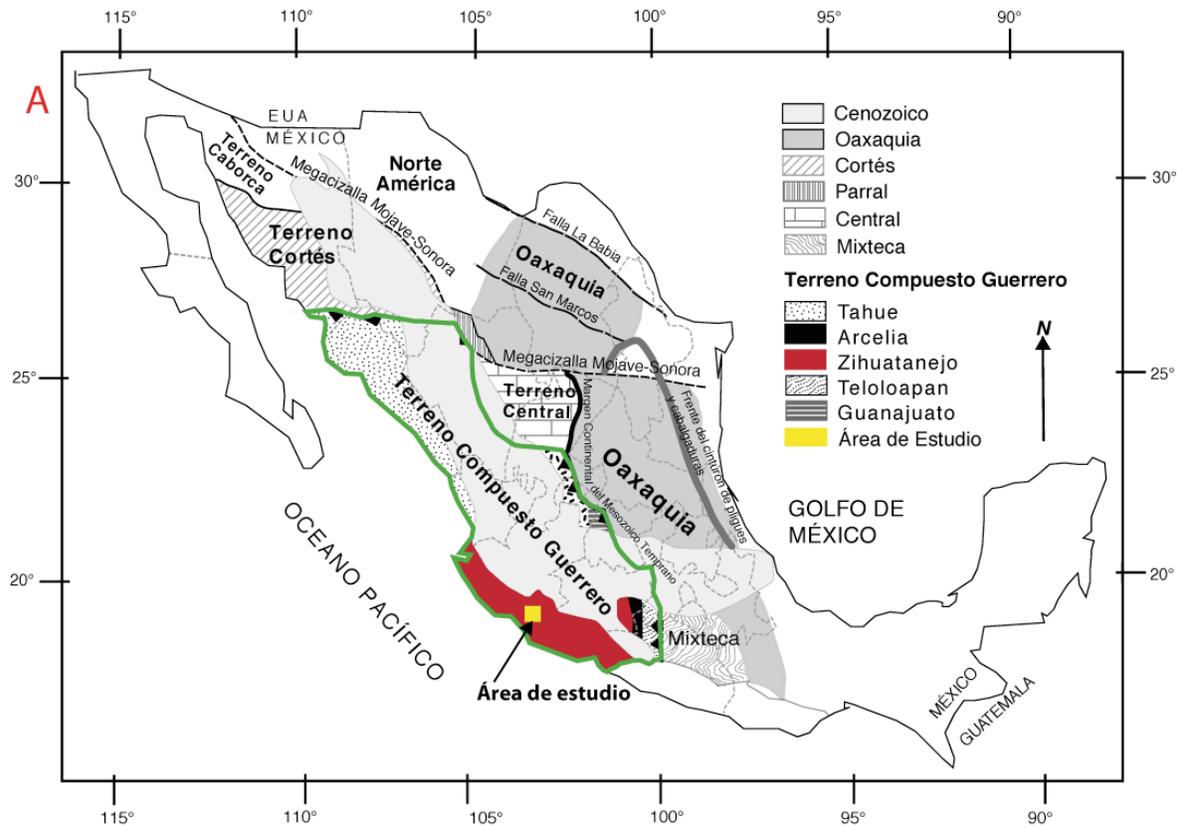


Figura 1A. El Terreno Guerrero, ubicación del área de estudio y otros terrenos tectonoestratigráficos de México (modificado de Centeno et al., 2008).

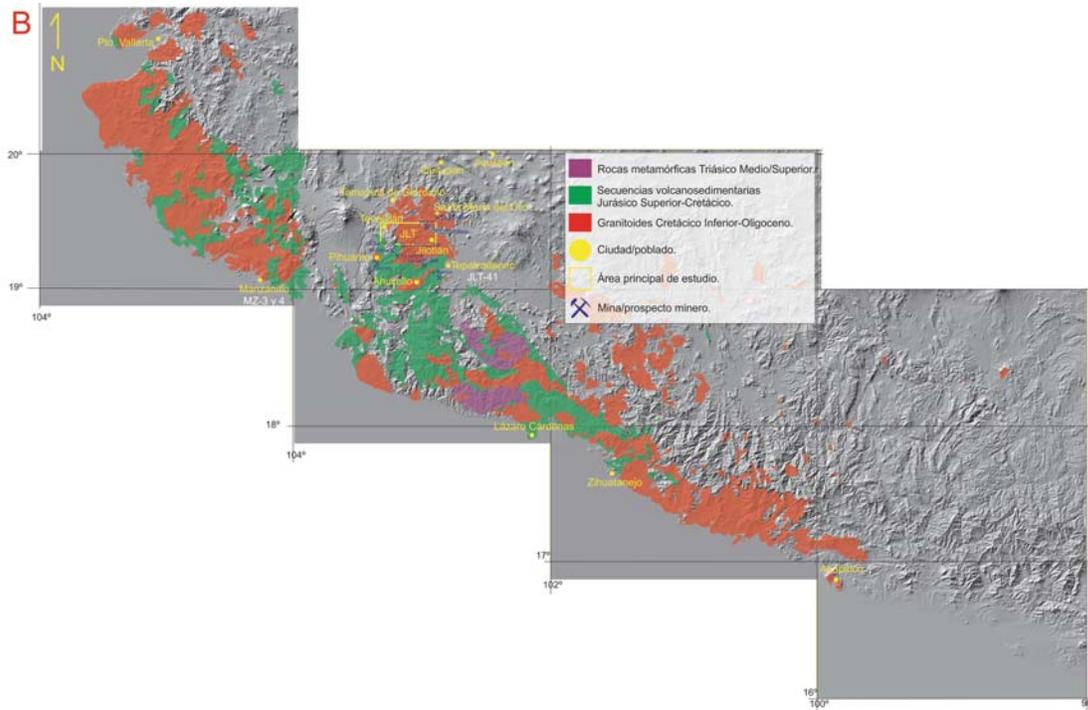


Figura 1B. Mapa geológico regional 1: 2,500,000 de los plutones y rocas volcánicas que afloran de Puerto Vallarta a Acapulco (modificado de la Carta Geológica del SGM, 2007); se emplean fotografías satelitales (.tif) de Inegi como base. Se muestra la ubicación del área de estudio así como de las muestras de Tepalcaltepec y Manzanillo.

El Terreno Guerrero es un terreno compuesto que se caracteriza por sucesiones volcánicas y sedimentarias submarinas y en menor proporción subaéreas con edades del Jurásico Superior (Titoniano) al Cretácico Medio-Superior (Cenomaniano) (Centeno et al., 2003) y algunas rocas con edades del Paleozoico (Centeno et al., 2008).

Fue originalmente descrito por Campa y Coney (1983) como un terreno compuesto por tres secuencias o subterrenos (Teloloapan-Ixtapan, Zihuatanejo y Huetamo) conformados por secuencias volcánicas submarinas y sedimentarias del Jurásico Tardío al Cretácico Medio, con algunas secuencias del Triásico Superior cerca de Zacatecas. Posteriormente fue nombrado Terreno Náhuatl por Sedlock et al. (1993) que consiste de rocas magmáticas y sedimentarias deformadas y metamorfoseadas de afinidad continental y marina, del Jurásico al Cretácico y probablemente rocas paleozoicas en la parte este del terreno. El Terreno Náhuatl corresponde a la parte sur del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983).

Con respecto a su origen, algunos autores lo han propuesto como un terreno autóctono (de Cserna, 1978; 1978a) o como una secuencia volcanosedimentaria marina para-autóctona polideformada y metamorfoseada en facies de esquisto verde con afinidad geoquímica de arco continental (Esquisto Tejupilco) (Elías et al., 2000; Talavera et al., 2009) que cabalga sobre un aparente basamento continental mesozoico con afinidad geoquímica y edades heredadas obtenidas en zircones del Grenvilliano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías et al., 1998; Elías et al., 2000), al menos en su parte oriental (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1992). Esta secuencia es a su vez sobreyacida estructuralmente por otra secuencia también marina con deformación heterogénea, la cual aumenta hacia su base, y metamorfismo de facies de prehnita-pumpellyta no penetrante (Elías et al., 2000; Elías, 2004) con afinidad de basaltos toleíticos intra-placa y/o basaltos de cordillera meso-oceánica enriquecidos (Grupo Arcelia-Palmar Chico) (Elías-Herrera, 2004; Talavera et al., 2009) que probablemente corresponda a una cuenca tras-arco (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Elías-Herrera 2004). Para las mismas secuencias en diferentes localidades, otros autores proponen, con base en argumentos geoquímicos principalmente, la presencia de una secuencia volcanosedimentaria con afinidad de

arco de islas evolucionado (Talavera et al., 1995) que contiene zircones detríticos en las secuencias sedimentarias con edades similares al Complejo Acatlán (Teloloapan) (Talavera et al., 2007). Esta secuencia es cabalgada por una secuencia oceánica con afinidad de cuenca tras-arco y basaltos de islas oceánicas (Arcelia) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías et al., 2000) que está en contacto con una secuencia de arco intraoceánico (Palmar Chico) (Talavera-Mendoza, 1993; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Talavera et al., 2007). Dicho contacto no es claro en muchas regiones y los límites entre las dos secuencias se han determinado también con parámetros geoquímicos (Talavera et al., 2009). Además, dichos autores no han encontrado evidencia de un basamento síalico antiguo que influya en estas secuencias. Más autores asumen de manera similar que fue formado por uno y hasta tres arcos periféricos, desarrollados cerca del continente con un basamento heterogéneo pre-Cretácico, sobre el que se acrecionaron dichos arcos (Campa y Ramírez, 1979; Ramírez et al., 1991; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno et al., 2003 y Centeno, 2005). Otros autores han propuesto la formación del Terreno Guerrero por la acreción de un arco oceánico distante que en la parte superior del Cretácico Temprano cerró una gran cuenca oceánica con la placa subducida que buza al oeste de la margen continental (Lapierre et al., 1992; Tardy et al., 1994), o con dos zonas de subducción con buzamiento al oeste y al este de la margen continental (Dickinson y Lawton, 2001). Centeno et al. (2008) proponen una evolución que implica una serie de acreciones hacia el continente seguido de rifting y finalmente una colisión.

El Terreno Guerrero se ha dividido por diferentes autores en subterrenos para separar uno o más eventos tectono-magmáticos sucesivos. Sin embargo, hay ambigüedad en muchos de los contactos geológicos y cambio repentino de facies (Corona, 1999). Como se constató anteriormente, distintos autores llegaron a resultados e interpretaciones muy diferentes en el estudio a detalle de formaciones aparentemente iguales.

Continúa la necesidad de realizar estudios a detalle para obtener datos estratigráficos, geocronológicos, geoquímicos y estructurales que permitan determinar los límites con claridad y comprender la naturaleza del Terreno Guerrero.

El área de estudio se localiza dentro del subterreno Zihuatanejo (Centeno et al., 1993a, 1993b; Talavera et al., 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000), parte del terreno compuesto Guerrero, el más extenso de todos los terrenos de México (Figura 1A). A continuación se presenta el resumen de su estratigrafía según Centeno et al. (2008). Su basamento se compone de grandes volúmenes de turbiditas ricas en cuarzo (Campa et al., 1980; Campa et al., 1982; Centeno et al., 1993a, 1993b) con bloques de basaltos almohadillados, diabasas, gabros bandeados, pedernal y calizas; cuyo conjunto ha sido llamado de diferentes formas en distintas localidades (Formación Zacatecas, Complejo Arteaga, Complejo Las Ollas; Burckhardt y Scalia, 1906; Ranson et al., 1982; Cuevas, 1983; Monod y Calvet, 1991; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Talavera, 2000; Centeno et al., 2003). Las rocas presentan deformación desde plegamientos de baja intensidad hasta cizallamiento de alto grado y nulo metamorfismo hasta facies de esquisto verde-anfibolita (Centeno et al., 2003). Inclusive una localidad presenta esquistos azules (Complejo las Ollas; Talavera, 2000). El conjunto de rocas son interpretadas como parte de un complejo de acreción asociado a subducción del Triásico Superior (?)-Jurásico Inferior (Centeno et al., 2008). Hay algunos afloramientos del Jurásico Medio a Tardío de secuencias volcanosedimentarias de arco evolucionado y granitoides que cortan al complejo de acreción (Bissig et al., 2003; Centeno et al., 2003). Dichas rocas de arco fueron deformadas y exhumadas antes del depósito de los estratos relacionados a un arco del Jurásico Tardío-Cretácico (Centeno et al., 2003). El arco Cretácico contiene abundantes fósiles y se conforma de rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas, basálticas y algunas riolíticas intercaladas con calizas, evaporitas y algunas capas rojas (Grajales y López, 1984). Dicho arco fue deformado antes de ser intrusionado por grandes granitoides del Cretácico Tardío-Paleógeno (Schaaf et al., 2000). Todas las unidades antes descritas están cubiertas discordantemente por capas rojas y rocas volcánicas del Cretácico Superior (Altamira, 2002; Benammi et al., 2005). En su límite norte se ha visto el contacto del subterreno Zihuatanejo con el Terreno Oaxaqueño donde rocas de arco cretácicas del Zihuatanejo cabalgan a calizas someras del Oaxaqueño (Centeno et al., 2008).

Se infiere que el subterreno Zihuatanejo cabalga sobre Arcelia, pero dicho contacto está cubierto por capas rojas Cretácicas-Cenozoicas (Centeno et al., 2008).

Se han determinado al menos dos fases de deformación de tipo compresivo o transpresivo (por estructuras de plegamiento y cizalla regionales acompañadas de metamorfismo de esquistos verdes de diferentes grados e intensidades; Corona, 1999). En el área de Arteaga (Complejo Arteaga) existe la evidencia de un evento de deformación durante el Jurásico (cizallamiento y metamorfismo) y otro posiblemente en el Cretácico Tardío (plegamiento y fallamiento inverso, Centeno et al., 2003). Hay una serie de zonas de cizalla con deslizamiento de rumbo con orientaciones NE-SW, E-W y NNW-SSE que cortan a los intrusivos y a las rocas más antiguas.

Las rocas más jóvenes son terrazas marinas del Pleistoceno y fallas normales recientes (Grajales y López, 1984).

En la figura 2 se presenta un resumen de la estratigrafía del subterreno Zihuatanejo en la región costera, que abarca del Triásico Tardío al Cretácico Tardío (Centeno et al., 2008). Se omitieron los eventos intrusivos documentados para ese periodo de tiempo. La unidad más antigua es el complejo de acreción (complejo Arteaga), considerado el basamento, con edades del Triásico Tardío. Está sobreyacido discordantemente por lavas félsicas del Jurásico Medio-Tardío. Las lavas son sobreyacidas discordantemente por calizas y rocas volcanoclásticas del Jurásico Tardío al Aptiano. Le siguen lavas félsicas y rocas volcanoclásticas subaéreas y marinas del Aptiano al Albiano. Continúan flujos de lava basáltico-andesíticos, calizas, evaporitas, areniscas y lutitas marinas a subaéreas del Albiano al Turoniano. Flujos de lava riolítico-andesíticos del Santoniano al Maastrichtiano cubren discordantemente todas las secuencias anteriores. Los espacios en blanco significan que no se ha encontrado registro estratigráfico para esos periodos de tiempo e implican discordancias geológicas entre las unidades donde se encuentran.

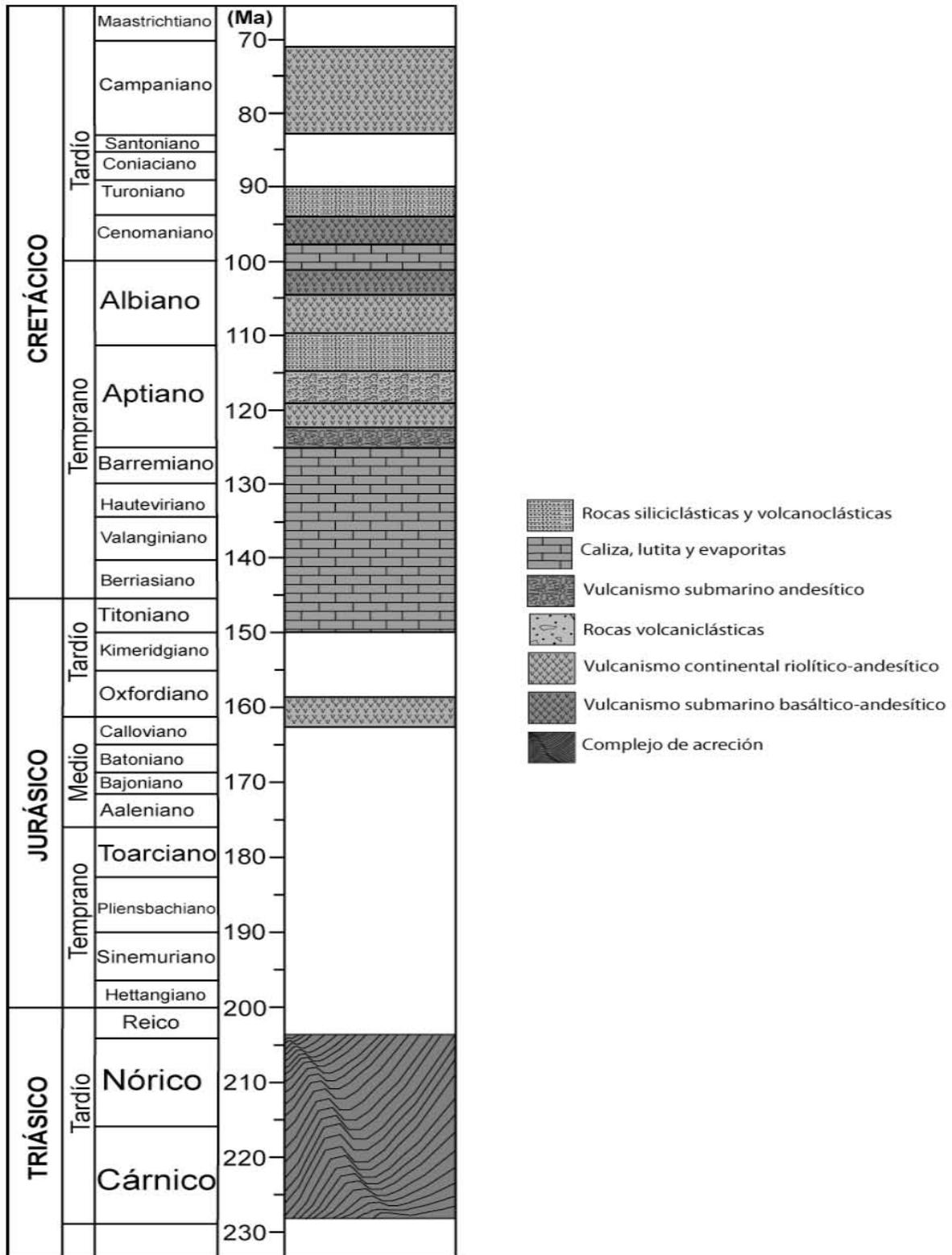


Figura 2. Estratigrafía simplificada de la parte costera del subterreno Zihuatanejo (modificado de Centeno et al., 2008). Los espacios en blanco indican que no hay registro estratigráfico para esos periodos de tiempo y están representados geológicamente como discordancias.

2.2. Geología del área de estudio.

El área de tesis se localiza en el ensamblaje Jalisco-Colima (Figura 3), que es uno de los cuatro ensamblajes regionales propuestos por Centeno et al. (2003) para explicar la estratigrafía de arco Jurásico-Cretácico del subterreno Zihuatanejo. Éste ha sido dividido así con base en la similitud o diferencia en las facies que presenta, ya que hay variaciones laterales de éstas, distribución irregular y discordancias internas por erosión.

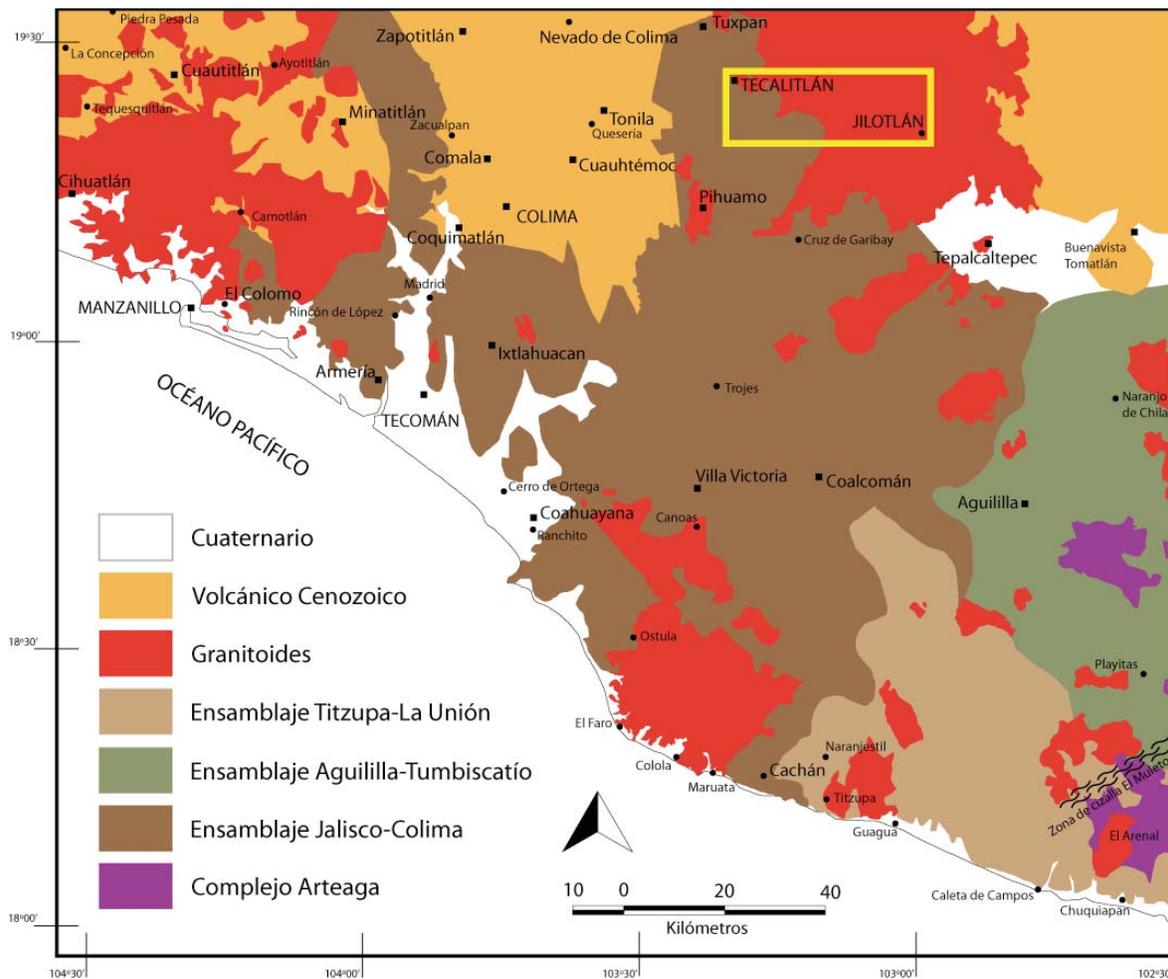


Figura 3. Mapa geológico del margen pacífico entre Manzanillo, Colima y Chuquiapan, Michoacán con la localización del área de tesis en el recuadro amarillo (modificado de Centeno et al., 2003).

El resumen de la estratigrafía del ensamblaje Jalisco-Colima que se presenta a continuación, se basó en el trabajo realizado por Centeno et al. (2003) y demás

trabajos citados. Aguayo (1983) describe la estratigrafía en reportes de perforaciones realizadas pero no publicados de PEMEX, las cuales no cortaron el basamento.

Calizas del Jurásico.

Existe un solo reporte de rocas jurásicas, en calizas con amonitas de edad del Titoniano Temprano (150-145 Ma; Michaud et al., 1987) cerca de Coquimatlán, Colima, las cuales están intercaladas con rocas volcánicas o volcanoclásticas y en contacto paralelo con rocas cretácicas de arco.

Formación Alberca.

Las rocas cretácicas más antiguas son de la Formación Alberca (Pimentel, 1980) del Cretácico Inferior. Su miembro inferior consiste de intercalaciones de lutitas negras, areniscas, calizas y de tobas. El miembro superior consiste de flujos basáltico-andesíticos intercalados con caliza y lutitas. La formación tiene fósiles (amonitas) del Berriasiano-Hauteriviano (145.5-130 Ma, Cuevas, 1981). Se han perforado 1800 m sin llegar a la base de esta formación. En el resumen de la carta geológico-minera E13-3 (1999) de Colima, Jalisco y Michoacán realizada por el Consejo de Recursos Minerales, se mencionan para esta formación calizas negras arcillosas dispuestas en estratos delgados.

Formación Tecalitlán.

La Formación Alberca cambia transicionalmente hacia arriba a la Formación Tecalitlán (Rodríguez, 1980; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986) que registra el principal evento magmático, con flujos andesíticos y basálticos, algunos riolíticos, intercalados con piroclásticos (tobas e ignimbritas intermedias) y depósitos epiclásticos (lahares), tobas retrabajadas con limolita y arenisca calcárea. La edad no se ha determinado adecuadamente debido a la escasez de fechamientos isotópicos confiables, pero dado que se encuentra encima de la Formación Alberca y cubierta

por la Formación Tepalcaltepec, se le asigna una edad del Barremiano-Aptiano (130-112 Ma). Se ha perforado un espesor de 2400 m sin llegar a la base (Grajales y López, 1984).

Corona (1999) menciona la rara presencia de calizas sin especificar en cuál de las dos formaciones antes mencionadas se encuentran (Formación Alberca o Tecalitlán). Sin embargo, el resumen de la carta geológico-minera E13-3 no menciona la presencia de calizas en la formación Tecalitlán.

En los alrededores de la mina de fierro El Encino, se fechó un dique diabásico que corta a rocas volcánicas rojas, consideradas parte del miembro inferior/intermedio de la Formación Tecalitlán por Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) y que es seguramente alimentador de una andesita amigdaloides, considerada el miembro superior de dicha formación, al menos en la región de El Encino (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). Se le determinó una edad de 93 ± 4 Ma por el método K-Ar utilizando minerales de la matriz (Carrión, 1982; Pantoja, 1983). Para corroborar la edad de la Formación Tecalitlán se realizó otro fechamiento de un dique o derrame de dacita porfídica de la que se obtuvo por K-Ar una edad de 92 ± 2 Ma en roca total (Pantoja, 1983). Ambas edades discrepan de la evidencia paleontológica y la correlación estratigráfica que realiza dicho autor (1974), la cual es neocomiana (Jurásico terminal-Aptiano: 145.5-112 Ma). Como lo menciona el propio autor, probablemente las edades reflejan la apertura del sistema isotópico por el emplazamiento del tronco de Pihuamo (en un evento en el Cretácico Medio y otro en el Paleoceno) y, regionalmente, por el evento del Cretácico Superior. Hay una edad de 118.5 ± 2.5 Ma obtenida en hornblenda por K-Ar en una andesita porfídica (Bermúdez-Santana, 1994). La muestra se colectó al poniente de Tepalcaltepec, en la sección Cahuinga-Estanzuela y se considera la parte superior de la Formación Tecalitlán. Es la edad isotópica más confiable obtenida hasta el momento ya que concuerda con las edades estratigráficas.

Formación Tepalcaltepec.

La actividad volcánica aparentemente disminuyó durante el Albiano Temprano y se suspendió en el Albiano Medio-Tardío. En este periodo de tiempo se depositó la Formación Tepalcaltepec (Pimentel, 1980) que consiste de gruesas capas de calizas intercaladas con flujos andesíticos y algunos depósitos rítmicos volcanoclásticos y calcáreos, tobas y riolitas, conglomerados y areniscas, limolitas rojas y algunas evaporitas (Grajales y López, 1984). El récord fosilífero indica una edad del Albiano-Cenomaniano (112-93 Ma).

Corona (1999) menciona la presencia de calizas arrecifales, mientras que el resumen de la carta geológico-minera E13-3 menciona a una secuencia volcanosedimentaria que incluye a las formaciones Tepalcaltepec, Encino y Vallecitos (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986), dependiendo del lugar donde se hayan estudiado. La región de Tepalcaltepec contiene calizas con rudistas y microfauna bentónica en capas gruesas a masivas.

Por la estratigrafía se asume que las formaciones Tecalitlán y Tepalcaltepec se depositaron en ambientes marinos someros y costeros, con algunas capas subaéreas observadas en el estado de Colima.

La Formación Tepalcaltepec cambia lateralmente, hacia el centro de Colima, a la Formación Madrid (Pano, 1975) que consiste de calizas, lutita calcárea, yeso, y pocos flujos andesíticos y tobas. Los fósiles encontrados por Grajales y López (1984) son del Albiano al Cenomaniano Temprano y sugieren un ambiente marino somero y tranquilo (112-99.6 Ma). Se han perforado hasta 3600 m de caliza (Grajales y López, 1984).

Formación Cerro de la Vieja.

La Formación Cerro de la Vieja (Parga, 1977) es una unidad conglomerática compuesta por fragmentos de caliza plegada junto con caliza cenomaniana subyacente. Contiene flujos lávicos fechados por K-Ar que dan edades de 80 ± 6 y 78 ± 6 Ma (Grajales y López, 1984). Los conglomerados tienen capas de areniscas y limolitas;

sus estructuras sedimentarias y texturas sugieren un ambiente fluvial continental de depósito. Con base en las edades isotópicas antes mencionadas y su posición estratigráfica se considera una edad turoniana (93.6-88.6 Ma, Grajales y López, 1984).

Granitoides y gabros.

Algunas de las formaciones de la columna estratigráfica son intrusionadas por granitoides que, localmente, tienen un rango de edades de 68 a 55.2 Ma según los fechamientos realizados y reportados por Schaaf (1990), y que a su vez brechan a gabros.

En la figura 4 se presenta un resumen de la columna estratigráfica que muestra las principales formaciones a nivel local. En ella no se hace diferencia entre los eventos intrusivos (al menos dos fueron identificados en el campo y tres son reportados a nivel regional en la carta geológico-minera E13-3) y cuyas edades más antiguas son inferidas, al menos en el área de estudio.

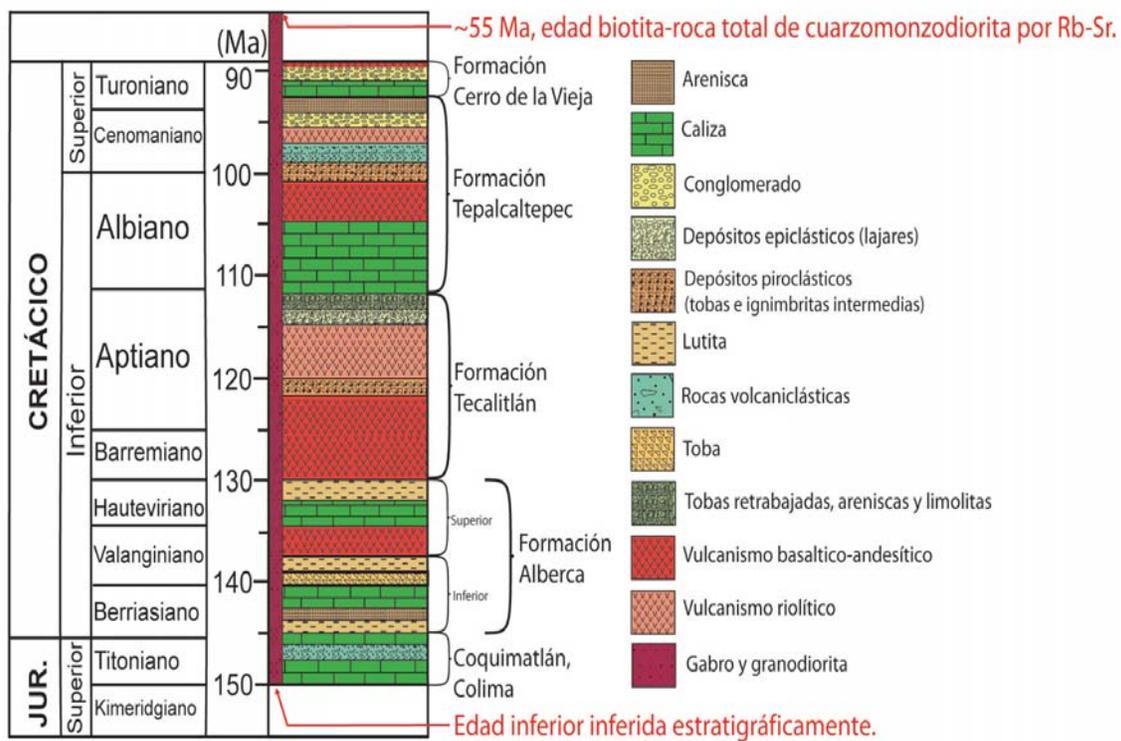


Figura 4. Columna estratigráfica con las principales formaciones dentro y cercanas al área de estudio.

En la figura 5 se presenta la estratigrafía resumida de la parte costera del subterreno Zihuatanejo (Figura 2) y su correlación con la estratigrafía local (Figura 4).

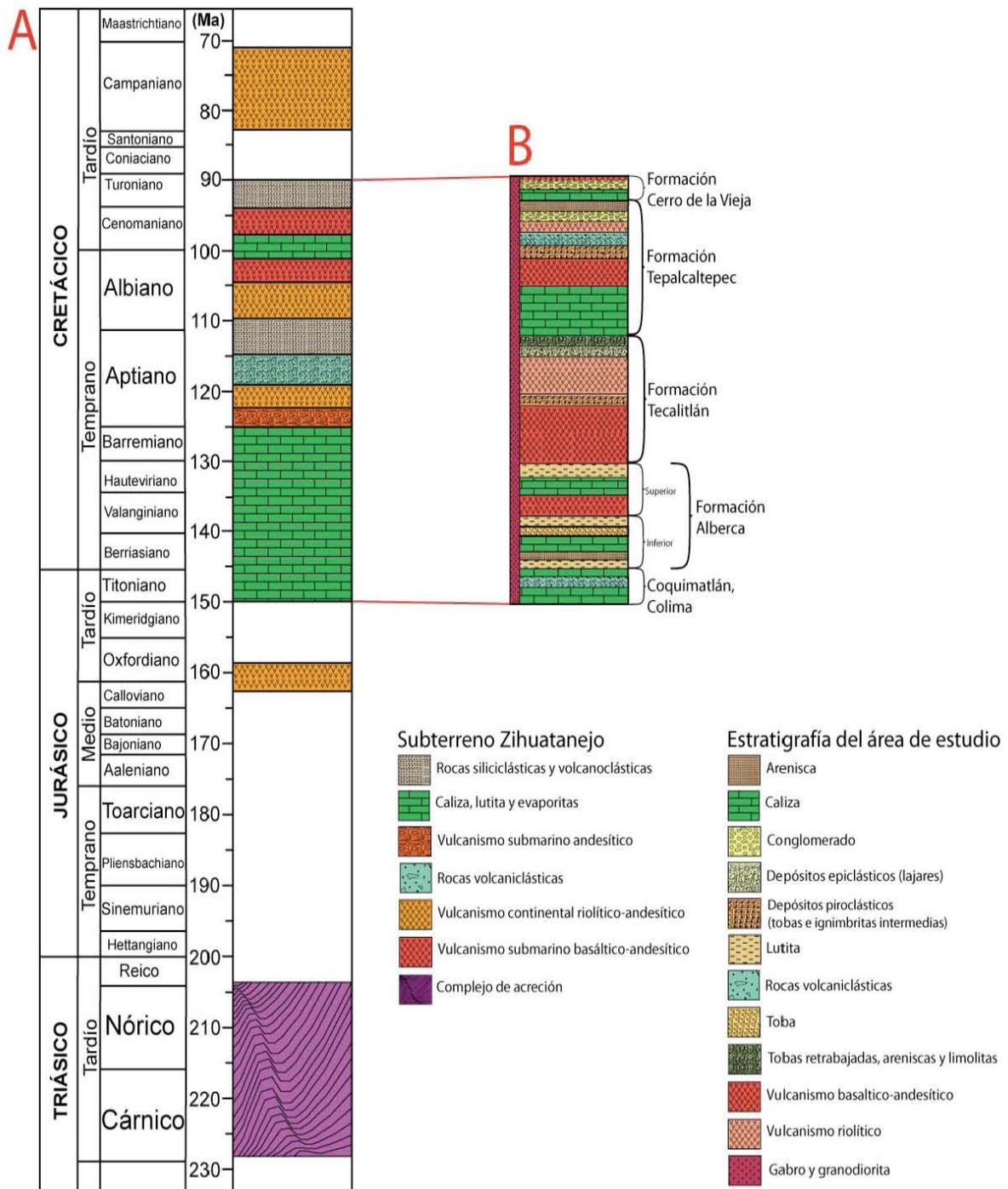


Figura 5. Correlación estratigráfica regional y del área de estudio. A. Estratigrafía simplificada de la parte costera del subterreno Zihuatanejo (modificado de Centeno et al., 2008). Los espacios en blanco indican que no hay registro estratigráfico para esos periodos de tiempo y están representados geológicamente como discordancias. B. Columna estratigráfica con las principales formaciones dentro y cercanas al área de estudio.

2.3. Trabajo de campo.

En la primera salida se realizó un reconocimiento preliminar del área de estudio y la recolección de muestras en la región de Tecalitlán, Tamazula de Giordano y Jilotlán, Jalisco. En la segunda se llevó a cabo un trabajo de mayor detalle para elaborar un mapa geológico (Figura 6) de la parte gabroica del plutón y coleccionar más muestras. En la tercer salida se hizo un reconocimiento regional. El enfoque general del trabajo de campo ha sido la delimitación del Batolito de Jilotlán y sus diferentes fases intrusivas, y en particular, delimitar la parte gabroica.

El mapa geológico fue realizado a partir de los datos coleccionados en campo e interpretaciones con base en fotografías aéreas y las distintas morfologías del área entre Tecalitlán y Jilotlán. La distribución espacial de los gabros se limitó a los afloramientos vistos en campo, pero puede ser mayor. Dada la extensión del área, éste no pretende ser un mapa a detalle.

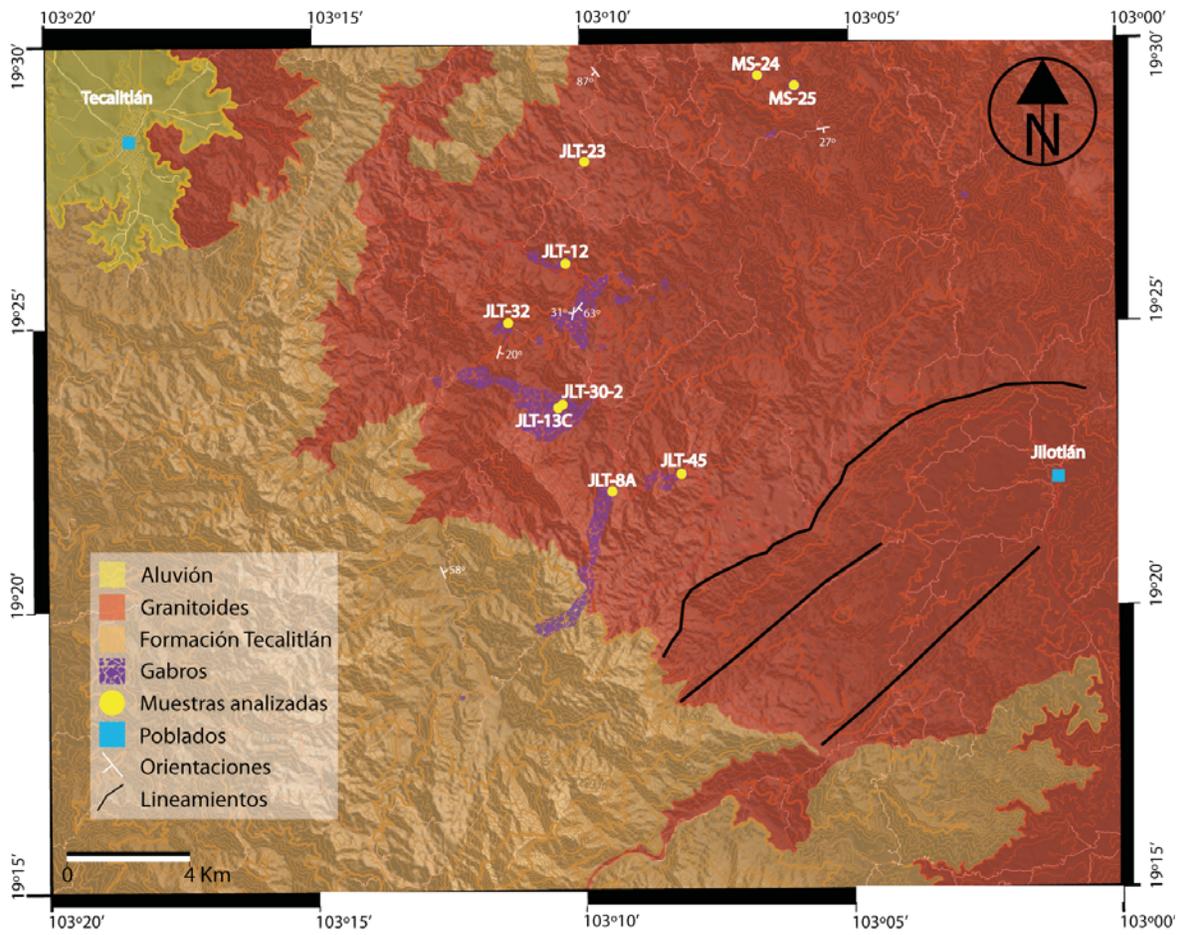


Figura 6. Mapa geológico del área de estudio y localización de las muestras analizadas. Escala 1:50000.

2.3.1. Litologías.

Se reconocieron al menos 5 litologías distintas de acuerdo a lo observado en campo.

1. Formación Tecalitlán.

La Formación Tecalitlán ha sido identificada en el área de estudio (Figura 6) y se ubica preferencialmente en la parte occidental de la carta topográfica de INEGI Tecalitlán (clave E13-B46, escala 1:50000, 2001).

Las lavas son de composición principalmente andesítica y en menor proporción dacítica. Presenta mucha alteración, fracturamiento intenso y fallamiento (Foto 1). Se reconocieron en algunos afloramientos secuencias sedimentarias conformadas de areniscas de grano medio y fino.



Foto 1. Contacto de lavas de la Formación Tecalitlán con un cuerpo/dique granítico.

2. Plutón de Jilotlán.

El plutón de Jilotlán, posiblemente un batolito, se compone de un cuerpo gabroico brechado por granitoides de composición principalmente tonalítica-granodiorítica, aunque también presentan composiciones dioríticas y granítica. La fase gabroica del plutón muestra marcadas variaciones texturales. Se han encontrado microgabros y gabros de grano grueso (Foto 2). Los granitoides van de dioritas, a monzodioritas,

cuarzodioritas, cuarzo-monzodioritas, tonalitas, granodioritas y en menor proporción granitos (Foto 3). Algunos presentan fenocristales de plagioclasa.



Foto 2. Micrograbos y gabros de grano grueso brechados por un cuerpo tonalítico-granodiorítico.



Foto 3. Cuerpo tonalítico-granodiorítico intrusionado por un dique máfico.

3. Pegmatitas.

Se observaron unas pegmatitas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíboles, y pocos piroxenos, y otras que tienen fenocristales (algunos euedrales) de cuarzo y feldespato potásico (ortoclasa, Foto 4). Se presentan asociadas a algunos granitoides aparentemente como fases residuales del líquido. Algunas partes de los cuerpos félsicos son de textura aplítica y otros presentan índices de color leucocráticos. Como fase residual probablemente del líquido, en el gabro se observó también una pegmatita que contiene fenocristales euedrales de anfíboles y piroxenos (Foto 5).



Foto 4. Fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en un cuerpo aplítico.

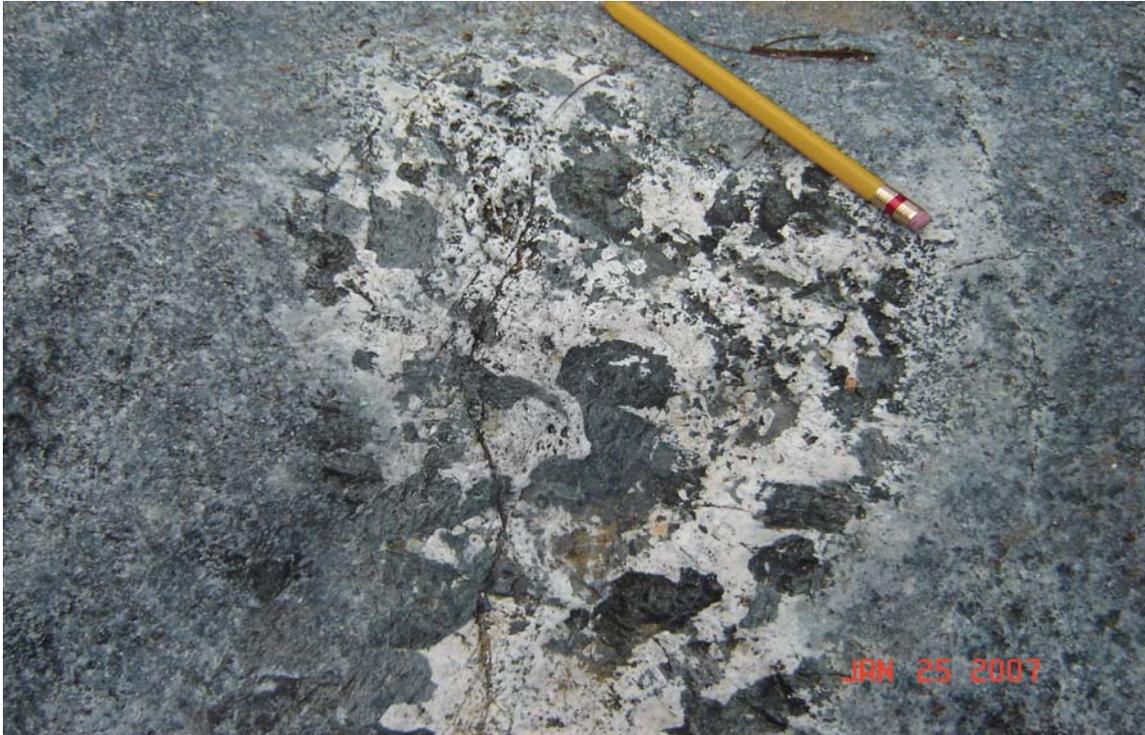


Foto 5. Pegmatita con fenocristales de anfíboles y piroxenos en un gabro con feldespato potásico y piroxenos.

4. *Diques.*

Se identificaron también una serie de diques (Foto 6) de diferentes texturas y composiciones, desde máficos afaníticos y porfídicos a félsicos leucocráticos-graníticos, aplíticos-graníticos, hasta porfídicos cuarzo-feldespáticos (fenocristales de ambos minerales), los cuales intrusionan a todas las fases del plutón e inclusive a las lavas de la Formación Tecalitlán.



Foto 6. Dique máfico porfídico intrusionando a cuerpo tonalítico-granodiorítico con enclaves máficos.

5. *Rocas metamórficas.*

Adicionalmente se encontró un afloramiento con pizarras, también probables esquistos verdes (al este de Tamazula de Giordano) y algunas rocas metamórficas que contienen vidrio y epidota. Por la presencia de vidrio, puede tratarse de una pseudo-taquilita asociada a falla y posteriormente hidrotermalizada, cuerpos metaígneos y metasedimentarios.

Relaciones de contacto entre litologías.

En campo se ha visto que el gabro es intrusionado por los granitoides. Dicha intrusión parece haber ocurrido una vez que el primero estaba parcialmente enfriado y fracturado ya que en extensas regiones hay enclaves angulosos de composición gabroica en una “matriz” félsica. También se notan cúmulos semicirculares de cristales máficos de hornblenda y piroxeno que pueden haberse aglomerado en el

magma o ser relictos de enclaves que reaccionaron o se asimilaron con el magma que intruye.

En adición, hay zonas en las que se ven rocas en que probablemente el gabro fue asimilado y mezclado con los granitoides ya que se puede observar en algunos sitios una asociación mineral que no está en equilibrio: feldespatos potásicos que se encuentra junto con gran cantidad de máficos (hornblenda y probablemente piroxenos) y plagioclasas seguramente muy cálcicas (Foto 5).

A lo largo del río Maravillas, que se ubica en la parte central entre Tecalitlán y Jilotlán (Figura 7); que es la parte topográficamente más profunda y donde se encontraron los mejores afloramientos de gabros intrusionados de todos los lugares visitados, se vio una gradación de bloques de gabro en el intrusivo félsico y un contacto entre un gabro brechado y sólo el cuerpo félsico.

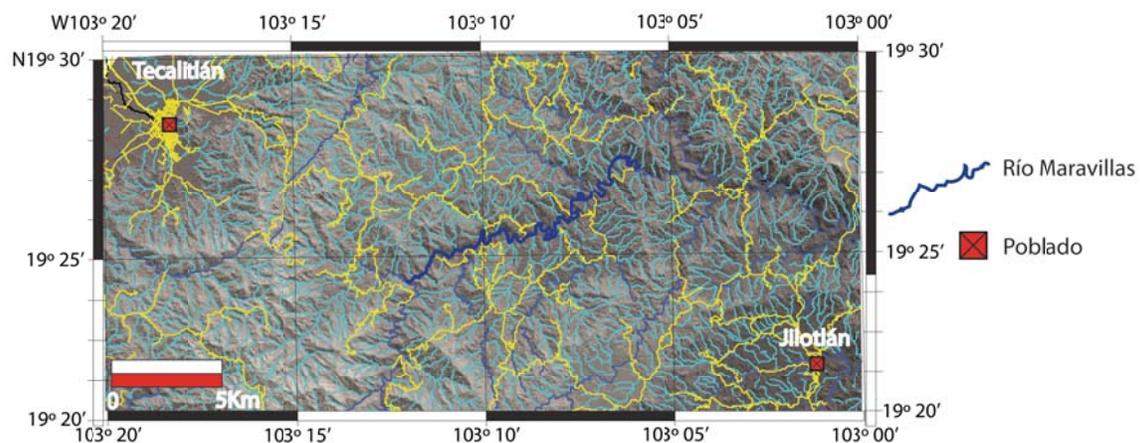


Figura 7. Mapa donde se observa parte del río Maravillas.

Se notan a lo largo de dicho río zonas del cuerpo félsico con flujos magmáticos interiores con enclaves máficos que presentan forma de diques con contactos difusos, lo que puede indicar que son flujos magmáticos sin-tectónicos del emplazamiento o pulsos magmáticos cuando el intrusivo todavía se encontraba en estado plástico (Foto 7).



Foto 7. Flujos magmáticos sintectónicos en el cuerpo félsico.

El contacto del plutón félsico con la roca encajonante (Formación Tecalitlán) se observa en varias regiones pero su origen no es claro del todo. Dicho contacto en algunas zonas parece ser tectónico ya que no se encontró un metamorfismo extenso en los contactos, solamente gran alteración hidrotermal que se ve regionalmente. Sin embargo, en la carretera Tecalitlán-Jilotlán, en un transecto de dos kilómetros recorridos a detalle hay gabros, apófisis del intrusivo félsico, diques andesíticos, y bloques de la Formación Tecalitlán con estructuras sedimentarias y la presencia de mica blanca y posiblemente sillimanita. Estos bloques son interpretados como parte de la Formación Tecalitlán que cayeron dentro del plutón cuando éste se emplazaba (posiblemente un “roof pendant”). También se observaron bloques metaígneos y metasedimentarios en la parte este de Tamazula de Giordano. Es fácil confundir las diferentes litologías por la alteración que tienen y que las hace ver como una formación homogénea, lo que también podría confundir un contacto de la intrusión. Se encontraron también en varios puntos andesitas y diques andesíticos afectados probablemente por alteración hidrotermal propilítica.

Hay una serie de diques de diferentes texturas y composiciones, desde máficos con pocos fenocristales de olivino, plagioclasa y hornblenda y porfídicos, a félsicos leucocráticos graníticos, aplíticos graníticos, hasta porfídicos cuarzo-feldespatos (fenocristales de cuarzo y feldespato).

Los diques leucocráticos y aplíticos probablemente están asociados a la intrusión de los granitoides ya que están siempre presentes en lugares donde afloran ampliamente éstos con sus diferentes variaciones. En otros sitios están en contacto con el gabro o intrusionando al cuerpo félsico con enclaves de gabro.

Algunos diques máficos están asociados probablemente a la intrusión del gabro; pero por evidencia de campo, hay otros que intrusionan también al cuerpo granítico. Se observó también un dique máfico siendo intrusionado por otro dique máfico de grano más fino. El primero presenta fracturamiento, lo que facilitaría su intrusión.

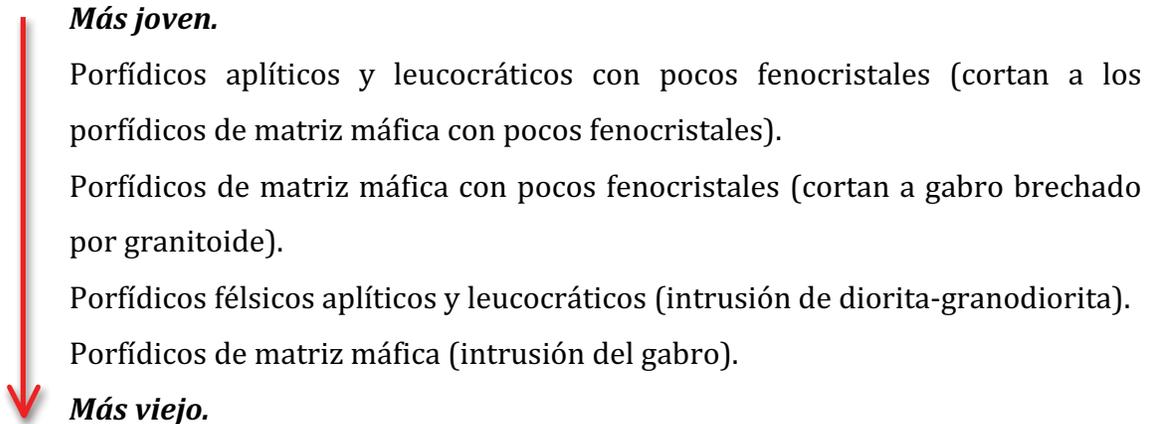
Sin embargo, también se vio que delgados diques leucocráticos intrusionan a los diques máficos (Foto 8). Varios diques máficos cortan a una tonalita que a su vez corta al dique máfico, lo que indica sus edades cercanas ya que se encontraban en estado plástico.



Foto 8. Diques máficos que intrusionan a un cuerpo tonalítico y que a al vez son intrusionados por dicho cuerpo.

En varias zonas los límites de los diques con los granitoides félsicos o máficos son difusos por la gran alteración y tectonismo que ha sufrido la roca.

Una columna tentativa de las distintas generaciones de diques en la región estudiada sería la siguiente:



Se requiere analizar con mayor detalle el tamaño y tipo de los cristales que se presentan en los diques.

2.3.2. Recorrido regional.

Durante la última etapa de campo se hizo un recorrido desde la parte noreste del plutón de Jilotlán; se principió en la ciudad de Jiquilpan, después por Santa María del Oro, y finalmente se llegó a Tepalcaltepec, Michoacán, para buscar evidencia (tipo de contactos) de la posible intrusión del batolito o respaldar su carácter alóctono, y para comprobar cuál es su extensión. Se viajó también a Manzanillo, Colima para coleccionar granitoides y gabros y compararlas con las coleccionadas en esta y anteriores salidas de campo en la región de estudio (Figura 1B).

En el recorrido de la ciudad de Jiquilpan, Michoacán a Quitupan, en dirección a Valle de Juárez, se tomó una carretera nueva que llega a Santa María del Oro. Se observaron derrames de andesitas basálticas o basaltos, coladas riolíticas o dacíticas e

ignimbritas riolíticas con gran cantidad de líticos, después una cuarzodiorita, luego una tonalita o granodiorita y diques cuarzo-feldespáticos.

Se documentó la presencia de un conglomerado de clastos de diferentes tamaños, subredondeados a redondeados de riolitas, dacitas, ignimbritas, y algunos metamórficos. Presenta gradaciones y se observa una colada riolítica intercalada, intrusionados por un gran dique cuarzo-feldespático.

Hay un cuerpo volcánico alterado en probable contacto tectónico (sólo 1 cm de alteración) con una granodiorita. Se ve un bloque de ésta, rodeado por el volcánico. En el mismo afloramiento se observa una arenisca, tal vez parte del conglomerado (dada su cercanía y altura a la que se encuentran) en contacto tectónico con la granodiorita.

Sigue una secuencia volcanosedimentaria de areniscas y rocas volcánicas andesíticas/basálticas con diques andesíticos que se encuentran posiblemente en contacto tectónico con la granodiorita-tonalita, aunque todas las rocas presentan gran alteración como si se tratara de metamorfismo de contacto. Además, en numerosos afloramientos, hasta Santa María del Oro, hay diques graníticos y rocas granodioríticas/tonalíticas intercaladas con la secuencia volcanosedimentaria.

La interpretación más simple de la columna en esta sección es que el cuerpo plutónico félsico intrusiona al conglomerado y a la arenisca relacionada con éste (suponiendo que el dique es producto de la intrusión del plutón y que los contactos no son tectónicos) y por lo tanto a las volcanosedimentarias que se encuentran debajo. Todo está cubierto por un cuerpo volcánico alterado (rodea a la granodiorita) y flujos andesíticos/dacíticos e ignimbritas riolíticas. Será necesario obtener al menos una edad máxima de depósito del conglomerado y la edad del cuerpo plutónico para aclarar lo anterior.

De Santa María del Oro en dirección a Tepalcaltepec se encuentra un gran montículo a la lejanía con apariencia de domo volcánico pero que a la cercanía se trata de un conglomerado rojo con clastos de rocas volcánicas que a diferencia del visto antes de Santa María del Oro contiene fragmentos de andesitas e ignimbritas, y pocos clastos de cuarzo. Otra diferencia es que los clastos no están redondeados. De esta manera se

concluye que grandes montículos observados a distancia con la misma forma de domo desde antes de llegar a Santa María de Oro son conglomerados erosionados.

En el descenso hacia Tepalcaltepec aflora una granodiorita/granito (plagioclasa, hornblenda y feldespato) sobre un río y también un cuerpo volcánico cuya relación no es clara con las demás litologías. Se observa el contacto de la granodiorita-granito con el conglomerado parecido al encontrado al salir de Santa María del Oro (con 260 m de diferencia de altitud). Después afloran lutitas, granito y lutitas nuevamente.

Sigue sin definirse claramente el tipo de contacto del plutón con la roca encajonante.

De Tepalcaltepec hacia el oeste hay una granodiorita y un dique porfirítico máfico y otro dique máfico afanítico. Un poco más adelante se vio un microgabro sobre un río. Se encuentra un gran cerro de ignimbritas que contienen fragmentos de líticos que cubren al gabro junto al río.

Hacia el oeste afloran conglomerados que cubren gruesos paquetes de calizas con muchos fósiles. En la mina La Codiciada (Figura 1B) se observa un skarn con barita y wollastonita. Es una mina a cielo abierto con un pequeño tiro. Los fragmentos mineralizados tienen un muy alto peso específico. En la parte de la mina a cielo abierto hay diques porfiríticos mineralizados que cortan a toda la secuencia. Las calizas consisten de gruesos paquetes que tienen gran cantidad de fósiles y con intercalaciones de lutitas y areniscas. Hacia abajo del sitio de la mina, hay nuevamente calizas y lutitas.

Adelante, más hacia el oeste, se sube un poco al noreste y al regresar a Tepalcaltepec aflora un microgabro con enclaves o xenolitos de diques máficos porfídicos y varios afloramientos de gabros.

Las columnas estratigráficas locales de los distintos transectos recorridos antes descritos se muestran en la Figura 8. Su correlación con la estratigrafía local y regional no se puede precisar con los datos obtenidos en este trabajo, ya que se requieren edades geocronológicas o por fósiles. Dadas las litologías observadas y la relación con los cuerpos plutónicos, se presume que dichas unidades pueden pertenecer a las Formaciones Tepalcaltepec, Tecalitlán y Alberca.

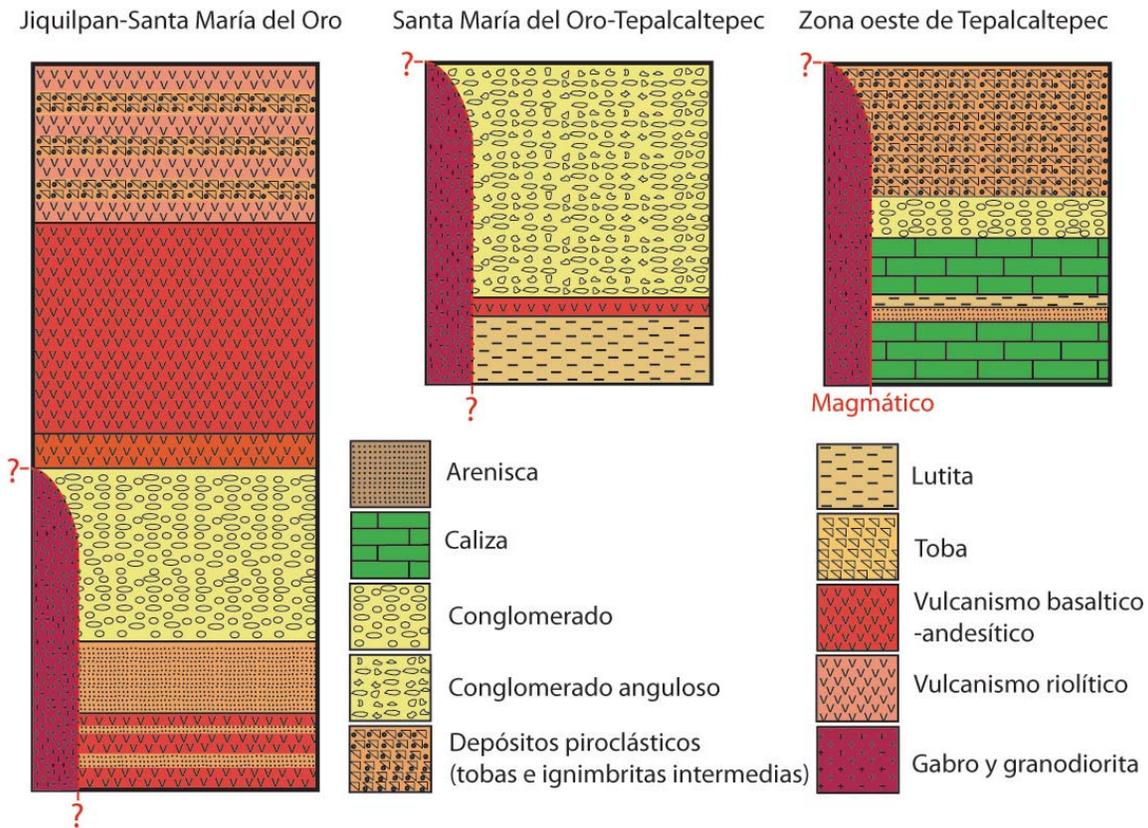


Figura 8. Columnas estratigráficas locales tentativas de los transectos recorridos regionalmente.

De Tepalcaltepec a Tecalitlán se pasa por Jilotlán y al lado de la carretera está expuesta una granodiorita y al otro los volcánicos de la Formación Tecalitlán. El gabro se reconoce principalmente en la parte central del área de estudio (entre Tecalitlán y Jilotlán). En la parte E-SE aflora la granodiorita y granito, y en la parte W-NW predomina la formación Tecalitlán (Figura 6).

De Tecalitlán se viajó a Manzanillo donde se colectaron muestras de gabro perteneciente al Batolito de Manzanillo en un corte carretero a la altura del mirador sobre la Bahía de Santiago (aproximadamente a 18 Km de Manzanillo sobre el libramiento Manzanillo-Cihuatlán, carretera No. 200). Estos gabros presentan una gran variación textural en muy poca distancia: tamaño de grano muy fino a muy grueso, con foliación magmática y cúmulos de piroxenos. Se vio una aureola de cúmulos de hornblenda y piroxeno que rodean a fragmentos de gabro.

2.3.3. Variaciones de composición y textura dentro del plutón de Jilotlán.

Se observaron variaciones de composición y textura en el cuerpo plutónico, importante para poder definir una posible secuencia de cristalización o emplazamiento y su evolución.

Los gabros se presentan, como ya se mencionó (Foto 2) en la parte central del área de estudio (Figura 6) como microgabros o gabros de mayor cristalinidad (grano más grueso). Con lo visto en campo no parece haber zonas en las que se presente preferencialmente gabros de grano grueso o microgabros y su distribución más bien parece ser caótica. Todos los gabros, aunque algunos aparecen en grandes bloques, son intrusionados por granitoides. Casi todos los fragmentos de gabros son muy angulosos y macroscópicamente no presentan minerales de metamorfismo de contacto.

En los granitoides hay mucha mayor distribución de composiciones. Se observó la presencia de feldespato potásico, a veces como fenocristales, cerca de los contactos entre el gabro y granito. La biotita aparece sólo en las partes más félsicas (tonalitas, granodioritas, y sobre todo granitos).

Han habido diques máficos con textura dolerítica e inclusive un pórfido con textura rapakivi.

Se encontraron cuerpos aplíticos y pegmatíticos donde hay grandes extensiones de cuerpos félsicos, pero también se vieron pegmatitas con cristales de hornblenda y piroxeno en afloramientos de gabros.

2.3.4. Rasgos estructurales.

Se observaron fallas normales e inversas en varias zonas, lo que indica posiblemente actividad relacionada al graben de Colima. Además, la formación Tecalitlán está muy tectonizada (Foto 1) en comparación con los intrusivos.

Aunque no se ha hecho ningún análisis riguroso de los relativamente pocos datos estructurales colectados, se han observado dos rasgos claros:

Fracturas y fallas, en el plutón y en algunos afloramientos de la formación Tecalitlán, tienen un rumbo preferente NW-SE. El tipo de fallamiento que se ha visto es normal, inverso y lateral izquierdo. Por otro lado, los diferentes tipos de diques presentan un rumbo preferente NE-SW. Si se supone que todos los diques son formados por el emplazamiento del plutón, lo cual seguramente no es así ya que hasta hoy han habido continuos eventos magmáticos posteriores, la orientación NE-SW correspondería a un evento de deformación anterior o contemporáneo al emplazamiento del plutón (si se supone un emplazamiento a través de fracturamiento). Como el fracturamiento y fallas con orientación NW-SE se presentan tanto en el plutón como en la formación Tecalitlán, se asume que dicha deformación es posterior al emplazamiento del plutón. Sin embargo, dada la falta de datos y un análisis adecuado, esto es especulativo.

2.4. Mineralización.

La carta geológico-minera E13-3 (1999) del Consejo de Recursos Minerales menciona la existencia de mineralización regional por la subducción de la Placas del Pacífico debajo de la de Norteamérica con una intensidad máxima en el Cretácico Superior al Terciario Inferior. Hay gran variedad de yacimientos metálicos de tipo vulcanogénico, hidrotermal, metasomático de contacto y pórfidos cupríferos. En la región occidental de la carta se encuentra la región minera de Pihuamo que comprende tres Distritos Mineros (Pihuamo, Tepalcatepec y Ahuijullo) y dos Áreas Mineralizadas (Jilotlán de Dolores y Santa María del Oro). El Distrito de Pihuamo tiene yacimientos ferríferos metasomáticos de contacto, con minas en producción como Los Encinos con reservas de 17, 000,000 de toneladas de fierro con contenidos de 65% de Fe. El Distrito de Tepalcatepec con yacimientos vulcanosedimentarios, dentro de los cuales las minas más importantes y actualmente en producción son la antes mencionada Mina La Codiciada con valores de 1.0 g/ton. de Au, 1957 g/ton. de Ag, 4% de Cu y 1.5% de Pb-Zn; y la Mina La Blanca con mineralización polimetálica de Ag, Pb, Zn y Ba, ambos en cuerpos irregulares. También se tienen minas y prospectos con mineralización polimetálica en forma de vetas, stockworks e irregulares. El Distrito de Ahuijullo consiste de yacimientos irregulares de fierro, de origen metasomático, además de

vetas hidrotermales con oro, plata, plomo, zinc y barita asociada. El Área Mineralizada de Jilotlán de Dolores se caracteriza por vetas hidrotermales con mineralización aurífera con valores de 1.8 g/ton de Au y 1.33% de Cu (Mina La Inmaculada), y otros prospectos como El Cobre con 5 g/ton de Au y 0.6% de Cu, La Sultana con 0.6 g/ton de Au y 0.3% de Cu y La Leona sin valores de Au pero con 0.14% de Cu. El Área Mineralizada de Santa María del Oro o Manuel M. Diéguez se caracteriza por vetas angostas de poco corrimiento, pero con valores altamente anómalos como en la Mina La Fortuna con valores de 14.82 g/ton de Au y 277 g/ton de Ag, el Prospecto El Bimbalete con valores de 450 g ton de Ag y la Veta Hukas con 24.7% de Zn.

En campo se han visto más comúnmente sulfuros como pirita y calcopirita. También hay otros que parecen galena o esfalerita (los últimos aparecen dentro de un cuerpo cuarzo-feldespático cerca del puente que cruza el Río Maravillas sobre la carretera Tecalitlán-Jilotlán).

Capítulo 3. Procedimientos analíticos.

3.1. Introducción.

Se llevaron a cabo distintos procedimientos analíticos para obtener las concentraciones de los elementos mayores, traza y las relaciones isotópicas de cada muestra.

Una vez escogidas las muestras en campo, se hacen las láminas delgadas de cada una para comprobar si son aptas para análisis geoquímicos e isotópicos. Se procesan aquellas que presentan menor alteración en sus minerales. Como se trata de rocas con textura fanerítica se utilizaron por lo menos 4 kilos de muestra fresca (descostrada) para homogeneizar la composición de la roca, dependiendo del tamaño de grano. Todos los procesos se realizaron en las instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM.

3.2. Molienda y separación de minerales.

Las muestras son trituradas y molidas para llevar a cabo los análisis geoquímicos e isotópicos, y la separación de minerales. Con la finalidad de garantizar resultados confiables, las máquinas utilizadas a lo largo del proceso de molienda y separación de minerales se lavan adecuadamente y se contaminan al quebrar una pequeña porción fresca de cada muestra antes de procesarla toda. Los recipientes e instrumentos utilizados deben ser debidamente lavados.

3.2.1. Limpieza superficial y lavado.

Cada muestra se descostra para quitar la alteración superficial de la roca con un marro de acero y se coloca la muestra sobre una base de cemento cubierta por un pedazo de cartón. Una vez removido el intemperismo superficial, que incluye oxidación en planos de fractura o vetas producto de alteración hidrotermal, se

quebran con el marro hasta tener fragmentos frescos con tamaños no mayores a 4 cm de longitud.

Posteriormente se colocan los fragmentos de roca en una tarja con agua potable por lo menos durante tres horas, para remojar los restos de cartón incrustados en las oquedades de la roca. Después, con un cepillo de cerdas de plástico, se remueve el cartón y restos de suciedad en la roca con agua potable. Finalmente se lava cada fragmento con agua mili-Ro(MRo), se cepillan y se dejan secar cubiertos con papel para evitar contaminación por polvo, durante al menos doce horas.

3.2.2. Quebradora de quijadas.

Para quebrar las muestras se utilizó un molino de quijadas (Foto 9A) con la menor apertura posible (tamaño de grano 5 mm aproximadamente). Entre cada muestra, se limpian las quijadas y el interior de la quebradora con un cepillo de cerdas de metal, papel de rolo, acetona y aire comprimido, hasta desaparecer todo vestigio de muestra. Posteriormente, se muele la fracción para contaminar de cada muestra y se guarda en una bolsa de plástico. Con aire comprimido se limpia el interior de la máquina y el recipiente donde se colecta la muestra. Luego se quiebra toda la muestra restante y se guarda en una bolsa de plástico.



Foto 9. A. Molino de quijadas donde se quebraron las muestras. B. Molino de discos de acero endurecido para pulverizar las muestras para geoquímica e isotopía.

3.2.3. Cuarteo y pulverizado/tamizado de las muestras.

Las muestras en las que se harán análisis geoquímicos e isotópicos se cuarteo con la ayuda de un cuarteador o manualmente con la ayuda de una bolsa abierta por la mitad y una espátula. Se cuarteo la muestra hasta tener tres alícuotas de 100 gramos aproximadamente que se guardan en tres frascos de plástico previamente lavados con jabón, enjuagados con agua MRO, un poco de acetona y secados con aire comprimido. El resto de la muestra se guarda nuevamente en su bolsa. Se marcan y rellenan los diferentes frascos denominados contaminación, fluorescencia de rayos X e isotopía, conforme se obtienen las alícuotas. Posteriormente, se lava con jabón, agua potable, agua MRO y acetona el molino de discos de acero endurecido (Foto 9B), tanto el recipiente como su tapa y cada uno de los discos. Se agrega la muestra y se pulveriza la alícuota de contaminación durante 25 segundos aproximadamente para obtener un tamaño de grano de 60 μm , se colecta el polvo en una hoja de papel y se deposita nuevamente en su bote. Una vez contaminado el pulverizador, se limpia el excedente de la muestra con un poco de aire para después pulverizar de la misma manera las alícuotas marcadas como fluorescencia de rayos X e isotopía.

Para dos muestras en que se deseó obtener concentrado de minerales, el resto de la muestra fue cuarteada y alicuotizada, se puso en el molino de discos durante 5 segundos para reducir más el tamaño de grano obtenido con la mínima apertura de la quebradora de quijadas. Posteriormente, se tamizó la muestra con mallas con números 20, 40, 80, 100, 120 previamente lavadas con agua potable en un aparato de ultrasonido durante 5 minutos y habiendo removido todo grano de muestra restante en cada malla con la ayuda de un cepillo y una aguja.

3.2.4. Separación de hornblendas.

Se separaron hornblendas de una muestra (JLT-12) para obtener un fechamiento por Ar-Ar. El criterio para escoger la muestra fue que los cristales presentaran poca alteración o inclusiones. Se escogió la fracción de la malla número 80 (180 μm) para tener un tamaño de cristales homogéneo suficientemente grande para separarlos

adecuadamente. Se observó también que no hubiera cristales de plagioclasa en la periferia de las hornblendas o inclusiones de óxidos para evitar exceso de Ar.

Se lavó la fracción de la malla 80 decantándola con agua mili-Q (MQ), desionizada con una resistividad de 18.2 M Ω , en un vaso de precipitado para remover limos y arcillas pegados a los granos. Con un imán envuelto en una bolsa se removieron las esquirlas y minerales más magnéticos (óxidos). Ya que la hornblenda es un mineral magnético, una vez secada la muestra, se pasó por el separador magnético Frantz (Foto 10A) con una corriente de 0.05, 0.1, 0.15 y 0.20 volts respectivamente, con un ángulo de 10° de inclinación para separar minerales magnéticos de no magnéticos. Después se volvió a pasar la muestra con 0.20 volts y 15° de inclinación. Ya que más del 80% de hornblendas tienen inclusiones de óxidos, la separación con el Frantz no fue completamente efectiva, incluso al hacer variar la corriente, el ángulo de inclinación y la cantidad de muestra vertida. Ya que además muchas hornblendas tienen cristales de plagioclasa alrededor, la fracción de 0.20 volts y 15° se trituró en un mortero de ágata con 60 movimientos verticales suaves y con enjuagues con agua MQ. El tamaño de los cristales se redujo a un tamaño de 120 a 100 μm .

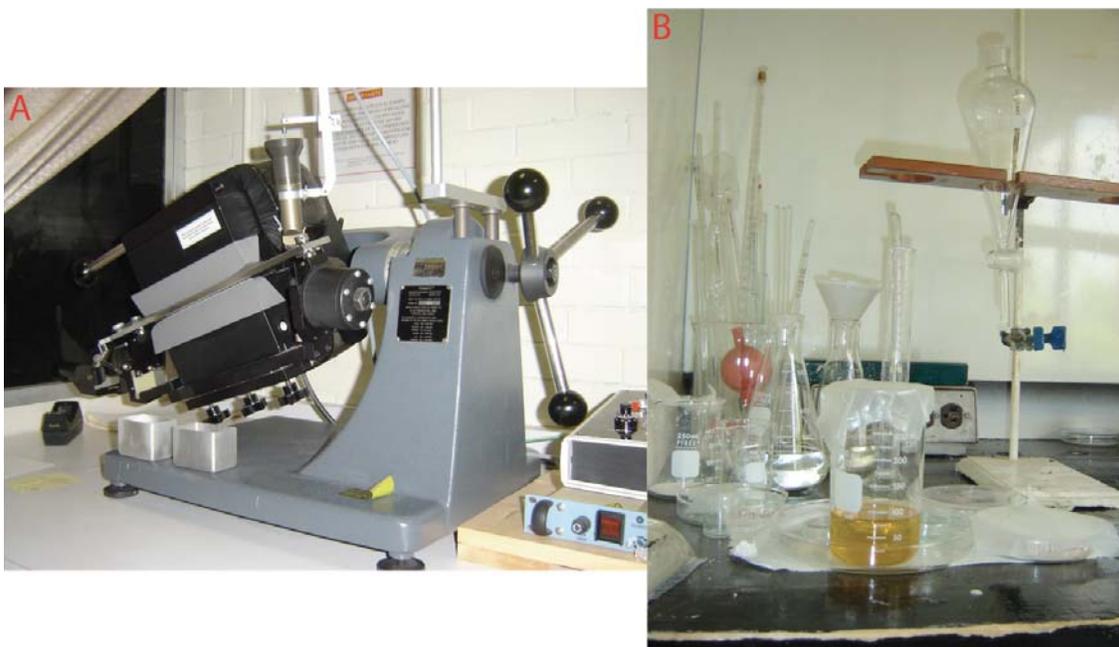


Foto 10. A. Separador magnético Frantz. B. Vaso de precipitado con politugstato de sodio y un embudo de separación.

Posteriormente se pasó la muestra por politungstato de sodio en un embudo de separación (Foto 10B) con una densidad máxima de 2.89 g/cm^3 para separar las hornblendas (con una densidad promedio de 3.23 g/cm^3) de las plagioclasas (flotantes). Se colectó la fracción que se precipitó al fondo del embudo después de 10 minutos de haber sido depositada la muestra en el politungstato, mientras se agitaba el embudo cada 3 minutos para revolver la muestra. Una vez lavada con agua MQ, filtrada y secada la fracción del fondo, se pasó por yoduro de metileno que tiene una densidad de 3.2 g/cm^3 . De la fracción de fondo se separó manualmente cada cristal de hornblenda con una aguja y la ayuda de un microscopio binocular para tener el mínimo de inclusiones de óxidos. Se obtuvieron dos concentrados de hornblenda (café y verde) de aproximadamente 60 miligramos cada uno (Foto 11B).



Foto 11. A. Microscopio binocular. B. Concentrado de cristales de hornblenda café (izquierda) y verde (derecha).

3.2.5. Separación de zircones.

Se separaron zircones de dos muestras de gabro (JLT-12 y JLT-32) para obtener dos fechamientos por U-Pb mediante ablación láser acoplado a un ICP-MS en el LaserChron de la Universidad de Arizona. Ya que se trata de rocas máficas con poca cantidad de zircones, para cada muestra se procesó toda la fracción con número de malla menor a 120. Se vertió la muestra en un recipiente de porcelana y se pasó sobre la muestra un imán envuelto en una bolsa de plástico para remover la mayoría de los fragmentos (esquirlas) y minerales magnéticos (óxidos) las veces necesarias hasta que ya no se adhirieran más minerales. Se pasó la muestra limpia a un vaso de

precipitado y con agua potable se decantaron las partes más ligeras (limos y arcillas) las veces necesarias hasta que el agua no se enturbió. Se colectaron, enjuagaron con agua MQ y secaron los sedimentos que precipitaron, ya que es donde se encuentran los zircones. Una vez limpia y seca la parte no magnética de la muestra, se pasó por el separador magnético Frantz con una corriente de 0.05, 0.1, 0.3, 0.5, 0.8, 1 volts respectivamente y 10° de inclinación para separar la parte magnética de la no magnética. La fracción no magnética se separó a su vez con politungstato de sodio en un embudo de separación (los zircones tienen una densidad promedio de 4.5 g/cm³). Se colectó la fracción del fondo después de 15 minutos, mientras el embudo se agitaba cada 3 minutos para revolver la muestra. Una vez lavada con agua MQ y filtrada dicha fracción, se separaron los cristales de zircón manualmente con una aguja y la ayuda de un microscopio binocular. Se colectaron más de 300 cristales para la muestra JLT-12 pero no más de 150 para la JLT-32. Muchos cristales estaban rotos o fracturados, por lo que se escogieron los cristales con una o dos pirámides, los que tenían superficies más amplias y con el mínimo de fracturas. Se escogieron aproximadamente 40 a 45 cristales de cada muestra que se empaclaron en papel encerado con la ayuda de una aguja y una pipeta. Los cristales más pequeños tenían longitudes de 100 μm y 33 μm de ancho, pero los más grandes llegaban a tener aproximadamente 200 μm de longitud (Foto 12).

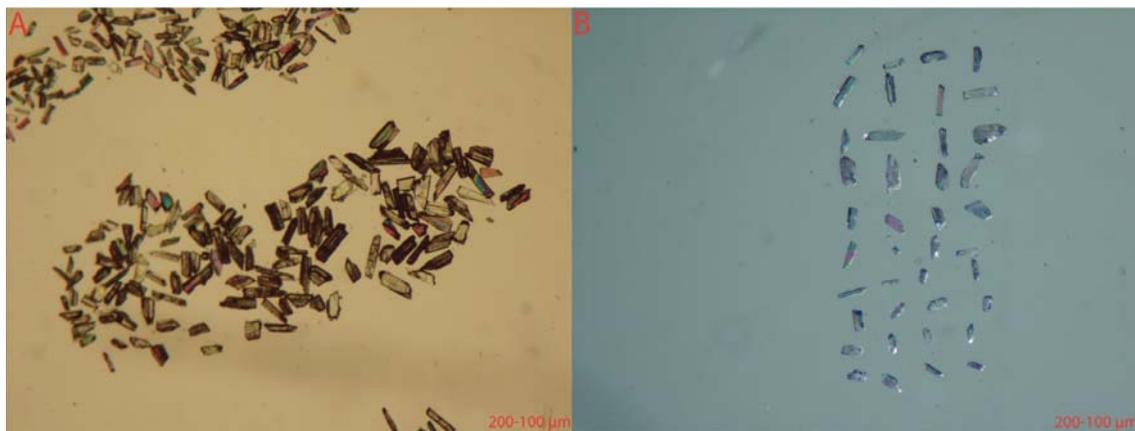


Foto 12. Cristales de zircones. A. Cristales colectados de la muestra JLT-12. B. Cristales de la muestra JLT-32 antes de empacarse para realizarles ablación láser. El tamaño de los cristales tiene un rango de 200 a 100 μm de longitud.

3.3. Análisis de hornblendas por microscopía electrónica.

De los dos concentrados de hornblenda, se analizaron 24 cristales de distinto color (verde oscuro, verde claro, café oscuro y café rojizo Foto 13B) con el microscopio electrónico de barrido del Instituto de Geología de la UNAM para identificar el tipo de anfíbol y la presencia de piroxenos, ya que el reducido tamaño de los cristales dificulta distinguir entre ambos tipos de minerales. El aparato utiliza energía dispersiva multicanal. Funciona cuando un haz de electrones primarios, generado a partir de una fuente con una intensidad de corriente dada (20 KVolts), pasa a través de la muestra, excita sus electrones y provoca que, al regresar a su estado energético inicial, emita una cierta cantidad de energía. Dicha energía se libera de dos maneras utilizadas para el análisis. Una presenta electrones secundarios de muy baja energía que son detectados y amplificados para desplegar la imagen aumentada del cristal (Foto 13A). La segunda consiste de rayos X cuyos espectros son analizados y comparados con espectros ya conocidos de los diferentes elementos para obtener la composición del cristal.

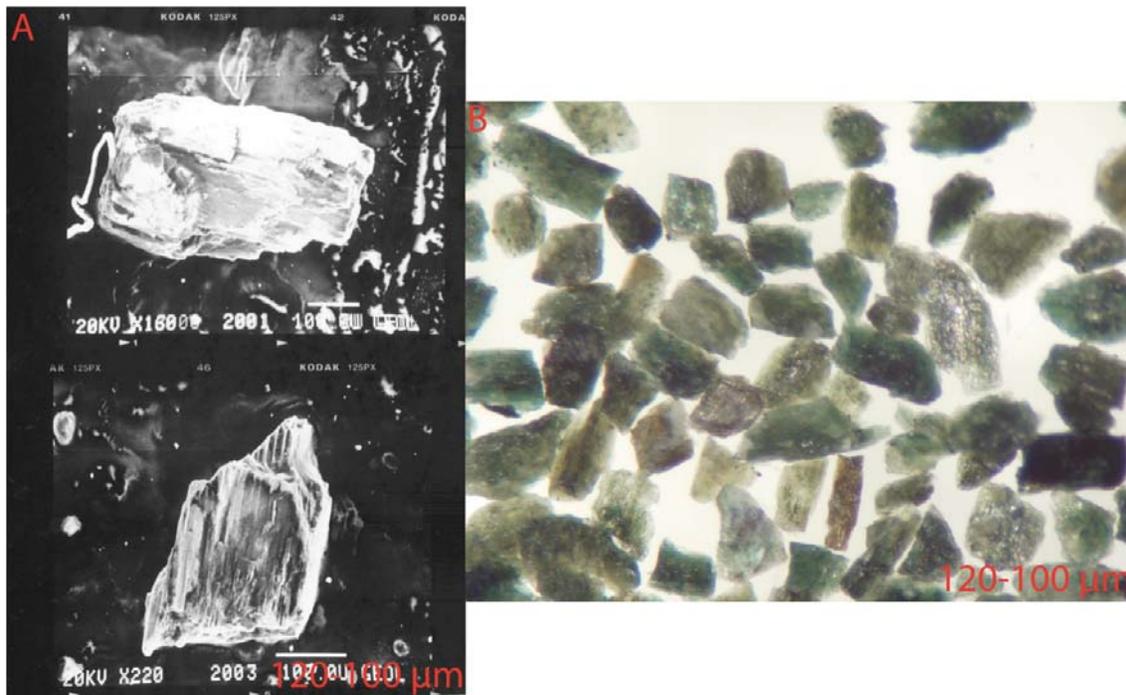


Foto 13. Muestra JLT-12. A. Cristales de hornblenda observados con el microscopio electrónico de barrido del Instituto de Geología. B. Cristales de hornblenda con distintos colores para realizar un fechamiento de Ar-Ar. El tamaño de los cristales tiene un rango de 120 a 100 μm de longitud.

Se determinó la composición de 24 cristales al comparar los valores obtenidos con los reportados para el grupo de los anfíboles y los piroxenos por Deer et al. (1966) utilizando un error relativo: $|\text{valor medido}-\text{valor reportado}/\text{valor reportado}| \times 100$. Para el caso de los anfíboles, a los cristales en que se midieron valores de vanadio (V) y cromo (Cr), se le restaron ambos valores a la suma total y se recalcularon los demás elementos medidos, ya que no se reportan dichos valores para ese grupo mineral. Para el caso de los piroxenos, se restó sólo el valor de V ya que el Cr sí es reportado.

18 de los cristales son hornblendas, de las cuales 7 son hornblendas de basalto (alto fierro y titanio), 7 cristales hornblendas de tonalita (composiciones intermedias), 2 hornblendas de roca ultrabásica (alto magnesio y aluminio), una kersutita y una actinolita, según los nombres dados por Deer. Los otros 6 cristales son clinopiroxenos, de los cuales 5 son ferroaugitas y 1 augita subcálcica.

La kersutita es una hornblenda rica en titanio que es típica de rocas volcánicas alcalinas. Aunque este no es el caso, petrográficamente se identificó la presencia de titanita, seguramente por el exceso de titanio producido al desintegrarse las posibles titanomagnetitas cuando cristalizaron las hornblendas principalmente. Eso explicaría el alto contenido de titanio en algunos de los cristales analizados. La actinolita es un mineral común en rocas metamórficas, pero puede estar presente en muchas rocas máficas en que los piroxenos se alteran marginalmente a un anfíbol verde pálido (uralita) de composición típicamente actinolítica. Se deriva de la acción pneumatolítica de fluidos magmáticos tardíos ricos en agua en los cristales de piroxeno previamente cristalizados.

No hay una correlación en el color de los cristales con su composición. Para el caso de los clinopiroxenos, 2 ferroaugitas y la augita son verde claro, y las 3 ferroaugitas restantes son verde oscuro, pardo rojizo y pardo oscuro respectivamente. Los distintos tipos de hornblenda se distribuyen en los cuatro grupos antes mencionados.

3.4. Fluorescencia de rayos X.

La concentración de elementos mayores se obtuvo mediante fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX) del Instituto de Geología de la

UNAM. Como está explicado en su página de internet (Dirección electrónica 1), a partir de la alícuota nombrada así, la determinación de la concentración de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) se realiza en muestra fundida (perla). Las perlas se preparan mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2 (50:50 wt%). La mezcla es vaciada a un crisol de Pt/5% Au y se calienta a 1100°C aproximadamente, en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultánea de 3 perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250 g/L, que actúa como agente no-mojante, para que la perla se desprenda del molde durante el proceso de enfriado. Para determinar la pérdida por calcinación (PXC), se calienta un gramo de muestra en "base seca" a 1000°C durante una hora en un crisol de porcelana y se deja enfriar lentamente hasta temperatura ambiente, para obtener el peso calcinado. El cálculo de la PCX se obtiene: $(\%) \text{PXC} = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$. La medición se realiza en un espectrómetro secuencial de rayos X (Siemens SRS 3000) equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micrómetros, donde se determinan elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) y algunos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb). Los errores estimados en las determinaciones son menores a 1% en elementos mayores y menores a 4% en elementos traza. Las curvas de calibración son construidas con estándares internacionales.

Las alícuotas marcadas para isotopía se cuartearon sobre una hoja de papel con una espátula de acero inoxidable y se redujeron hasta tener suficiente polvo para una alícuota de 1.02 a 1 g aproximadamente para elementos traza, y una de 0.12 a 0.10 g para isotopía.

3.5. ICP-MS.

La alícuota de 1 a 1.02 g de cada muestra fue enviada al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM para determinación de las concentraciones de elementos traza.

En su página de internet (Dirección electrónica 2) se menciona que la preparación química de las muestras se realiza en un ambiente de alta limpieza libre de metales (clase 100-1000) con reactivos y materiales utilizados de alta pureza. Se utilizan balanzas de precisión, campanas de extracción y flujo laminar (clase 10), agua purificada con una resistividad de 18.2 M Ω y ácidos destilados (HF, HBr, HNO₃, HCl).

La determinación de las concentraciones se realizó en un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) modelo Thermo Series-Xii, equipado con una celda de colisión/reacción (He, N₂, NH₃ y O₂) para reducir interferencias espectrales. Durante la operación rutinaria, el Series-Xii se optimiza para alcanzar una sensibilidad nominal > 60 x 10⁶ cps/ppm In y > 100 x 10⁶ cps/ppm U con un ruido de fondo < 0.5 cps.

3.6. Geoquímica Isotópica y Espectrometría de Masas de Ionización Térmica (TIMS).

La alícuota de 0.1 a 0.12 g de cada muestra se procesó en el cuarto de química ultrapura del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM. A partir de roca pulverizada, mediante procesos químicos se concentra el elemento del que se determinan las masas y relaciones isotópicas (de Rb, Sr, Sm, Nd) mediante TIMS.

3.6.1. Geoquímica Isotópica.

Dilución isotópica.

La dilución isotópica es la forma más precisa para determinar concentraciones de elementos que contienen al menos dos isótopos, además de ser muy útil cuando éstas son bajas. Se utiliza un trazador (spike) casi monoisotópico con una concentración, composición isotópica y peso conocidos, que se mezcla con una muestra con peso conocido. Después de medirse las relaciones isotópicas en el espectrómetro, se sabrá la composición isotópica de la mezcla de trazador y muestra. Posteriormente,

mediante una fórmula se puede calcular la concentración de dicho elemento en la muestra. Determinar de manera exacta la concentración de los elementos de un sistema isotópico en una muestra es muy importante ya que a partir de ésta se calculan las relaciones isotópicas actuales que relacionan estos elementos ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ por ejemplo). Esto es vital para conocer las relaciones isotópicas iniciales de un elemento ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por ejemplo) y la edad de la muestra.

El proceso de dilución isotópica se realiza en los cuartos de química ultrapura con guantes y bata (Foto 14A). Se prepara el área limpiando con alcohol destilado las superficies, usando papel que no deja pelusa. En caso necesario se limpia la balanza de precisión con alcohol destilado y una brocha. Se homogeniza la muestra que se encuentra en una de las dos alícuotas dándole vueltas durante 2 minutos aproximadamente antes de destaparla. Debe conocerse de forma previa la concentración del elemento al que se le hará dilución isotópica, por fluorescencia de rayos X, ICP-MS o activación neutrónica, para saber la cantidad de trazador que debe ser añadida. En términos generales a menor concentración se debe agregar más muestra y menos trazador. A mayor concentración se debe agregar menos muestra y más trazador. Se pesa el recipiente de teflón (bomba) y la cantidad de muestra deseada. Se pesa la botella de trazador antes y después de agregar la cantidad deseada a la muestra y se calcula la diferencia entre ambos valores (error) que no debe superar el 5% para tener un dato confiable. Para digerir las muestras se agrega un poco de ácido perclórico (HClO_4) y hasta 7 ml de ácido fluorhídrico (HF). Se tapa y digiere por 48 horas en parrillas de digestión (Foto 14B) para deshacer los silicatos, separándose el silicio (Si) y formar fluoruros. Se destapa y se evapora el ácido. Posteriormente se agrega HCl 6N y se mete en las parrillas de digestión durante 24 horas para eliminar los enlaces con oxígeno y formar cloruros. Se evapora y se agrega HCl 2N para tener los elementos en solución nuevamente, sin evaporarla.

Ya que el rubidio (Rb) tiene una masa 87 y el estroncio (Sr) también, se debe hacer una separación (split) para poder medirlos por separado. Así los isótopos de Rb se miden exclusivamente en un espectrómetro de masas NIST del Instituto de Geología de la UNAM.



Foto 14. A. Cuarto de química ultrapura donde se observan campanas de evaporación y un destilador de ácidos. B. Parrillas de digestión de muestras.

Split de Rb-Sr

Una vez digerida la muestra, se pesa un vaso alto nombrado RE y se vierte toda la muestra en éste sin que se queden gotas de muestra. Se enjuaga la bomba con más HCl 2N, se agrega al vaso RE, se pesa y se hace la resta del peso del vaso (1). De esa solución se separará aproximadamente 10% en peso para medir el Rb, para lo cual se pesa un vaso pequeño vacío nombrado Rb antes de ser llenado con dicha cantidad aproximada de solución. Se pesa nuevamente el vaso con la solución y se hace la resta correspondiente (2). Se agrega una cantidad de trazador al vaso Rb al haber considerado los criterios antes mencionados. Se pesa la botella de trazador antes y después de agregar la cantidad deseada a la muestra y se calcula el error entre ambos valores que no debe ser mayor al 5%. Se pesa la solución restante en el vaso RE (3) y se le resta al valor de la solución inicial (1-3). Posteriormente se obtiene el error entre el último valor y el peso de la solución obtenida para el Rb (2) que no debe superar el 5%. Después se iguala el peso de la solución original (1) al 100% y se obtiene el porcentaje al que equivale la solución obtenida para el Rb (2). Por último se iguala al 100% el peso en gramos de la muestra original (el obtenido desde el principio de la dilución isotópica) y se obtiene a qué peso en gramos equivale el % obtenido para la solución del Rb. Éste será el peso de muestra usado para medir el Rb.

Se evaporan los vasos de Rb y RE con focos rojos. Para separar Rb, Sr y las Tierras Raras, se les agrega a los vasos 1 ml de HCl 2N procurando que todo el contenido del vaso se homogenice. Se vierte en un tubo de centrifugado para centrifugar la muestra y separar (sedimentar) principalmente el potasio que pueda tener la muestra, para asegurar que no se quede muestra en los vasos. Después de centrifugarse, se vierte en las columnas de intercambio iónico adecuadas la parte clara de cada muestra con una piseta de pasteur y se evita recoger la parte inferior (sedimento blanco) que es el residuo. Del vaso RE se separará en un mismo tipo de columnas el Sr y una fracción para las Tierras Raras llamada RE nuevamente. De esta última se separarán el samario (Sm) y neodimio (Nd) con columnas del mismo tipo pero con diferente geometría.

Columnas de intercambio iónico.

Las columnas de intercambio iónico están rellenas de una resina que es un polímero orgánico insoluble en agua que captura a los iones por adsorción. Variaciones en la geometría de la columna (un mismo volumen con distinta altura y grosor) provoca que distintos elementos sean adsorbidos de diferente manera. Se utilizan columnas tipo Dowex alargadas para separar el Rb, Sr y RE de la resina (Foto 15A y B). Posteriormente se utilizan columnas más cortas y delgadas para separar el Sm y Nd (Foto 15A y B).

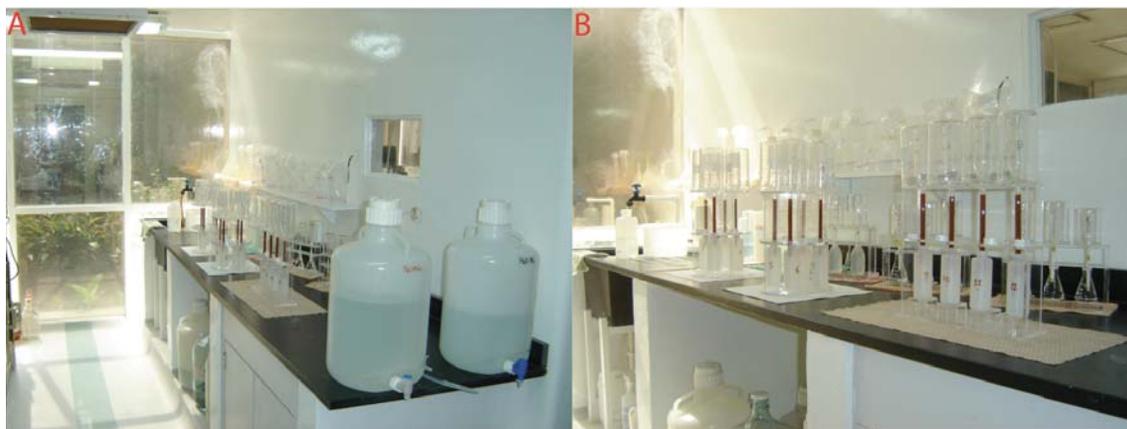


Foto 15. Columnas de intercambio iónico. A. Diferentes tipos de columnas Dowex, contenedores de agua MQ y MRo así como los ácidos empleados para la separación de elementos. B. Al frente columnas Dowex alargadas y atrás cortas y delgadas.

Diferentes iones se liberan de la resina con diferentes ácidos y de concentraciones variables, mediante intercambio iónico positivo o negativo. Para el caso de Rb, Sr, Sm y Nd, distintos volúmenes y concentraciones de HCl son utilizados para liberar por intercambio catiónico (+) los aniones (-) de dichos elementos de la resina. Hay hojas patrón que fueron elaboradas para indicar la concentración y el volumen de HCl que debe ser agregado para separar los elementos mencionados.

Los diferentes elementos se colectan en distintos vasos dependiendo del volumen que sea requerido y van disminuyendo hasta que el Rb se deja evaporar completamente en vasos de 1 ml mientras que el Sr, Sm y Nd se evaporan en vasos de 1.5 ml.

Para hacer la medición las muestras se diluyen en un volumen adecuado de HCl 2N para tener la cantidad adecuada (100-400 ng) y que el espectrómetro realice una medición lo más precisa posible. Las muestras diluidas se cargan con pipetas sobre filamentos de renio para ser introducidas y medidas por el espectrómetro.

3.6.2. TIMS.

Los análisis de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT-262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica de la UNAM (Foto 16). El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM.

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, 40 para Rb y 20 para Sm por cada muestra. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2 SE(M) = 2\sigma_{abs} / \text{raiz } n$. 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): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 23^*$ ($\pm 1\sigma_{abs}$, $n = 391$), para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511867 \pm 25^*$ ($\pm 1\sigma_{abs}$, $n = 204$).

(*): 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 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) 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.

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.22 ng Rb, 4.8 ng Sr, 0.20 ng Sm, 0.71 ng Nd (blancos de procedimiento total). Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en su página de internet (Dirección electrónica 3).

Cada muestra es calentada y ionizada y los iones introducidos a una cámara de vacío con un fuerte campo magnético producido por un electroimán. La corriente de iones sigue una trayectoria curva en el campo magnético. Los iones más pesados siguen una trayectoria con un radio de curvatura mayor por tener mayor momento. Los iones de cada masa son contabilizados conforme pasan en los canales de un detector cargado (colectores Faraday).



Foto 16. Espectrómetro de masas de ionización térmica Finnigan MAT-262. A. Se observa en primer plano la fuente donde se ionizan las muestras. B. Se observa el electroimán y los componentes electrónicos del aparato.

En la tabla 1 se resumen los procedimientos analíticos realizados a las muestras procesadas:

| Muestra | Ubicación (Geográficas W, N; WGS 84) | Tipo de roca | Geoquímica+isotopía | Separación de minerales |
|----------------|---|---------------------|----------------------------|---------------------------------------|
| JLT-8A | 103°08'10.2"; 19°22'21.5" | microgabro | X | - |
| JLT-12 | 103°10'17.3"; 19°26'05.2" | microgabro | X | Hornblendas (Ar-Ar) y zircones (U-Pb) |
| JLT-13C | 103°10'23.9"; 19°23'34" | dique basáltico | X | - |
| JLT-23 | 103°09'54.9"; 19°27'53.2" | cuarzo-monzodiorita | X | - |
| JLT-30-2 | 103°10'22.4"; 19°23'35.8" | microgabro | X | - |
| JLT-32 | 103°11'21.2"; 19°25'02.5" | microgabro | X | Zircones (U-Pb) |
| JLT-41 | 102°58'35.2"; 19°08'45.1" | microgabro | X | - |
| JLT-45 | 103°09'27.7"; 19°22'02.4" | microgabro | X | - |
| MZ-3 | 104°22'10.9"; 19°07'49.4" | microgabro | X | - |
| MZ-4 | 104°22'10.9"; 19°07'49.4" | gabro | X | - |

Tabla 1. Muestras procesadas donde se observa la clave de la muestra, ubicación, tipo roca y los procedimientos analíticos realizados (X=se realizó, -= no se realizó). Su ubicación se muestra en la figura 6 y en la figura 1B (sólo JLT-41, MZ-3 y MZ-4).

Capítulo 4. Petrografía y microscopía electrónica.

4.1. Introducción.

Se describe la petrografía de muestras consideradas clave para definir las unidades más importantes del área de estudio, con énfasis en el análisis de los diferentes gabros (JLT-8A, JLT-12, JLT-30-2, JLT-32, JLT-45). Se estudió también una roca de la fase félsica (JLT-23), una muestra de la roca encajonante (Formación Tecalitlán, 9) y un dique máfico (JLT-13C). Todas las muestras analizadas geoquímicamente e isotópicamente, y de las que se separaron minerales para fechamientos, están incluidas en los estudios petrográficos para ver si eran adecuadas para la obtención de datos geoquímicos confiables.

Se analizaron los gabros con variaciones texturales que conforman la litología máfica del plutón, para ver sus diferencias y similitudes y determinar si la asociación mineral tiene relación con dichas variaciones. Se describió una cuarzo-monzodiorita para comparar las composiciones extremas de las litologías observadas en dicho plutón. Se hizo la petrografía de una roca volcanosedimentaria de la Formación Tecalitlán para determinar el tipo de litología y ver si su asociación mineral da información respecto al tipo de contacto del plutón con la roca encajonante. También se analizó el contacto entre el gabro y el granitoide de manera cualitativa para determinar si los minerales presentes brindan información sobre su naturaleza. Además se analizó un dique máfico afanítico que intrusióna al microgabro y gabro de grano grueso para fines comparativos con éstos.

Posteriormente se estudiaron los gabros de la región de Tepalcaltepec, Michoacán (JLT-41) y Manzanillo, Colima (MZ-3 y 4) para comparar dichos plutones regionalmente con el de Jilotlán.

Las láminas, excepto una, fueron elaboradas en el taller de laminación del Instituto de Geología; se emplearon cortadoras de disco diamantado para cortar y desbastar las rocas. Se utilizó polvo de carburo de silicio (SiC) con tamaños de 100 (160 μ m), 400 (22 μ m) y 600 (15 μ m) para pulir las galletas de roca con discos metálicos giratorios. El pulido de los portaobjetos y el acabado final se realizó a mano sobre una placa de

vidrio como base con carburo de silicio de 600 (15 μm) y óxido de silicio de 14.5 μm respectivamente.

Se identificaron los minerales presentes en cada roca por medio de sus propiedades ópticas; se usó un microscopio petrográfico marca Olympus modelo BX 60. Para la clasificación mineralógica modal, a cada lámina delgada se le hizo un conteo de puntos, con la pinza de cangrejo, y se realizaron tantos como fue posible según el tamaño de la superficie de la muestra en cada lámina. La platina se posicionó en un ángulo de 270° y se fijó para hacer el conteo de puntos con la reglas de la pinza para desplazar la lámina. Éste se realizó con una resolución de un milímetro para cada punto (un milímetro tanto vertical como horizontalmente) ya que era la menor resolución para hacer un conteo preciso. Ya que en teoría el área debe ser igual al volumen, se repitió la contabilización de puntos en cristales grandes si éstos se repetían al desplazar la pinza. Una vez contados los puntos de los minerales primarios y accesorios, se sumaron los puntos de la plagioclasa (P), feldespatos potásico (FK) y cuarzo (Q) igualándolo al 100 por ciento y se recalcularon las proporciones de dichos minerales para clasificarlos por medio de diagramas de Streckeisen (1973, 1979). Se utilizó un libro de minerales en sección delgada (Perkins y Henke, 2004) y tablas (Saggerson, 1975) para la identificación de los minerales.

Posteriormente se describieron las texturas minerales y relaciones espaciales entre dichas fases para determinar los procesos magmáticos que se llevaron a cabo en la formación de las rocas.

En la tabla 2 se presentan los resultados del conteo de puntos y la clasificación modal de todas las muestras analizadas en este trabajo. Los minerales accesorios se presentan en total, a continuación se desglosaron, y se muestran en letras cursivas. Los campos donde aparece un guión corto (-) son minerales que se incluyeron en el conteo de otro mineral, el cual se especifica en la descripción de la muestra.

Aunque en el campo se observó mineralización, en ninguna muestra de mano se identificaron sulfuros. Por lo tanto, todos los minerales opacos fueron descritos como óxidos.

Se consideraron microgabros a las rocas que tienen tamaño de la plagioclasa (el mineral mayoritario) de grano fino a medio. Además se consideró el tamaño de grano de los minerales máficos, el cual se menciona al final de cada clasificación. La mayoría de los gabros son microgabros excepto la muestra MZ-4 de Manzanillo.

| Muestra | JLT-8A | JLT-12 | JLT-13C | JLT-23 | JLT-30-2 | JLT-32 | JLT-41 | JLT-45 | MZ-3 | MZ-4 |
|--------------------------|---|--|--|--|---|---|--|---|---|--|
| Plagioclasa (P) | 388 | 401 | 268 | 378 | 339 | 384 | 284 | 380 | 422 | 449 |
| Hornblenda | 133 | 265 | 226 | 42 | 223 | 223 | 262 | 202 | 49 | 283 |
| Clinopiroxeno | 4 | 12 | 3 | 14 | 0 | 3 | 0 | 0 | 81 | 2 |
| Ortopiroxeno | 0 | 13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Biotita | 29 | 0 | 0 | 28 | 0 | 1 | 0 | 5 | 0 | 3 |
| Feldespato potásico (FK) | 3 | 44 | 0 | 91 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cuarzo (Q) | 0 | 0 | 0 | 59 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Accesorios (total) | 63 | 34 | 19 | 25 | 57 | 99 | 41 | 44 | 35 | 40 |
| Óxidos | 31 | 18 | - | 10 | 14 | 86 | 26 | 35 | 35 | 33 |
| Titanita | 19 | 0 | 0 | 0 | 24 | 0 | 0 | 9 | 0 | 0 |
| Clorita | 8 | 6 | 10 | 8 | 17 | - | 11 | - | 0 | 1 |
| Epidota | 5 | 0 | 1 | 0 | 2 | 5 | 1 | - | 0 | 4 |
| Sericita | 0 | 6 | 8 | 0 | 0 | - | - | 0 | 0 | 0 |
| Calcita | 0 | 4 | 0 | 7 | 0 | 8 | 3 | 0 | 0 | 2 |
| Total | 620 | 769 | 516 | 637 | 619 | 710 | 587 | 631 | 587 | 777 |
| P+Q+FK | 391 | 445 | 268 | 528 | 339 | 384 | 284 | 380 | 422 | 449 |
| P (%) | 99.23 | 90.11 | 100 | 71.59 | 100 | 99.2 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Q (%) | 0 | 0 | 0 | 11.17 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| FK (%) | 0.76 | 9.88 | 0 | 17.23 | 0 | 0.78 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total (%) | 99.99 | 99.99 | 100 | 99.99 | 100 | 99.98 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Clasificación | Microgabro de hornblenda, biotita y clinopiroxeno de grano medio. | Microgabro de hornblenda, ortopiroxeno y clinopiroxeno de grano medio. | Dique basáltico afanítico con xenolitos. | Cuarzo-monzodiorita de hornblenda, biotita y clinopiroxeno de grano medio. | Microgabro de hornblenda de grano fino. | Microgabro de hornblenda, clinopiroxeno y biotita de grano medio. | Microgabro de hornblenda y clinopiroxeno de grano medio. | Microgabro de hornblenda y biotita de grano fino. | Microgabro de clinopiroxeno y hornblenda de grano fino. | Gabro de hornblenda, biotita y clinopiroxeno de grano medio. |

Tabla 2. Conteo de puntos y clasificación modal de las muestras analizadas en este trabajo.

En la figura 9 se presenta la clasificación modal de las muestras analizadas. Se utilizó el diagrama de rocas plutónicas (Figura 9A) para clasificar los gabros y granitoides; y el de volcánicas (Figura 9B) para clasificar el dique máfico.

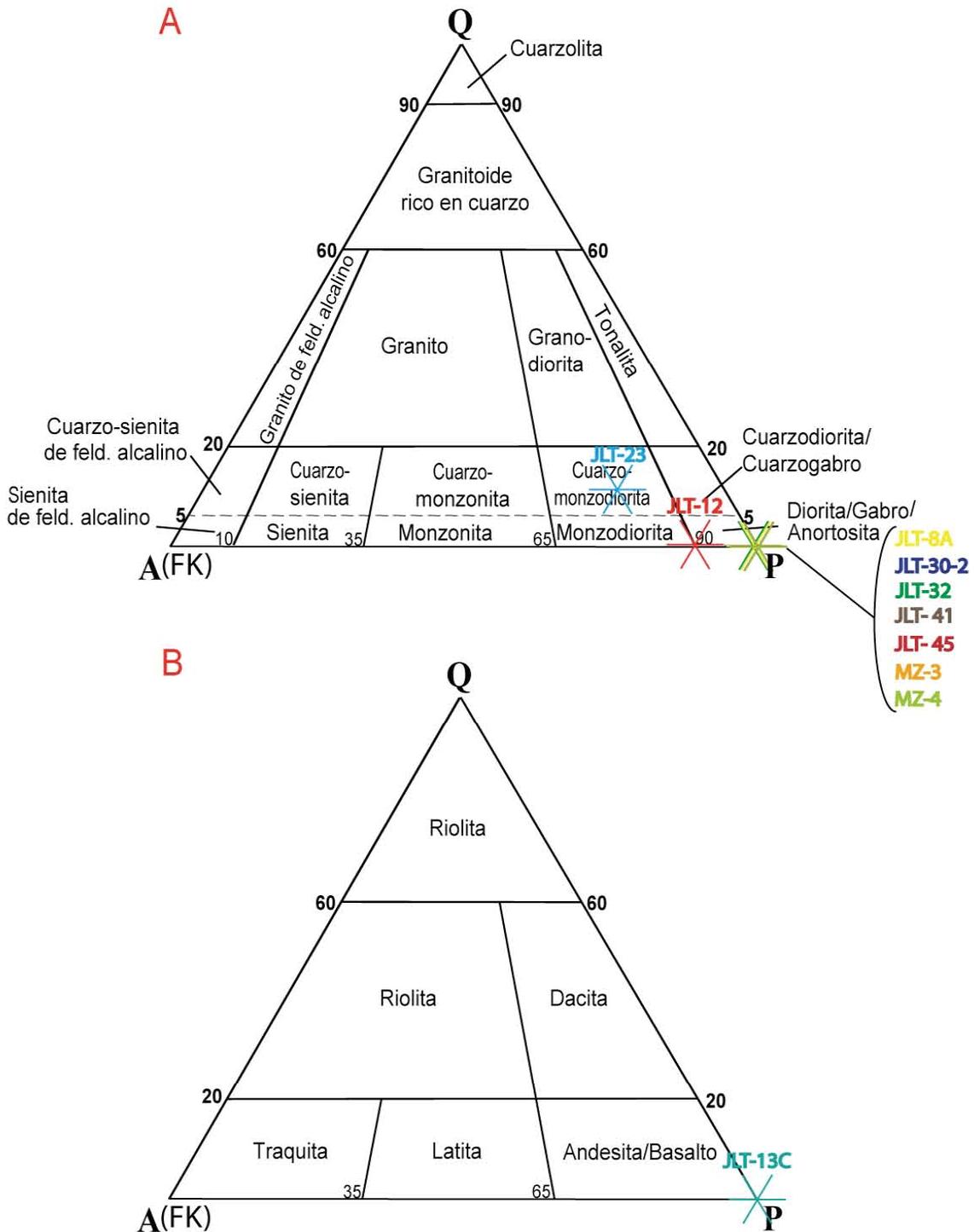


Figura 9. Clasificación modal de la muestras analizadas en este trabajo. A. Diagrama para rocas plutónicas (Streckeisen, 1973). B. Diagrama para rocas volcánicas (Streckeisen, 1979).

4.2. JLT-8A

Fases minerales: Plagioclasa, hornblenda, biotita, clinopiroxeno, óxidos, titanita, clorita, epidota.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área que abarcó el conteo de puntos fue de 70-42 mm y 29-7 mm (616 mm cuadrados aproximadamente).

Clasificación (Figura 9A): Microgabro de hornblenda, biotita y clinopiroxeno de grano medio.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca presenta una textura equigranular de grano medio. Las plagioclasas tienen formas anedrales aunque algunas presentan formas subedrales y menos euedrales. La longitud promedio de éstas es de 1 a 5 milímetros (grano medio). Los cristales más grandes dan la apariencia de ser fenocristales en una “matriz” de plagioclasas más pequeñas. Algunas plagioclasas se encuentran subredondeadas y cerca de ellas hay cristales pequeños de probable feldespato potásico. Éste último en ocasiones rellena intersticios entre minerales y en otros casos se encuentra junto a plagioclasas (Foto 17). Se han observado también pequeños cristales de feldespato potásico dentro de plagioclasas (textura antipertítica). Algunas plagioclasas presentan sericitización. Hay cristales de titanita (Foto 17).

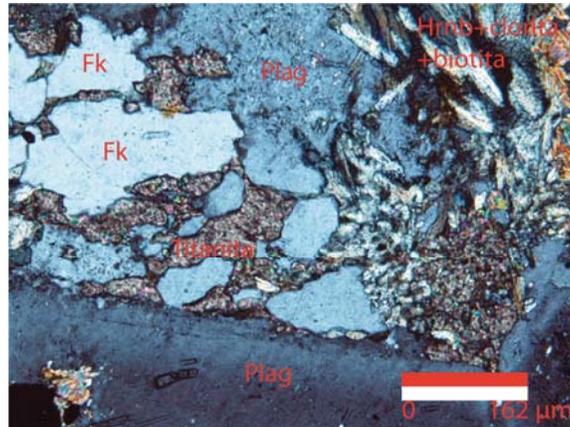


Foto 17. JLT-8A. Nícoles cruzados. 10X. Plagioclasas (Plag) en contacto con posible feldespato potásico (Fk), a su vez rodeado por titanita. Hay también cristales de hornblenda (Hrn) cloritizados y biotita se observa en el extremo superior derecho e inferior izquierdo.

En general los minerales ferromagnesianos se encuentran muy alterados en la lámina. Se infiere que hay algunos cristales de clinopiroxeno porque presentan una figura OA positiva, pero no hay otras propiedades que las distingan de los anfíboles. Los anfíboles no se diferencian de las hornblendas mediante propiedades ópticas. Hay una hornblenda verde y otra parda, el color verde puede deberse a una cloritización completa pero no se determinó mediante propiedades ópticas. La forma de los cristales es anedral con tamaños de 1 a 5 mm (grano medio). La mayoría de los cristales de hornblenda están muy alterados y algunos presentan huecos producidos por corrosión (Foto 18A). Las hornblendas se encuentran cloritizadas y en ocasiones envuelven a cristales de epidota que están junto a cristales de ésta. Se observa biotita en varias zonas de la lámina, especialmente alrededor y a veces inmersa en hornblenda, probablemente por biotización. En algunos casos, cristales pequeños de epidota parecen estar intercrecidos con la biotita la cual está también cloritizada (textura simplectítica).

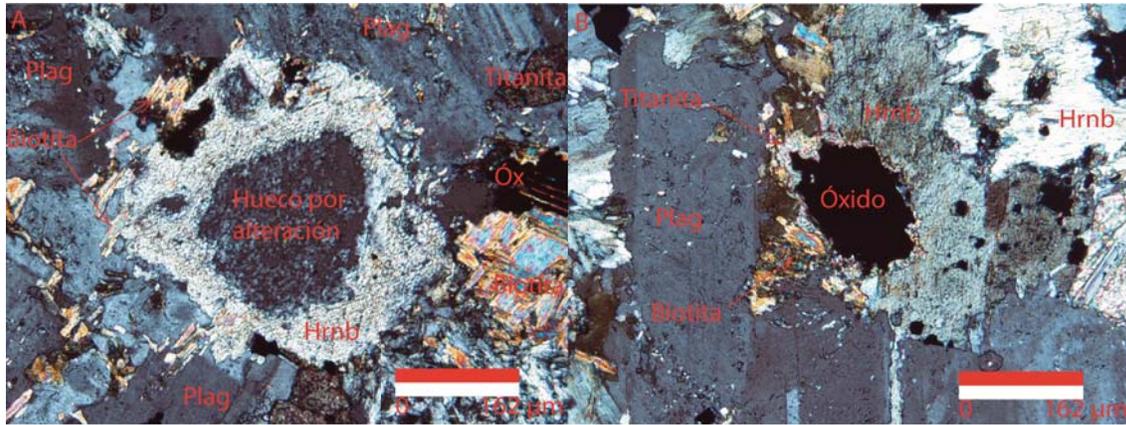


Foto 18. JLT-8A. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 10X. Hornblenda (Hrnb) alterada con cristales de biotita y epidota alrededor. Hay plagioclasas (Plag) alrededor. Se observa un óxido (Óx) con textura esquelética relleno de biotita. Se observa también titanita. B. 10X. Óxido rodeado por cristales de titanita inmerso en hornblenda y biotita. También se observan plagioclasas.

Los opacos, algunos de los cuales presentan textura esquelética, están rodeados casi siempre por titanita (Foto 18B). Si se tratase de un óxido rico en hierro y titanio (tal vez titanomagnetita), la titanita pudo formarse al ser requerido hierro para la formación de minerales como el clinopiroxeno y hornblenda lo que produce la perforación y bordes corroídos de los óxidos, y el titanio sobrante cristaliza como titanita.

Secuencia de cristalización: Las plagioclasas al parecer fueron de las primeras fases minerales en cristalizar y probablemente lo hicieron de forma continua conforme se enfrió el magma, como lo evidencian los cristales de plagioclasa subredondeados, que probablemente reaccionaron con el magma al enfriarse, y la presencia de cristales eudrales, que seguramente cristalizaron al final. Los óxidos seguramente fueron de las fases iniciales en cristalizar. Los posibles clinopiroxenos fueron los primeros silicatos ferromagnesianos que cristalizaron. Al cristalizar hornblenda, por una probable hidratación del sistema, los piroxenos pudieron ser sustituidos por ésta mediante uralitización, aunque no hay evidencia de ello. Sin embargo, es posible dada la similitud mineralógica con otros gabros. La textura esquelética que presentan muchos óxidos seguramente se formó cuando los ferromagnesianos necesitaron el hierro para su formación y la titanita es producto del titanio liberado al ser destruido

el óxido. Una posible segunda generación de hornblenda estaría evidenciada por el hueco que presenta el cristal de hornblenda de la Foto 18A que se pudo producir por alteración, pero no hay otros cristales con las mismas características.

4.3. JLT-12.

Fases minerales: Plagioclasa, hornblenda parda, hornblenda verde botella, feldespato potásico, óxidos, ortopiroxeno, clinopiroxeno, clorita, sericita, calcita, titanita, epidota.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área que abarcó el conteo de puntos fue de 6.5-29 mm y 40-70.5 mm (686 mm cuadrados aproximadamente).

Clasificación (Figura 9A): Microgabro de hornblenda, ortopiroxeno y clinopiroxeno de grano medio.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca presenta en general una textura equigranular de grano fino a medio. Las principales fases minerales presentes son plagioclasas y anfíboles, en mucha menor proporción piroxenos. En algunos casos las plagioclasas tienen el aspecto de ser la matriz de los anfíboles, que parece una textura porfídica. Las primeras se presentan generalmente con una forma anedral pero son también los cristales que presentan la forma más subedral en la lámina. El tamaño es menor a 1 mm (grano fino). Con el método de Michel-Lévy se determinó su composición con 6 granos como 60% de componente anortítico (labradorita).

Un cristal anedral de ortopiroxeno con bordes de reacción presenta poca alteración y se encuentra inmerso en anfíbol (Foto 19). Se cree que hay otros ortopiroxenos rodeados por anfíboles aunque son difíciles de diferenciar por la gran alteración (cloritización) o sustitución por hornblenda que presentan (pseudomorfos, Foto 20A y B). Probablemente los ortopiroxenos se transformaron a anfíbol por uralitización y quedaron sólo algunos núcleos de ortopiroxeno sin alterar.

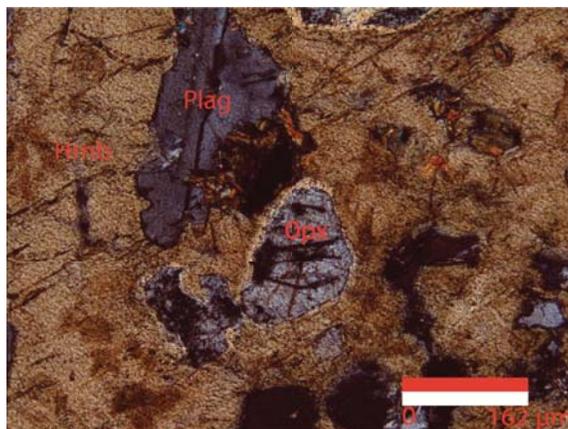


Foto 19. JLT-12. Nícoles cruzados. 10X. Ortopiroxeno (Opx) con borde de reacción inmerso en hornblenda (Hrnbl). También hay plagioclasa (Plag).

No se diferenció el tipo de ortopiroxeno por la mínima presencia de cristales no alterados. Hay clinopiroxenos distinguibles de los anfíboles sólo por presentar una figura OA positiva (anfíboles y clinopiroxenos presentan generalmente cortes longitudinales) y tampoco fue identificado el tipo de clinopiroxeno del que se trata. Dada la asociación mineral puede ser que tanto ortopiroxenos como clinopiroxenos son férricos (probablemente hiperstena y augita respectivamente). Como se menciona en el capítulo 3, se corroboró la presencia de clinopiroxeno por análisis en microscopio electrónico de barrido. No se identificaron ortopiroxenos en dicho análisis.

Los dos tipos de anfíboles (pardo o verde oliva y verde claro) no fueron diferenciados con sus propiedades ópticas, pero dada su similitud con la hornblenda se cree que son tal. Ambas hornblendas son en su mayoría anedrales pero a veces subedrales y de tamaño de 1 a 5 mm (grano medio). Las hornblendas verdes son las más cloritizadas en comparación con las pardas. Fenocristales de hornblenda de ambos colores rellenan intersticios y rodean principalmente a plagioclasas, minerales opacos (óxidos) y a otras hornblendas y piroxenos (textura poikilítica, Foto 20A y B). Algunas tienen bahías rellenas de plagioclasa y feldespato potásico (textura esqueletal, Foto 20B).

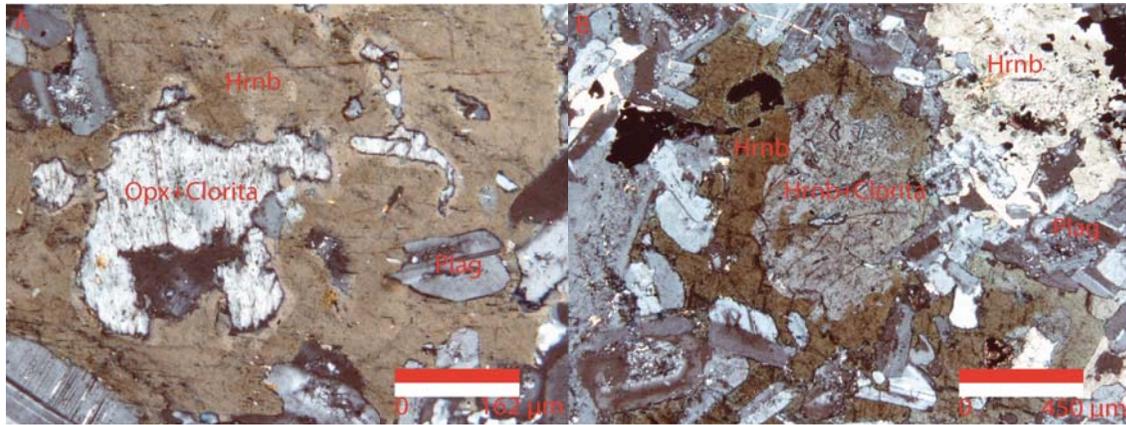


Foto 20. JLT-12. Ambas fotos con nicos cruzados. A. 10X. Plagioclasas (Plag) y probable ortopiroxeno (Opx) sustituido por hornblenda (Hrnb) inmerso en otra generación de hornblenda. B. 4X. Hornblenda cloritizada y plagioclasas inmersas en otra hornblenda. Plagioclasas relleno de bahías de la hornblenda.

Se observó un cúmulo de cristales de hornblenda cloritizada rodeados por otra hornblenda cloritizada (textura cumuloefírica o glomeroporfirítica). Algunas hornblendas presentan epidota y las plagioclasas sericita y algo de epidota (Foto 21A).

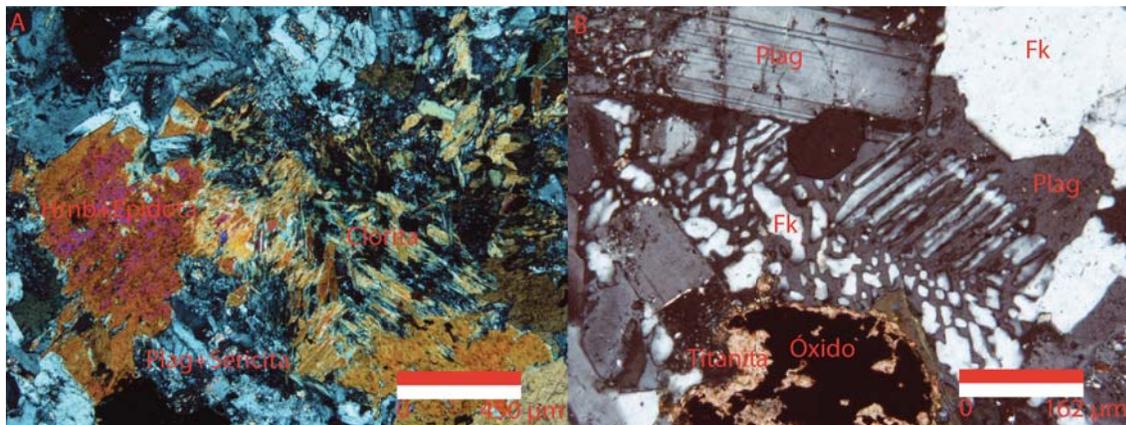


Foto 21. JLT-12. Ambas fotos con nicos cruzados. A. 4X. Hornblenda (Hrnb) alterada a epidota y clorita, plagioclasas (Plag) sericitizadas. B. 10X. Textura antipertítica, un óxido es rodeado por titanita. Hay también plagioclasa y feldespato potásico (Fk).

Los óxidos presentan una textura esquelética y están rodeados siempre por titanita tanto en los huecos como en la periferia (Foto 21B). Puede tratarse de titanomagnetita como se mencionó anteriormente. Hay también calcita presente a veces en forma de vetillas. Tanto la calcita como epidota presente en plagioclasas pudieron formarse por sausrización al liberarse calcio y aluminio y aumentar sodio

al enfriarse el sistema (las primeras plagioclasas debieron ser más cálcicas que las segundas, aunque no hay evidencia de ello). Los cristales de feldespato potásico son anedrales y son los minerales presentes en menor proporción en la roca. En algunas zonas de la lámina se observaron cristales pequeños de feldespato potásico dentro de una plagioclasa (textura antipertítica) cercanos a otro feldespato potásico (Foto 21B). Ya que hay poco potasio en los resultados de fluorescencia de rayos X, el origen de la antipertita pudo ser por procesos metasomáticos tardíos que no afectó la composición global de la roca, ya sea por nucleación o por exsolución (saturación y falta de mezcla).

Secuencia de cristalización: Pudieron cristalizar primero los óxidos (posible titanomagnetita) y las plagioclasas con una composición igual o mayor a 60% anortita. Los ortopiroxenos y probables clinopiroxenos probablemente cristalizan a la par de los anteriores. Al hidratarse el magma, las hornblendas pudieron cristalizar (probablemente reemplazando además a orto y posibles clinopiroxenos). Durante estas etapas se forma la titanita con el titanio residual de la posible titanomagnetita. Continúa la cristalización de plagioclasas (más subedrales con una composición de 60% anortita) y hornblenda (subedral y menos alterada) rodeando a las hornblendas anteriores y a piroxenos cloritizados y/o sustituidos por hornblenda. Probablemente al final de esta segunda etapa pudo cristalizar también el feldespato potásico y producirse la antipertita.

La epidota, clorita y sericita pueden ser producto de intemperismo o de las últimas fases de cristalización.

4.4. JLT-13C

Fases minerales: Plagioclasa, óxidos, hornblenda, clorita, sericita, clinopiroxeno, epidota.

Conteo de puntos: Como se trata de una roca con matriz microcristalina (cristales muy pequeños muchos de los cuales no se pueden distinguir) con algunos fenocristales,

xenolitos y posibles xenocristales, se realizó un conteo de puntos utilizando el objetivo 40X. Se realizó el conteo milímetro por milímetro en el cruce de los hilos de una lámina con forma poligonal irregular cuya área no se determinó.

Dado que los óxidos se encuentran en todas las hornblendas, no se hizo un conteo separado de éstos.

Clasificación (Figura 9B): Dique basáltico afanítico con fenocristales y xenolitos.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca tiene una textura afanítica con fenocristales y xenolitos. Es una matriz compuesta de cristales de grano fino que consiste en plagioclasas anedrales y subedrales con formas alargadas, a veces aciculares, de 70 μm en promedio (grano fino) las más largas de 320 μm y orientadas en un mismo sentido, lo que indica la dirección de flujo (textura traquítica). Se observaron pocos fenocristales de plagioclasa, algunos euedrales de hasta 620 μm (grano fino, Foto 22).

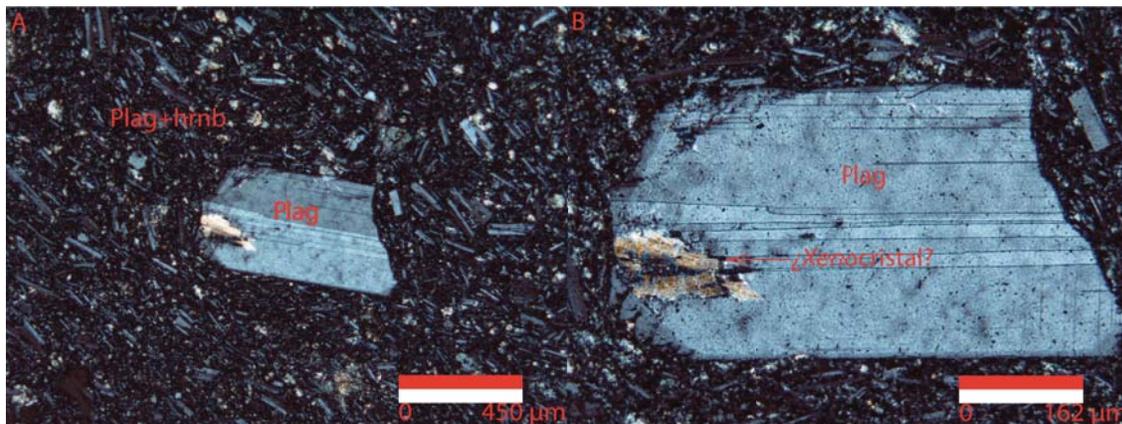


Foto 22. JLT-13C. Ambas fotos con nicoles cruzados. A. 4X. Un fenocristal subedral de plagioclasa (Plag) inmerso en una matriz de plagioclasa y hornblenda (Hrnb). B. 10X. Mismo fenocristal de A con mayor aumento, en el que se observa un posible xenocristal.

Algunos cristales, sobretodo los pequeños, tienen un alto grado de alteración a sericita en algunas zonas de la lámina. Ya que la mayoría de los cristales no presentan maclas polisintéticas, se determinó la composición de cuatro fenocristales con composición variable desde 60% a 68% anortita (labradorita) con el método de Michel-Lévy. No se observaron cristales de piroxenos, aunque podría haber

clinopiroxenos que presentan colores de interferencia distintos a la mayoría de los anfíboles. Sin embargo, no se pudo determinar ninguna propiedad óptica que indicara con certeza la diferencia dado lo pequeño y alterado de éstos. Se presentan cristales de anfíbol anedrales con tamaños de 120 μm en promedio (indistinguible de hornblenda). Muchas hornblendas están cloritizadas y otras tienen probablemente epidota. En cualquier caso los posibles clinopiroxenos tienen una proporción mucho menor a las hornblendas. Hay minerales opacos, que seguramente son óxidos con formas reticulares y esféricas con tamaños promedio de 70 μm aproximadamente, pero también algunos muestran textura esquelética y bahías. Éstos se encuentran inmersos en todos los minerales máficos de la lámina pero no en las plagioclasas. También hay fenocristales de óxidos, algunos rodeados por hornblenda con tamaños de 300 μm en promedio. Se observó uno rodeado por hornblenda y epidota (Foto 23). No se encontró una evidencia clara que hiciera ver el tipo de óxido del que se trata, aunque deben de ser ricos en hierro como se explica más adelante, posiblemente magnetita.

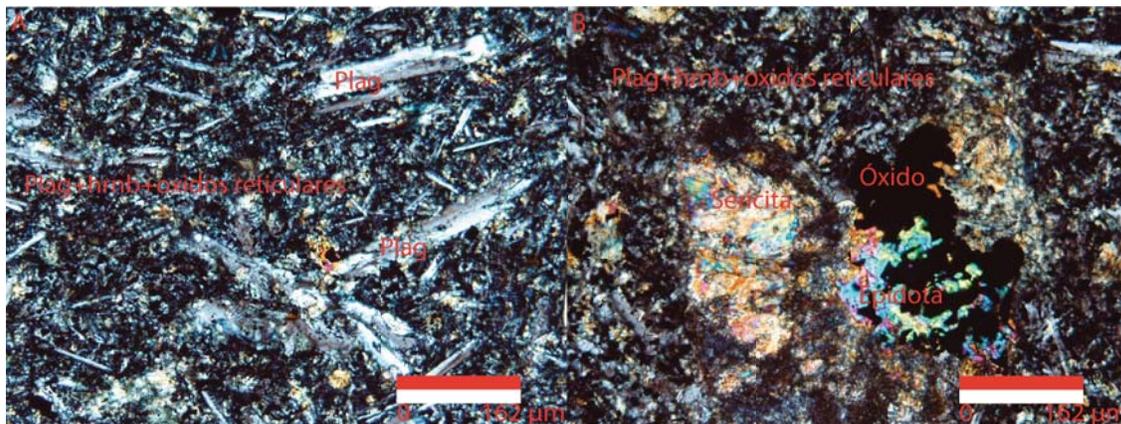


Foto 23. JLT-13C. Ambas fotos con nicoles cruzados. A. 10X. Fenocristales de plagioclasa (Plag) en una matriz compuesta por plagioclasa, hornblenda (Hrn) y la textura de óxidos reticular presente en toda la lámina. B. 10X. Un mineral máfico sericitizado y un óxido esquelético con epidota inmersos en la matriz de la roca.

Por otro lado, se observan xenolitos, algunos de los cuales presentan minerales poco alterados e identificables petrográficamente. Hay otros que están completamente alterados a clorita o a sericita. Un xenolito (1, Foto 24) eudral y con tamaño de 2.5 mm tiene cristales con forma de listón, uno de los cuales presenta forma bipiramidal posiblemente por macla con longitudes promedio de 500 μm . Puede tratarse de una

hornblenda maclada o tal vez de sillimanita. Además hay minerales fibrosos prismáticos blancos con una figura OA (+) que puede ser un clinopiroxeno, con birrefringencia muy baja o menos probablemente cordierita. También se observan minerales fibrosos prismáticos amarillos y blancos con una figura OA (-) poco clara que pueden ser hornblendas o clinopiroxenos con baja birrefringencia, o menos probablemente andalucita. Adicionalmente se vio un mineral con extinción recta y propiedades ópticas casi idénticas a las de un ortopiroxeno, posiblemente 40% hiperstena (por birrefringencia y ángulo 2V Foto 24). La presencia de posibles minerales máficos en el xenolito indicaría que se trata de un fragmento de composición máfica. La presencia de silicoaluminatos indicaría que se trata de un fragmento sedimentario.

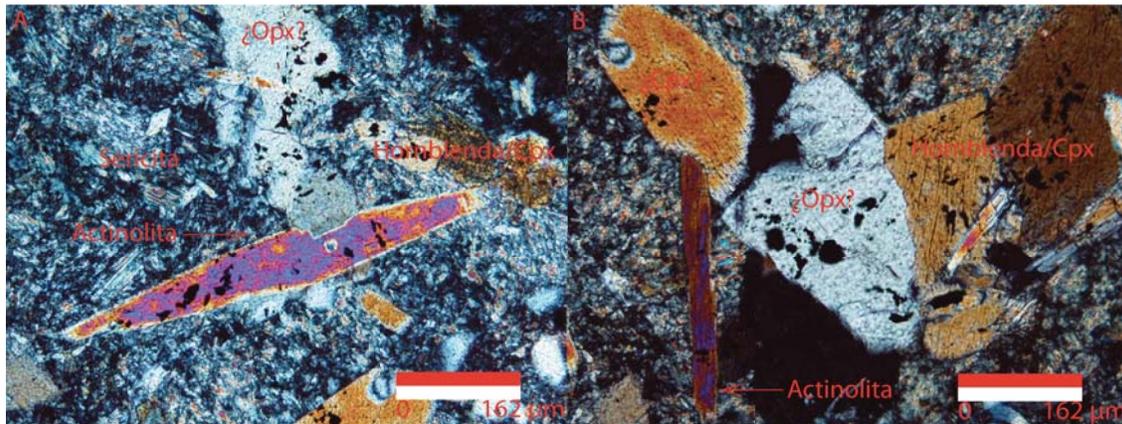


Foto 24. JLT-13C. Xenolito 1. Ambas fotos con n ciles cruzados. A. 10X. Cristal bipiramidal de actinolita en medio de minerales muy sericitizadas, un cristal de posible ortopiroxeno (Opx) y cristales de hornblenda (Hrnbl) y clinopiroxeno (Cpx). B. 10X. Posibles cristales de ortopiroxeno (blanco), clinopiroxeno y hornblenda (amarillos) junto con cristales alargados de actinolita.

Otro xenolito (2, Foto 25A) de 2.25 mm está compuesto principalmente por cristales fibrosos prismáticos blancos y amarillos de tamaño variable de hasta 875 μm con algunas propiedades ópticas parecidas a la hornblenda, clinopiroxeno y menos probablemente andalucita, aunque presenta también clorita principalmente en la periferia, como borde de reacción (Foto 25A). Se observa otro xenocristal (Foto 25B).

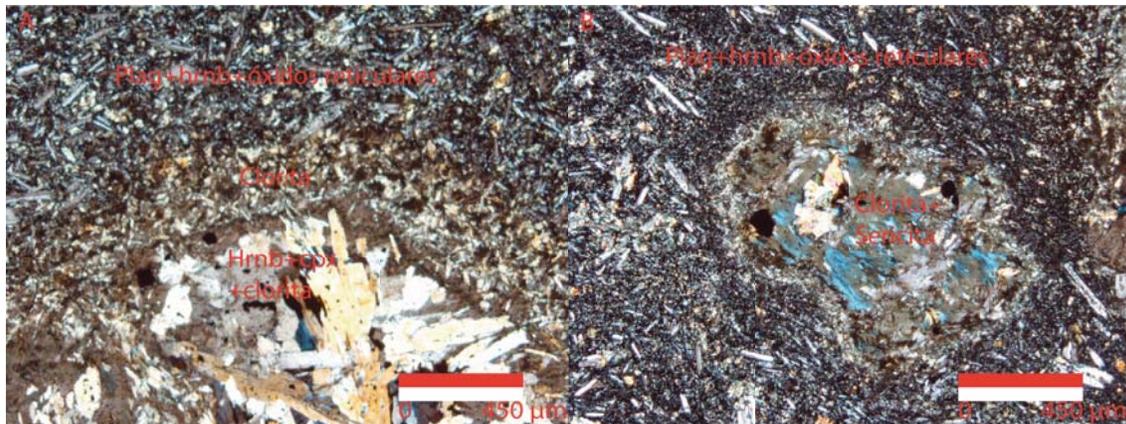


Foto 25. JLT-13C. Xenolito 2 y xenocrystal. Ambas fotos con n icos cruzados. A. 4X. Un xenolito con cristales de hornblenda (Hrnb), clinopiroxeno (Cpx) y algunas cloritas con un borde de reacción con probable clorita rodeado por la matriz de plagioclasa (Plag), hornblenda y óxidos reticulares. B. 4X. Xenolito muy alterado a clorita y menos cantidad de sericita rodeado por la matriz de la roca.

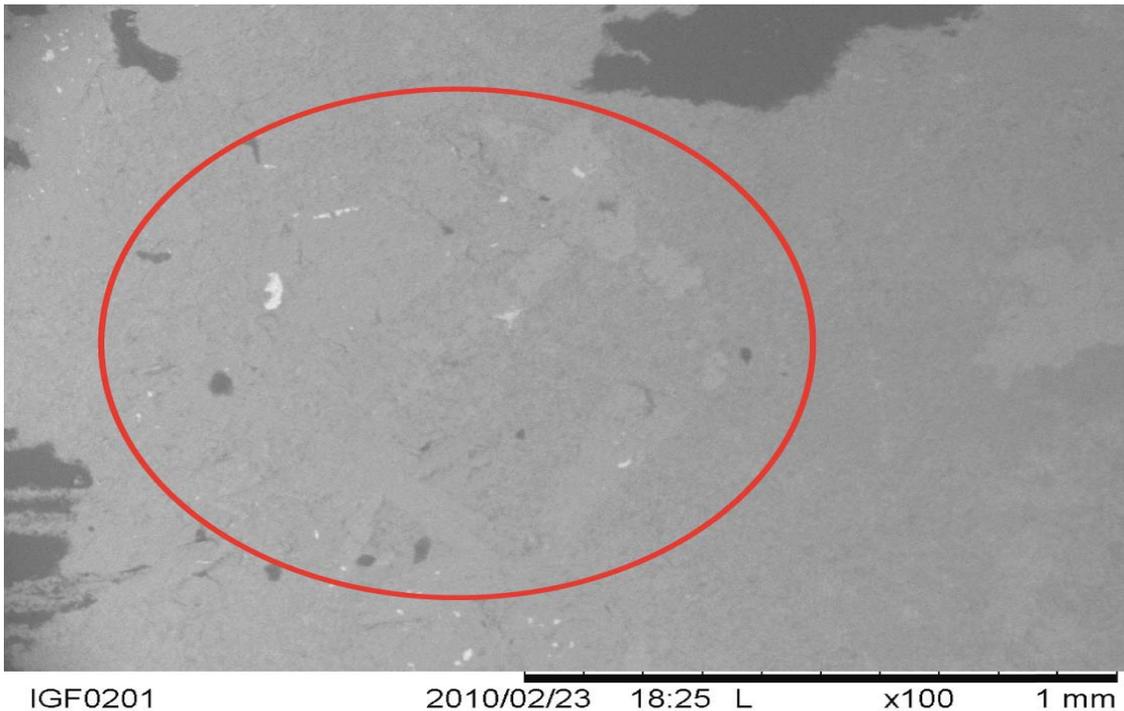
Para aclarar lo anterior se realizó un análisis semi-cuantitativo en un microscopio electrónico de barrido Hitachi TM-1000 Tabletop Microscope en dos xenolitos que fueron previamente delimitados con plum n bajo un microscopio petrográfico. Los valores obtenidos fueron calculados por el aparato calibrado en el Laboratorio de Petrología y Mineragraf a del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Se realizó una compilación de los elementos mayores reportados por Deer et al. (1966) para los anfíboles, piroxenos, plagioclasas, feldespatos potásicos, micas, silicoaluminatos, grupo de la epidota, grupo de la serpentina, y grupo de la clorita (Deer et al., 1992); y se compararon con los resultados obtenidos de los dos cristales mediante un error relativo: $|\text{valor medido} - \text{valor reportado}| / \text{valor reportado} \times 100$ para cada elemento de cada mineral de los grupos mencionados. Posteriormente se sumaron los distintos errores para obtener un error total para cada mineral. Donde se presenta el menor error total (menor diferencia de los valores obtenidos con los reportados) puede ser el mineral del que se trata.

Xenolito 1.

Se realizaron cuatro análisis dentro del xenolito, en los cuales se consideraron las diferencias en color, hábito y textura de los cristales que se pudieron observar (Figura 10). Se observa sólo el área general analizada, no los análisis puntuales. Al comparar

los resultados obtenidos con los análisis de los grupos minerales mencionados, el menor error del análisis del punto 1 corresponde a una ferroaugita. El punto 2 corresponde a una actinolita, aunque hay muy poca diferencia respecto a una ferroaugita. El punto 3 corresponde a una hornblenda de basalto (alto fierro y titanio) y el punto 4 a una epidota, aunque no contiene magnesio en los análisis reportados por Deer et al. (1966). Por ello se restó dicho elemento de la suma total del análisis y se recalcularon los demás, para ver si no se trataba del siguiente mineral con menor error (una hornblenda) pero no fue así y sí se trató de una epidota (Figuras 11 y 12). Aunque no se analizó ningún ortopiroxeno, la asociación mineral observada corresponde a un fragmento máfico metamorfizado, por la presencia de actinolita, lo que concuerda con el ambiente geológico local.



Recursos Naturales

 Xenolito analizado 1

Figura 10. Muestra JLT-13C, xenolito 1. Fotografía tomada con el microscopio electrónico Hitachi TM-1000. El xenolito analizado se encuentra dentro del elipse rojo.

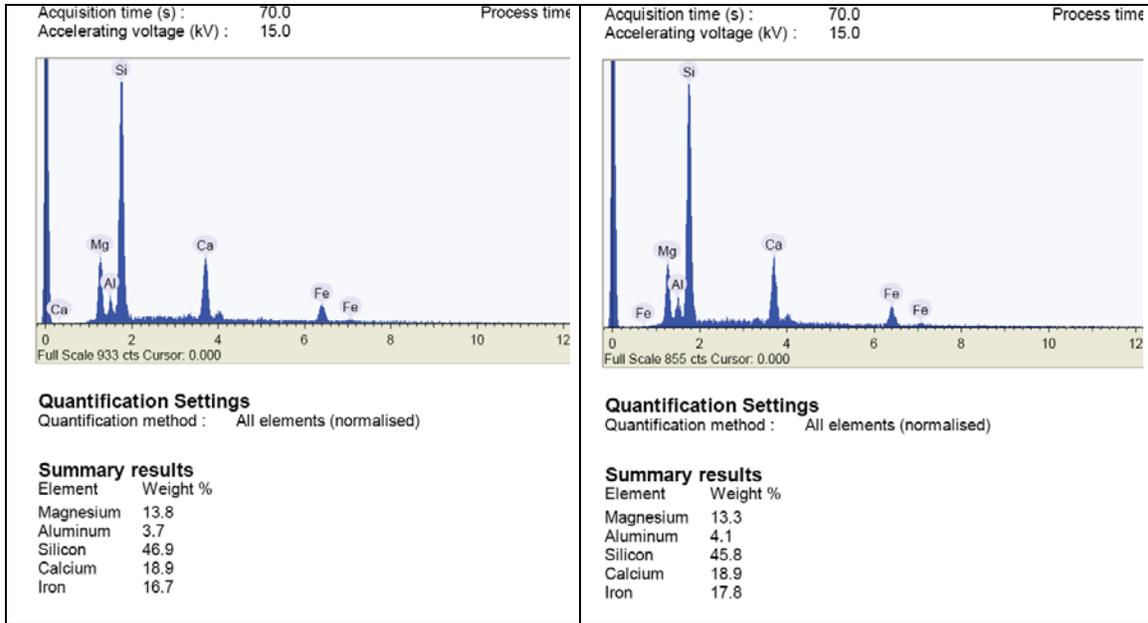


Figura 11. Análisis del punto 1 (izquierda) y del punto 2 (derecha) del xenolito 1.

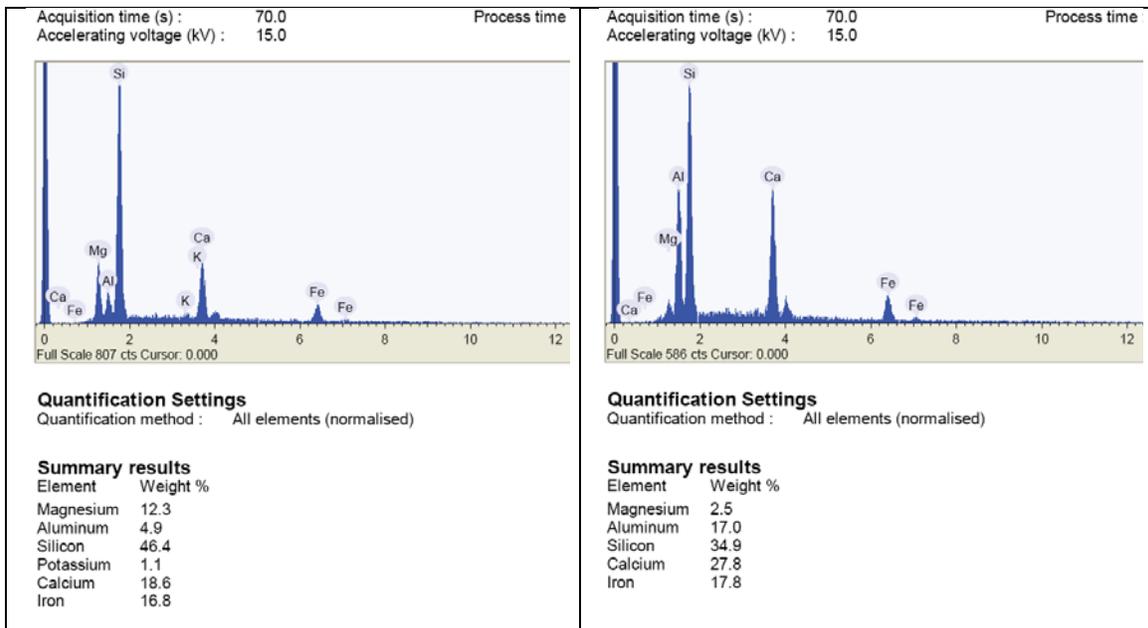


Figura 12. Análisis del punto 3 (izquierda) y del punto 4 (derecha) del xenolito 1.

Xenolito 2.

Se realizaron también cuatro análisis dentro de este xenolito donde se consideraron los mismos parámetros del primero (Figura 13). Al comparar los resultados obtenidos, el menor error del análisis del punto 1 corresponde a una ferroaugita. El punto 2 corresponde a una epidota, que se obtuvo al restar el magnesio de la suma

total del análisis y recalculando los demás elementos para ver si no se trataba del siguiente mineral con menor error (una hornblenda de basalto). Sin embargo, se trató de una epidota. El punto 3 era aparentemente una epidota, pero al restar el magnesio de la suma total del análisis y al recalcularse los demás, resultó ser el siguiente mineral con menor error, una ferroaugita. El menor error del punto 4 corresponde a una muscovita. Sin embargo, seguramente se trata de sericita, posiblemente producto de alteración de plagioclasas (Figuras 14 y 15). La asociación mineral observada muestra que se trata de un fragmento máfico sin componente sedimentario.



Recursos Naturales

○ Xenolito analizado 2

Figura 13. Muestra JLT-13C, xenolito 2. Fotografía tomada con el microscopio electrónico Hitachi TM-1000. El xenolito analizado se encuentra dentro del elipse rojo.

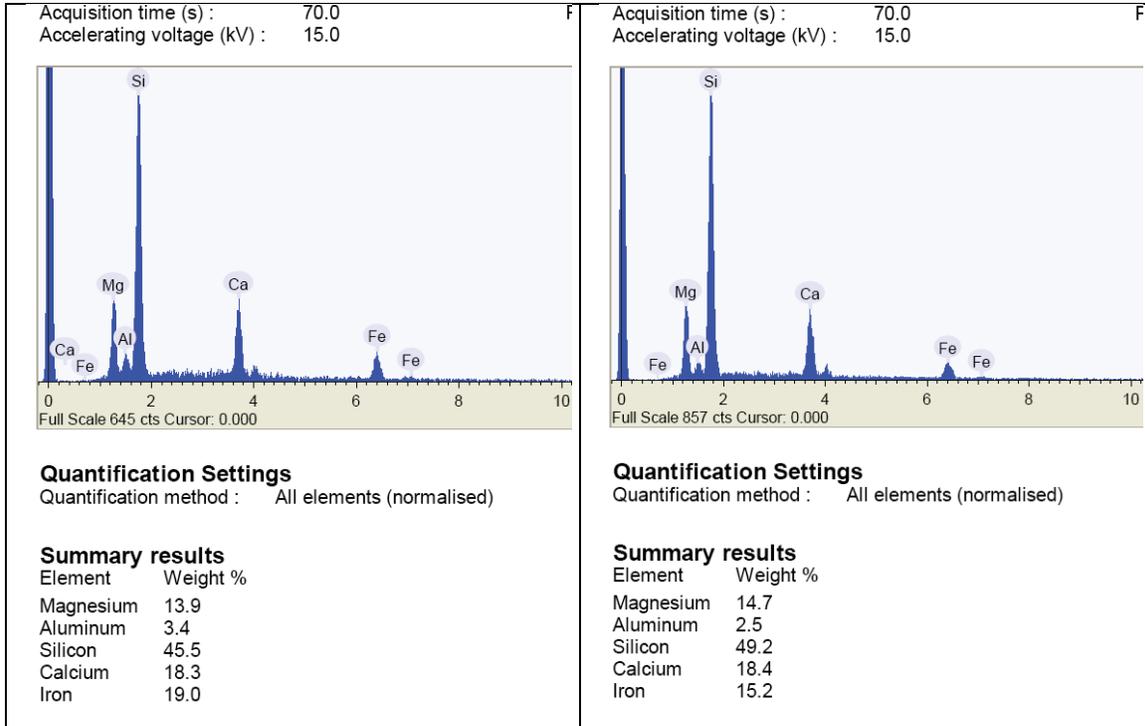


Figura 14. Análisis del punto 1 (izquierda) y del punto 2 (derecha) del xenolito 2.

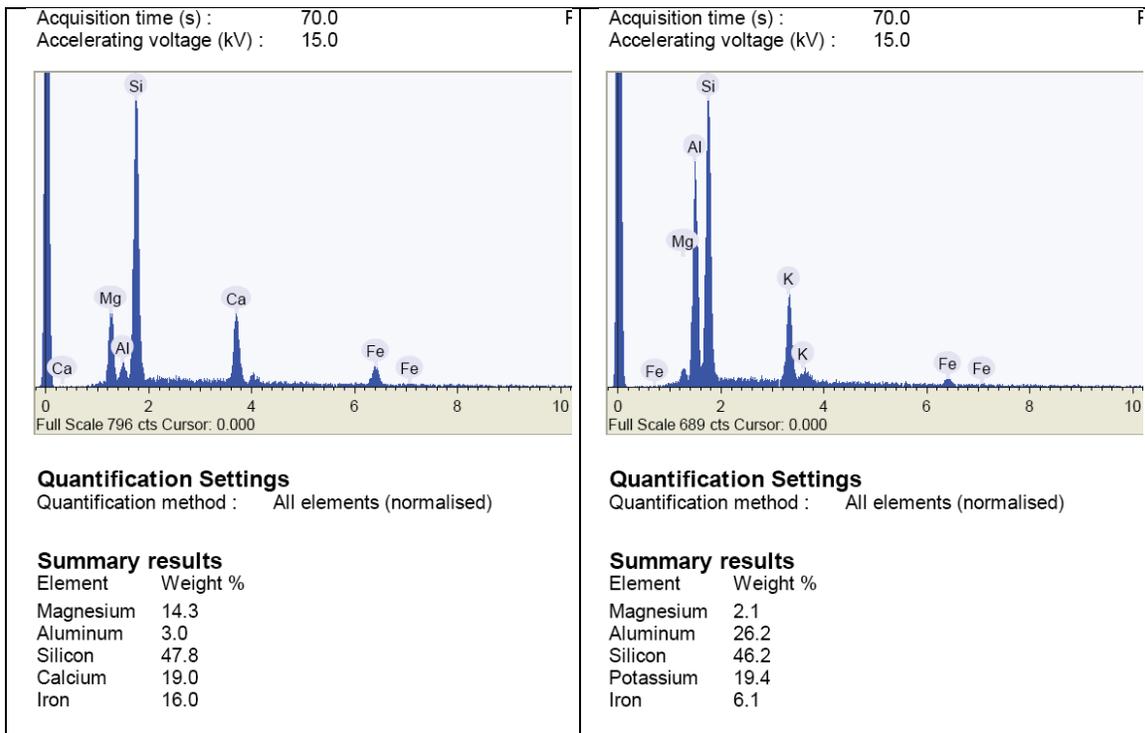


Figura 15. Análisis del punto 3 (izquierda) y del punto 4 (derecha) del xenolito 2.

En una plagioclasa subedral (Foto 22) se observa un posible xenocristal ya que no hay ese tipo de minerales en la matriz. Además hay xenolitos alterados muy homogéneamente (a clorita o sericita) lo que puede indicar que se trataba de xenocristales, pero no se sabe con certeza.

Secuencia de cristalización: Los fenocristales de plagioclasa fueron probablemente los primeros en cristalizar si se piensa que los euedrales y subedrales se forman a partir de los primeros núcleos con la composición y el espacio suficiente para desarrollarse en la cámara magmática. Probablemente los óxidos de mayor tamaño cristalizan simultáneamente a las primeras plagioclasas. Los posibles piroxenos cristalizarían mientras también se cristalizan las plagioclasas y los óxidos conforme se enfría el sistema. Las hornblendas cristalizan por una hidratación del sistema o simplemente por la reducción en la temperatura de éste. Para ello requieren de fierro, que proporcionaron los óxidos, lo que provoca la textura reticular de éstos. Los xenolitos analizados son completamente máficos, con ningún mineral que evidencie la presencia de un componente sedimentario. Dichos xenolitos y posibles xenocristales son seguramente arrastrados de las paredes donde se emplaza el dique, aunque no se sabe a qué profundidad. La clorita y la epidota presentes en las hornblendas, en los xenolitos y posibles xenocristales seguramente se debe a alteración hidrotermal o a alteración meteórica.

4.5. JLT-23

Fases minerales: Plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, hornblenda, biotita, clinopiroxeno, óxidos, clorita, calcita, titanita, epidota, sericita, zircón.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área que abarcó el conteo de puntos fue de 70.5-39.5 mm y 29-11 mm (558 mm cuadrados aproximadamente).

Clasificación (Figura 9A): Cuarzo-monzodiorita de hornblenda, biotita y clinopiroxeno de grano medio.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca tiene una textura equigranular de grano medio. Las principales fases presentes en esta muestra son las plagioclasas y los anfíboles.

Se presentan cristales de plagioclasa en su mayoría subedrales y algunos euedrales de tamaño promedio de 1-5 mm (grano medio). Algunos presentan zoneamiento químico muy claro (Foto 26A) y en ocasiones engolfamiento. Algunas veces las plagioclasas están inmersas en anfíbol. La composición fue estimada por el Método de Michel-Lévy con 6 cristales, como de 52% componente anortítico (Labradorita).

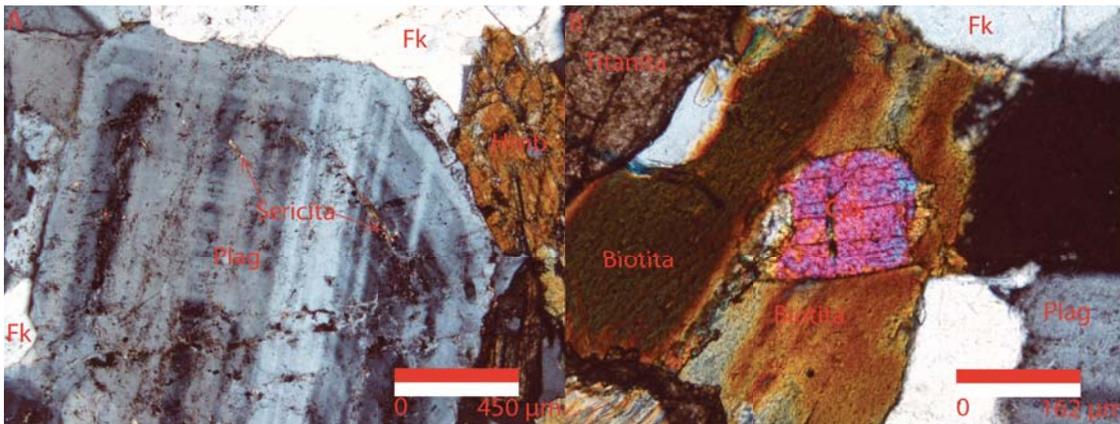


Foto 26. JLT-23. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 4X. Plagioclasa (Plag) con zoneamiento, sericitizada y rodeada por hornblenda (Hrnb) y feldespato potásico (FK). B. 10X. Clinopiroxeno (Cpx) inmerso en biotita. Hay plagioclasas, feldespato potásico y titanita.

Se distinguió un cristal pequeño de clinopiroxeno anedral (Foto 26B) que presenta una clara dirección de crucero y extinción oblicua (corte longitudinal) en medio de una biotita en el que no se observan bordes de reacción. No se determinó el tipo de clinopiroxeno porque fue el único cristal identificado como tal.

Los anfíboles tienen formas en general anedrales con tamaños de 1 a 5 mm (grano medio). Sus propiedades ópticas son muy similares a la hornblenda. Presentan colores de interferencia anómalos, algunas veces causados por alteración. Gran parte de los cristales están cortados longitudinalmente por lo que impiden que se aprecien los planos de crucero. Se observan también varios cristales de hornblenda maclados (Foto 27).

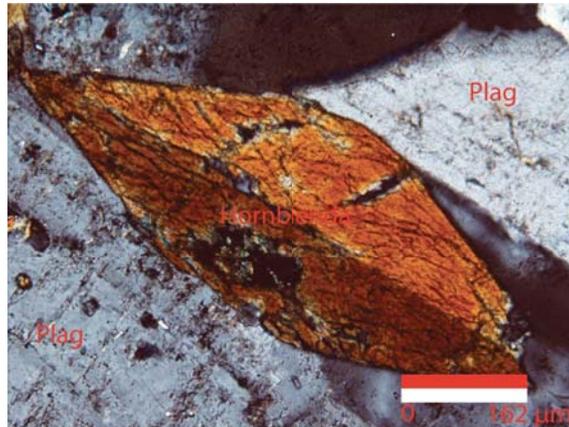


Foto 27. JLT-23. Nícoles cruzados. 10X. Hornblenda maclada rodeada por cristales de plagioclasa (plag).

El segundo mineral máfico más abundante después de la hornblenda es la biotita. Presenta formas anedrales con tamaños promedio de 1 a 5 mm (grano medio). Ya que el ángulo $2V$ en biotita es casi cero, la figura de interferencia parece uniáxica (es biáxica negativa) con isocromas, que en este caso está descentrada, lo que impide ver la pequeña separación de las isogiras. Muchas biotitas tienen cortes longitudinales lo que impide que se observe su crucero. Se encontraron zircons dentro de cristales de biotita (Foto 28A). Algunos cristales de biotita tienen colores de interferencia anómalos debido a alteración (Foto 28B).

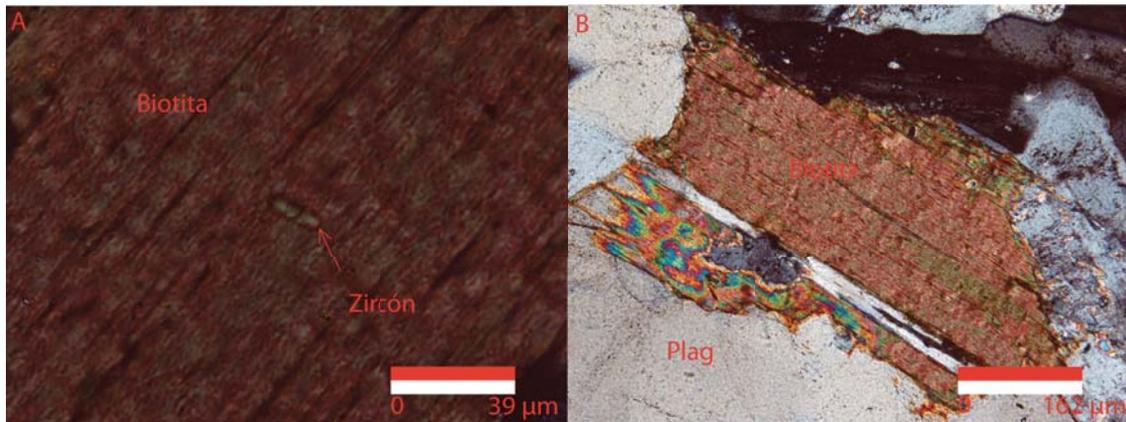


Foto 28. JLT-23. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 40X. Zirón inmerso en cristal de biotita. B. 10X. Biotita rodeada por cristales de plagioclasa (plag). Se observa un cristal con colores de interferencia anómalos por alteración.

Se identifican dos tipos principales de feldespato potásico (ortoclasa y microclina, Foto 29A) aunque su proporción respecto a plagioclasa es poca. Hay también

presencia de cuarzo aunque en menor proporción a las plagioclasas. El cuarzo se distingue de las plagioclasas y feldespatos por la ausencia de sericita, ya que muestra figura uniáxica descentrada. Se observan óxidos que no están siempre asociados a titanita como en la muestra anterior (no se observan bordes corroídos o perforaciones en los óxidos con titanita alrededor, aunque sí se vieron algunos óxidos anedrales inmersos en titanita). Sin embargo, por la presencia de titanita pueden ser titanomagnetita.

Los minerales de alteración son clorita de las hornblendas y biotitas, epidota de minerales máficos y de plagioclasas por sausrutización, lo que posiblemente produce también la sericita. Ésta afecta a feldespatos potásicos y plagioclasas (Foto 29B).

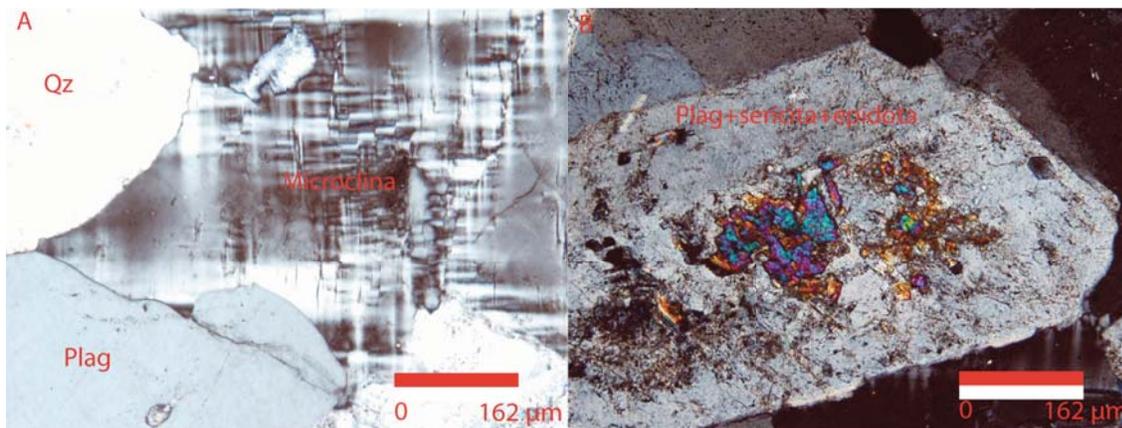


Foto 29. JLT-23. Ambas fotos con nicoles cruzados. A. 10X. Microclina rodeada por cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plag). B. 10X. Una plagioclasa subedral con alteración de sericita y epidota.

Secuencia de cristalización: La posible secuencia de cristalización de las diferentes fases minerales puede haber sido óxidos, plagioclasas y clinopiroxeno. Después cristalizan la hornblenda, biotita, microclina, ortoclasa y cuarzo al último. El zoneamiento químico de las plagioclasas (si el fundido no estaba en equilibrio con el cristal) puede indicar los cambios en la composición del sistema conforme éste se enfriaba. La sausrutización se llevó a cabo posiblemente al enfriarse el sistema, cuando se libera el calcio y aluminio conforme éste se volvía más sódico (las últimas plagioclasas en cristalizar o el zoneamiento exterior deben ser más sódicos). La cloritización de hornblendas y biotita y la sericitización se pudo dar por intemperismo o por las últimas fases de cristalización. En general la roca presenta bastantes cristales subedrales (sobre todo las plagioclasas y feldespatos) de grano

medio lo que indica que su cristalización (enfriamiento del sistema) no fue muy veloz. Muchos de los fenocristales de plagioclasa por ejemplo presentan fracturamiento y algunas de las maclas se ven ligeramente deformadas, seguramente por la deformación que sufrió la roca después de su cristalización.

4.6. JLT-30-2

Fases minerales: Plagioclasa, hornblenda, titanita, clorita, óxidos, epidota.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área que abarcó el conteo de puntos fue de 70-40 mm y 29-6 mm (690 mm cuadrados aproximadamente).

Clasificación (Figura 9A): Microgabro de hornblenda de grano fino.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca presenta una textura equigranular de grano fino. La mayoría de las plagioclasas son anedrales y algunas subedrales con dimensiones de 0.8 milímetros como máximo (grano fino). Todas están bastante sericitizadas. Por dicha alteración no se observan maclas polisintéticas y sólo se ven maclas de Carlsbad por lo que no se pudo determinar su composición. En un cristal de plagioclasa hay cristales pequeños de probable calcita, ya que presenta muy altos colores de interferencia y una figura uniáxica con isocromas. Excepcionalmente se observa también algo de epidota. No se ven piroxenos ni minerales que envuelvan a posibles cristales alterados de éstos. Los anfíboles presentan formas anedrales y en excepciones subedrales con tamaños de 0.3 milímetros en promedio (grano fino). No se distinguen de la hornblenda. Hay cristales pardos y verde claro con nícoles cruzados que puede deberse a dos tipos de anfíbol. Se observan hornblendas que rodean y rellenan huecos de posibles óxidos. Muchas de las hornblendas están cloritizadas y algunas han sido sustituidas completamente por ésta. Varias presentan epidota (Foto 30).

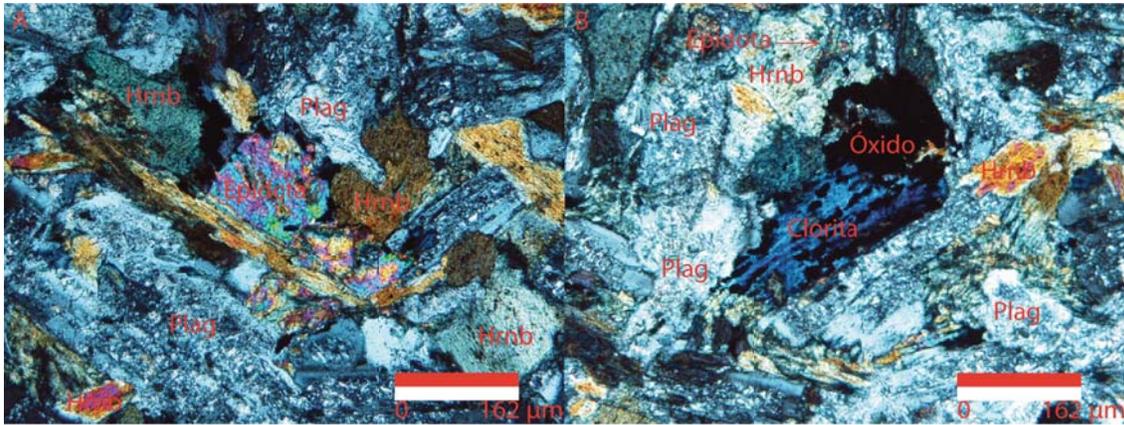


Foto 30. JLT-30-2. Ambas fotos con n ciles cruzados. A. 10X. Hornblenda (Hrnb) verde y pardo con epidota. Plagioclasas (Plag) están sericitizadas. B. 10X. Posiblemente una hornblenda que rodea a un óxido esquelletal que ha sido alterado a clorita. Hay además cristales de plagioclasa y hornblenda.

Se observan cristales de titanita en varias partes de la lámina y que en ocasiones rodean a algunos posibles óxidos. Los minerales opacos tienen tamaños menores a un milímetro (grano fino) salvo un fenocristal de 2 milímetros de longitud que envuelve a un pequeño cristal de plagioclasa. Además de éste, algunos presentan en los bordes un lustre rojo lo que puede indicar que se trata de hematita (Foto 31).

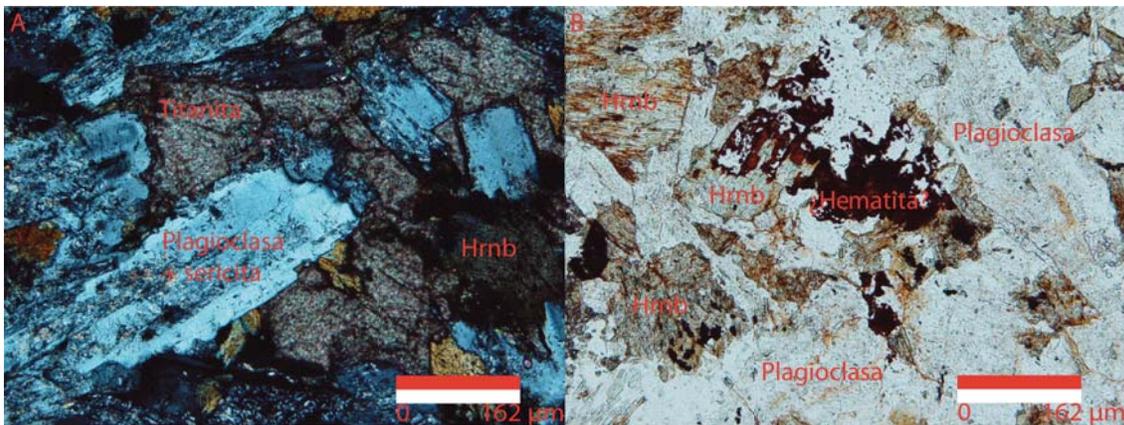


Foto 31. JLT-30-2. Ambas fotos con n ciles cruzados. 10X. A. Plagioclasa sericitizada rodeada por titanita y hornblenda (Hrnb). B. Posible hematita bordeada en algunas partes por hornblenda y plagioclasas.

En una pequeña zona de la lámina se observa una coloración rojiza en todos los minerales que pudo formarse por la alteración hidrotermal o meteórica de dichos óxidos. Sin embargo, la presencia de titanita alrededor de algunos de éstos puede indicar que hay otro óxido rico en titanio como la titanomagnetita. La mayoría de los óxidos tienen textura esquelletal.

Secuencia de cristalización: Seguramente las plagioclasas son las primeras fases en cristalizar. Algunos óxidos cristalizan después (por el pequeño cristal de plagioclasa inmerso en el fenocristal de posible hematita) aunque tal vez otros cristalizan al mismo tiempo o incluso antes que las plagioclasas (la posible titanomagnetita y algunos cristales corroídos). Al no observarse piroxenos se puede decir, o bien que no hubo, o que han sido completamente sustituidos por hornblenda y/o removidos por alteración dado que es relativamente alta. Posteriormente cristalizan las hornblendas, para lo cual se requiere que el sistema estuviera hidratado, aunque no hay evidencia de una hidratación posterior a la primera cristalización del magma (piroxenos inmersos en hornblenda). En esta etapa probablemente el hierro de los óxidos es utilizado por la hornblenda y eso provoca la textura esquelética de los primeros. También se produce la titanita al quedar liberada al ser destruido el óxido. La presencia excepcional de probable calcita y epidota puede deberse a la saurización de plagioclasas que ocurre cuando el sistema se vuelve rico en sodio y disminuye el calcio conforme se enfría. La clorita y epidota presente en las hornblendas puede deberse a alteración hidrotermal o meteórica posterior.

4.7. JLT-32

Fases minerales: Plagioclasa, hornblenda, óxidos, calcita, epidota, clinopiroxeno, biotita, titanita, clorita, sericita.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área que abarcó el conteo de puntos fue de 70-40 mm y 29-6 mm (690 mm cuadrados aproximadamente).

Ya que más del 60% de las hornblendas se encuentran cloritizadas y no hay clorita por sí sola, ésta no se consideró como un mineral aparte en el conteo de puntos. En el caso de la sericita en plagioclasas, se consideró lo mismo.

Clasificación (Figura 9A): Microgabro de hornblenda, clinopiroxeno y biotita de grano medio.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La textura de la roca es equigranular de grano medio. Se observan plagioclasas en su mayoría anedrales de tamaño promedio de 1 a 5 mm (grano medio). Sin embargo, también se presentan cristales subedrales y euedrales. Gran parte de los cristales están sericitizados (50% aproximadamente) indistintamente de la forma del cristal y en diferentes zonas de la roca. Algunos cristales no presentan nada de sericitización, pero otros tienen una pequeña cantidad de epidota. Mediante el método de Michel-Levy, utilizando seis granos, se determinó la composición de las plagioclasas como 53% de componente anortítico (labradorita). En muy pocos cristales de plagioclasa se identificaron algunos cristales de feldespato potásico (textura antipertítica).

Se identificó la presencia de clinopiroxeno por la figura óptica (OA) positiva, aunque el hábito que muestra no se distingue de los anfíboles. Sin embargo, hay casos donde se observan cristales alterados con una sola dirección de cruce y relieve alto cuyas propiedades ópticas no se pudieron determinar pero que pueden tratarse de clinopiroxenos (tampoco tienen extinción recta) rodeados por anfíbol (Foto 32). Pueden sugerirse también dos generaciones de anfíbol.

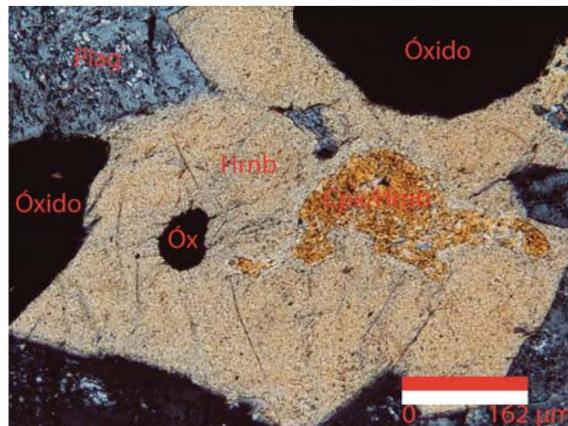


Foto 32. JLT-32. Nícoles cruzados. 10X. Cristal de hornblenda (Hrnb) rodeando a otro cristal de clinopiroxeno (Cpx) u hornblenda. Se observan también óxidos (Óx) y plagioclasas (Plag).

Los anfíboles son de color pardo y verde observados con luz paralela, además del color verde característico de la clorita que algunos pardos presentan por alteración. Puede ser que los verdes son anfíboles completamente sustituidos por clorita. Las propiedades ópticas de ambos tipos de anfíbol no se distinguen de la hornblenda. Los

tamaños de los cristales promedio son de 1 a 5 mm (grano medio) con los cristales más grandes con una longitud mayor a 3 mm. Algunas hornblendas están muy alteradas a clorita y otras a epidota. También hay hornblendas sin alteración que rodean a otras hornblendas alteradas y a cristales de óxidos, plagioclasas eudrales y posibles piroxenos (Foto 33 A y B).

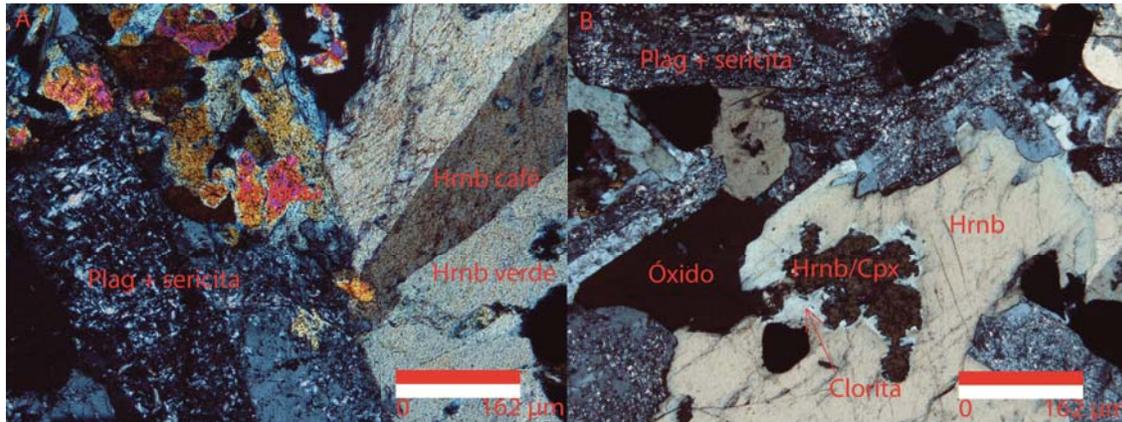


Foto 33. JLT-32. Ambas fotos con nicoles cruzados. 10X. A. Distintos tipos de hornblenda (Hrn), algunas con epidota; plagioclasas (Plag) con sericita. B. 10X. Un cristal de hornblenda o clinopiroxeno (Cpx) cloritizado rodeado por hornblenda. Se observan también plagioclasas sericitizadas y un óxido.

La roca presenta minerales opacos que por similitud mineralógica con otras muestras de gabro pueden ser titanomagnetita, aunque en este caso no se observan cristales muy corroídos o perforados. Hay titanita anedral rodeándolos parcialmente (Foto 34 A y B). Sin embargo, hay óxidos que parecen haber reaccionado totalmente hasta desaparecer el cristal y quedar sólo la forma de éste sin haber sido sustituido por ningún otro mineral.

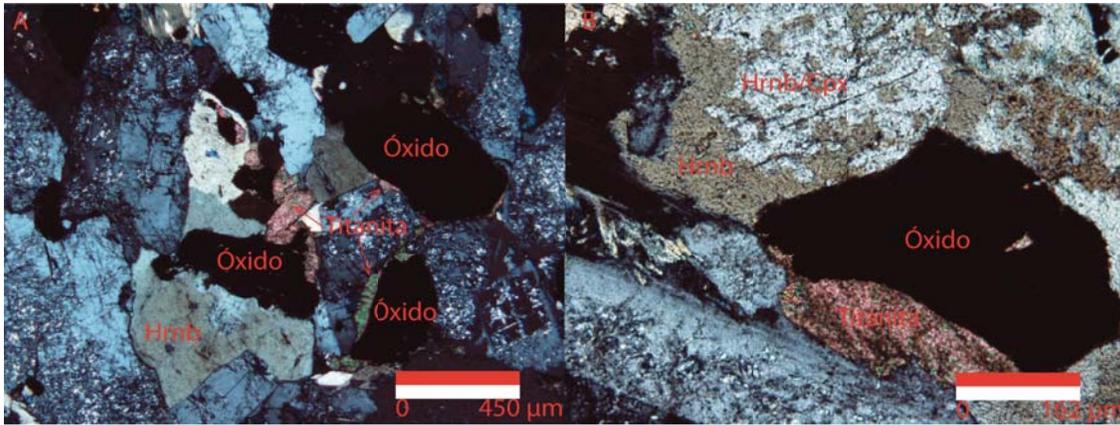


Foto 34. JLT-32. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 4X. Óxidos rodeando parcialmente a cristales de titanita y hornblenda (Hrnbl). B. 10X. Cristal de titanita en contacto con un óxido. Un cristal de hornblenda cloritizada que posiblemente era un piroxeno (Cpx) se encuentra perforado (a reaccionado) y está inmerso en otro cristal de hornblenda.

Se presenta calcita inmersa en una hornblenda. En otros casos, cristales de hornblenda que pudieron ser clinopiroxenos (pseudomorfos) se encuentran corroídos y perforados junto con pequeños cristales que tienen características ópticas similares a la plagioclasa (textura simplectítica de hornblenda y plagioclasa). Ambos minerales están inmersos en hornblenda (Foto 35B).

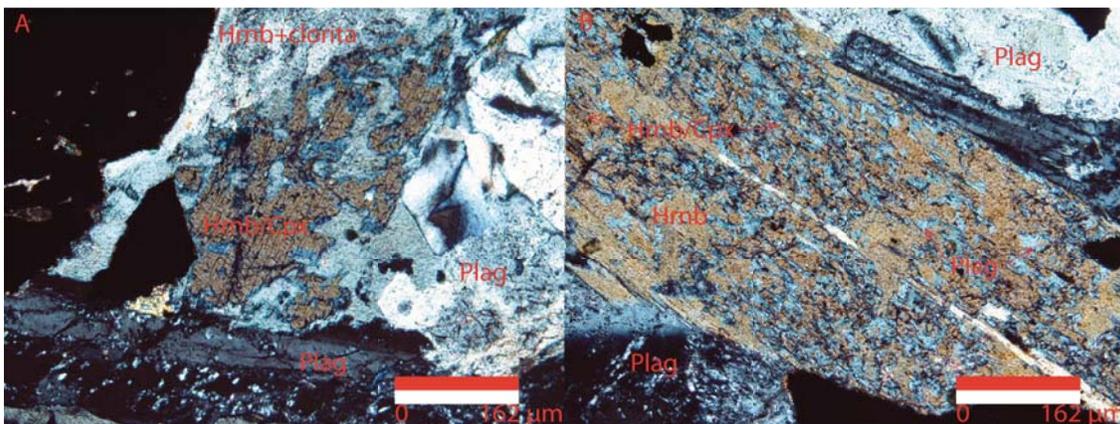


Foto 35. JLT-32. Ambas fotos con nícoles cruzados. 10X. A. Cristal de hornblenda (Hrnbl) o clinopiroxeno (Cpx) parcialmente sustituido por clorita. Nótese que no hay exsolución de plagioclasa (Plag). B. Hornblenda o clinopiroxeno que presenta exsolución de probable plagioclasa.

La exsolución de plagioclasa puede significar falta de mezcla al haber un exceso de calcio al transformarse un piroxeno cálcico (Cpx) a hornblenda. Otra posibilidad más complicada y menos probable es que puede indicar un desequilibrio termodinámico

producto de un posible cambio de presión del sistema provocado por un ascenso relativamente rápido del magma. El mineral original (piroxeno de alta presión) sería cálcico y la sustitución de éste por hornblenda y plagioclasa sería producto de una reducción en la presión del sistema. Deer et al. (1997) citan que la coexistencia de anillos de hornblenda y plagioclasa alrededor de onfacita en una eclogita se da a presiones de 6 a 8 Kb y temperaturas de 470 a 570° C basados en el geobarómetro de Schmidt (1992) y el geotermómetro de Spear (1981).

Secuencia de cristalización: Seguramente las plagioclasas como los óxidos fueron los primeros en cristalizar. Los supuestos clinopiroxenos fueron los primeros minerales ferromagnesianos en cristalizar, tal vez contemporáneamente a los óxidos y plagioclasas. Después, por una hidratación del sistema, los probables clinopiroxenos pudieron ser reemplazados por hornblenda mediante uralitización, en algunos casos reemplazan parcialmente al clinopiroxeno (figura OA positiva) y en otros totalmente (únicamente hornblenda). Ya que algunos óxidos, probablemente titanomagnetita, incluso han desaparecido, es probable que el hierro de éstos haya sido utilizado por la cristalización de los clinopiroxenos y de las hornblendas. La titanita presente siempre al lado de éstos se habría formado por la presencia de titanio residual al ser destruido el óxido. Sin embargo, hay otros óxidos que no se encuentran junto a titanita y que no muestran perforaciones o corrosión en las orillas. Esto puede deberse a que continuó su cristalización incluso después de haberse formado las hornblendas, o que se trataba de cristales más grandes, con un contenido de titanio menor al de otras muestras (no formando siempre titanita), que fueron reducidos a su tamaño actual. Posteriormente, por la presencia de relictos de hornblenda o clinopiroxeno, junto con posibles pequeños cristales de plagioclasa que dan una textura simplectítica a hornblendas de generación posterior que los envuelven; se cree que hubo falta de mezcla por el cambio de composición del sistema, o un desequilibrio termodinámico que pudo ser producido por un ascenso relativamente rápido del magma y una hidratación posterior de éste. Aunque son evidentes dos generaciones de hornblenda, no todos los cristales de éstas o de los clinopiroxenos de la primera generación presentan los pequeños cristales de plagioclasa. Esto puede deberse a que sólo los

cristales de clinopiroxeno que no habían sido reemplazados por hornblenda en la primera hidratación del sistema son los que contienen plagioclasa actualmente.

4.8. JLT-45

Fases minerales: Plagioclasa, hornblenda, óxidos, titanita, biotita, clorita, epidota, sericita.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área máxima analizable fue de 570 mm cuadrados aproximadamente.

No se hizo un conteo separado de la clorita y epidota presentes en hornblenda ya que gran parte de la última se altera a las primeras.

Clasificación (Figura 9A): Microgabro de hornblenda y biotita de grano fino.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca es de una textura equigranular. Las plagioclasas tienen formas anedrales y pocas subedrales con tamaños de hasta 3.12 mm (grano fino a medio). Casi no se observan maclas polisintéticas con claridad por la alteración; aún así, se utilizó un solo dato de un fenocristal que no es representativo de la composición de las plagioclasas como 40% componente anortítico (andesina) por el método de Michel-Levy. La mayoría de las plagioclasas no están sericitizadas pero algunas presentan epidota (Foto 36A); sin embargo, no se puede asegurar si corresponden a la alteración de los pequeños cristales de anfíbol inmersos en éstas o si alteran directamente a la plagioclasa (sausuritización). Hay por lo menos dos generaciones de plagioclasas ya que algunos cristales euedrales y subedrales de éstas están inmersos en fenocristales de plagioclasa que rellenan además todos los intersticios entre cristales (Foto 36B).

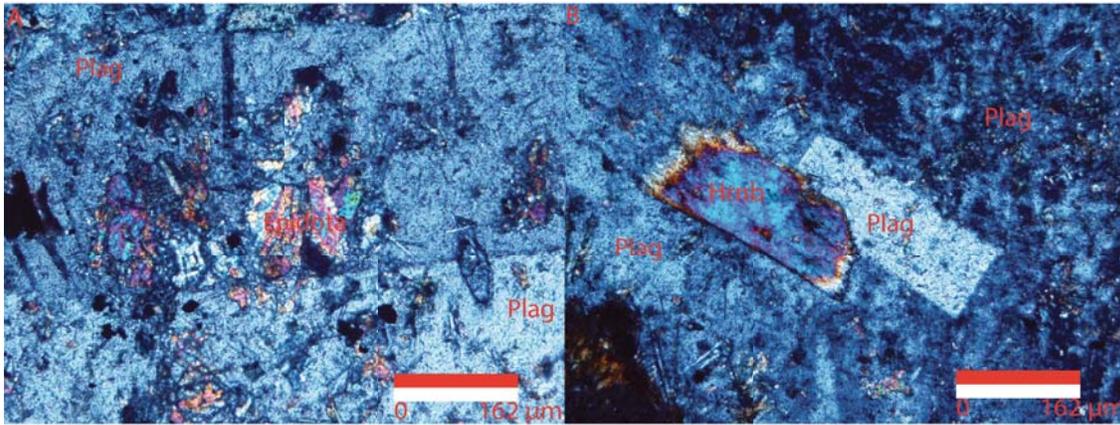


Foto 36. Muestra JLT-45. Ambas fotos con n icos cruzados. A. 10X. Plagioclasa con epidota dentro. B. 10X. Plagioclasa (plag) euedral y hornblenda (Hrnb) subedral inmersos en plagioclasa.

Además se observan algunos cristales finos de anfíbol (seguramente hornblenda) inmersos en dichos fenocristales de plagioclasa (Foto 37A). Una zona de la roca presenta un intercrecimiento de plagioclasas y anfíboles de grano fino con textura equigranular. Los anfíboles son anedrales con dimensiones máximas de 1.34 mm (grano fino). Las propiedades ópticas no son distinguibles de la hornblenda. No se distinguen diferentes tipos de hornblenda con luz paralela; pero presentan colores de interferencia amarillos, verdes, azules y rojos probablemente debido a alteración. Muchas de las hornblendas están alteradas a clorita y epidota. Fenocristales de hornblenda están inmersos en plagioclasas pero algunos cristales de hornblenda, en general de grano fino, se encuentran rodeando a cristales de plagioclasa (Foto 37B).

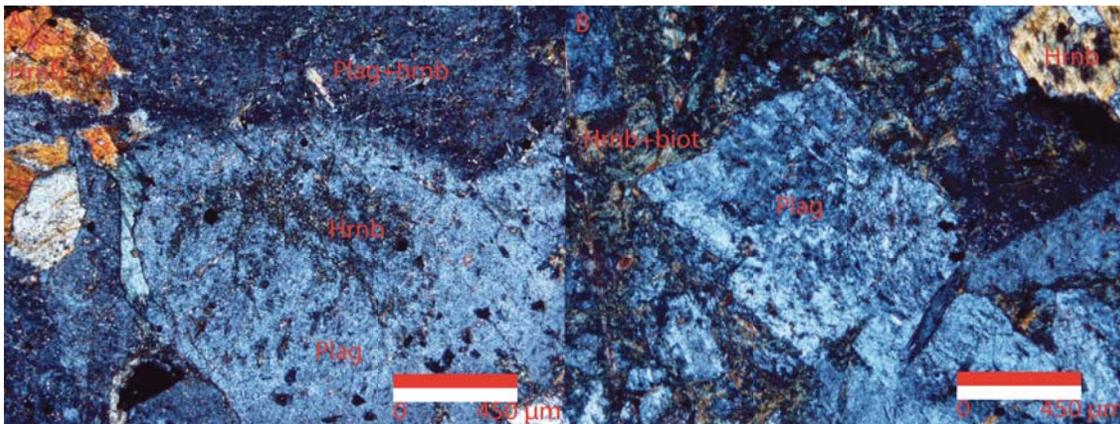


Foto 37. Muestra JLT-45. Ambas fotos con n icos cruzados. A. 4X. Plagioclasa (Plag) que envuelve cristales finos de hornblenda (Hrnb). Se observan también fenocristales de hornblenda. B. 4X. Plagioclasa subedral rodeada por cristales finos de hornblenda y biotita. Fenocristal de hornblenda que envuelve a óxidos.

En pocas zonas de la lámina se observaron cristales anedrales de grano fino de biotita, en una ocasión rellenan un intersticio entre cristales de plagioclasa y otras inmersos en plagioclasas junto con las hornblendas (Foto 38). La escasa presencia de esta mica sugiere que fue generada por biotización de la hornblenda por alteración ya que no es muy abundante y está siempre junto a ésta. Los cristales de minerales opacos anedrales de grano fino presentan texturas esqueletales y perforaciones. Seguramente son óxidos ya que se observan titanita en la periferia y en bordes de las bahías y huecos. Puede evidentemente tratarse de titanomagnetita (Foto 38).

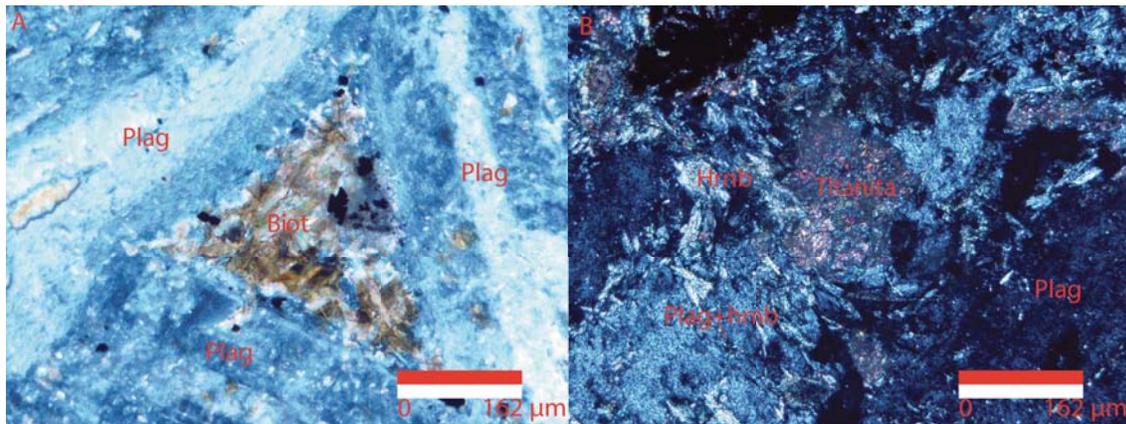


Foto 38. Muestra JLT-45. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 10X. Luz conoscópica, un cúmulo de biotitas (Biot) rodeado por tres fenocristales de plagioclasa (Plag). B. 10X. Cristal de titanita rodeado por cristales de hornblenda (Hrn) y plagioclasa (Plag).

Secuencia de cristalización: Probablemente plagioclasas y óxidos son los primeros en cristalizar. Como no hay evidencia de la presencia de piroxenos se asume que por una simple secuencia de cristalización o menos probablemente por hidratación posterior, cristalizan los fenocristales de hornblenda. El hierro necesario para la cristalización de éstos es extraído de los óxidos lo que provoca la textura esqueletal y las perforaciones que presentan, así como la titanita formada por el titanio residual al desintegrarse la posible titanomagnetita. Los cristales finos de hornblenda y menor cantidad de biotita que rodean a plagioclasas pudieron formarse en esta etapa. De igual manera el intercrecimiento de plagioclasas y anfíboles de grano fino con textura equigranular pudieron formarse en esta etapa.

Hay una segunda generación de plagioclasas representadas por fenocristales que envuelven a otras plagioclasas y rellenan intersticios. Los cristales finos de

hornblenda y biotita inmersos en estas plagioclasas son interpretados como remanentes de cristales de hornblenda que, al ser inestables, fueron sustituidos por plagioclasas en las últimas fases de cristalización. La posible presencia de epidota en un fenocristal de plagioclasa sumado a la posible composición de andesina de las últimas puede indicar que el sistema evolucionó conforme se enfrió y originó las últimas plagioclasas, más sódicas (los fenocristales) que las primeras (presentando epidota por sausrización). Sin embargo, esto es especulativo porque no se conoce con más certeza la composición de las plagioclasas ni se sabe si la epidota proviene de la plagioclasa o de un cristal de hornblenda.

Otra posible interpretación es que tanto el intercrecimiento equigranular de grano fino de plagioclasa y hornblenda, como las hornblendas y menor cantidad de biotita de grano fino que rodean a plagioclasas, pueden representar un distinto evento magmático que se mezcló con el primero, antes de la segunda generación de plagioclasas.

4.9. -9- Formación Tecalitlán.

Fases minerales: Plagioclasa, sillimanita, cuarzo, muscovita, biotita, hornblenda, óxidos.

Clasificación: Esta muestra fue colectada de la roca encajonante de los cuerpos plutónicos. Por la presencia de micas blancas principalmente, así como granos de cuarzo y plagioclasas redondeados se clasifica esta roca como una arenisca rica en cuarzo que fue expuesta a una alta temperatura, posiblemente por un evento volcánico o plutónico que la metamorfizó. Se omitió un conteo de puntos ya que varias zonas de la lámina están muy alteradas y no se distinguen los minerales.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: Se observan fenocristales con forma prismática bipiramidal con longitudes de hasta 6 mm, en general subedrales pero a veces euedrales con forma romboédrica, que se cree que son cortes basales de los primeros. Son incoloros, no pleocroicos, crucero en una dirección pero presenta

fractura tal vez en dos direcciones; el relieve es muy alto. Presenta baja birrefringencia (0.005 a 0.007), extinción recta, aunque en algunos cristales oblicua con 9° , elongación negativa (largo-rápido), figura biáxica positiva y ángulo $2V$ alrededor de 60° . (Foto 39). Los fenocristales muestran una alteración que parecen anfíboles, basado en su hábito, pero pueden ser piroxeno. Además un mineral opaco, tal vez óxido, rodea a todos los fenocristales.

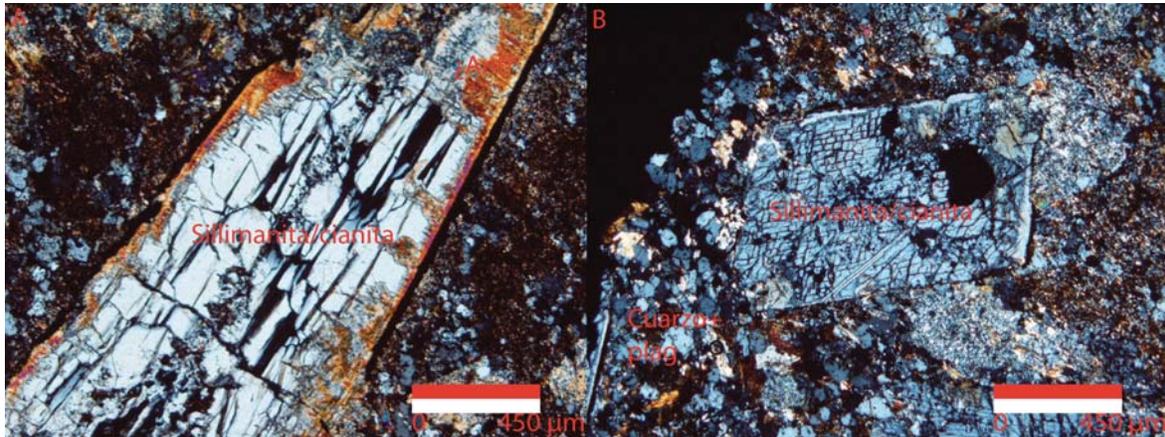


Foto 39. Muestra -9-. Ambas fotos con nicoles cruzados. A. 4X. Sillimanita/cianita determinada por microscopía electrónica. Se observan posibles anfíboles (Anf) en los bordes y un mineral opaco (posible óxido) en la periferia. B. 4X. Una posible sillimanita/cianita euedral en corte basal rodeada por cuarzo y plagioclasa (plag).

Las propiedades ópticas son muy similares a los ortopiroxenos pero la elongación observada es negativa, que no coincide con éstos. Otro mineral con propiedades similares es la andalucita pero ésta tiene una figura biáxica negativa, no presente en los cristales observados. Por lo anterior se realizó un análisis semi-cuantitativo en un microscopio electrónico de barrido Hitachi TM-1000 Tabletop Microscope en dos cristales (Figura 16 y 17):

Cristal 1

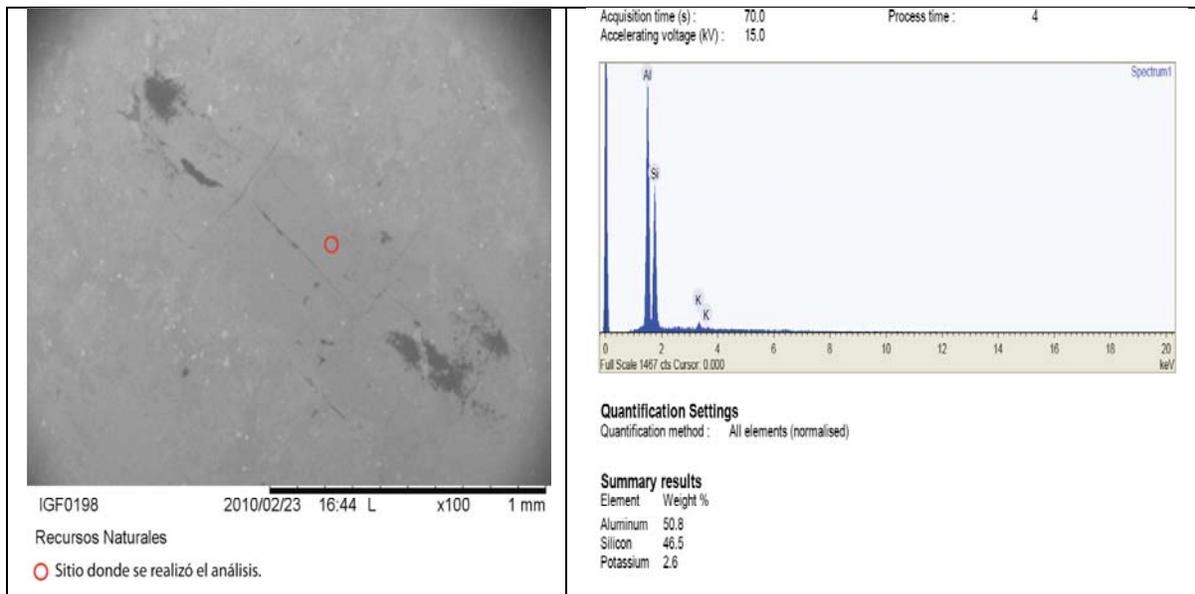


Figura 16. Foto del sitio donde se analizó un cristal alargado cuyo análisis está desplegado en el recuadro derecho. Este cristal tiene más de 1 mm de longitud y se puede observar claramente. Los resultados son 50.8% en peso de aluminio, 46.5% de silicio y 2.6% de potasio (Figura 16), calculados por el microscopio calibrado por el Laboratorio de Petrología y Minerografía del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Cristal 2

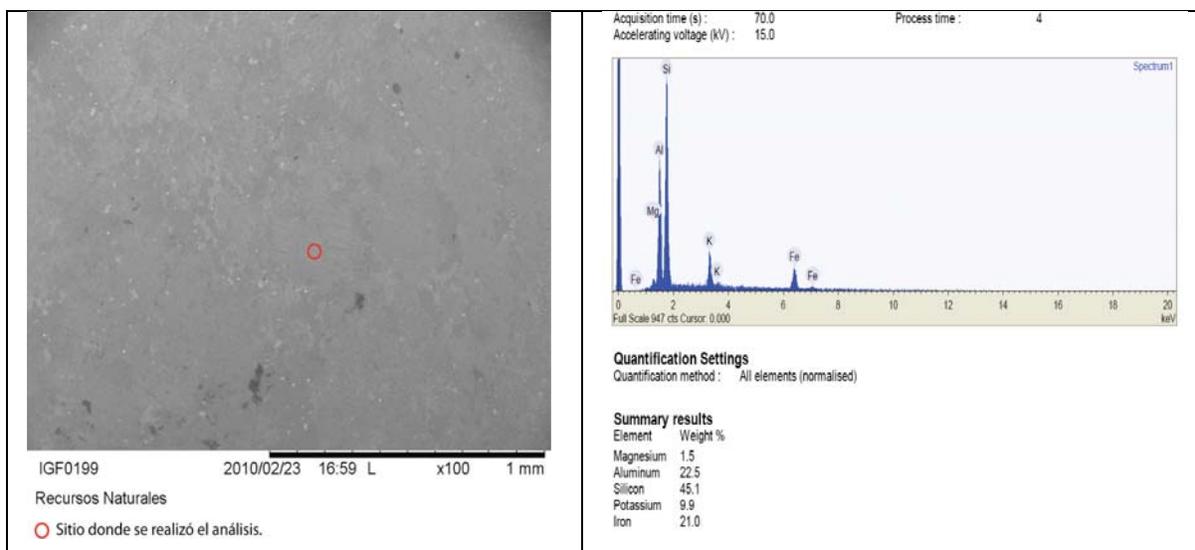


Figura 17. Foto del sitio donde se analizó un cristal cuyo análisis está desplegado en el recuadro derecho.

El segundo cristal es mucho más pequeño y no es tan clara la imagen desplegada por el aparato. Los porcentajes obtenidos de igual manera que en el cristal anterior son 45.1% de silicio, 22.5% de aluminio, 21.0% de fierro, 9.9% de potasio y 1.5% de magnesio (Figura 17).

El primer cristal está formado por una gran cantidad de aluminio, silicio y muy poco potasio. Al comparar los valores obtenidos con los reportados para distintos grupos minerales mencionados anteriormente, el menor error lo presenta una sillimanita seguido de una anortita. Sin embargo, ambos minerales no contienen potasio en los valores reportados por Deer et al. (1966). El mineral con menor error que contiene todos los elementos presentes en el análisis es una anortoclasa. Pero dado que muchas propiedades ópticas que presenta el cristal no corresponden a ésta, se restó el potasio de la suma total del análisis y se recalcularon los demás elementos para ver de qué mineral se trataba sin considerar el potasio. El menor error lo presenta nuevamente la sillimanita. En comparación con los demás silicoaluminatos, curiosamente el menor error lo presenta el polimorfo de alta presión, la cianita azul; seguido de la andalucita y finalmente de la sillimanita. Dado que la andalucita tiene propiedades ópticas distintas a las determinadas, se descarta. Seguramente se trata de sillimanita, pero podría ser también cianita.

El otro cristal contiene además de una proporción mayor de potasio y poco menor de aluminio, gran cantidad de fierro y poco magnesio. El menor error total lo presenta una biotita de un esquisto. Los dos valores más cercanos son una biotita en un esquisto de granate y una biotita en un granito. Se trata indudablemente de una biotita, tal como se observa en la lámina.

Se determinó petrográficamente biotita con tamaños promedio menores a 1 mm (grano fino, Foto 40A) inmersa en los cristales de anortoclasa. También se identificó una mica blanca de tamaños menores a 1 mm, posiblemente muscovita (Foto 40B). Adicionalmente se identificó la presencia de pequeños cristales redondeados de cuarzo y plagioclasa a lo largo de la lámina, pero también se observan dichos cristales redondeados en forma de vetas.

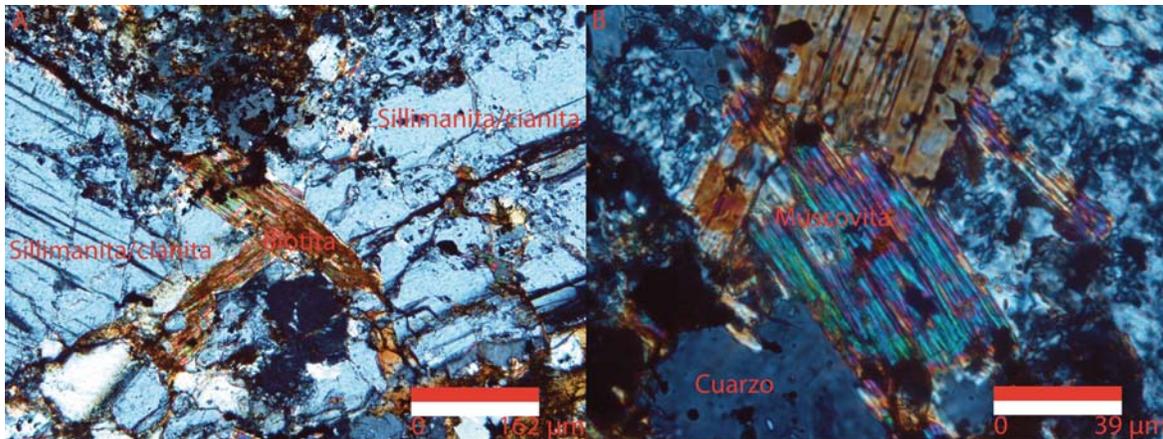


Foto 40. Muestra -9-. Ambas fotos nícoles cruzados. A. 10X. Biotita en medio de dos cristales de sillimanita/cianita. B. 40X. Mica blanca que es posiblemente muscovita alrededor de un cristal de cuarzo.

Asociación mineral: La presencia de mica blanca, sillimanita o probable cianita, indica el carácter sedimentario (pelítico) de esta secuencia. Probablemente tanto el cuarzo como las plagioclasas redondeadas formaban parte de una roca sedimentaria. Las micas blancas y la biotita pudieron formarse por un evento térmico al que estuvo expuesta la roca sedimentaria, que pudo pertenecer a un evento volcánico de la secuencia volcanosedimentaria, anterior al plutonismo, y más probablemente a la intrusión de los plutones. Los fenocristales de sillimanita son anómalamente grandes y evidencian un metamorfismo de alta temperatura, seguramente producto de la intrusión de los plutones. Posiblemente parte del cuarzo en forma de vetas es arrastrado o se produce durante este evento.

Alternativamente, los fenocristales de posible cianita, así como las micas blancas y otros minerales, como un posible rutilo muy alterado determinado así por su forma, podrían pertenecer a fragmentos de una roca encajonante sedimentaria metamórfica de alta presión (si se tratara de cianita) que fueron transportados por el evento volcánico hacia la superficie.

4.10. JLT-41. Muestra colectada cerca de la ciudad de Tepalcaltepec, Michoacán.

Fases minerales: Plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno, óxidos, clorita, calcita, epidota, sericita.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área máxima analizable fue de 510 mm cuadrados aproximadamente.

No se distinguieron hornblendas de clinopiroxenos por la gran alteración que presentan y la mayoría de éstas están cloritizadas y epidotizadas. Por lo anterior, en el conteo de puntos los minerales antes mencionados fueron considerados hornblendas.

Como la mayoría de las plagioclasas están sericitizadas, tampoco se hizo un conteo separado de ambas.

Clasificación (Figura 9A): Microgabro de hornblenda y clinopiroxeno de grano medio.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca tiene una textura equigranular. Las plagioclasas presentan formas anedrales, algunas veces subedrales y más raramente euedrales. Las dimensiones máximas son de dos milímetros pero muchas son menores a un milímetro (grano fino a medio). Aproximadamente el 80% de las plagioclasas están sericitizadas y pocas presentan maclas polisintéticas, la mayoría presentan maclas de Carlsbad. Se estimó con base en sólo tres cristales una composición de 47% de componente anortítico (andesina) utilizando el método de Michel-Levy. Hay algunas plagioclasas que rodean a otras plagioclasas subedrales y hasta euedrales, aunque no se determinó si las segundas están realmente inmersas en las primeras (Foto 41).

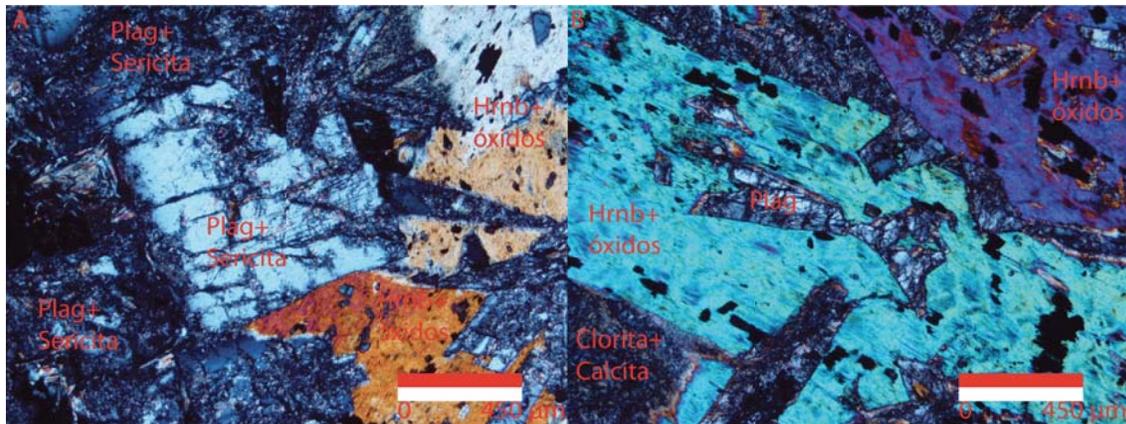


Foto 41. Muestra JLT-41. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 4X. Una plagioclasa (Plag) euedral sericitizada rodeada por plagioclasas muy sericitizadas y hornblendas (Hrnb) con óxidos. B. 4X. Plagioclasa inmersa en fenocristales de hornblenda con óxidos. En la parte inferior izquierda se ven cristales de clorita con calcita.

Aunque se determinó la presencia de pocos cristales con hábitos indistinguibles de los anfíboles pero con figura OA positiva, no se identificaron clinopiroxenos. Se observan fenocristales de anfíboles anedrales con tamaños variables desde 1.5 mm hasta 4.5 mm (grano medio) con propiedades muy similares a las de la hornblenda aunque con colores de interferencia muy variables como rojos, naranjas, azules, verdes y amarillos observados con luz polarizada (Foto 42). Se creó que la variación de los colores de interferencia se debe principalmente a la alteración, presente en toda la roca, aunque también a la orientación de los cristales, ya que hubo uno que presentó un color verde oscuro (el menor color de interferencia) y una figura óptica perfectamente centrada. La mayoría de las hornblendas presentan clorita y epidota, que en ocasiones no las sustituyen completamente.

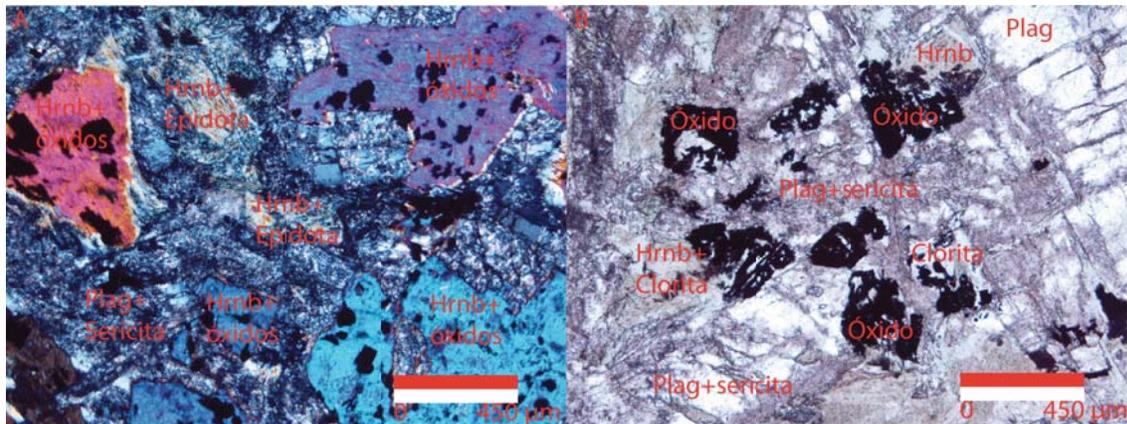


Foto 42. Muestra JLT-41. A. Nícoles cruzados y 4X. Hornblendas (Hrnbl) con distintos colores de interferencia con óxidos en su interior. Hornblendas epidotizadas y plagioclasas (Plag) sericitizadas. B. Luz paralela y 4X. Óxidos esqueletales en cristales de hornblenda cloritizados. Se observan plagioclasas en ocasiones muy sericitizadas.

Hay minerales opacos que se asumen como óxidos ricos en fierro porque presentan texturas esqueletales y se encuentran inmersos en cristales de posible hornblenda (textura poikilítica, Fotos 41 y 42). Además, por correlación, todos los gabros analizados los muestran. Por otro lado, hay intercrecimientos de cristales con hábito fibroso observados con luz paralela que parecen ser hornblendas completamente sustituidas por clorita y epidota, pero dicho hábito aparenta corresponder al de la serpentina o antigorita (Foto 43). Éstos se encuentran a lo largo de la lámina. Adicionalmente se encontró calcita en forma de vetas y en zonas donde hay gran alteración en la lámina (Foto 43).

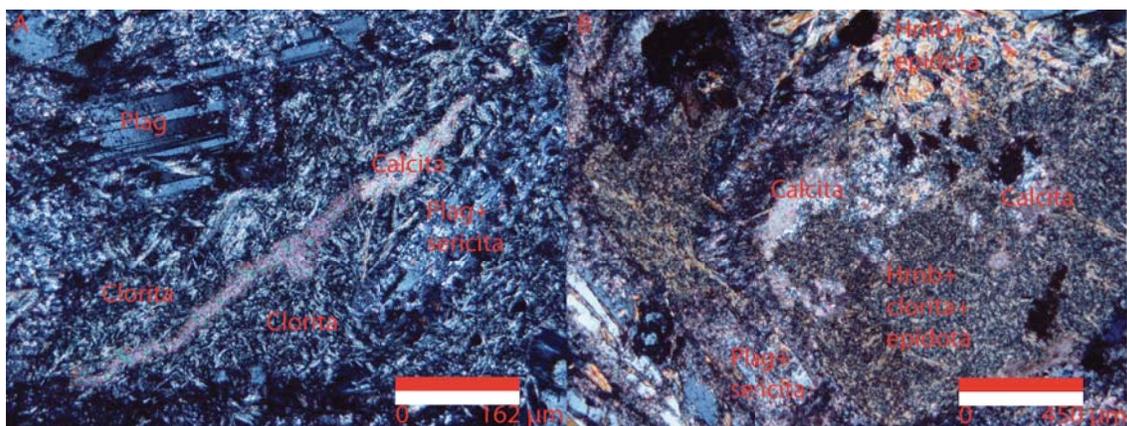
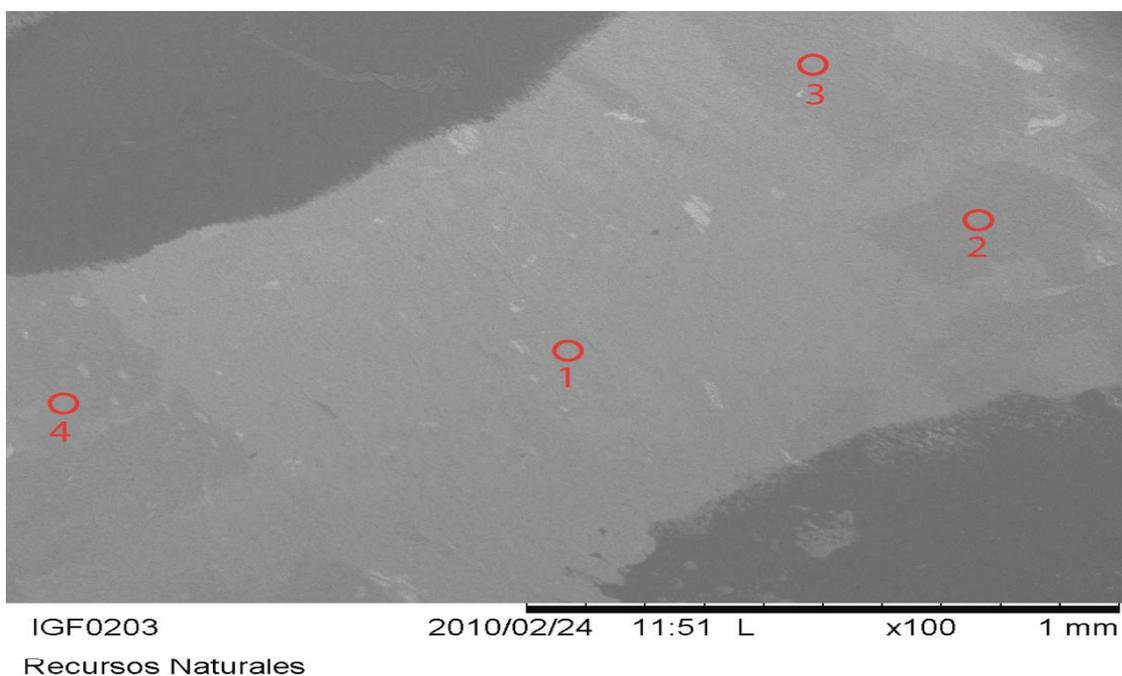


Foto 43. Muestra JLT-41. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 10X. Una veta de calcita en medio de plagioclasas (Plag) a veces sericitizadas y clorita que sustituye completamente a un posible anfíbol. B. 4X. Calcita en medio de pequeños cristales de hornblenda cloritizada y epidotizada. También se observan cristales más grandes de hornblenda epidotizada. Hay plagioclasas sericitizadas.

Para distinguir el tipo de anfíbol del que se trata, ver si hay clinopiroxenos y confirmar si se trata de intercrecimientos de clorita-epidota o serpentina, se realizaron análisis de la lámina con el microscopio electrónico de barrido Hitachi TM-1000 Tabletop Microscope y se compararon con los grupos minerales antes mencionados.

Se hizo el análisis a cuatro cristales de un área previamente delimitada con un plumón al observar la lámina en el microscopio petrográfico (Figura 18). Sin embargo, como se nota en la figura 18 sólo es posible distinguir el hábito de los cristales, no la textura o alguna propiedad óptica.



○ Sitios donde se realizaron análisis.

Figura 18. Muestra JLT-41. Foto tomada con el microscopio electrónico Hitachi TM-1000 con la ubicación de los puntos donde se realizaron los cuatro análisis. La zona sombreada en la parte superior izquierda e inferior derecha es tinta de plumón.

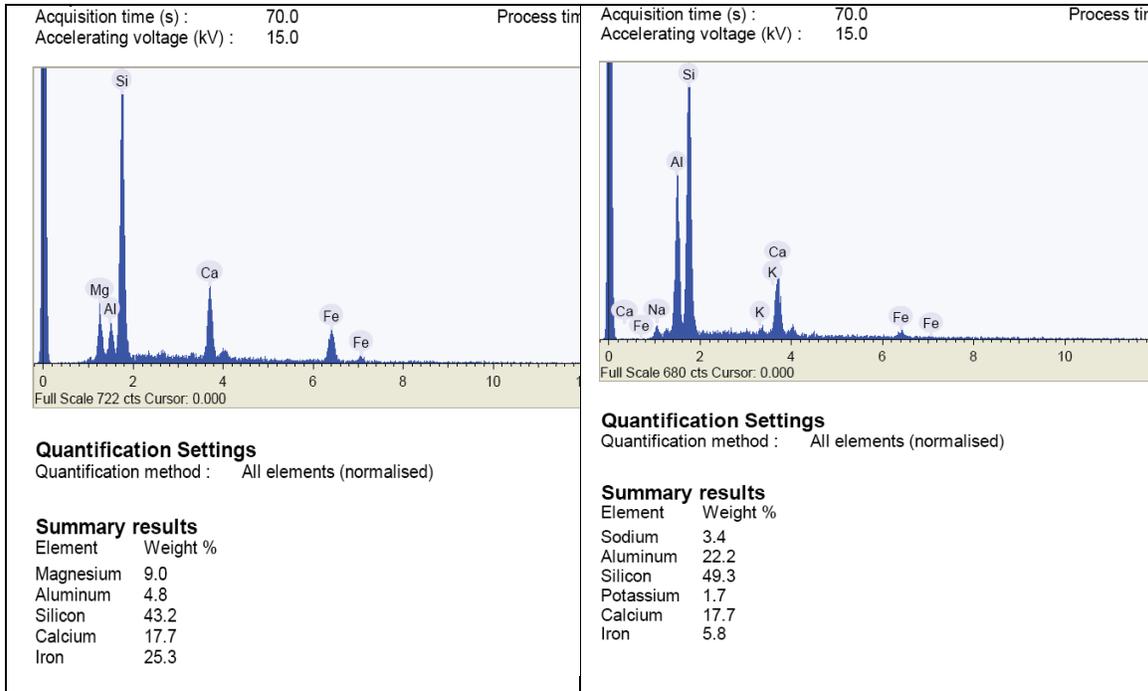


Figura 19. Análisis 1 y 2. El diagrama izquierdo corresponde al análisis del punto 1. El diagrama derecho al análisis del punto 2.

Al comparar los valores obtenidos para el análisis del punto 1 (Figura 19), que corresponde a un cristal con hábito prismático muy parecido al de un anfíbol; con diferentes valores de anfíboles, piroxenos, epidota y serpentina, el menor error obtenido corresponde a una ferroaugita.

Al comparar los valores obtenidos para el punto 2 (Figura 19), se obtuvo el menor error en una clinozoisita (grupo de la epidota). Sin embargo, se omitieron los valores de 3.4% de sodio y 1.7% de potasio ya que ningún mineral del grupo de la epidota los contiene. Pese a que el porcentaje de los mencionados elementos es bajo en proporción al total de los que componen el mineral (sólo 5.1%), se calculó el valor que tendría el siguiente mineral con menor error (una kersutita, que no corresponde con la asociación mineral de la roca) al restar el sodio y el potasio en el porcentaje total, y haciendo el recálculo de los demás elementos. De todas maneras la clinozoisita presenta el menor error.

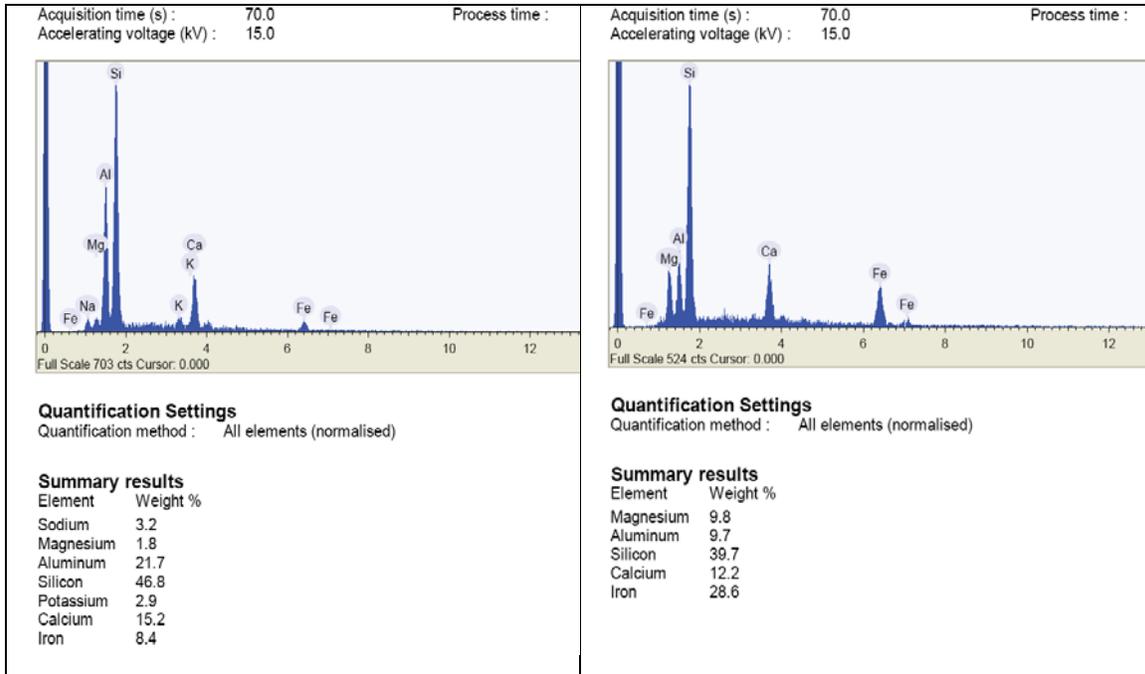


Figura 20. Análisis 3 y 4. El diagrama izquierdo corresponde al análisis del punto 3. El diagrama derecho al análisis del punto 4.

Al comparar el punto 3 (Figura 20) se obtuvo el menor error para una epidota, al omitir el sodio y potasio. Se restaron, al igual que en el punto 2, dichos elementos y se recalcularon los demás, para ver si no se trataba del siguiente mineral con menor error (también una kersutita). Se trata sin lugar a dudas de una epidota.

Para el punto 4 (Figura 20) se obtuvo el menor error para una hornblenda.

Por lo tanto se concluye que sí hay clinopiroxenos que se confunden fácilmente con anfíboles y por otro lado se descarta la presencia de serpentina y se confirma que se trata de minerales del grupo de la epidota.

Secuencia de cristalización: Las plagioclasas y óxidos son seguramente los primeros en cristalizar. Ya que hay plagioclasas subedrales y euedrales posiblemente inmersas en otras, se puede pensar en que la cristalización de este mineral fue constante al menos hasta que cristalizó la hornblenda. Por otro lado, aunque la composición de las plagioclasas no se haya determinado de manera precisa, dados los pocos cristales que presentan maclas polisintéticas, se cree que la andesina es una composición tardía o al menos no de las primeras plagioclasas que seguramente son más anortíticas, por

simple correlación con los otros gabros analizados a nivel regional. Como hay evidencia de clinopiroxeno se piensa que pudieron cristalizar desde un principio. Es posible que las hornblendas cristalizan al enfriarse el sistema y no por una hidratación súbita de éste. Los óxidos son desintegrados al utilizar el fierro para la formación de hornblenda, evidenciado por las inclusiones de éstos en hornblendas, a veces de forma esquelética. Posiblemente, por una alteración meteórica fuerte o más probablemente hidrotermalismo, muchas hornblendas se alteran y otras son completamente sustituidas por epidota y clorita. La calcita es secundaria debido a la fuerte alteración de minerales ricos en calcio como las plagioclasas y hornblendas por hidrotermalismo ya que se encuentra en forma de vetas y está presente en lugares con mucha alteración.

4.11. MZ-3. Muestra colectada en Manzanillo.

Fases minerales: Plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda, óxidos.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área máxima analizable fue de 540 mm cuadrados aproximadamente.

Clasificación (Figura 9A): Microgabro de clinopiroxeno y hornblenda de grano fino.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca es de una textura equigranular con algunos fenocristales de plagioclasas y hornblendas que la semejan a una textura porfirítica. Los cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda están en contacto grano con grano. Los últimos tienen tamaños variables que no presentan grandes diferencias. La roca está excepcionalmente poco alterada.

Se observan cristales de plagioclasa anedrales y subedrales con longitud de hasta 3 mm y con tamaño promedio menores a un milímetro (grano fino). Se determinó la composición de las plagioclasas con seis cristales mediante el método de Michel-Levy como 58% de componente anortítico (labradorita). No presentan alteración. Se observaron plagioclasas que envuelven a óxidos de grano fino pero también óxidos

que rellenan cavidades de éstas (Foto 44). También hay cristales inmersos en anfíboles.

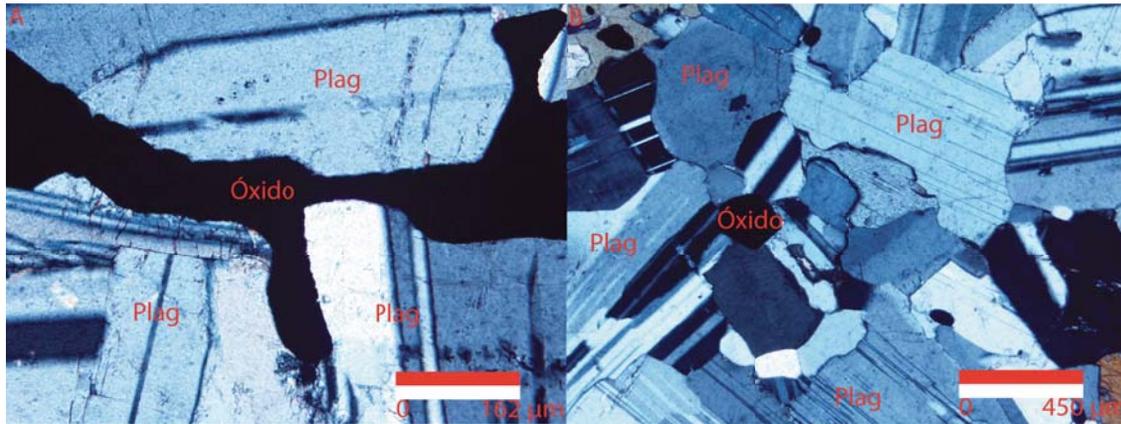


Foto 44. Muestra MZ-3. Ambas fotos nícoles cruzados. A. 10X. Se observa un óxido que rellena intersticios entre plagioclasas (Plag). B. 4X. Se observa un óxido inmerso en plagioclasas. En el extremo superior izquierdo se observa un óxido inmerso en hornblenda.

Se identificaron minerales incoloros a verde claro anedrales que presentan siempre una dirección de crucero, extinción oblicua y colores de interferencia variables debido a la orientación de los cristales, desde el inicio del primer orden al inicio del segundo orden, con figuras Bxa y OA positivas. Los de menor orden tienen figuras OA perfectas con el signo óptico positivo muy claro. Los de mayor orden tienen figuras descentradas en que resulta imposible determinar su signo óptico. Muchos de estos cristales presentan macla simple y otros polisintética. También tienen un mayor relieve respecto de otros anfíboles. Las propiedades ópticas de este mineral pueden corresponder a clinopiroxenos, probablemente augitas por los relativamente bajos colores de interferencia pero pueden ser diópsidas también (Foto 45).

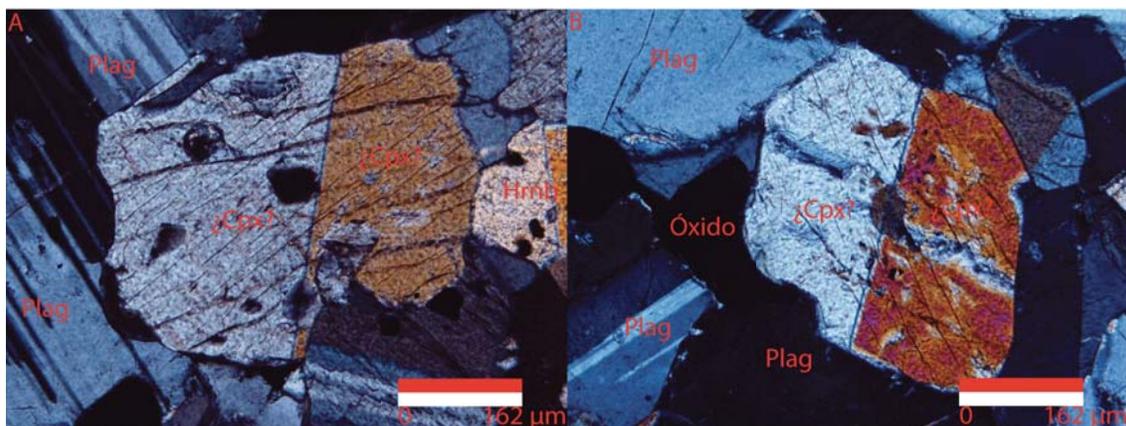


Foto 45. Muestra MZ-3. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 10X. Clinopiroxeno (Cpx)/anfíbol con una dirección de crucero y macla simple, rodeado por plagioclasas (Plag) y hornblendas (Hrn). B. 10X. Clinopiroxeno/anfíbol con una figura óptica OA (+) con una dirección de crucero y macla simple, bordeado por un óxido y rodeado por plagioclasa.

Sin embargo, el hábito y relieve que presentan no son típicos de clinopiroxenos. Por otro lado, puede tratarse de algún tipo de anfíbol con figura de interferencia OA positiva. Los anfíboles que la presentan son la antofilita-gedrita, exclusivos de rocas metamórficas; la riebeckita, anfíbol sódico presente en esquistos de bajo grado, granitos, sienitas y volcánicos ácidos. También la edenita, hornblenda ligeramente sódica presente en pegmatitas graníticas ricas en sodio y skarns así como en algunos gabros forma coronas alrededor de olivino; la pargasita, también hornblenda ligeramente sódica presente en metamórficas de alto grado y más raramente en andesitas; y la cumingtonita, anfíbol no cálcico común en rocas metamórficas básicas y raro en ígneas como volcánicas ricas en sílice, en dioritas y gabros. Por lo tanto, dado que se trata de un gabro, las propiedades ópticas y la asociación mineral, pudiera corresponder a una cumingtonita, aunque es rara en gabros e ígneas en general. Se descarta la posibilidad de que se trate de anfíboles sódicos como la edenita, ya que hay otro anfíbol probablemente no sódico rodeándolos como se explica a continuación.

Hay anfíboles anedrales pardos pleocroicos que rodean a los posibles clinopiroxenos o cumingtonita, con textura fibrosa sin crucero, figura óptica OA negativa que también rellenan intersticios entre plagioclasas y envuelven a distintos minerales (textura poikilítica, Foto 46B). Se trata con lugar a poca duda de hornblendas.

También hay exsolución de hornblenda en los posibles clinopiroxenos/cumingtonita (Foto 46A).

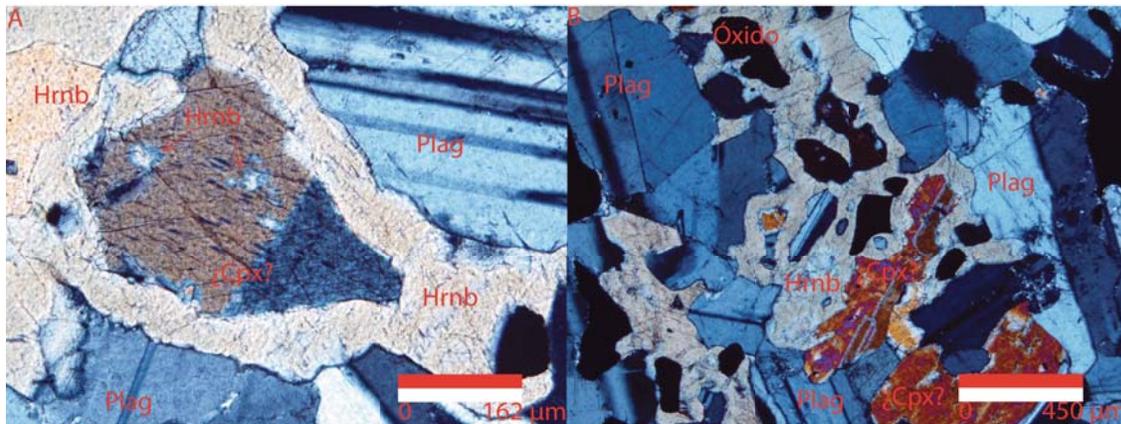


Foto 46. Muestra MZ-3. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 10X. Clinopiroxeno (Cpx)/anfíbol con macla simple y exsolución de hornblenda (Hrn). Se encuentra inmerso en hornblenda y rodeado por plagioclasa. B. 4X. Cristales de posible clinopiroxeno, plagioclasas (plag) y óxidos inmersos en un oikocristal de hornblenda (textura poikilitica). Se encuentra rodeado por fenocristales de plagioclasa.

Si se trata de dos generaciones de anfíboles, se han reportado cumingtonitas (pobres en calcio) rodeadas por hornblendas (ricas en calcio) en algunas anfíbolitas, lo que expresa la falta de mezcla entre anfíboles ricos y pobres en calcio en condiciones de P-T normales. Puede tratarse de un caso similar, en este caso durante la cristalización del magma gabroico. Por otro lado hay evidencia de cristales de hornblenda que probablemente sustituyen a los posibles clinopiroxenos o cumingtonita (pseudomorfos), rodeados a su vez por hornblenda (Foto 47).

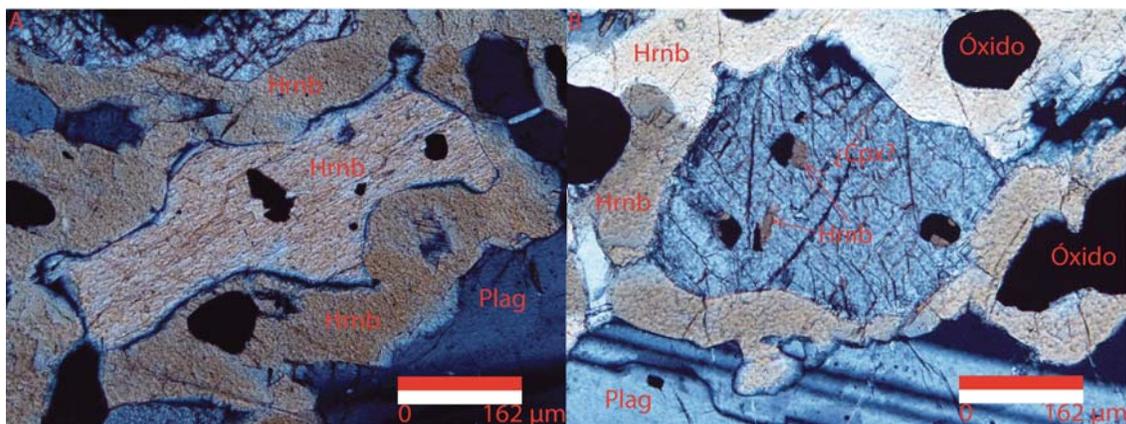


Foto 47. Muestra MZ-3. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 10X. Cristal de clinopiroxeno (Cpx)/anfíbol completamente sustituido (pseudomorfo) por hornblenda (Hrnb) inmerso en otra hornblenda. Rodeado de plagioclasa. B. 10X. Clinopiroxeno/anfíbol con OA (+) bordean a óxidos y exclusión de hornblenda. Inmerso en hornblenda que a su vez engloba a óxidos.

Se presentan opacos anedrales de grano fino que seguramente son óxidos inmersos en plagioclasas, clinopiroxenos/cumingtonita, pero también se observan óxidos que rodean a dichos minerales y rellenan cavidades (Foto 44). No se notan cristales corroídos.

Secuencia de cristalización: Las relaciones de contacto descritas anteriormente indican que pudieron cristalizar los óxidos seguidos de las plagioclasas y posibles clinopiroxenos/cumingtonita. Posteriormente cristalizan más óxidos que rodean a los minerales anteriores y rellenan intersticios entre éstos. Probablemente antes de la segunda generación de óxidos cristalizan las hornblendas que rodean a los posibles clinopiroxenos/cumingtonita por una posible hidratación súbita del sistema, en caso de ser clinopiroxenos; o por una falta de mezcla entre anfíboles pobres y ricos en calcio en caso de cumingtonita. La hornblenda continúa en cristalización hasta envolver a las plagioclasas, a los óxidos, a otras hornblendas (Foto 46) y rellena intersticios. Las plagioclasas seguramente cristalizan hasta las etapas finales de enfriamiento.

Una alternativa es que cristalizan primero plagioclasas y posibles clinopiroxenos/cumingtonita, seguidos de óxidos que los rodean mientras los primeros continúan su cristalización (una sólo generación de óxidos inmersos en

algunas plagioclasas y posibles clinopiroxenos/cumintonita). Posteriormente cristaliza la hornblenda y continúan en su cristalización las plagioclasas.

4.12. MZ-4. Muestra colectada en Manzanillo a 50 m aproximadamente de la MZ-3.

Fases minerales: Plagioclasa, hornblenda, óxidos, epidota, biotita, clinopiroxeno, calcita, clorita, sericita.

Conteo de puntos: En las reglas de la pinza de cangrejo, el área máxima analizable fue de 750 mm cuadrados aproximadamente.

Ya que la sericita afecta a más del 80% de las plagioclasas no se realizó un conteo por separado.

Clasificación (Figura 9A): Gabro de hornblenda, biotita y clinopiroxeno de grano medio.

Texturas y relaciones espaciales entre fases minerales: La roca presenta una textura inequigranular con fenocristales excepcionalmente grandes (grano medio a grueso) de plagioclasas y hornblendas que la asemejan a una textura porfirítica. Sin embargo, no presenta una matriz. Hay cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda de tamaños variables. La roca presenta una fuerte alteración en general.

Las plagioclasas tienen formas anedrales a subedrales de grano fino a medio (<1-5 mm) con longitudes máximas de 5 mm. Pocos cristales muestran maclas polisintéticas; la mayoría, de Carlsbad. Esto se debe probablemente a la gran alteración que presentan, más del 80% están sericitizadas. También se observa calcita alrededor de una plagioclasa. Con base en dos cristales de 1.5 mm aproximadamente con maclas polisintéticas y una orientación adecuada, se obtuvo una composición de 53% de componente anortítico (labradorita) con el método de Michel-Levy. Para un cristal de 500 µm aproximadamente se obtuvo una composición de 43% de componente anortítico (andesina). Sin embargo, dado los pocos cristales utilizados, la composición es aproximada. Casi todas las plagioclasas se observan con tres

direcciones de fracturamiento, lo que refleja los esfuerzos a los que ha sido sujeta la roca. Las plagioclasas se encuentran dentro de óxidos y hornblendas pero algunos óxidos también están inmersos en éstas.

Se determinó la presencia de pocos minerales incoloros anedrales de grano fino (<1 mm) con un relieve mayor que la hornblenda, con colores de interferencia de segundo orden superior y tercero inferior con una figura óptica Bxa positiva muy clara. Se identificó como clinopiroxeno, probablemente diópsida (Foto 48).

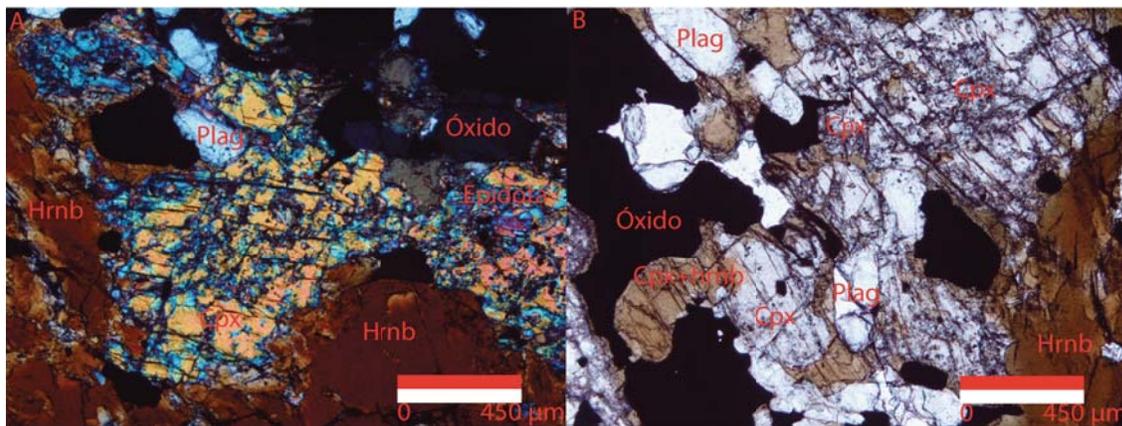


Foto 48. Muestra MZ-4. Ambas fotos con nicoles cruzados. A. 4X. Un cristal de clinopiroxeno (Cpx) en algunas zonas alterado a epidota, rodeado por hornblenda (Hrn), óxidos y plagioclasas (Plag). B. 4X. Se observa la diferencia de color y relieve entre clinopiroxenos (blanco), plagioclasas y distintos cristales de hornblenda y óxidos por los que está rodeado. Nótese que en el extremo inferior izquierdo del cristal de clinopiroxeno hay sustitución parcial por hornblenda.

Algunos probables clinopiroxenos alteran a epidota y se encuentran inmersos o en contacto con hornblendas (Foto 49A). Se observan óxidos dentro de éstos y están también rodeados por plagioclasa. Se identificaron anfíboles anedrales de grano medio (1-5 mm) con longitudes máximas de 4.25 mm. Presentan colores de interferencia variables: pardo, verde aqua y rojo. Las propiedades ópticas no se diferencian de la hornblenda. La variación de colores se debe probablemente a diferentes tipos de hornblenda y/o alteración (Foto 49A). Muchas alteran a epidota. Algunas envuelven a algunos clinopiroxenos y están en contacto con otros; envuelven también a óxidos y plagioclasas.

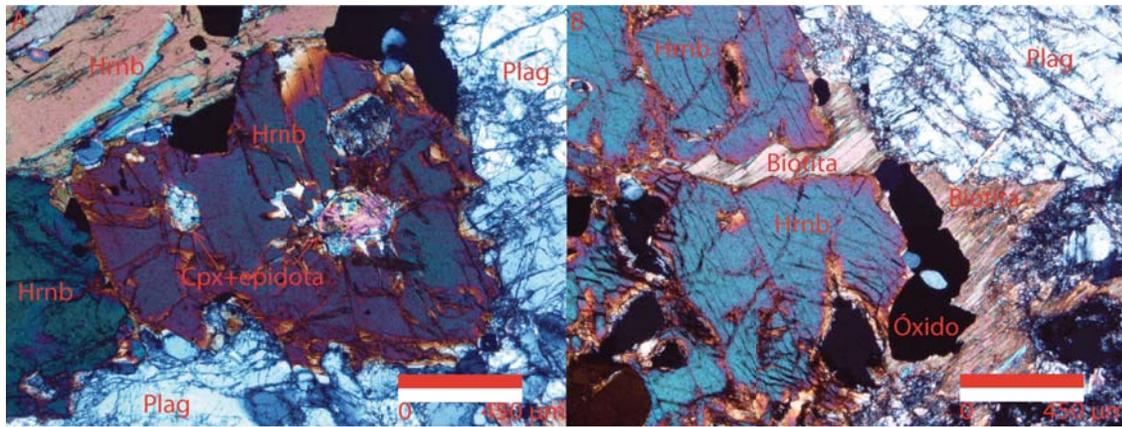


Foto 49. Muestra MZ-4. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 4X. Cristal de probable clinopiroxeno (Cpx) epidotizados inmersos en hornblenda (Hrn). Las hornblendas presentan diferentes colores de interferencia. Hay óxidos rodeados por éstas y plagioclasas (Plag) que a su vez las rodean. B. 4X. Biotita rodeando a cristales de hornblenda y óxidos. Las plagioclasas están fracturadas y sericitizadas.

Se identificó biotita anedral de grano fino (< 1 mm) que presenta distintos colores de interferencia debido a la orientación de los cristales. Los de menor birrefringencia corresponden a figuras ópticas perfectamente centradas (visto a través de un eje óptico), los de mayor birrefringencia están descentradas. Rellena intersticios en la hornblenda (Foto 49B) pero también se ve inmersa en ésta (Foto 50A).

Hay cristales de óxidos anedrales de grano fino (< 1 mm) que seguramente son óxidos por correlación con otros gabros aunque no presentan minerales secundarios o texturas que permitan identificarlos. Se encuentran inmersos en plagioclasas, clinopiroxenos y hornblendas. Sin embargo, hay cristales que envuelven a plagioclasas y a algunas hornblendas (Foto 50B).

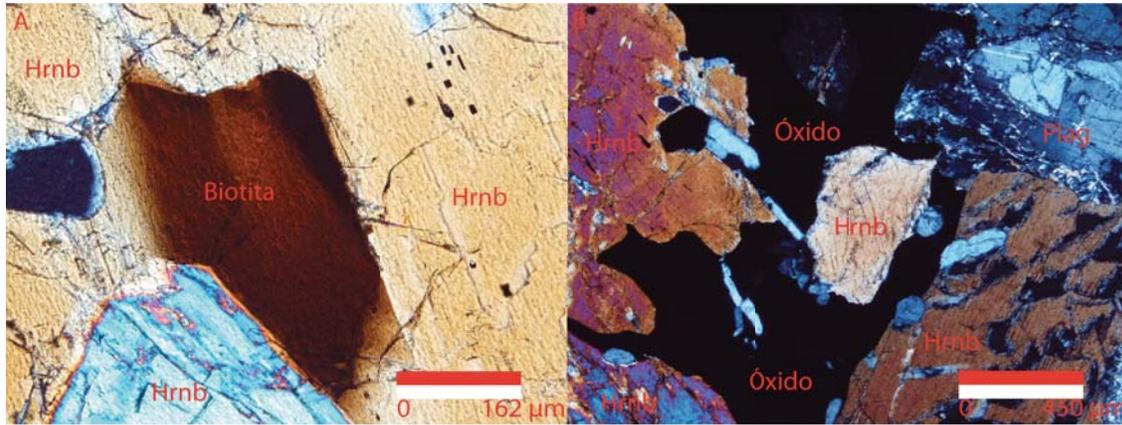


Foto 50. Muestra MZ-4. Ambas fotos con nícoles cruzados. A. 10X. Cristal de biotita con bajo color de interferencia ya que un eje óptico es perpendicular a la platina. Se encuentra rodeado por hornblenda (Hrnb). B. 4X. Cristal de hornblenda y plagioclasas (Plag) inmersas en un fenocristal de óxido. Se observan fenocristales de hornblenda y plagioclasa.

Secuencia de cristalización: Probablemente cristalizan plagioclasas y óxidos desde un principio. Las plagioclasas seguramente cristalizan hasta las fases finales de enfriamiento. Los cristales iniciales ciertamente tienen un componente anortítico mayor que los últimos en cristalizar, al tomar en cuenta las composiciones aproximadas obtenidas. El clinopiroxeno tal vez cristaliza en las fases iniciales, al menos justo después de los óxidos. Conforme se enfría el sistema cristaliza la hornblenda que sustituye a algunos clinopiroxenos (pseudomorfos) y rodea a óxidos y plagioclasas. Ya que no hay muchos clinopiroxenos rodeados por hornblenda y no se observa exsolución de plagioclasa en cristales de clinopiroxeno, se cree que la cristalización de hornblenda no se debió a un cambio súbito de presión o hidratación del sistema. Los pocos probables clinopiroxenos inmersos en hornblenda fueron epidotizados (pseudomorfos) probablemente antes de cristalizar ésta. Ya que hay óxidos que envuelven a hornblendas y algunas plagioclasas; se cree que continuaron con su cristalización al menos hasta que cristaliza la hornblenda, o que hay un segundo evento en el que cristalizan dichos óxidos. Conforme continúa el enfriamiento del sistema cristaliza la biotita y continúan formándose plagioclasas hasta el enfriamiento del sistema. Ya que hay hornblendas que envuelven a biotitas, las primeras siguen cristalizando al menos contemporáneamente a las últimas o hay más de dos eventos de cristalización de hornblenda. La presencia de calcita en

algunos cristales de plagioclasa puede deberse a que se liberó calcio conforme se volvió más sódica al enfriarse el sistema (sausuritización).

Capítulo 5. Geoquímica.

5.1. Introducción.

De acuerdo a su concentración en las rocas, y con límites arbitrarios aproximados, los elementos se consideran mayores (>1% en peso) y traza (<1% en peso). Dicha concentración de elementos proporciona diferente información respecto a los procesos de generación y evolución de magmas en los distintos ambientes tectónicos. Los elementos mayores son usados para clasificar las rocas y estudiar la evolución química de magmas y minerales durante procesos de cristalización o fusión. Los elementos mayores controlan gran parte de la mineralogía y el comportamiento de la cristalización/fusión en sistemas ígneos así como muchas de las propiedades físicas de los magmas y rocas (viscosidad, densidad, difusividad). Hay elementos mayores que se encuentran en bajas concentraciones y que pueden reemplazar a elementos que constituyen fases minerales, hierro por titanio en minerales máficos por ejemplo. Cuando se encuentran en suficiente concentración, pueden formar fases minerales (minerales accesorios) como la titanita por ejemplo.

Como los elementos traza son incorporados o excluidos con mayor selectividad a las distintas fases minerales que los elementos mayores, son mucho más sensibles a procesos de fraccionamiento ígneo. Por lo tanto, el origen y los procesos de evolución de los sistemas de fundido se constriñen mejor si se utilizan elementos traza.

5.2. Elementos mayores.

La concentración de los elementos mayores obtenidos por fluorescencia de rayos X se expresa como porcentaje de peso en óxidos. Para el caso del hierro, se expresó como Fe total (en este caso Fe_2O_3 total) ya que al calentar la muestra para calcular la pérdida por calcinación, ésta se oxida, lo que aumenta la relación $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$. Sin embargo, para comprobar que el software Petrograph (Petrelli, 2005) realiza bien el cálculo de la suma $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ a partir del Fe_2O_3 total, para graficar el diagrama AFM, se requirió calcular el Fe_2O_3 y FeO manualmente. El cálculo se hizo mediante las

fórmulas reportadas por Valdez (2006), sacadas a su vez de Ragland (1989)
 $Fe_2O_3 = Fe_2O_3t * 0.15$ y el $FeO = Fe_2O_3t * 0.85 * 0.8998$.

En la tabla 3 se presentan los análisis realizados a las rocas de este y otros estudios. Se analizaron cinco muestras de gabro (JLT-8A, JLT-12, JLT-30-2, JLT-32, JLT-45), un dique basáltico (JLT-13C), una cuarzo-monzodiorita de Jilotlán (JLT-23), un gabro de Tepalcaltepec (JLT-41) y dos gabros de Manzanillo (MZ-3 y 4).

| Muestra | JLT-8A | JLT-12 | JLT-13C | JLT-23 | JLT-30-2 | JLT-32 | JLT-41 | JLT-45 | MZ-3 | MZ-4 | MS-24 | MS-25 | Aq-1 | ATG-1 | D5-2Ext | D5-2Int |
|----------------|--------------|--------------|-----------------|----------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------------|------------|--------------|---------------|---------------------|---------------------|
| Tipo de roca | microgabro | microgabro | dique basáltico | cuarzo-monozodiorita | microgabro | microgabro | microgabro | microgabro | microgabro | gabro | gabro | gabro | gabro | meta-arenisca | basalto (P. Rivera) | basalto (P. Rivera) |
| Longitud (W) | 103°08'10.2" | 103°10'17.3" | 103°10'23.9" | 103°09'54.9" | 103°10'22.4" | 103°11'21.2" | 102°58'35.2" | 103°09'27.7" | 104°22'10.9" | 104°22'10.9" | 103°06'40" | 103°05'58" | 103°26'54.4" | 103°26'35.4" | - | - |
| Latitud (N) | 19°22'21.5" | 19°26'05.2" | 19°23'34" | 19°27'53.2" | 19°23'35.8" | 19°25'02.5" | 19°08'45.1" | 19°22'02.4" | 19°07'49.4" | 19°07'49.4" | 19°29'21" | 19°29'10" | 18°37'24.5" | 19°30'34.3" | - | - |
| Altitud (msnm) | 1600 | 1310 | 1310 | 1330 | 1278 | 1192 | 494 | 1565 | 131 | 131 | 1200 | 1060 | 628 | 1090 | - | - |
| SiO2 | 51.47 | 49.75 | 50.63 | 61.89 | 48.63 | 46.11 | 47.24 | 54.15 | 45.15 | 43.80 | 47.90 | 47.02 | 46.42 | 75.77 | 48.66 | 50.50 |
| TiO2 | 2.64 | 2.54 | 2.58 | 0.82 | 1.73 | 4.12 | 1.62 | 2.33 | 0.77 | 2.34 | 0.79 | 1.09 | 1.08 | 0.04 | 2.53 | 2.95 |
| Al2O3 | 14.48 | 14.46 | 14.54 | 16.26 | 17.23 | 14.37 | 16.34 | 15.28 | 22.62 | 17.57 | 19.49 | 18.15 | 19.88 | 14.10 | 13.92 | 16.54 |
| Fe2O3t | 12.49 | 12.72 | 12.06 | 5.69 | 9.95 | 15.72 | 11.67 | 10.14 | 10.28 | 14.29 | 7.57 | 8.83 | 12.37 | 0.84 | 14.45 | 10.77 |
| MnO | 0.17 | 0.18 | 0.22 | 0.07 | 0.18 | 0.21 | 0.22 | 0.12 | 0.09 | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.17 | 0.07 | 0.20 | 0.20 |
| MgO | 3.90 | 4.54 | 5.55 | 2.38 | 5.92 | 5.24 | 7.16 | 3.56 | 3.75 | 5.60 | 7.76 | 9.55 | 5.45 | 0.20 | 6.22 | 3.18 |
| CaO | 8.16 | 7.83 | 8.73 | 4.58 | 7.92 | 8.95 | 8.80 | 7.77 | 14.81 | 10.28 | 11.34 | 10.22 | 10.19 | 0.44 | 9.48 | 11.24 |
| Na2O | 3.88 | 3.98 | 3.91 | 4.16 | 2.40 | 3.00 | 2.15 | 5.42 | 1.95 | 3.23 | 2.18 | 1.74 | 2.62 | 4.26 | 3.05 | 3.65 |
| K2O | 0.73 | 1.03 | 0.29 | 2.72 | 2.66 | 0.94 | 1.54 | 0.27 | 0.18 | 0.88 | 0.30 | 0.71 | 0.68 | 4.22 | 0.71 | 0.42 |
| P2O5 | 0.36 | 0.87 | 0.35 | 0.28 | 0.48 | 0.23 | 0.25 | 0.49 | 0.03 | 0.89 | 0.07 | 0.12 | 0.11 | 0.05 | 0.27 | 0.31 |
| PXC | 1.46 | 1.86 | 0.40 | 0.42 | 2.76 | 0.64 | 2.55 | 0.53 | 0.02 | 0.53 | 0.34 | 0.33 | 0.89 | 0.31 | 0.36 | 0.04 |
| Total | 99.74 | 99.77 | 99.25 | 99.26 | 99.85 | 99.51 | 99.54 | 100.06 | 99.65 | 99.56 | 97.88 | 97.91 | 99.86 | 100.30 | 99.85 | 99.80 |

Tabla 3. Concentración en % de peso de elementos mayores de las rocas analizadas en este trabajo y en estudios anteriores, obtenida mediante Fluorescencia de rayos X (FRX). Los datos de ubicación (longitud y latitud) de las muestras JLT y MZ están referidas al elipsoide WGS84. Las muestras MS de Schaaf (1990), Aq-1 y ATG-1 de Valdez (2006) están referidas al datum NAD 27.

5.2.1. Clasificación.

La figura 21 es la leyenda de las muestras graficadas en los distintos diagramas. Se modificó el diagrama de sílice contra álcalis total de Cox et al. (1979) para clasificar las rocas plutónicas de este estudio y anteriores, así como para discriminarlas entre alcalinas o subalcalinas (Figura 22).

- gabros Jilotlán, este trabajo (JLT)
- gabros Jilotlán, Schaaf 1990 (JLT)
- cuarzo-monzodiorita Jilotlán, este trabajo (JLT)
- ▲ gabro Tepalcaltepec, este trabajo (JLT)
- ◆ gabros Manzanillo, este trabajo (MZ)
- gabro Aquila, Valdez 2006 (Aq)
- meta-arenisca, Valdez 2006 (ATG)
- ◆ Placa de Rivera, Valdez 2006 (D5-2)

Figura 21. Leyenda de las muestras graficadas.

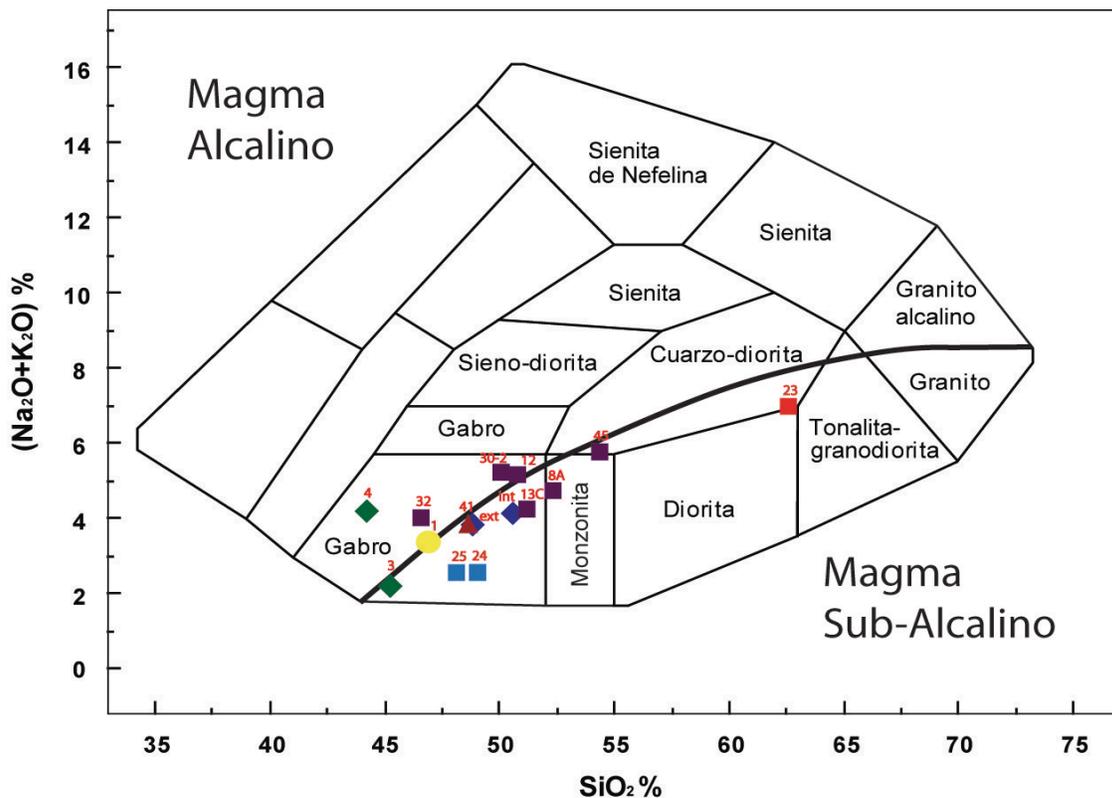


Figura 22. Diagrama de clasificación de sílice (SiO_2) contra álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) para rocas plutónicas, modificado de Cox et al. (1979).

De acuerdo al diagrama de Cox et al. (1979) la mayoría de las rocas de este estudio se agrupan en el campo de los gabros, con excepción de la JLT-8A que grafica en el campo de una monzonita ya que es ligeramente más silícica. La muestra JLT-45 se encuentra en el límite entre monzonita y cuarzo-diorita. Aunque ambas muestras contienen mayor contenido de sílice, ninguna de las dos presenta cuarzo. Por otro lado, la muestra JLT-23 grafica como cuarzo-diorita aunque está en el límite superior de las dioritas y llega al límite inferior de las tonalitas-granodioritas. Algunos gabros grafican dentro del campo alcalino (JLT-30-2, JLT-12, JLT-32 de Jilotlán y MZ-4 de Manzanillo). En general todas las muestras graficadas como alcalinas están cerca de la línea divisoria entre los campos alcalino y subalcalino a excepción de la MZ-4 que es el gabro más pobre en sílice y el más alejado de dicha línea. Ésta es la única muestra que podría ser alcalina, aunque al igual que las demás, no presentan fases minerales que lo evidencien. Por lo tanto, todas son consideradas subalcalinas.

Se modificó el diagrama sílice contra potasio de Peccerrillo y Taylor (1976) para subclassificar a las rocas subalcalinas (Figura 23).

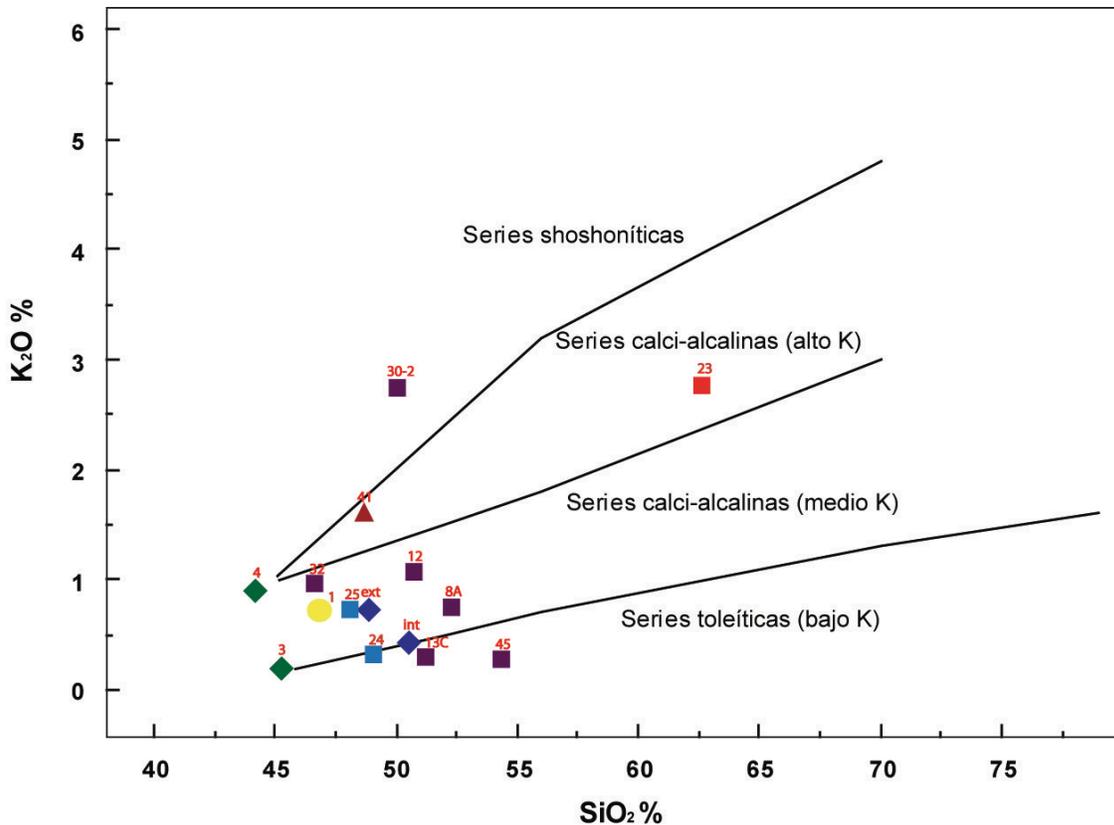


Figura 23. Diagrama de subclasificación de rocas subcalcinas de sílice (SiO_2) contra potasio (K_2O) de Peccerrillo y Taylor (1976).

Se observa que la mayoría de las muestras pertenecen a la serie calci-alcálica de medio potasio; sólo dos, la JLT-41 y la JLT-23 son calci-alcálicas de alto potasio. La JLT-45 y JLT-13C grafican dentro de las series toleíticas, aunque la D5-2int y la MS-24 también, pero en el límite con la serie calci-alcálica de medio potasio. Ya que la D5-2int es un basalto de cordillera meso-oceánica (MORB), es toleítico. Sólo la JLT-30-2 pertenece a la serie shoshonítica. Las muestras MZ-3 y 4 grafican ligeramente fuera del rango de los campos del diagrama debido a sus bajos contenidos de SiO_2 .

Ya que en las dos clasificaciones anteriores se considera sólo el álcali total o el sodio como uno de los parámetros, se utilizó el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) en el que se enfatiza la parte máfica de las muestras, más útil en el caso de clasificar gabros (Figura 24).

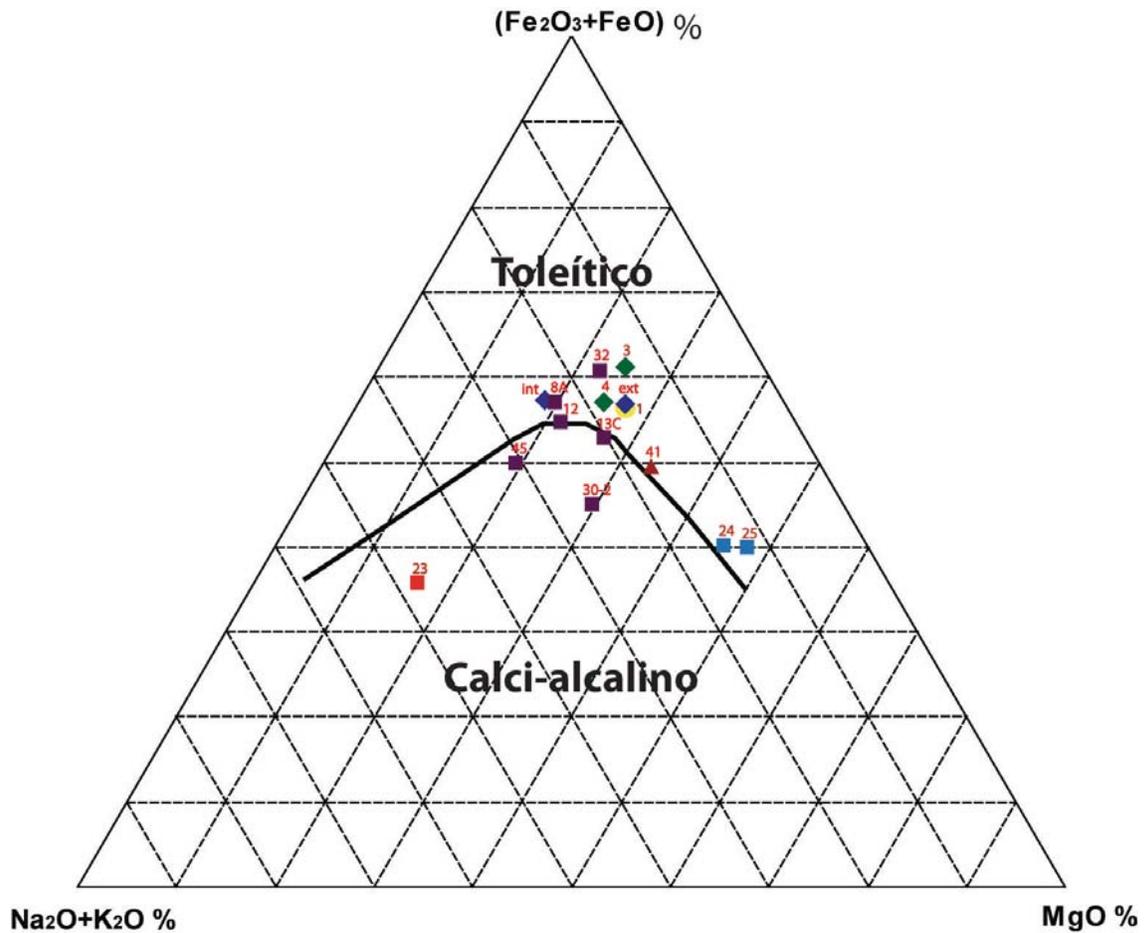


Figura 24. Diagrama de subclasificación AFM de Irvine y Baragar (1971).

Por el énfasis en el contenido de hierro, muchas muestras grafican en el campo de las rocas toleíticas y sólo la JLT-23, la JLT-30-2 y la JLT-45 son consideradas calci-alkalinas. Sin embargo, este diagrama es útil porque se puede afirmar con mayor seguridad cuáles muestras tienen afinidad toleítica al compararse con el diagrama de Peccerrillo y Taylor (1976). Por lo tanto, la muestra JLT-45 seguramente no es toleítica porque aunque tiene baja concentración de potasio, no tiene suficiente hierro para ser considerada toleítica. La JLT-13C puede serlo, ya que la cantidad de hierro que tiene la hace graficar sobre la línea divisoria de los campos toleítico y calci-alkalino. La muestra MS-24 es probablemente toleítica ya que grafica en dicho campo en ambos diagramas.

5.2.2. Diagramas Harker.

Se graficaron diagramas de variación tipo Harker (1909) que incluyen diferentes elementos mayores expresados como óxidos contra contenido de sílice expresado como porcentaje de peso. Los diagramas se utilizaron para ver si se presentan tendencias que ayuden a identificar procesos magmáticos que se hayan llevado a cabo en los gabros analizados, con énfasis en los de Jilotlán, pese a que no hay un amplio rango de composición de éstos. Se incluyeron los basaltos de la placa de Rivera (D5-2), el gabro de Aquila (Aq-1) y una meta-arenisca (ATG-1) para comparación (Figura 25).

El máximo valor de aluminio (22.72 wt %) lo presenta la muestra MZ-3 de Manzanillo. No se observa una correlación para los gabros de Jilotlán, la más alta concentración de éstos la presenta la muestra JLT-30-2 (17.23 wt %) y la mínima la JLT-32 (14.37 wt %). El valor mínimo (13.92 wt %) lo presenta la D5-2ext.

El máximo valor de magnesio (9.55 wt %) lo presenta la muestra MS-25 de Jilotlán. Se observa una ligera disminución en dichos gabros conforme aumenta el sílice, excepto por la JLT-32. La menor concentración (3.56 wt %) la presenta la JLT-45.

La más alta concentración de hierro (15.72 wt %) la presenta el gabro JLT-32 de Jilotlán y no se observa una correlación para dichos gabros. La menor concentración la presenta la MS-24 (7.57 wt %). En poco mayor concentración se encuentran la JLT-30-2 (9.95 wt %) y la JLT-45 (10.14 wt %).

La máxima concentración de calcio (14.81 wt %) la presenta la muestra MZ-3. Aunque hay poca variación en los valores de los gabros de Jilotlán, se ve poca disminución conforme aumenta el contenido de sílice. La más alta concentración la presenta la MS-24 (11.34 wt %) y la menor la JLT-45 (7.77 wt %).

La máxima concentración de sodio (5.42 wt %) la tiene la JLT-45 de Jilotlán. Se observa un muy ligero aumento en dichas muestras conforme aumenta el sílice a excepción de la JLT-32. El mínimo valor (1.74 wt %) lo presenta la MS-25.

La mayor concentración de titanio (4.16 wt %) la presenta la muestra JLT-32. No se observa correlación entre los gabros de Jilotlán y el menor valor de éstos lo presenta la MS-24 (0.79 wt %). El menor valor total (0.77 wt %) lo presenta la MZ-3.

La JLT-30-2 presenta el máximo valor de potasio (2.66 wt %). No se observa correlación en los valores de los demás gabros de Jilotlán que son muy bajos (~1% en peso). El mínimo (0.18 wt %) lo presenta la muestra MZ-3 de Manzanillo.

La máxima concentración de fósforo (0.89 wt %) la presenta la muestra de Manzanillo MZ-4. En las muestras de Jilotlán hay un ligero aumento conforme aumenta el sílice, a excepción de la JLT-12, que es también el valor máximo (0.87 wt %) para Jilotlán. El mínimo valor (0.03 wt %) lo presenta la MZ-3 de Manzanillo.

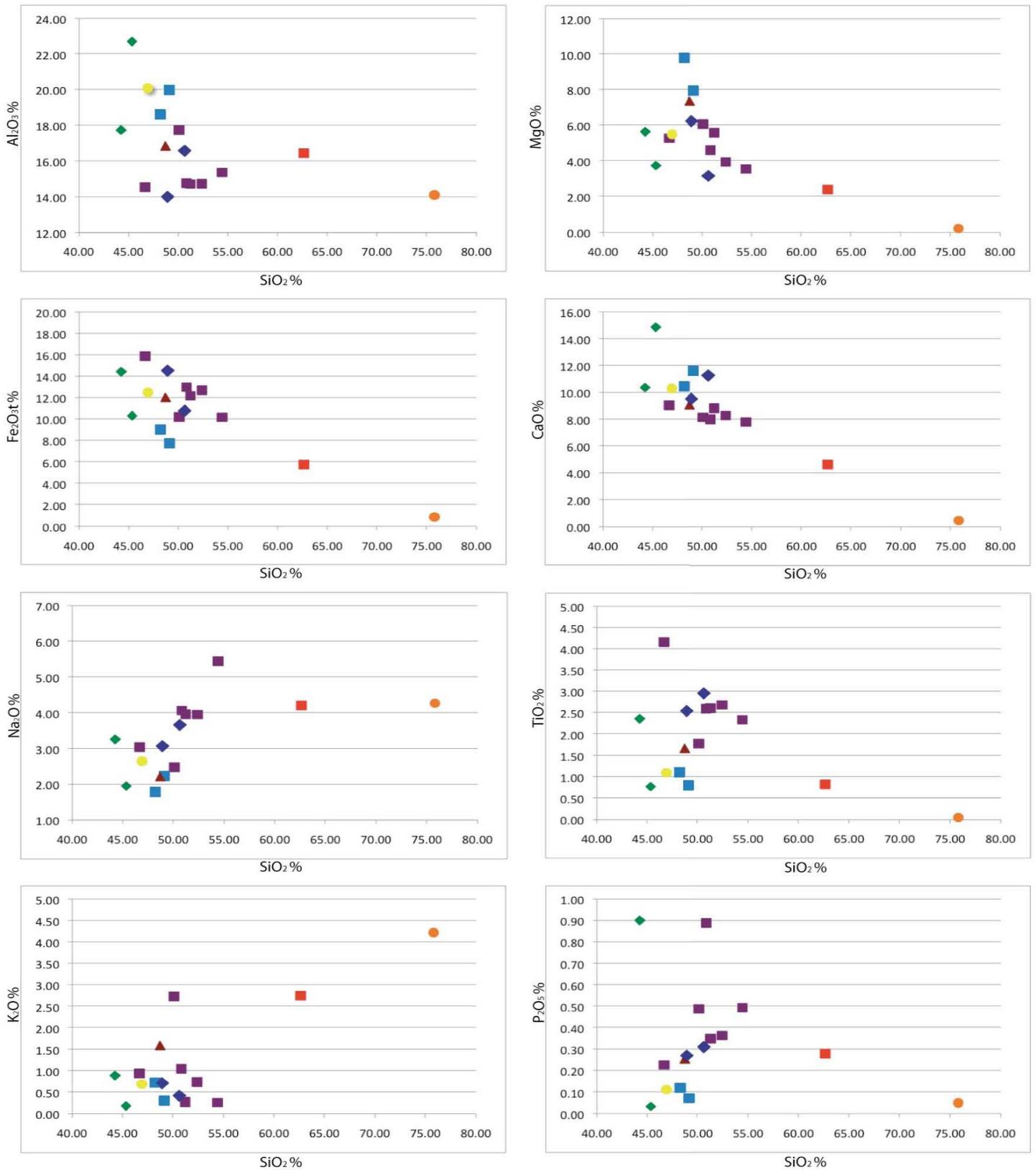


Figura 25. Diagramas bivalentes Harker de los distintos elementos mayores expresados como óxidos contra sílice.

5.3. Elementos traza.

Los elementos traza se clasifican con base en su comportamiento geoquímico. Se emplean aquellos que sean útiles para la petrología de acuerdo a su estudio en diferentes sistemas ígneos. Durante procesos de fusión y cristalización aquellos que tienen más afinidad por las fases minerales se denominan compatibles; los que tienen mayor afinidad por la fase líquida se llaman incompatibles. En este estudio se analizaron los siguientes elementos compatibles a moderadamente incompatibles: Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sn, Tl, Sb (semi-volátil). Los incompatibles se dividen en varios grupos: los elementos con radio iónico grande (LILE) Li, Be, Rb, Sr, Cs, Ba y Pb (altamente incompatibles); los actínidos U y Th (altamente incompatibles); los de alto potencial iónico (HFSE) Zr, Nb, Hf, Ta (moderadamente incompatibles) y las Tierras Raras (REE, por sus siglas en inglés) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu (su compatibilidad aumenta conforme disminuye su radio iónico y aumenta su masa atómica). En la tabla 4 se presentan las concentraciones obtenidas para las muestras de este trabajo mediante ICP-MS. También las muestras analizadas por Valdez (2006) fueron analizadas por ICP-MS. La muestra MS-25 fue analizada mediante activación neutrónica por Schaaf (1990). La MS-24 no fue analizada por su semejanza con la MS-25. Todos los datos en la tabla están reportados en partes por millón (ppm).

| Muestra | JLT-8A | JLT-12 | JLT-13C | JLT-23 cuarzo- monzodiorit a | JLT-30-2 | JLT-32 | JLT-41 | JLT-45 | MZ-3 | MZ-4 | MS-25 | Aq-1 | ATG-1 | D5-2Ext | D5-2Int | Sun y McDonough (1989) | McDonough y Sun (1995) |
|-------------------|--------------|--------------|--------------------|---------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------------|--------------|-------------------|------------------------|-----------------------|------------------------------|---------------------------|
| Tipo de roca | microgabro | microgabro | dique basáltico | | microgabro | Microgabro | microgabro | microgabro | microgabro | gabro | gabro | gabro | meta- arenisca | basalto (P. Rivera) | basalto (P.Rivera) | N-MORB | CI Chondrite |
| Longitud (W) | 103°08'10.2" | 103°10'17.3" | 103°10'23.9" | 103°09'54.9" | 103°10'22.4" | 103°11'21.2" | 102°58'35.2" | 103°09'27.7" | 104°22'10.9" | 104°22'10.9" | 103°05'58" | 103°26'54.4" | 103°26'35.4" | - | - | - | - |
| Latitud (N) | 19°22'21.5" | 19°26'05.2" | 19°23'34" | 19°27'53.2" | 19°23'35.8" | 19°25'02.5" | 19°08'45.1" | 19°22'02.4" | 19°07'49.4" | 19°07'49.4" | 19°29'10" | 18°37'24.5" | 19°30'34.3" | - | - | - | - |
| Altitud (msnm) | 1600 | 1310 | 1310 | 1330 | 1278 | 1192 | 494 | 1565 | 131 | 131 | 1060 | 628 | 1090 | - | - | - | - |
| Sc | 34.30 | 36.75 | 34.67 | 9.41 | 30.87 | 34.33 | 22.68 | 20.24 | 11.34 | 24.36 | 26 | - | - | - | - | - | - |
| V | 357.30 | 249.37 | 398.55 | 111.22 | 255.96 | 478.31 | 255.99 | 198.96 | 287.36 | 386.80 | 187 | 378 | 5 | 442 | 376 | - | - |
| Cr | 59.45 | 177.97 | 83.91 | 113.97 | 78.49 | 34.58 | 178.49 | 62.23 | 295.47 | 120.28 | 380 | 112 | 344 | 226 | 310 | - | - |
| Co | 26.83 | 30.05 | 35.90 | 12.60 | 25.03 | 33.17 | 36.91 | 16.70 | 22.77 | 40.07 | 47 | 43 | 1 | 104 | 45 | - | - |
| Ni | 5.45 | 28.61 | 54.23 | 12.52 | 17.77 | 6.18 | 68.12 | 8.92 | 49.60 | 32.50 | 223 | 15 | 20 | 118 | 135 | - | - |
| Cu | 61.87 | 50.74 | 208.05 | 18.36 | 29.99 | 51.78 | 77.94 | 22.68 | 17.20 | 233.95 | 60 | 151 | 10 | 260 | 64 | - | - |
| Zn | 81.05 | 54.44 | 68.74 | 59.74 | 75.63 | 80.06 | 77.99 | 31.87 | 55.17 | 126.06 | 57 | 72 | 46 | 324 | 109 | - | - |
| Ga | 22.61 | 17.84 | 20.14 | 20.50 | 22.01 | 15.35 | 17.99 | 19.90 | 22.22 | 24.50 | 16 | - | 20.98 | - | - | - | - |
| Li | 9.91 | 5.23 | 5.74 | 10.38 | 8.31 | 5.30 | 13.38 | 1.86 | 5.47 | 12.93 | - | - | - | - | - | - | - |
| Be | 1.38 | 0.80 | 1.36 | 2.26 | 1.39 | 0.51 | 0.78 | 1.21 | 0.40 | 0.80 | - | 0.98 | - | 0.98 | 0.88 | - | - |
| Rb | 22.36 | 19.72 | 6.22 | 92.99 | 27.37 | 18.05 | 42.66 | 5.17 | 1.89 | 14.25 | 24 | 11.77 | 232.92 | 5.66 | 16.01 | 0.56 | - |
| Sr | 296.75 | 516.81 | 338.79 | 664.52 | 425.61 | 338.47 | 329.99 | 387.19 | 1379.46 | 951.22 | 318 | 628.4 | 15.63 | 175.5 | 147.65 | 90 | - |
| Y | 40.59 | 19.17 | 38.96 | 15.45 | 46.77 | 16.10 | 22.22 | 42.53 | 4.47 | 37.25 | 19 | 11.55 | 17.43 | 75.99 | 64.55 | 28 | - |
| Zr | 166.01 | 101.15 | 214.82 | 73.25 | 182.75 | 65.54 | 102.71 | 181.79 | 17.82 | 74.28 | 56 | 28.91 | 58.32 | 235.2 | 209 | 74 | - |
| Nb | 10.54 | 3.13 | 9.73 | 7.85 | 13.94 | 3.09 | 5.38 | 5.58 | 0.44 | 6.45 | 2.2 | 2.62 | 14.33 | 8.28 | 7.03 | 2.33 | - |
| Mo | 1.22 | 0.62 | 6.30 | 1.23 | 1.10 | 0.85 | 0.57 | 0.85 | 0.68 | 0.66 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sn | 1.52 | 0.77 | 2.05 | 1.48 | 1.91 | 0.76 | 1.01 | 1.27 | 0.38 | 1.03 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sb | 0.16 | 0.12 | 0.27 | 0.05 | 0.19 | 0.25 | 0.64 | 0.17 | 0.06 | 0.11 | - | - | - | - | - | - | - |
| Cs | 1.60 | 0.70 | 0.22 | 3.39 | 0.68 | 1.32 | 1.56 | 0.23 | 0.16 | 4.24 | 2.9 | 0.3 | 8.52 | 0.27 | 0.68 | 0.007 | - |
| Ba | 139.84 | 243.69 | 109.72 | 655.55 | 242.52 | 135.50 | 531.09 | 70.55 | 90.06 | 258.25 | 83 | 159.05 | 15.31 | 93.65 | 44.69 | 6.3 | - |
| La | 13.71 | 8.45 | 8.56 | 22.68 | 17.49 | 4.10 | 6.63 | 10.16 | 2.47 | 15.52 | 4 | 4.95 | 4.14 | 9.26 | 6.98 | 2.5 | 0.237 |
| Ce | 27.42 | 20.79 | 24.06 | 45.80 | 46.79 | 11.81 | 16.98 | 27.84 | 5.51 | 44.83 | 10.1 | 11.4 | 10.09 | 26.43 | 21.88 | 7.5 | 0.613 |
| Pr | 5.00 | 2.80 | 3.81 | 5.84 | 6.93 | 1.59 | 2.54 | 4.42 | 0.83 | 7.42 | - | 1.49 | 1.35 | 4.21 | 3.52 | 1.32 | 0.0928 |
| Nd | 22.72 | 12.96 | 18.89 | 22.98 | 32.17 | 8.21 | 12.17 | 21.68 | 4.40 | 36.02 | 6.8 | 7.54 | 5.84 | 23.4 | 19.77 | 7.3 | 0.457 |
| Sm | 6.17 | 3.20 | 5.58 | 4.65 | 8.53 | 2.44 | 3.39 | 6.30 | 1.08 | 9.07 | 2.3 | 2.02 | 1.81 | 8.05 | 6.82 | 2.63 | 0.148 |
| Eu | 1.84 | 1.11 | 1.63 | 1.24 | 2.96 | 0.97 | 1.23 | 2.30 | 0.59 | 2.25 | 1 | 0.71 | 0.12 | 2.5 | 2.1 | 1.02 | 0.0563 |
| Gd | 6.88 | 3.46 | 6.38 | 3.94 | 9.27 | 2.83 | 3.95 | 7.41 | 1.12 | 8.54 | - | 1.95 | 2.37 | 10.57 | 8.94 | 3.68 | 0.199 |
| Tb | 1.13 | 0.54 | 1.05 | 0.55 | 1.44 | 0.47 | 0.64 | 1.19 | 0.17 | 1.26 | 0.52 | 0.36 | 0.45 | 2 | 1.71 | 0.67 | 0.0361 |
| Dy | 6.91 | 3.40 | 6.55 | 2.88 | 8.34 | 2.89 | 4.12 | 7.51 | 0.96 | 7.29 | 3.5 | 2.11 | 2.74 | 11.88 | 10.1 | 4.55 | 0.246 |
| Ho | 1.38 | 0.70 | 1.37 | 0.54 | 1.68 | 0.63 | 0.85 | 1.53 | 0.20 | 1.40 | - | 0.46 | 0.52 | 2.66 | 2.25 | 1.01 | 0.0546 |
| Er | 4.01 | 1.93 | 3.78 | 1.40 | 4.56 | 1.67 | 2.32 | 4.22 | 0.46 | 3.67 | - | 1.23 | 1.51 | 7.73 | 6.55 | 2.97 | 0.16 |
| Yb | 3.78 | 1.87 | 3.50 | 1.22 | 3.94 | 1.54 | 2.16 | 3.90 | 0.40 | 3.05 | 1.7 | 1.11 | 1.38 | 7.32 | 6.18 | 3.05 | 0.161 |
| Lu | 0.56 | 0.28 | 0.51 | 0.18 | 0.57 | 0.23 | 0.32 | 0.58 | 0.06 | 0.43 | 0.26 | 0.18 | 0.19 | 1.15 | 0.97 | 0.455 | 0.0246 |
| Hf | 4.56 | 2.45 | 4.22 | 2.12 | 4.31 | 1.62 | 2.41 | 4.27 | 0.49 | 2.43 | 1.8 | 1.04 | 2.36 | 6.36 | 5.53 | 2.05 | - |
| Ta | 0.72 | 0.22 | 0.65 | 0.63 | 0.94 | 0.24 | 0.34 | 0.40 | 0.03 | 0.30 | 0.15 | 0.18 | 1.88 | 0.61 | 0.53 | 0.132 | - |
| Ti | 0.18 | 0.08 | 0.02 | 0.05 | 0.12 | 0.13 | 0.36 | 0.03 | 0.01 | 0.06 | - | - | 1.88 | - | - | - | - |
| Pb | 5.33 | 3.73 | 1.50 | 7.92 | 1.71 | 5.17 | 3.22 | 2.34 | 1.14 | 2.03 | - | 4.52 | 12.75 | 1.55 | 1.3 | 0.3 | - |
| Th | 1.52 | 1.51 | 1.36 | 8.10 | 1.52 | 0.50 | 0.65 | 0.90 | 0.13 | 0.71 | 0.26 | 0.2 | 6.54 | 0.71 | 0.64 | 0.12 | - |
| U | 0.61 | 0.50 | 0.46 | 3.16 | 0.56 | 0.18 | 0.25 | 0.38 | 0.03 | 0.34 | 0.17 | 0.21 | 2.55 | 0.2 | 0.29 | 0.047 | - |

Tabla 4. Concentración en ppm de elementos traza de las rocas analizadas en este trabajo y en estudios anteriores mediante ICP-MS o activación neutrónica (sólo muestra MS-25). Se presentan también los valores utilizados de N-MORB de Sun y McDonough (1989) y los de la conchita CI de McDonough y Sun (1995). Los datos de ubicación (longitud y latitud) de las muestras JLT y MZ están referidas al elipsoide WGS84. La muestra MS-25 de Schaaf (1990), Aq-1 y ATG-1 de Valdez (2006), están referidas al datum NAD 27.

5.3.1. Diagrama araña.

En la figura 26 se observa un diagrama multielementos o araña que contiene elementos altamente incompatibles en su extremo izquierdo y más compatibles en el derecho. Los valores graficados fueron normalizados a N-MORB de Sun y McDonough (1989).

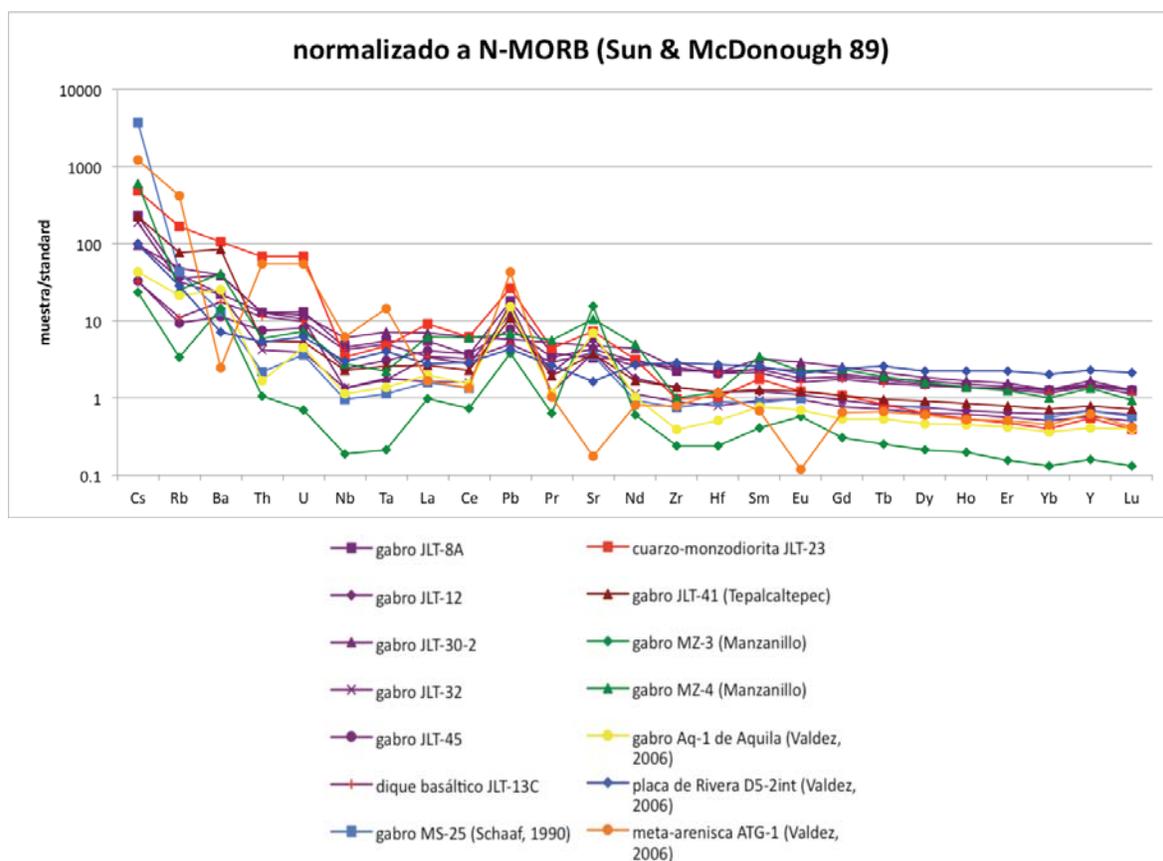


Figura 26. Diagrama multielementos (araña) con compatibilidad creciente de izquierda a derecha de las rocas analizadas en este trabajo y estudios anteriores.

La mayoría de las rocas muestran un mayor enriquecimiento de los elementos incompatibles respecto de los más compatibles al ser comparadas a N-MORB, lo que indica que las fuentes de las que se derivaron no estaban empobrecidas en esos elementos (tipo MORB), excepto la placa de Rivera (D5-2int.) aunque muestra cierto enriquecimiento en los elementos más incompatibles. Por otro lado, los elementos más compatibles muestran valores semejantes a MORB, algunos más enriquecidos y

la mayoría más empobrecidos. Se observan patrones diferentes entre las muestras, lo que indica que tuvieron diferentes procesos y posiblemente fuentes de generación.

A continuación se mencionan algunas características similares para diferentes grupos de rocas.

Para los gabros y el dique máfico de Jilotlán de este trabajo y de Schaaf (1990) el Cs muestra el más alto enriquecimiento respecto del resto de los elementos. El valor absoluto más alto lo tiene la muestra MS-25 (2.9 ppm) seguida de la JLT-8A, JLT-32, JLT-12, JLT-30-2, JLT-45 y JLT-13C (0.22 ppm) respectivamente.

Los valores absolutos más altos de Rb los tiene la JLT-30-2 (27.37 ppm) seguida de la MS-25, JLT-8A, JLT-12, JLT-32, JLT-13C y JLT-45 (5.17 ppm) respectivamente. Con respecto a MORB (Figura 26), se observa una disminución de Rb respecto al Cs. Las muestras JLT-12, JLT-45 y JLT-13C también tienen un valor menor respecto al Ba (anomalía negativa), que es el siguiente elemento más compatible respecto a Rb.

Los valores absolutos máximos de Ba los tiene la JLT-12 (243.69 ppm), seguida de la JLT-30-2, JLT-8A, JLT-32, JLT-13C, MS-25 y JLT-45 (70.55). Como se mencionó antes, respecto a MORB (Figura 26), las muestras que presentan un aumento de Ba respecto a Rb son las JLT-12, JLT-45 y JLT-13C, pero se asume que es por la anomalía negativa de Rb. El resto tienen un valor menor que Rb y mayor que Th.

Para Th, las más altas concentraciones absolutas las presentan la JLT-8A y JLT-30-2 (1.52 ppm) y las más bajas la MS-25 (0.26 ppm). Para U la mayor concentración la tiene la JLT-8A (0.61 ppm) y la menor la MS-25 (0.17 ppm). Con respecto a MORB (Figura 26), se observan valores casi iguales de Th y U ya que sus propiedades geoquímicas son muy similares, pero con un valor menor que Ba. Se ven patrones ligeramente decrecientes de la JLT-8A, que siguen la JLT-30-2, JLT-12, JLT-13C, JLT-45, JLT-32, a la MS-25. Sólo la última tiene un valor inferior de Th respecto de los otros gabros pero es casi igual en U a la JLT-32.

El valor absoluto máximo de Nb lo presenta la JLT-30-2 (13.94 ppm) y el menor la MS-25 (2.2 ppm). En la figura 26, se observa una anomalía negativa de Nb para todas las muestras. Los valores decrecen de la JLT-30-2, seguida de la JLT-8A, JLT-13C, JLT-45, JLT-12 a la MS-25.

La concentración máxima de Ta la tiene la JLT-30-2 (0.94 ppm) y la mínima la MS-25 (0.15 ppm). Respecto a MORB, la concentración de Ta sube un poco respecto al Nb aunque los valores que presentan las muestras tienen el mismo orden que el Nb.

Los valores máximos de La y Ce los presenta la JLT-30-2 (17.49 ppm y 46.79 ppm respectivamente) y los menores la MS-25 (4 ppm y 10.1 ppm respectivamente). Respecto a MORB, se observa un valor muy similar de La y Ce para las muestras, poco más alto que Ta. Los valores decrecen de la JLT-30-2, siguiendo la JLT-8A, JLT-45, JLT-13C, JLT-12, JLT-32, JLT-45 a la MS-25.

El valor máximo de Pb lo presenta la muestra JLT-8A (5.33 ppm) y el mínimo la JLT-13 (1.50 ppm). Respecto a MORB, hay una marcada anomalía positiva de Pb en todas las muestras de este grupo excepto la JLT-30-2. Los valores decrecen de la JLT-8A, seguida de la JLT-32, JLT-12, JLT-45, JLT-30-2 a la JLT-13C. No hay valores medidos para la MS-25.

Los valores de Pr van de 6.93 ppm para la muestra JLT-30-2 a 1.59 ppm para la JLT-32. Respecto a MORB, los valores de Pr son casi idénticos a los de La y Ce con el mismo orden observado para éstos.

Los valores de Sr tienen un rango de 516.81 ppm para la JLT-12 a de 296.75 ppm para la JLT-8A. Respecto a MORB, existe una clara anomalía positiva de Sr al compararlo con Pr y Nd (excepto por la muestra JLT-30-2), aunque con valores más bajos que Pb. Todas las muestras grafican muy cerca unas de otras; decrecen de la JLT-12, y siguen la JLT-30-2, JLT-45, JLT-13C, JLT-32, MS-25, a la JLT-8A.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 de Jilotlán forma parte de los granitoides que intrusionan a los distintos gabros analizados. En la figura 26 se observa un patrón y concentraciones distintos a éstos. Las concentraciones de Cs (3.39 ppm), Rb (92.99 ppm), Ba (655.55 ppm), Th (8.10 ppm) y U (3.16 ppm) son mayores que en los gabros, aunque decrecen en dicho orden. Su anomalía negativa de Nb (7.85 ppm) empalma con los demás gabros. En la figura 26 también se observa un valor poco mayor de Ta (0.63 ppm) que Nb pero menor a La (22.68 ppm). También se notan unas anomalías positivas de Pb (7.92 ppm) y de Sr (664.52 ppm) más altas que en todos los demás gabros. Hay un decremento en los valores de Nd (22.98 ppm), Zr (73.25 ppm) y Hf (1.62 ppm), que se empalman con los valores de los gabros. El Sm

(4.65 ppm) aumenta respecto del Zr y Hf y hay un decremento gradual de Eu (1.24 ppm), Gd (3.94 ppm), Tb (0.55 ppm), Dy (2.88 ppm), Ho (0.54 ppm), Er (1.40 ppm), Yb (1.22 ppm), Y (15.45 ppm, que tiene una pequeña anomalía positiva) y Lu (0.18 ppm) respecto al Sm. Los valores de Dy, Ho, Er, Yb y Lu son inferiores al resto de los gabros.

La muestra JLT-41 de Tepalcaltepec tiene patrones y concentraciones muy similares a los gabros de Jilotlán, con más altas concentraciones de Rb (42.66 ppm) y Ba (531.09). Se observa también una anomalía positiva de Pb (3.22 ppm) y una de Sr (329.99 ppm). Los valores de los demás elementos moderadamente compatibles y más compatibles se encuentran en el subgrupo con menores valores mencionado antes.

Para la MZ-3 y la MZ-4 de Manzanillo se observan valores distintos entre si. La MZ-3 muestra las menores concentraciones de elementos traza de todos los gabros analizados y los utilizados como comparación en este estudio, excepto por el Sr. Sin embargo, los patrones son similares a los gabros de Jilotlán salvo algunas excepciones. En la figura 26 se observa una anomalía negativa de Rb (1.89 ppm), valores bajos de Th (0.13 ppm) y U (0.03 ppm) y aún menores de Nb (0.44 ppm) y Ta (0.03 ppm). Hay una anomalía positiva de Pb (1.14 ppm). Presenta la anomalía más positiva de Sr (1379.46 ppm) de todos los gabros. El Nd (4.40 ppm), Zr (17.82 ppm) y Hf (0.49 ppm) disminuyen respecto a los elementos anteriores. Los valores de éstos son un poco mayores que Nb y Ta. El Sm (1.08 ppm) aumenta respecto al Zr y Hf. Hay una ligera anomalía positiva de Eu (0.59 ppm). Los valores de Gd (1.12 ppm), Tb (0.17 ppm), Dy (0.96 ppm), Ho (0.20 ppm), Er (0.46 ppm), Yb (0.40 ppm), Y (4.47 ppm) y Lu (0.06 ppm) disminuyen en dicho orden, excepto por el Y, que tiene una ligera anomalía positiva. Estos valores son los más bajos de todos los gabros.

La MZ-4 tiene concentraciones mayores que la MZ-3 que se empalman con muchos de los gabros de Jilotlán. Muestra un muy alto contenido de Cs (4.24 ppm) y tiene una anomalía negativa de Rb (14.25 ppm). Esta es la única muestra que no presenta anomalía positiva de Pb (2.03 ppm). Se observa una anomalía positiva de Sr (951.22 ppm). Muestra valores bajos de Zr (74.28 ppm) y Hf (2.43 ppm). Los valores de Sm (9.07 ppm), Eu (2.25 ppm), Gd (8.54 ppm), Tb (1.26 ppm), Dy (7.29 ppm), Ho (1.40

ppm), Er (3.67 ppm), Yb (3.05 ppm), Y (37.25) y Lu (0.43 ppm) decrecen en dicho orden y se empalman con el grupo de los gabros de Jilotlán ligeramente enriquecidos en esos elementos. Hay una pequeña anomalía negativa de Eu y una ligera anomalía positiva de Y.

Para fines comparativos, se graficaron también tres muestras analizadas por Valdez (2006); el gabro de Aquila (Aq-1), la meta-arenisca (ATG-1) y la parte interior del basalto de la placa de Rivera (D5-2int).

El gabro Aq-1 en general tiene los valores y patrones de elementos incompatibles a moderadamente incompatibles que se empalman con los gabros de Jilotlán salvo algunas excepciones. Tiene una anomalía negativa de Th (0.2 ppm) respecto a U (0.21 ppm), algo no observado en los gabros de Jilotlán. Muestra las mismas anomalías de Pb (4.52 ppm) y Sr (628.4 ppm) que los gabros de Jilotlán con altos valores. El Zr (28.91 ppm) y Hf (1.04 ppm) son más bajos que los de Jilotlán. El Sm (2.02 ppm), Eu (0.71 ppm), Gd (1.95 ppm), Tb (0.36 ppm), Dy (2.11 ppm), Ho (0.46 ppm), Er (1.23 ppm), Yb (1.11 ppm), Y (11.55 ppm) y Lu (0.18 ppm) tienen el mismo patrón decreciente que los de Jilotlán, aunque con menores valores.

Se graficó la muestra interior (D5-2int) del basalto de la placa de Rivera por estar menos alterada que la exterior. La mayoría de los valores de los elementos incompatibles se empalman con los gabros de Jilotlán y muestran patrones similares. Se observa una ligera anomalía positiva de Pb (1.3 ppm) y una anomalía negativa de Sr (147.65 ppm). Hay un incremento en los valores de Nd (19.77 ppm), Zr (209 ppm), Hf (5.53 ppm), Sm (6.82 ppm), Eu (2.1 ppm) y Gd (8.94 ppm) que tienen un patrón casi plano y que se empalman con los valores de los gabros de Jilotlán. Se mantiene el mismo patrón plano para los valores de Tb (1.71 ppm), Dy (10.1 ppm), Ho (2.25 ppm), Er (6.55 ppm), Yb (6.18 ppm), Y (64.55 ppm) y Lu (0.97 ppm) pero con valores mayores a los de los gabros.

La meta-arenisca ATG-1 muestra valores mucho más altos en elementos incompatibles que los gabros, con una muy marcada anomalía negativa de Ba (15.31 ppm). Tiene altos valores de Th (6.54 ppm) y U (2.55 ppm), una anomalía negativa de Nb (14.33 ppm) y una positiva de Ta (1.88 ppm). También presenta la mayor anomalía positiva de Pb (12.75 ppm), así como fuertes anomalías negativas de Sr

(15.63 ppm) y Eu (0.12 ppm) por la ausencia de plagioclasa cálcica que seguramente se había formado en condiciones reductoras (Eu^{+2}). Los valores de Gd (2.37 ppm), Tb (0.45 ppm), Dy (2.74 ppm), Ho (0.52 ppm), Er (1.51 ppm), Yb (1.38 ppm), Y (17.43 ppm) y Lu (0.19 ppm) son similares al grupo de los gabros de Jilotlán más empobrecidos en estos elementos.

5.3.2. Diagrama de Tierras Raras (REE).

El grupo de las REE es en general compatible (elementos insolubles e inmóviles en procesos metamórficos e intemperismo) y con características geoquímicas muy similares. Se analizan sus patrones por separado para corroborar las características observadas en los diagramas araña. En la figura 27 se muestra dicho diagrama, donde las REE más incompatibles se encuentran del lado izquierdo y las más compatibles del derecho. Los valores graficados fueron normalizados a la condrita CI de McDonough y Sun (1995).

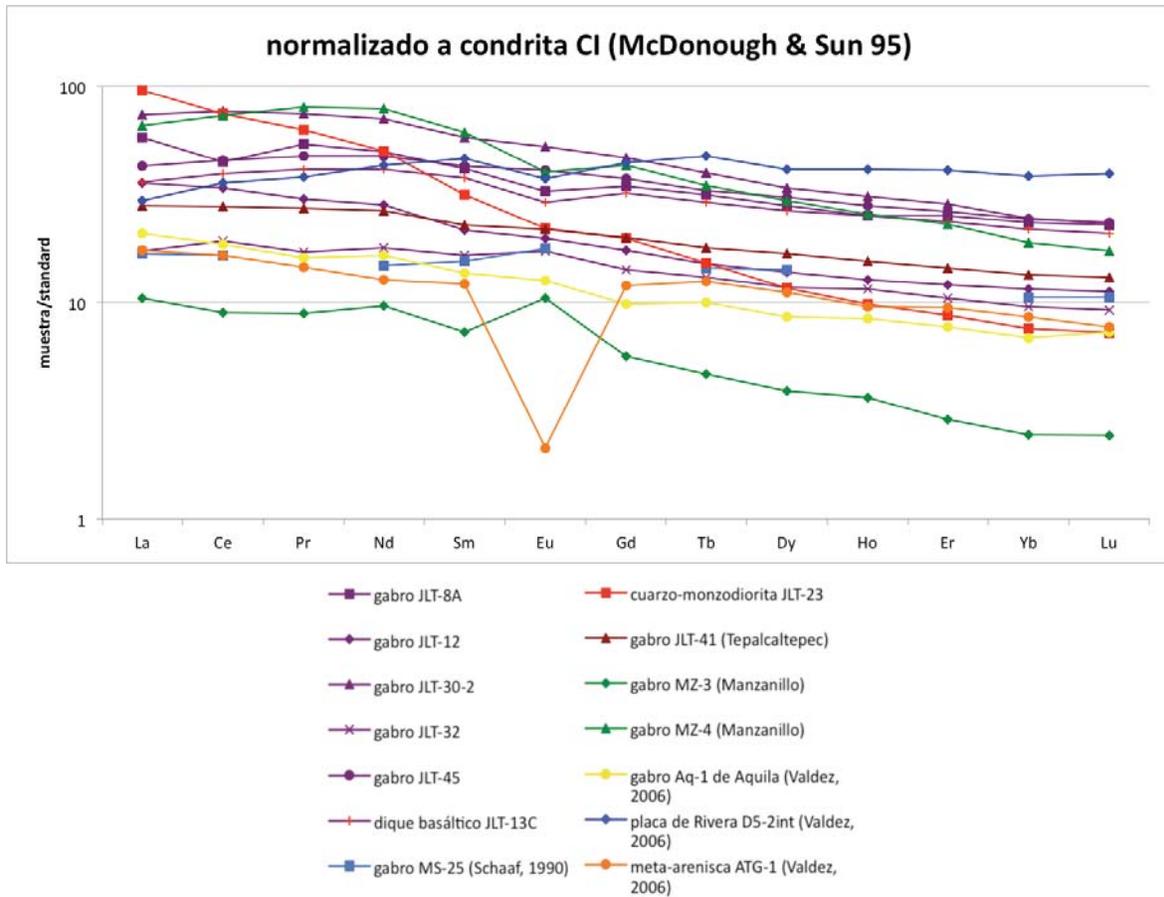


Figura 27. Diagrama de REE con compatibilidad creciente de izquierda a derecha de las rocas analizadas en este trabajo y estudios anteriores.

Aunque los distintos grupos de rocas forman patrones diferentes, todas las muestras presentan pendientes poco pronunciadas y uniformes.

De los gabros y el dique de Jilotlán, se observan claramente dos grupos de rocas, uno más enriquecido que el otro (también vistos en el diagrama araña). Del más enriquecido, la muestra JLT-30-2 es la que presenta mayores valores, le sigue la JLT-8A con ligeras anomalías negativas de Ce y Eu. La JLT-45 tiene valores similares a la JLT-8A pero sin anomalías. El menor valor lo presenta el dique máfico (JLT-13C) con una anomalía negativa de Eu. Hay dos muestras en el grupo más empobrecido. La JLT-12 está ligeramente enriquecida respecto a la JLT-32, que presenta menores valores sobretodo en La, Ce, Pr, Nd, Sm y una pequeña anomalía positiva de Eu. El gabro MS-25 de Jilotlán de Schaaf (1990) grafica entre estas dos muestras con valores ligeramente menores de Sm, Nd, Ce y La.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 tiene el valor más alto de La y los menores de Ho, Er, Pb y Lu de los gabros de Jilotlán.

El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec grafica encima de la JLT-12 en los elementos más compatibles, pero debajo de ésta en los menos compatibles (La, Ce, Pr y Nd).

El gabro MZ-3 de Manzanillo tiene los menores valores de todas las muestras, aunque un patrón similar a los demás gabros. Presenta una moderada anomalía positiva de Eu. El MZ-4 tiene, por el contrario, valores similares al grupo más enriquecido de los gabros de Jilotlán, pero con menores valores de Yb y Lu y mayores de Pr, Nd y Sm. También se observa una anomalía negativa de Eu. Los patrones de ambos gabros de Manzanillo muestran que sus fuentes son tal vez distintas entre si y también respecto a las de Jilotlán.

El basalto de la placa de Rivera D5-2int muestra patrones diferentes en comparación a las demás muestras. Presenta valores menores de elementos menos compatibles respecto a los más compatibles (pendiente ligeramente positiva). Tiene una pequeña anomalía negativa de Eu. Los elementos más compatibles tienen los mayores valores de cualquier otra muestra. Sin embargo, los valores de elementos menos compatibles son menores y se empalman sobre todo con los gabros de Jilotlán, pero son mayores que otros gabros.

La meta-arenisca ATG-1 presenta una ligera y suave pendiente negativa con valores de elementos menos compatibles más bajos que todos los gabros, excepto el gabro MZ-3 de Manzanillo. Se observa la más grande anomalía negativa de Eu. Los valores de los elementos más compatibles son muy similares a la cuarzo-monzodiorita JLT-23.

5.3.3. Ambiente tectonomagmático.

Para tratar de determinar el ambiente tectonomagmático al que pertenecen las rocas de este estudio ayudados de los elementos traza, se utilizaron los diagramas de Rb vs Yb+Ta de Pearce et al. (1984) para rocas graníticas y el triangular de Zr-Nb-Y para basaltos de Meschede (1986) mostrados en la figura 28. Para la cuarzo-monzodiorita

JLT-23 se usó el primero y para todos los gabros se usó el segundo, ya que no hay un diagrama confiable para rocas gabroicas.

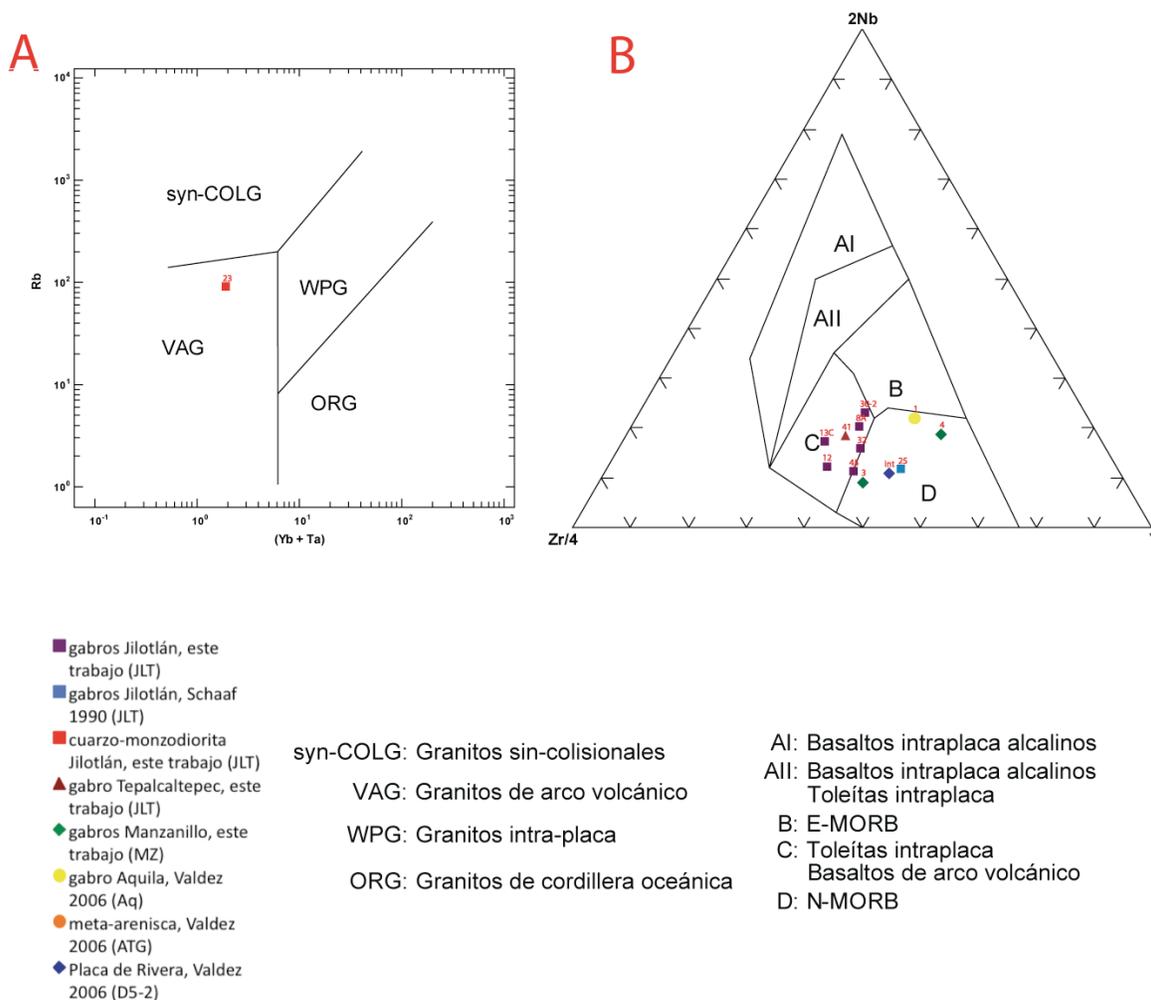


Figura 28. Diagramas de identificación de ambiente tectónico. A) Diagrama de Rb vs Yb+Ta para rocas graníticas de Pearce et al. (1984). B) Diagrama triangular de Zr-Nb-Y para basaltos de Meschede (1986).

En el diagrama de Pearce et al. (1984) la cuarzo-monzodiorita graficó en el campo de granitos de arco volcánico (VAG).

Se buscó un diagrama acorde a la composición máfica de los gabros aunque sin considerar su naturaleza plutónica. Se escogió el de Meschede (1986) ya que está basado en 1800 análisis de basaltos. La mayoría de los gabros (excepto la MS-25) y el dique máfico de Jilotlán grafican en el campo C que corresponde a toleítas intra-placa y a basaltos de arco volcánico. El gabro MS-25 de Jilotlán, el MZ-3 y MZ-4 de Manzanillo, el Aq-1 de Aquila y el basalto de la placa de Rivera D5-2 int grafican el en

campo D que corresponde a basaltos de cordillera meso-oceánica normales (N-MORB). Esto indica que los gabros de Manzanillo y el de Aquila probablemente son de una fuente similar a N-MORB, más empobrecida en elementos incompatibles que los de Jilotlán. Se infiere que la MS-25 grafica dentro del campo D, ya que sus valores son los únicos que se determinaron por activación neutrónica.

5.3.4. Gráficas identificadoras de procesos.

Con el objetivo de identificar algunos de los procesos geoquímicos que ocurrieron durante la formación de los gabros de Jilotlán, se realizó una gráfica identificadora de procesos mediante un modelado de fusión por lotes y otro de cristalización fraccionada, que son los dos procesos principales que pueden generar una roca.

La fusión por lotes (Shaw, 1970) es el modelo más simple de un proceso en equilibrio que involucra a un sólido y a un líquido. En este modelo el fundido permanece en equilibrio con el sólido hasta que en algún momento, cuando probablemente llega a una cantidad crítica, se separa y forma un sistema independiente. Este modelo también resulta el más realista para explicar la distribución de los elementos traza en los basaltos de las cordilleras oceánicas, que son las rocas que tienen menos contaminación cortical y por lo tanto las más útiles para estudiar los procesos de fusión del manto.

El modelo de cristalización fraccionada Rayleigh (por su autor) es un modelo continuo de cristalización en un reservorio cerrado en el que cada cristal es separado del fundido en cuanto se forma y por lo tanto no existe equilibrio entre el sólido y el fundido. Las ecuaciones de ambos modelos se muestran en la Figura 29.

| | |
|--|---|
| <p>Fusión por lotes</p> <p>Líquido: $\frac{C_l}{C_i} = \frac{1}{\bar{D}_i(1-F) + F}$</p> | <p>Residuo: $\frac{C_s}{C_i} = \frac{\bar{D}_i}{F(1-\bar{D}_i) + \bar{D}_i}$</p> |
| <p>Cristalización fraccionada Rayleigh</p> <p>Líquido: $\frac{C_l}{C_i} = (1-X)^{(\bar{D}_i-1)}$</p> | <p>Residuo: $\frac{C_s}{C_i} = \bar{D}_i(1-X)^{(\bar{D}_i-1)}$</p> |

Figura 29. Ecuaciones de los modelos de fusión por lotes y la cristalización fraccionada Rayleigh (Gómez-Tuena, clase 2007).

Donde:

\bar{D}_i = coeficiente de partición global.

C_i = concentración del elemento traza en la roca original.

C_s = concentración del elemento traza en el residuo sólido.

C_l = concentración del elemento en el fundido.

F = porcentaje de fusión parcial de la roca.

X = porcentaje de sólidos removidos.

Las concentraciones pueden ser dadas en ppm o en porcentaje de peso. La incógnita a despejar es C_l para el caso del líquido o C_s para el caso del residuo. A partir de los coeficientes de partición (D_i^A) de elementos traza en distintos minerales en un magma de una composición dada, se obtienen los coeficientes de partición global (\bar{D}_i) mediante la fórmula $\bar{D}_i = \sum W_A D_i^A$ donde W_A es la fracción en peso del mineral A en la roca y D_i^A es el coeficiente de partición del elemento i en el mineral A. C_i se obtiene a partir de datos que hayan sido determinados de una hipotética roca original.

Grados bajos a moderados de fusión parcial tienen mucho efecto sobre los elementos incompatibles y grados bajos a moderados de cristalización fraccionada tienen mucho efecto sobre los compatibles. Por lo tanto, la relación de un elemento incompatible

con uno más compatible, graficado contra el más incompatible de los dos, producirá dos curvas distintas, una para el modelo de fusión parcial y otra para el de cristalización fraccionada de una roca, usando diferentes grados de fusión y cristalización.

Por lo tanto, se escogieron elementos que tuvieran compatibilidades distintas pero características químicas similares entre si para tener al menos dos pares de relaciones de elementos y poder hacer mejor una comparación. Así se escogieron el Nb y Zr (ambos elementos son HFSE) y el La y Sm (ambas REE ligeras). El Nb es un elemento altamente incompatible mientras que el Zr es moderadamente compatible. De manera análoga el La es más incompatible que el Sm. Además por sus características geoquímicas estos elementos no son muy móviles durante procesos de metamorfismo o intemperismo y son insolubles en fluidos acuosos. Por lo tanto, se obtuvo una gráfica de Nb/Zr vs Nb y una de La/Sm vs La (Figura 30).

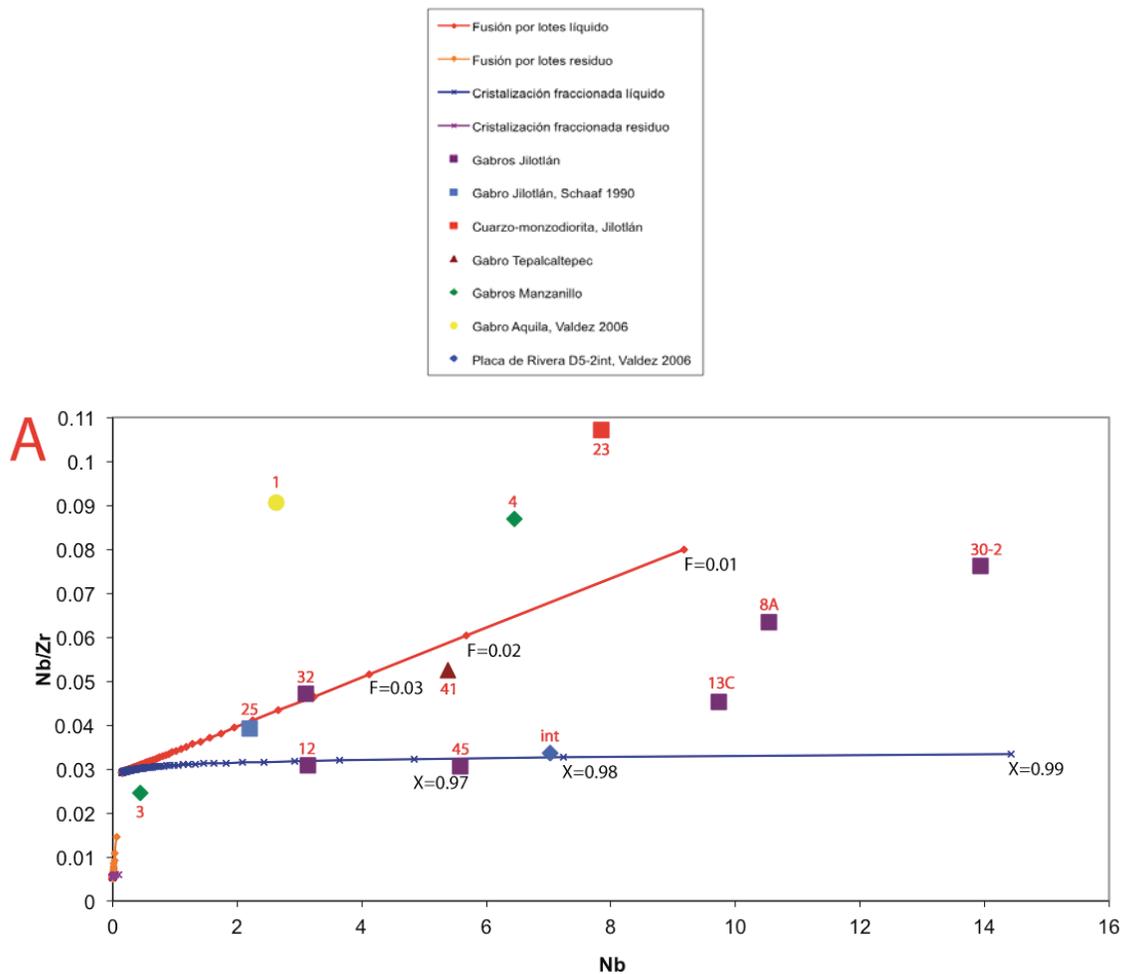
No hay evidencia de presencia de granate en la fuente, y como la posible fuente de los gabros es el manto superior, se consideró a una peridotita de plagioclasa con porcentajes de peso de 53% de olivino, 28% de ortopiroxeno, 17% de clinopiroxeno y 2% de plagioclasa como una hipotética roca original. Las concentraciones de dicha roca fueron 0.1485 ppm de Nb, 0.192 ppm de La, 5.082 de Zr y 0.239 ppm de Sm a partir de valores modelados de un manto superior empobrecido promedio (Workman y Hart, 2005). Los coeficientes de partición utilizados fueron los reportados por White (2005) para un magma basáltico (Tabla 5).

| | Nb | La | Sm | Zr |
|--------------------|----------------|------------------|-----------------|----------------|
| Olivino | 0.00005 | 0.0000088 | 0.000445 | 0.00068 |
| Opx | 0.015 | 0.0056 | 0.0085 | 0.004 |
| Cpx | 0.0081 | 0.052 | 0.462 | 0.195 |
| Plagioclasa | 0.033 | 0.082 | 0.033 | 0.001 |

Tabla 5. Coeficientes de partición (D_i^A) en un magma basáltico utilizados para realizar las gráficas identificadoras de procesos (White, 2005).

Se utilizaron incrementos de 1% (1 a 99%) en el grado de fusión parcial y cristalización para la formación de las curvas tanto de C_l como de C_s . Adicionalmente, se graficaron las mismas relaciones a partir de las concentraciones para todos los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo de este trabajo y de

Schaaf (1990). También se graficaron las muestras del gabro de Aquila y la de la parte interior de la placa de Rivera de Valdez (2006) para fines comparativos (Figura 30). Cabe mencionar que los valores de los modelos son aproximaciones ya que dependen de tener valores exactos y representativos de los coeficientes de partición. Los últimos varían mucho con la composición y menos con la temperatura y presión del fundido. Por lo tanto, los valores de los modelos pueden cambiar conforme se realicen nuevos experimentos para obtener coeficientes de partición más exactos considerando los factores antes mencionados.



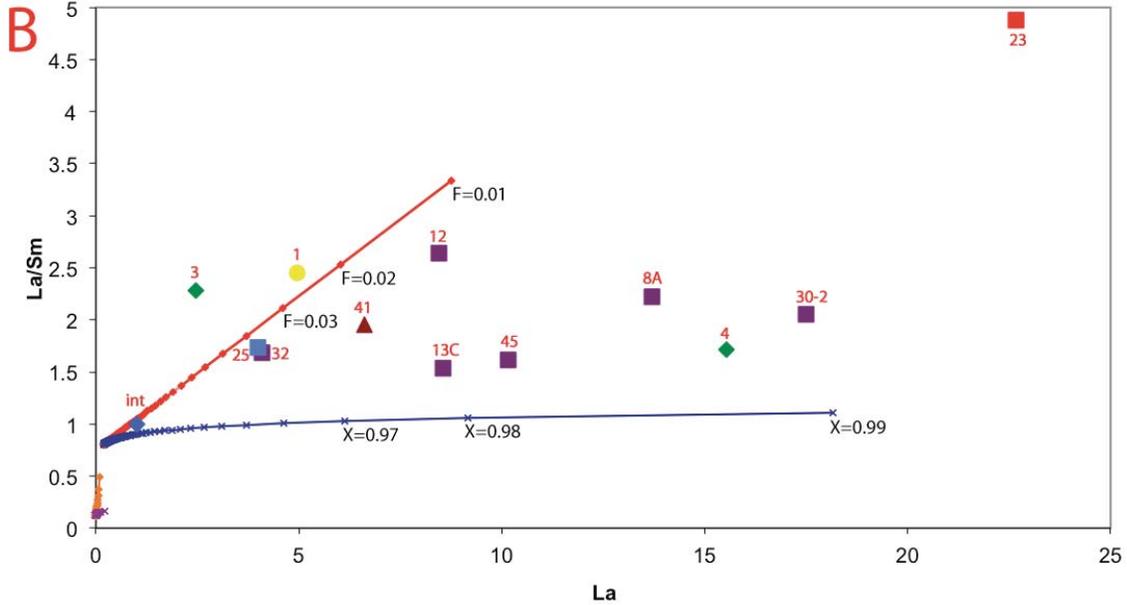


Figura 30. Gráficas identificadoras de procesos y muestras del área de estudio. A. Nb/Zr vs Nb. B. La/Sm vs La. Los grados de fusión (F) y cristalización (X) están expresados en fracción decimal.

Se observa que ninguna muestra grafica sobre las curvas del sólido de fusión por lotes ni para los residuos de la cristalización fraccionada; sólo para los líquidos.

En la gráfica de Nb/Zr vs Nb se nota que sólo algunas de las muestras grafican con exactitud en alguna de las dos curvas y la mayoría lo hacen en medio de éstas. Aunque hay bastante dispersión en los datos, los gabros de Jilotlán grafican sobre alguna de las dos curvas o en medio de éstas. Por el contrario, los gabros de Manzanillo y Aquila así como la cuarzo-monzodiorita de Jilotlán grafican fuera.

El gabro JLT-32 grafica sobre la curva de fusión por lotes con 4 a 5% de fusión. También grafica en esa curva el gabro MS-25 con 6 a 7% de fusión. El gabro JLT-45 grafica sobre la curva de cristalización fraccionada con 97 a 98% de cristalización. El gabro JLT-12 también grafica en dicha curva con 95 a 96% de cristalización. La muestra de la placa de Rivera D5-2int. también muestra 98% de cristalización.

Aunque las demás muestras no grafican sobre alguna de ambas curvas, se proyectaron sobre éstas para saber los posibles grados de fusión o cristalización. Así la JLT-30-2 tendría 99% de cristalización, la JLT-8A y JLT-13C 98 a 99%. El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec muestra 2 a 3% de fusión parcial o 97 a 98% de cristalización fraccionada.

En la proyección de las muestras que grafican fuera, la cuarzo-monzodiorita JLT-23 de Jilotlán tendría 1 a 2% de fusión o 98 a 99% de cristalización. El gabro MZ-3 de Manzanillo 9 a 11% de fusión o 25 a 26% de cristalización. El MZ-4, 1 a 2% de fusión o 97 a 98% de cristalización. El gabro Aq-1 de Aquila tendría 4 a 5% de fusión o 94 a 95 de cristalización.

En la gráfica La/Sm vs La no se repite el mismo arreglo que en la gráfica anterior. Ningún gabro de Jilotlán grafica en este caso sobre alguna de las dos curvas pero todos grafican en medio de las dos.

Sólo el gabro JLT-32 y el MS-25 grafican muy cerca de la curva de fusión, ambas con 4% de fusión o 95 a 96% de cristalización. La muestra de placa de Rivera D5-2int también grafica sobre ambas curvas a 15% de fusión o 80% de cristalización.

Al proyectar los gabros JLT-8A, 30-2, 45 así como la MZ-4 de Manzanillo tendrían 98 a 99% de cristalización fraccionada y nada de fusión. Las muestras JLT-12 y 13C tendrían 1% de fusión o 98% de cristalización. El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec tendría 1 a 2% de fusión o 97 a 98% de cristalización.

La JLT-23 grafica totalmente fuera del rango de cualquier curva. La MZ-3 de Manzanillo tendría 6 a 7% de fusión o 92 a 93% de cristalización. El gabro Aq-1, 2 a 3% de fusión o 96 a 97% de cristalización.

Las únicas muestras que grafican de forma similar en ambas gráficas son la JLT-32 y la MS-25 de Jilotlán con aproximadamente 4% de fusión o probablemente 95 a 96% de cristalización. Si se descartan posiciones contradictorias (la D5-2int y MZ-3) todas las demás muestras presentan relativamente bajos grados de fusión (1 a 7%) o altos de cristalización (94 a 99%). También se observa que la cuarzo-monzodiorita JLT-23 no tiene una relación genética similar a los gabros de Jilotlán como aparentemente tampoco los gabros de Manzanillo o el de Aquila.

5.3.5. Fusión por lotes y cristalización fraccionada.

Para ver si los patrones de REE obtenidos son reproducibles mediante fusión o cristalización fraccionada se graficaron los patrones que se obtendrían con diferentes grados de fusión o de cristalización a partir de un manto superior empobrecido. Para

ambos modelos se usaron sólo los valores que se presentarían en el fundido (líquido) ya que en las figuras identificadoras de procesos (Figura 30) ninguna muestra grafica sobre las curvas del residuo sólido.

Se tomó la misma peridotita con 53% de olivino, 28% de ortopiroxeno, 17% de clinopiroxeno y 2% de plagioclasa como roca original. Las concentraciones iniciales fueron La=0.192, Ce=0.550, Nd=0.581, Sm=0.239, Eu=0.096, Dy=0.505, Er=0.348, Yb=0.365 y Lu=0.058 según el modelo de manto superior empobrecido promedio de Workman y Hart (2005). Se consideraron sólo esos elementos por la falta de valores de coeficientes de partición para las demás REE. Dichos valores se tomaron en su mayoría de White (2005) y de Winter (2001) para el caso del olivino y del Lu en la plagioclasa (Tabla 6).

| | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Dy | Er | Yb | Lu |
|--------------------|------------------|-----------------|---------------|-----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Olivino | 0.0000088 | 0.000019 | 0.006* | 0.000445 | 0.007* | 0.013* | 0.026* | 0.0366 | 0.045* |
| Opx | 0.0056 | 0.0058 | 0.007 | 0.0085 | 0.0078 | 0.015 | 0.021 | 0.032 | 0.042 |
| Cpx | 0.052 | 0.108 | 0.277 | 0.462 | 0.458 | 0.711 | 0.66 | 0.633 | 0.623 |
| Plagioclasa | 0.082 | 0.072 | 0.045 | 0.033 | 0.55 | 0.03 | 0.02 | 0.014 | 0.019* |

Tabla 6. Coeficientes de partición (D_i^A) en un magma basáltico utilizados para graficar los patrones de fusión por lotes y cristalización fraccionada en REE, según White (2005) y Winter* (2001).

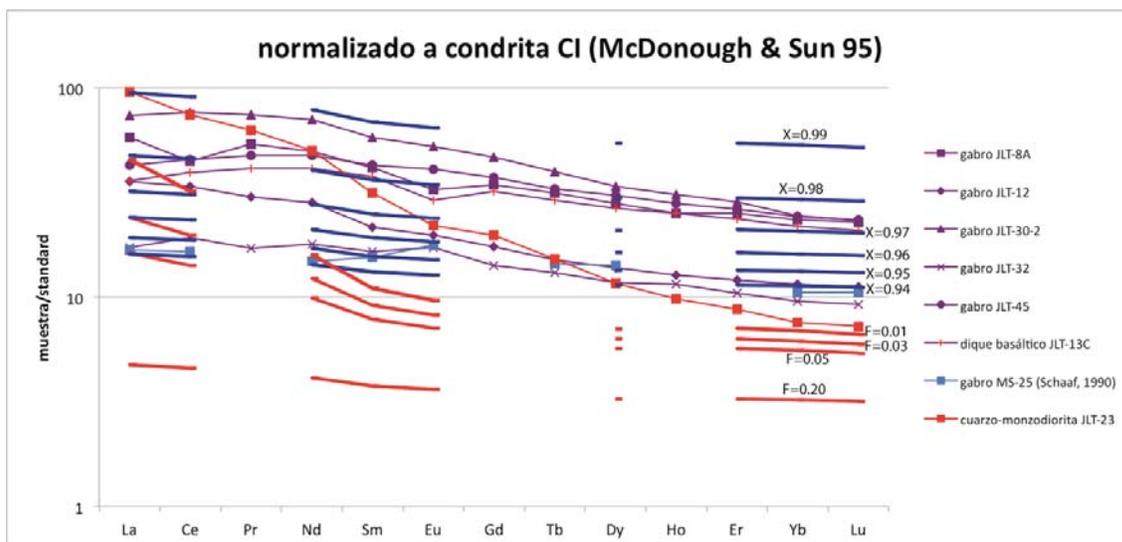


Figura 31. Diagrama de REE para los gabros y cuarzo-monzodiorita de Jilotlán y curvas de los mismos elementos para distintos grados de fusión por lotes (F) y cristalización fraccionada (X) del fundido de una peridotita de plagioclasa del manto superior empobrecido promedio según Workman y Hart (2005).

Pese a que las REE son los elementos traza menos móviles e incompatibles, todos son en general considerados incompatibles. Así bajos grados de fusión o altos de cristalización tendrán un gran efecto (aumento) sobre los incompatibles y poco en los compatibles. A medida que aumenten los grados de fusión o sean menores los de cristalización, disminuirán las concentraciones de los más incompatibles pero también las de los menos incompatibles (Figura 31). Por el contrario, altos grados de fusión o bajos de cristalización tendrán gran efecto (disminución) sobre los compatibles y poco en los incompatibles.

Adicionalmente, la pendiente de las curvas cambia para bajos a moderados grados de fusión. Por el contrario, para altos a moderados grados de cristalización la pendiente no cambia o lo hace en menor grado (Figura 31). Esta variación se debe a que como las REE son en general elementos incompatibles, al empezar a fundir una roca sólo los elementos más incompatibles se concentran en el líquido, mientras que al cristalizar un magma casi en su totalidad, tanto los elementos incompatibles como los más compatibles se concentran en la misma proporción tanto en las fases que cristalizan (los más compatibles), como en el líquido restante (los más incompatibles).

Como se puede observar en la Figura 31, ninguna de las curvas de fusión reproduce los patrones de los gabros de Jilotlán. 1% de fusión reproduce parcialmente el patrón de la cuarzo-monzodiorita de Jilotlán, pero las concentraciones de ésta son mayores. Se intentó con porcentajes de 1 a 5% y 20% de fusión y sólo se representan algunos como comparación (1, 3, 5 y 20%). Por otro lado, las curvas de cristalización sí asemejan más los patrones de los gabros aunque éstos muestran mayor empobrecimiento en elementos compatibles que las curvas de cristalización. Así, para el grupo de los gabros con mayor enriquecimiento de REE (JLT-30-2, 45, 8A y 13C), una cristalización del 97 a 99% de un fundido de un manto superior empobrecido reproduce parcialmente los patrones de éstos. Para los gabros con menor enriquecimiento (JLT-12, 32 y MS-25) una cristalización de 94 a 97% de dicho manto reproduce parcialmente los patrones observados. El patrón observado para la JLT-23 se aproxima a un modelo de fusión.

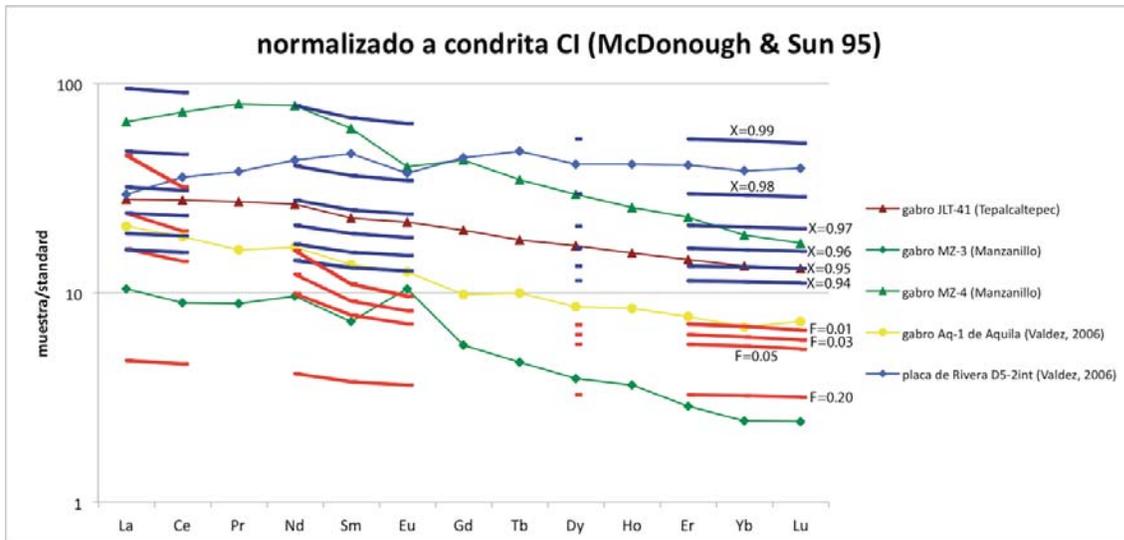


Figura 32. Diagrama de REE para los gabros de Tepalcaltepec, Manzanillo, Aquila y la placa de Rivera, así como curvas de los mismos elementos para distintos grados de fusión por lotes (F) y cristalización fraccionada (X) de una peridotita de plagioclasa del manto superior empobrecido promedio según Workman y Hart (2005).

Como se observa en la figura 32, algunos patrones de los gabros son reproducibles principalmente mediante altos grados de cristalización de un fundido mantélico aunque las rocas muestran nuevamente más empobrecimiento en los elementos más compatibles. Así, para el gabro JLT-41 una cristalización de 96 a 97% reproduce parcialmente el patrón observado. Para la MZ-4 una cristalización de 98 a 99% de fusión reproduce parcialmente el patrón. Para el Aq-1 una cristalización de 94 o 95% de cristalización o 1% de fusión reproduce parcialmente el patrón observado. Para el gabro MZ-3, una fusión de 3 a 20% del manto superior reproduciría muy parcialmente los patrones observados. Para el basalto de la placa de Rivera (D5-2int) ninguno de los dos procesos reproduce el patrón observado que está más enriquecido en elementos compatibles y empobrecido en incompatibles a comparación de los valores observados en las demás rocas para el modelo del manto utilizado. A comparación del patrón que presenta el manto superior empobrecido de Workman y Hart (2005), el basalto de la placa de Rivera (D5-2int) es similar pero con valores más enriquecidos.

Ya que estos gráficos consideran sólo una fuente y sólo un proceso (fusión o cristalización), resultan simplistas y en este caso sugieren que las rocas se formarían

por altos grados de cristalización y menos probablemente bajos grados de fusión (excepto la JLT-23) a partir de un manto superior empobrecido promedio. Además hay evidencia mineralógica de cristalización fraccionada.

Las rocas seguramente tienen historias de generación más complejas en las que tanto la fusión parcial como la cristalización fraccionada pudieron jugar un papel importante. Adicionalmente, pudo haber fuentes más evolucionadas involucradas en su generación como lo sugieren las concentraciones de REE incompatibles y más compatibles, respecto a las curvas de fusión o cristalización de un manto superior empobrecido promedio (Figuras 31 y 32).

Capítulo 6. Geoquímica Isotópica.

6.1. Introducción.

Todos los elementos que existen naturalmente están conformados por sus diferentes isótopos (mismo número de protones y diferente número de neutrones), algunos de los cuales pueden ser inestables. El decaimiento radiactivo de los isótopos inestables de un elemento produce isótopos más estables (cuando hay cadenas de desintegración) o completamente estables del mismo o diferentes elementos que son acumulados en rocas y minerales. Con este principio se pueden calcular las edades absolutas de diferentes rocas y usar también las relaciones de isótopos radiogénicos para entender su petrogénesis, ya que los isótopos pesados no se fraccionan durante los distintos procesos magmáticos que tiene la roca durante su historia.

Se utilizaron dos métodos isotópicos (Rb-Sr, Sm-Nd) para obtener información sobre el origen de las rocas de este estudio analizadas mediante espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS). También se obtuvieron las edades absolutas de algunas muestras en minerales por dos métodos isotópicos (Ar-Ar, U-Pb) adicionales.

6.2. Decaimiento radiactivo y geocronología.

Los núcleos de los átomos (núclidos) de ciertos elementos que son naturalmente inestables (padre) decaen espontáneamente de distintas maneras emitiendo partículas y energía radiante a un núclido de un elemento más estable (hijo). A este proceso se le llama decaimiento radiactivo.

La tasa de decaimiento de un núclido inestable según Rutherford y Soddy (Faure et al., 2005) es proporcional al número de núclidos padre que quedan (N) en cualquier tiempo (t):

$$-\frac{dN}{dt} \propto N$$

donde el signo negativo indica que la tasa disminuye en función del tiempo. Se agrega la constante de decaimiento (λ):

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N$$

Reordenando los distintos términos e integrando:

$$-\frac{dN}{N} = \lambda dt$$

$$-\int \frac{dN}{N} = \lambda \int dt$$

$$-\ln N = \lambda t + C$$

Ya que el número de núclidos padre es igual al número de núclidos padre iniciales ($N=N_0$) cuando $t=0$:

$$C = -\ln N_0$$

Se sustituye y se reagrupa:

$$-\ln N = \lambda t - \ln N_0$$

$$-\lambda t = \ln N - \ln N_0$$

$$-\lambda t = \ln \frac{N}{N_0}$$

$$e^{-\lambda t} = \frac{N}{N_0}$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Esta última es la ecuación básica que describe todo proceso de decaimiento radiactivo.

Cuando un núclido inestable (N) decae en un sistema cerrado como una roca o mineral, el número de núclidos hijo (D^*) que se acumulan en la roca o mineral es igual al número de núclidos inestables iniciales (N_0) que han decaído:

$$D^* = N_0 - N$$

Se sustituye N de la ecuación de decaimiento radiactivo en la ecuación anterior:

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t}$$

$$D^* = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

Pero ya que el número de núclidos padre iniciales (N_0) no puede ser medido y sólo puede ser determinado cuando el número de núclidos padre presentes (N) y la edad se conocen, se despeja la ecuación de decaimiento radiactivo en función de N_0 :

$$N_0 = N e^{\lambda t}$$

Se sustituye en la ecuación D^* :

$$D^* = N e^{\lambda t} - N$$

$$D^* = N(e^{\lambda t} - 1)$$

El número de hijos totales (D) de una roca es la suma de los núclidos hijos presentes cuando se formó la roca (D_0) y los hijos radiogénicos (D^*):

$$D = D_0 + D^*$$

Así:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

Esta es la ecuación base para el cálculo de las edades de rocas y minerales. Se han asignado valores de λ para el núclido padre en cuestión por diferentes autores. Los valores de D y N son determinados por espectrometría de masas y el valor de D_0 puede ser determinado por diferentes métodos.

6.3. Método Rb-Sr.

El Rb tiene dos isótopos, uno de los cuales, ^{87}Rb , es inestable y decae a ^{87}Sr por emisión β^- con una vida media de $48.8(13) \times 10^9$ años [a] y $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$ [a $^{-1}$], valores de Steiger y Jäger (1977). Al sustituir los valores de los isótopos padre e hijo en la última ecuación se obtiene:

$$^{87}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr})_o + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1)$$

que es la ecuación de la evolución de ^{87}Rb a ^{87}Sr a través del tiempo. Por fines prácticos, tanto el isótopo padre como del hijo se dividen entre ^{86}Sr que es un isótopo estable cuyo valor no cambia a través del tiempo. Así:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_o + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

La relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se obtiene a partir de las concentraciones de ambos elementos, obtenidas por dilución isotópica (ver sección 3.6.1.), a partir de las abundancias de los dos isótopos y de los pesos atómicos de ambos elementos en la muestra:

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{\text{Rb}(\text{conc.})}{\text{Sr}(\text{conc.})} * \frac{^{87}\text{Rb}(\text{ab.})}{^{86}\text{Sr}(\text{ab.})} * \frac{\text{Sr}(\text{p.at.})}{\text{Rb}(\text{p.at.})}$$

Las abundancias de los isótopos de *Sr* son calculadas para cada muestra a partir de las relaciones isotópicas medidas en el espectrómetro ya que dependen de la abundancia de ^{87}Sr producido por ^{87}Rb , que a su vez depende de la concentración de *Rb* en la muestra. Por lo tanto, el peso atómico de *Sr* también será diferente para cada muestra.

Ya que para este estudio se obtuvieron las edades de algunas muestras por otros métodos isotópicos, este método se utilizó únicamente para calcular la relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cada muestra en un tiempo dado, que brinda información sobre las fuentes de las que se generaron los magmas:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_o = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} - \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

6.4. Método Sm-Nd.

El *Sm* y el *Nd* tienen cada uno siete isótopos naturales. El ^{147}Sm es uno de sus isótopos radioactivos y decae a ^{143}Nd por emisión α – con una vida media de 1.06×10^{11} [a] y $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$ [a⁻¹], basado en revisiones de la literatura hechos por Lugmair y Marti (1978) y Begemann et al. (2001). Se utiliza el isótopo ^{144}Nd como denominador por ser estable. La ecuación de la evolución de ^{147}Sm a ^{143}Nd a través del tiempo es:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_o + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

La relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ se obtiene de la misma manera descrita para el método *Rb-Sr*, a partir de las concentraciones de ambos elementos obtenidas por dilución isotópica, y las abundancias y los pesos atómicos de los diferentes isótopos de *Nd*. Este método se utilizó también para obtener las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ al despejar la

ecuación anterior, así como para calcular edades modelo basadas en la evolución del Nd a partir de un manto empobrecido (DM). También se obtuvo la notación ϵNd que compara la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ actual de las rocas terrestres, respecto a los mismos valores actuales de un modelo de reservorio condritico uniforme (CHUR).

6.4.1. Evolución del CHUR y edades modelo respecto al DM.

El modelo CHUR asume que el Nd en el manto ha evolucionado a través de la historia del planeta en un reservorio uniforme cuya relación Sm/Nd es la misma que la de meteoritos condriticos (Figura 33).

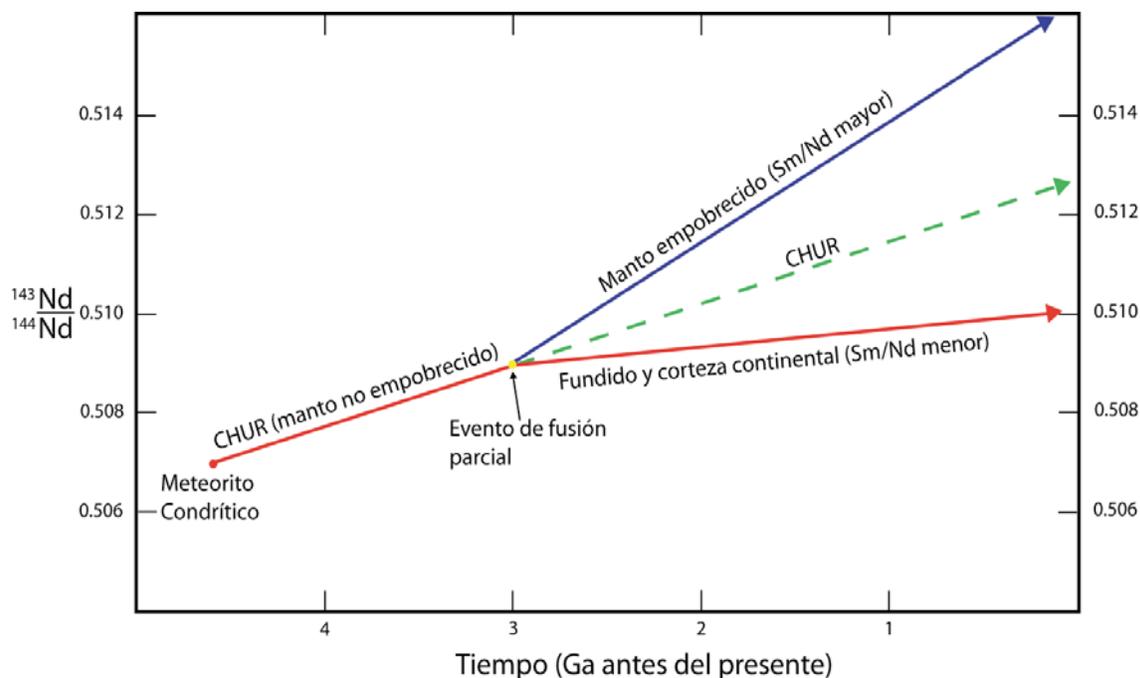


Figura 33. Evolución del manto terrestre a través del tiempo a partir de una composición condritica original. Modificado de Winter (2001) y Faure (2005).

Los valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ que presenta el fundido y la corteza continental son variables ya que hay rocas de muy diferentes composiciones. Sin embargo, los valores del manto empobrecido también son un poco variables ya que éste es heterogéneo. A partir de este modelo se pueden calcular edades modelo respecto a la evolución del CHUR o el DM al utilizar la ecuación general para determinar las edades de las rocas:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}^t + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1)$$

El superíndice t indica un tiempo en el pasado. Se puede obtener la relación $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ del DM en el pasado despejando:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}^t = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1)$$

De igual manera para una roca (R):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R (e^{\lambda t} - 1)$$

Ya que:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}^t = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R^t$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R (e^{\lambda t} - 1)$$

Despejando $(e^{\lambda t} - 1)$:

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R (e^{\lambda t} - 1) - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}$$

$$(e^{\lambda t} - 1) = \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}}$$

Despejando t :

$$t(T_{DM}) = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}} + 1 \right] = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - 0.513089}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - 0.2128} + 1 \right]$$

Los valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513089$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2128$ del DM usados en este trabajo son los determinados por Schaaf et al. (1994) en xenolitos del manto

encontrados en San Luís Potosí porque son los únicos valores reportados del manto empobrecido en México, aunque pueden existir variaciones locales.

La anterior es la ecuación de la edad modelo (T_{DM}) de la evolución del Nd , que indica el tiempo en que éste se separó del DM, ya que se asume que las fuentes de las rocas de este estudio provienen de un manto empobrecido y no directamente del CHUR.

6.4.2. Notación ϵNd .

La notación ϵNd es un valor que indica cuánto varía la relación isotópica $^{143}Nd / ^{144}Nd$ de una roca respecto al CHUR:

$$\epsilon Nd = \left[\frac{(^{143}Nd / ^{144}Nd)_R - (^{143}Nd / ^{144}Nd)_{CHUR}}{(^{143}Nd / ^{144}Nd)_{CHUR}} \right] \times 10^4$$

Las relaciones isotópicas tanto de la roca como del CHUR son las actuales. El valor $^{143}Nd / ^{144}Nd$ actual del CHUR es 0.512638 (Faure, 2005).

También se calcularon las relaciones ϵNd iniciales, para lo cual se obtuvo primero la relación inicial $^{143}Nd / ^{144}Nd$ de cada muestra, así como el valor del CHUR respecto a la edad de cada muestra al despejar la ecuación de la evolución del ^{147}Sm a ^{143}Nd en un tiempo t :

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^t = 0.512638 - 0.1967(e^{\lambda t} - 1)$$

Los valores $^{143}Nd / ^{144}Nd$ y $^{147}Sm / ^{144}Nd$ actuales del CHUR utilizados para el último cálculo son 0.512638 y 0.1967 respectivamente (Faure, 2005).

Así, un valor inicial positivo de ϵNd indica que la muestra está enriquecida en ^{143}Nd radiogénico respecto a CHUR y por lo tanto proviene de una fuente con mayor Sm / Nd , como el manto empobrecido. Por el contrario, un valor negativo indica que la muestra tiene poco ^{143}Nd radiogénico y por lo tanto proviene de una fuente con una relación Sm / Nd baja como la corteza continental.

La tabla 7 presenta la isotopía de $Rb-Sr$ y $Sm-Nd$ de las muestras de este estudio así como para la MS-25 de Schaaf (1990) y la Aq-1, ATG-1, D5-2ext y D5-2int de Valdez (2006).

| Muestra | Tipo de roca | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 1 sd | 2 SE(M) | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 1 sd | 2 SE(M) | ϵNd | 1sd | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | $(\epsilon\text{Nd})_i$ | T- NdDM (Ga) | Edad de la muestra (Ma) | Rb (ppm) | Sr (ppm) | Sm (ppm) | Nd (ppm) |
|----------|-------------------------|---------------------------------|---------------------------------|------|--------------|-------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|------|--------------|---------------------|------|---------------------------------------|-------------------------|--------------------|----------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| JLT-8A | microgabro | 0.182 | 0.703694 | 38 | 11 | 0.703399 | 0.156 | 0.512903 | 16 | 4 | 5.17 | 0.31 | 0.512787 | 5.77 | 0.497 | 114 | 21.10 | 334.99 | 6.37 | 24.74 |
| JLT-12 | microgabro | 0.103 | 0.703620 | 36 | 9 | 0.703453 | 0.147 | 0.512881 | 16 | 4 | 4.74 | 0.31 | 0.512772 | 5.47 | 0.480 | 114 | 17.63 | 495.25 | 3.00 | 12.38 |
| JLT-13C | dique basáltico | 0.048 | 0.703347 | 35 | 9 | 0.703299 | 0.171 | 0.512909 | 20 | 6 | 5.29 | 0.39 | 0.512830 | 5.51 | 0.665 | 70 | 5.85 | 353.15 | 5.62 | 19.81 |
| JLT-23 | cuarzo- monzodiorita | 0.362 | 0.704149 | 38 | 10 | 0.703789 | 0.119 | 0.512774 | 20 | 5 | 2.65 | 0.39 | 0.512720 | 3.35 | 0.511 | 70 | 86.97 | 694.34 | 4.87 | 24.80 |
| JLT-30-2 | microgabro | 0.163 | 0.703758 | 40 | 11 | 0.703493 | 0.153 | 0.512903 | 15 | 4 | 5.17 | 0.29 | 0.512789 | 5.81 | 0.475 | 114 | 23.40 | 414.52 | 8.28 | 32.72 |
| JLT-32 | microgabro | 0.144 | 0.703837 | 38 | 10 | 0.703603 | 0.173 | 0.512924 | 19 | 5 | 5.58 | 0.37 | 0.512795 | 5.93 | 0.631 | 114 | 22.13 | 443.95 | 3.19 | 11.16 |
| JLT-41 | microgabro | 0.404 | 0.704704 | 36 | 10 | 0.704130 | 0.163 | 0.512941 | 20 | 5 | 5.91 | 0.39 | 0.512834 | 6.34 | 0.456 | 100 | 45.77 | 327.91 | 3.50 | 12.95 |
| JLT-45 | microgabro | 0.038 | 0.703497 | 35 | 10 | 0.703435 | 0.169 | 0.512984 | 17 | 5 | 6.75 | 0.33 | 0.512858 | 7.15 | 0.366 | 114 | 5.06 | 380.48 | 6.22 | 22.24 |
| MZ-3 | microgabro | 0.005 | 0.703498 | 30 | 8 | 0.703493 | 0.154 | 0.512911 | 23 | 8 | 5.33 | 0.45 | 0.512840 | 5.70 | 0.465 | 70 | 2.34 | 1446.50 | 1.14 | 4.47 |
| MZ-4 | gabro | 0.042 | 0.703536 | 37 | 10 | 0.703495 | 0.144 | 0.512939 | 16 | 4 | 5.87 | 0.31 | 0.512873 | 6.34 | 0.335 | 70 | 13.13 | 910.58 | 9.64 | 40.37 |
| MS-25 | gabro | 0.223 | 0.703515 | 35 | 9 | 0.703154 | 0.185 | 0.512988 | 29 | 7 | 6.83 | 0.58 | 0.512850 | 7.00 | 0.558 | 114 | 25.00 | 318.00 | 2.50 | 8.20 |
| Aq-1 | gabro | 0.054 | 0.703780 | 35 | 9 | 0.703736 | 0.162 | 0.512912 | 17 | 5 | 5.34 | 0.34 | 0.512852 | 5.60 | 0.532 | 57 | 11.77 | 628.40 | 2.02 | 7.54 |
| ATG-1 | meta- arenisca | 43.30 | 0.751693 | 34 | 9 | 0.679078 | 0.187 | 0.512721 | 22 | 6 | 1.62 | 0.43 | 0.512576 | 1.76 | 2.202 | 118 | 232.92 | 15.63 | 1.81 | 5.84 |
| D5-2Ext | basalto (P. Rivera) | 0.093 | 0.702506 | 39 | 10 | 0.702504 | 0.208 | 0.513251 | 18 | 5 | 11.96 | 0.35 | 0.513249 | 11.96 | - | 1.4 | 5.66 | 175.50 | 8.05 | 23.40 |
| D5-2Int | basalto (P.Rivera) | 0.314 | 0.702526 | 41 | 11 | 0.702520 | 0.209 | 0.513239 | 19 | 5 | 11.72 | 0.37 | 0.513237 | 11.72 | - | 1.4 | 16.01 | 147.65 | 6.82 | 19.77 |

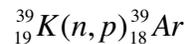
Tabla 7. Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ϵNd (ver sección 3.6.2) y sus relaciones iniciales correspondientes que se identifican con el sufijo i. También se presentan las edades modelo (T_{DM}) y las concentraciones de Rb, Sr, Sm, y Nd en ppm calculadas por dilución isotópica, excepto la Aq-1, ATG-1, D5-2ext y la D5-2int, obtenidas por ICP-MS. 1sd = una desviación estándar. $2 SE(M) = 2sd/\text{raíz de } n$.

Todas las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ y ϵNd se escriben con el sufijo *i*. Las edades utilizadas para dichos cálculos fueron redondeadas y son distintas entre sí, como se explica posteriormente.

Para las muestras de Valdez (2006), no se realizó dilución isotópica y por lo tanto no se obtuvieron las relaciones $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ y $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$. Para fines comparativos, éstas se calcularon a partir de las concentraciones obtenidas por ICP mediante la ecuación para calcular la relación $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ y su análoga para calcular $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$. Para ambos métodos se calcularon las abundancias y los pesos atómicos de *Sr* y *Nd* a partir de los valores $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ medidos.

6.5. Método Ar-Ar.

Este método se basa en la formación de ^{39}Ar al irradiar muestras y minerales ricos en *K* con neutrones lentos (termales) y rápidos en un reactor nuclear. La reacción deseada es:



El ^{39}Ar es inestable y decae a ^{39}K por emisión de partículas β^- con una vida media de 269 años, pero se puede considerar al ^{39}Ar como estable dado el corto tiempo en el que se realizan los análisis. Al irradiar una muestra con neutrones en un reactor nuclear, se forman isótopos de *Ar* por muchas reacciones que involucran *K*, *Ca* y *Cl*. Idealmente, se forma ^{39}Ar exclusivamente por la reacción con ^{39}K expresada antes.

El número de átomos de ^{39}Ar formados al irradiar la muestra es:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K}\Delta T \int \phi(\epsilon)\sigma(\epsilon)d\epsilon$$

Donde ^{39}K es el número de átomos de este isótopo en la muestra irradiada, ΔT es la duración de la irradiación, $\phi(\epsilon)$ es la densidad de flujo neutrónico en una energía ϵ , $\sigma(\epsilon)$ es la sección de captura de ^{39}K para neutrones con energía ϵ , y se integra a lo largo de todo el espectro energético de los neutrones ($d\epsilon$).

El número de átomos radiogénicos de ^{40}Ar por el decaimiento de ^{40}K durante su vida, está dado por:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} {}^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1)$$

Donde λ_e es la constante de decaimiento del ^{40}K a ^{40}Ar (ya que el ^{40}K también decae a ^{40}Ca) y $\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$ es la constante total del decaimiento de ^{40}K .

Después de la irradiación de la muestra por neutrones, se obtiene la relación $^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar}$ al dividir las dos ecuaciones anteriores:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{{}^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1)}{{}^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon}$$

Dado que $\phi(\varepsilon)$ y $\sigma(\varepsilon)$ son difíciles de evaluar porque el espectro energético de los neutrones incidentes y las secciones de ^{39}K para captura de neutrones de energías variables no son bien conocidas, se introduce el parámetro J que se obtiene al invertir la ecuación anterior y reordenando:

$$\frac{{}^{39}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}^*} = \frac{\lambda {}^{39}\text{K} \Delta T}{\lambda_e {}^{40}\text{K}} \int \phi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \frac{1}{(e^{\lambda t} - 1)} = J \frac{1}{(e^{\lambda t} - 1)} = \frac{J}{(e^{\lambda t} - 1)}$$

Así:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J}$$

Esta ecuación sugiere que J puede ser determinado al irradiar una muestra de edad conocida (mediante el método $K\text{-Ar}$), junto con las muestras de edad desconocida. A este parámetro se le llama el monitor de flujo (flux monitor). Una vez medida la relación $^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar}$ del monitor de flujo, se puede obtener J despejando:

$$J = \frac{e^{\lambda t_m} - 1}{\left(^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar} \right)_m}$$

Donde t_m es la edad conocida del monitor.

Ya que el espectro energético del flujo neutrónico al que es expuesta una muestra dada durante la irradiación depende de su posición en el muestreador, varias

muestras del monitor se colocaron entre las muestras desconocidas en una sólo posición conocida del muestreador, en este caso .

Una vez irradiadas las muestras desconocidas y las del monitor durante 20 megawatt-hora, el Ar de los monitores se liberó fundiéndolos en una línea de extracción de ultra alto vacío, se purificó mediante dos métodos y se midieron las relaciones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en un espectrómetro VG-3600. Los datos fueron corregidos respecto a varios parámetros. Posteriormente se calcularon los valores de J y se obtuvo un promedio ponderado de éstos para obtener un valor único para todas las muestras (3.58×10^{-3} 1.017×10^{-5}). Como monitor se utilizó el MMhb-1 (Samson y Alexander, 1987) con una edad de 513.9 Ma (Lanphere y Dalrymple, 2000).

Las relaciones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ de las muestras desconocidas se determinaron calentandolas incrementalmente e individualmente por medio de un láser iónico de Ar de 6-watts dentro de la línea de extracción de alto vacío, purificadas y medidas en el espectrómetro. Todos los análisis fueron realizados por Paul Layer en 2008 en el Instituto de Geofísica de la Universidad de Alaska en Fairbanks. La irradiación de las muestras fue realizada en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá.

Una vez obtenidas las relaciones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ y el valor de J de cada muestra, se despeja la penúltima ecuación para obtener su edad:

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

6.5.1. Calentamiento incremental.

Una técnica empleada es obtener varias edades de una misma muestra (minerales) a partir de la obtención de la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ conforme se libera Ar, al incrementar la temperatura por pasos, hasta fundir la muestra. Si la muestra perdió (por alteración o recalentamiento) o ganó (atmosférico) Ar radiogénico ($^{40}\text{Ar}^*$) a lo largo de su historia, el calentamiento por pasos puede presentar un espectro de edades que muestre la evolución de la roca desde su enfriamiento. Lo anterior, ya que al calentar

el mineral con la mínima temperatura, el gas liberado será el de las superficies de los cristales y de sitios donde se puede perder o ganar *Ar* más fácilmente (se disminuye o se aumenta la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ y su edad respectivamente). Las fracciones de gas liberadas a temperaturas mayores serán las que presenten las relaciones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ más realistas, ya que el *Ar* liberado con mayor temperatura provendrá de sitios de los cristales que lo retienen mejor o donde no atrapan *Ar* atmosférico. Por lo tanto, a altas temperaturas se puede obtener una meseta cuya edad puede ser una aproximación confiable a la edad de enfriamiento de la roca. Para las muestras analizadas, se calcularon las edades de meseta si es que tres o más fracciones de gas consecutivas abarcaron al menos 50% del espectro de ^{39}Ar liberado y la diferencia entre una y otra estaban dentro del rango de dos desviaciones estándar ($\text{MSWD} < \sim 2.7$). Todas las muestras fueron analizadas tres veces para comprobar su consistencia. En la figura 34 se presentan las gráficas del calentamiento por pasos de dos tipos de anfíboles para el gabro JLT-12. Las gráficas de Ca/K y Cl/K vs % ^{39}Ar liberado son utilizadas para ver diferencias en la composición del mineral y detectar fraccionamiento de *Ca* y *Cl* respecto a *K* conforme éste se calienta y complementar la información de pérdida o ganancia de $^{40}\text{Ar}^*$. En la tabla 8 se presentan los resultados de los análisis realizados. En la tabla 9 se presenta un resumen de los resultados, con todas las edades con errores ± 1 sigma (1σ) y calculadas utilizando las constantes de Steiger y Jäger (1977). La edad integrada está dada por la totalidad del gas medido y es equivalente a una edad de *K-Ar*, por lo que las edades no integradas son más realistas.

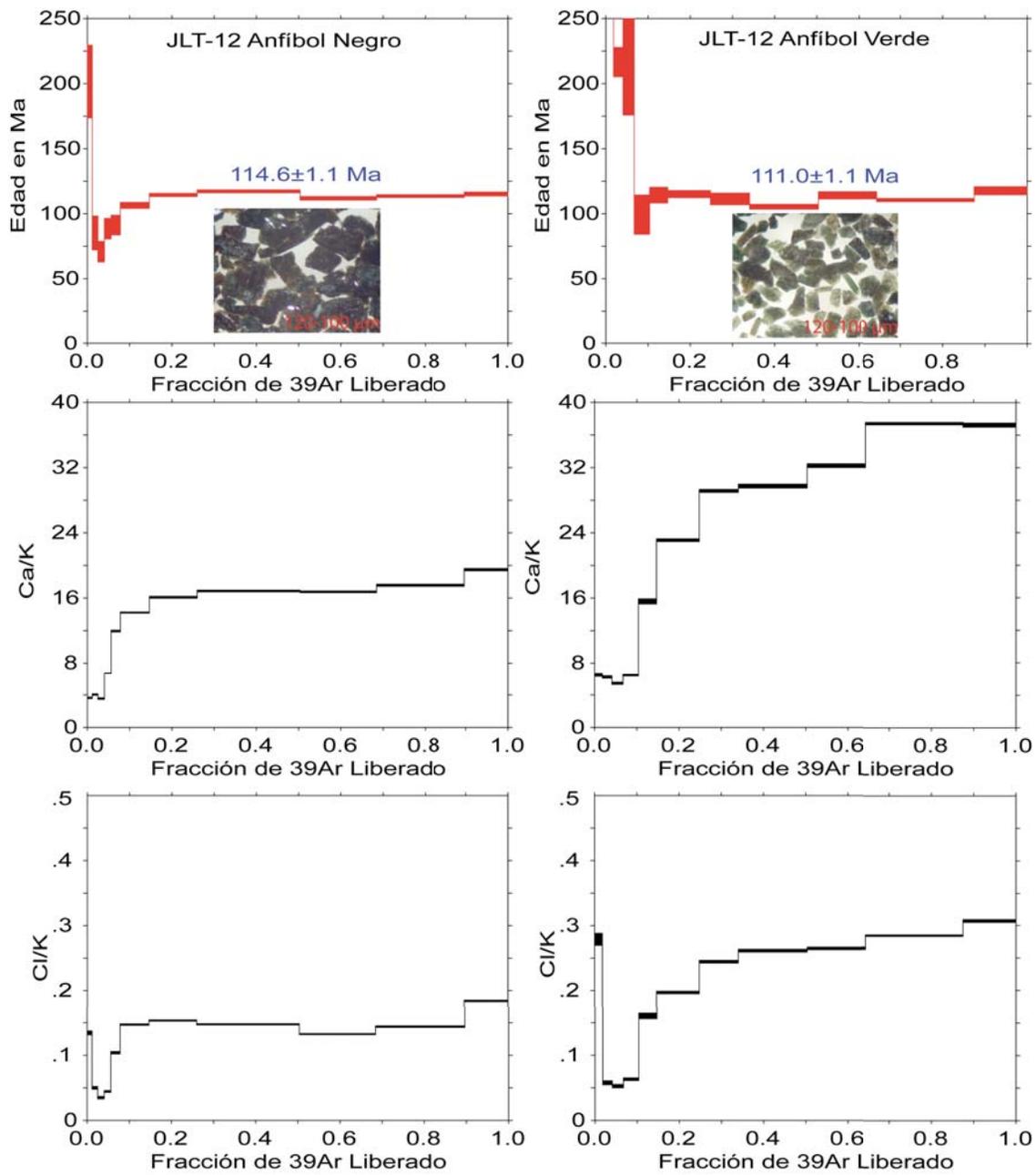


Figura 34. Gráficas de la edad contra la fracción de ^{39}Ar liberado (en rojo), así como de las relaciones Ca/K y Cl/K contra la fracción de ^{39}Ar liberado (en negro) de dos anfíboles (negro y verde) del gabro JLT-12.

| .T-12-Anfibol negro. | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------|--------|--------|--|--------|-------|---------|---------|--------|-------|-------|------|
| Promedio ponderado de J de los estándares = 3.585e-03 1.017e-05 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Potencia del láser | Acumulación | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar | % Atm. | Ca/K | Cl/K | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad | | | | | | | |
| (mW) | 39Ar | medido | medido | medido | ⁴⁰ Ar | | | | (Ma) | (Ma) | | | | | | |
| 500 | 0.0116 | 262.198 | 3.797 | 1.9844 | 0.0532 | 0.7763 | 0.0195 | 87.4 | 3.646 | 0.098 | 0.13428 | 0.00297 | 32.975 | 4.828 | 201.6 | 27.9 |
| 750 | 0.0250 | 53.298 | 0.883 | 2.2052 | 0.0433 | 0.1353 | 0.0074 | 74.7 | 4.053 | 0.080 | 0.05018 | 0.00223 | 13.493 | 2.111 | 85.2 | 13.0 |
| 1000 | 0.0403 | 40.309 | 0.721 | 1.9339 | 0.0510 | 0.0991 | 0.0046 | 72.3 | 3.553 | 0.094 | 0.03504 | 0.00182 | 11.163 | 1.270 | 70.8 | 7.9 |
| 1250 | 0.0561 | 28.937 | 0.286 | 3.6483 | 0.0458 | 0.0515 | 0.0043 | 51.6 | 6.711 | 0.084 | 0.04450 | 0.00146 | 14.028 | 1.280 | 88.5 | 7.9 |
| 1500 | 0.0781 | 23.291 | 0.189 | 6.4849 | 0.0589 | 0.0317 | 0.0041 | 38.0 | 11.954 | 0.109 | 0.10389 | 0.00186 | 14.486 | 1.230 | 91.3 | 7.6 |
| 1750 | 0.1467 | 20.726 | 0.088 | 7.7104 | 0.0379 | 0.0152 | 0.0013 | 18.6 | 14.225 | 0.070 | 0.14719 | 0.00113 | 16.946 | 0.383 | 106.4 | 2.3 |
| 2000 | 0.2597 | 20.389 | 0.143 | 8.7184 | 0.0595 | 0.0099 | 0.0005 | 10.9 | 16.096 | 0.111 | 0.15339 | 0.00102 | 18.263 | 0.206 | 114.4 | 1.3 |
| 2500 | 0.5036 | 20.177 | 0.142 | 9.1321 | 0.0560 | 0.0077 | 0.0004 | 7.6 | 16.865 | 0.104 | 0.14759 | 0.00101 | 18.733 | 0.185 | 117.3 | 1.1 |
| 3000 | 0.6844 | 19.435 | 0.151 | 9.0794 | 0.0597 | 0.0082 | 0.0006 | 8.7 | 16.767 | 0.111 | 0.13255 | 0.00096 | 17.835 | 0.223 | 111.8 | 1.4 |
| 5000 | 0.8965 | 19.407 | 0.169 | 9.5131 | 0.0743 | 0.0073 | 0.0003 | 7.1 | 17.573 | 0.138 | 0.14403 | 0.00124 | 18.122 | 0.188 | 113.6 | 1.1 |
| 9000 | 1.0000 | 20.304 | 0.121 | 10.5398 | 0.0760 | 0.0098 | 0.0008 | 10.0 | 19.484 | 0.142 | 0.18424 | 0.00126 | 18.383 | 0.249 | 115.1 | 1.5 |
| tegrada | | 23.710 | 0.069 | 8.7763 | 0.0252 | 0.0219 | 0.0003 | 24.3 | 16.204 | 0.047 | 0.14277 | 0.00045 | 18.041 | 0.112 | 113.1 | 0.8 |

| .T-12-Anfibol verde. | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------|--------|--------|--|--------|-------|---------|---------|---------|-------|-------|------|
| Promedio ponderado de J de los estándares = 3.585e-03 1.017e-05 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Potencia del láser | Acumulación | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar | % Atm. | Ca/K | Cl/K | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad | | | | | | | |
| (mW) | 39Ar | medido | medido | medido | ⁴⁰ Ar | | | | (Ma) | (Ma) | | | | | | |
| 500 | 0.0183 | 750.477 | 18.064 | 3.5454 | 0.1228 | 2.0791 | 0.0569 | 81.8 | 6.522 | 0.227 | 0.27898 | 0.00928 | 136.721 | 9.632 | 719.6 | 41.8 |
| 750 | 0.0409 | 159.937 | 3.053 | 3.3824 | 0.0819 | 0.4220 | 0.0099 | 77.8 | 6.221 | 0.151 | 0.05788 | 0.00303 | 35.573 | 1.958 | 216.6 | 11.2 |
| 1000 | 0.0673 | 78.503 | 1.482 | 2.9612 | 0.0772 | 0.1472 | 0.0230 | 55.1 | 5.445 | 0.142 | 0.05260 | 0.00261 | 35.294 | 6.811 | 215.0 | 39.1 |
| 1250 | 0.1036 | 45.375 | 0.733 | 3.5053 | 0.0613 | 0.1012 | 0.0084 | 65.3 | 6.448 | 0.113 | 0.06335 | 0.00208 | 15.785 | 2.465 | 99.3 | 15.1 |
| 1500 | 0.1466 | 43.692 | 0.858 | 8.4471 | 0.1685 | 0.0888 | 0.0035 | 58.5 | 15.592 | 0.313 | 0.16054 | 0.00432 | 18.238 | 0.988 | 114.3 | 6.0 |
| 1750 | 0.2477 | 39.148 | 0.275 | 12.4776 | 0.0952 | 0.0742 | 0.0015 | 53.4 | 23.098 | 0.178 | 0.19727 | 0.00187 | 18.374 | 0.445 | 115.1 | 2.7 |
| 2000 | 0.3404 | 31.614 | 0.218 | 15.7085 | 0.1005 | 0.0518 | 0.0024 | 44.4 | 29.146 | 0.189 | 0.24458 | 0.00207 | 17.760 | 0.727 | 111.4 | 4.4 |
| 2500 | 0.5033 | 28.057 | 0.228 | 16.0251 | 0.1260 | 0.0432 | 0.0009 | 40.8 | 29.740 | 0.236 | 0.26161 | 0.00218 | 16.771 | 0.308 | 105.3 | 1.9 |
| 3000 | 0.6439 | 31.037 | 0.243 | 17.3561 | 0.1243 | 0.0489 | 0.0015 | 42.0 | 32.241 | 0.234 | 0.26498 | 0.00201 | 18.215 | 0.464 | 114.1 | 2.8 |
| 5000 | 0.8747 | 28.473 | 0.130 | 20.1027 | 0.0815 | 0.0431 | 0.0006 | 39.0 | 37.417 | 0.154 | 0.28423 | 0.00111 | 17.614 | 0.201 | 110.5 | 1.2 |
| 9000 | 1.0000 | 26.260 | 0.184 | 20.0041 | 0.1352 | 0.0316 | 0.0016 | 29.4 | 37.231 | 0.255 | 0.30774 | 0.00222 | 18.797 | 0.508 | 117.7 | 3.1 |
| tegrada | | 48.441 | 0.135 | 15.6434 | 0.0423 | 0.0986 | 0.0010 | 57.5 | 29.024 | 0.079 | 0.24365 | 0.00072 | 20.807 | 0.302 | 129.8 | 1.9 |

Tabla 8. Resultados de los análisis de calentamiento incremental para obtener la edad ⁴⁰Ar*/³⁹Ar de la muestra JLT-12 de un anfíbol negro y uno verde. ±1σ = una desviación estándar.

| Muestra | Edad Integrada (Ma) | Edad de Meseta (Ma) | Información de Meseta |
|---------------------------|---------------------|---------------------|--|
| JLT-12 Negro Ca/K = 16 | 113.1 ± 0.7 | 114.6 ± 1.1 | 5 de 11 fracciones 85% de ³⁹ Ar liberado MSWD = 2.7 |
| JLT-12 Verde Ca/K = 29 | 129.8 ± 1.9 | 111.0 ± 1.1 | 6 de 11 fracciones 77% de ³⁹ Ar liberado MSWD = 2.6 |

Tabla 9. Resumen de los resultados del fechamiento ⁴⁰Ar*/³⁹Ar de dos anfíboles de la muestra JLT-12.

6.6. Método U-Pb.

El uranio tiene tres isótopos naturales ²³⁸U, ²³⁵U y ²³⁴U los cuales son todos radiactivos. El decaimiento de ²³⁸U produce una serie de isótopos hijo (que incluye a ²³⁴U) algunos de los cuales tienen decaimiento ramificado (por emisión de una partícula α o una β) que finalmente decaen a ²⁰⁶Pb por emisión de ocho partículas α y seis β . De manera similar, el ²³⁵U decae finalmente a ²⁰⁷Pb por la emisión de siete partículas α y cuatro β . La vida media del ²³⁸U es 4.468×10^9 [a] con $\lambda_1 = 1.55125 \times 10^{-10}$ [a⁻¹]. La vida media del ²³⁵U es 0.7038×10^9 [a] con $\lambda_2 = 9.8485 \times 10^{-10}$ [a⁻¹]. Ya que las vidas medias del ²³⁸U y ²³⁵U son mucho mayores que las de sus isótopos hijos, se puede establecer que la tasa de producción de un hijo estable al final de la cadena de decaimiento es igual a la tasa de producción de su isótopo padre (equilibrio secular). Por lo tanto, y para las muestras de este trabajo, se puede asumir que el ²³⁸U decae directamente a ²⁰⁶Pb y que el ²³⁵U decae directamente a ²⁰⁷Pb.

Se sustituye en la ecuación de la evolución de un isótopo padre a uno hijo obtenida anteriormente y se divide entre ²⁰⁴Pb que es el único isótopo no radiogénico estable de Pb:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_o + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_o + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

En este trabajo las relaciones isotópicas de *U* y *Pb* (así como *Th*) de cada sistema se determinaron directamente por ablación láser y espectrometría plasma-masas acoplado por inducción con multicolectores (LA-MC-ICP-MS por sus siglas en inglés) en el Centro Laserchron de la Universidad de Arizona. El láser empleado es un *New Wave 193 nm ArFlaser ablation system* que puede fundir una sección de 40 a 10 μm de diámetro y una profundidad de 15 a 6 μm parte del cristal analizado. Una vez fundida la parte del cristal que se desea, se utiliza una mezcla *He* y *Ar* como gas transportador antes de introducir la muestra a la antorcha de plasma que la ioniza. La muestra es después medida en un *Nu Plasma HR ICPMS*. La corrección por fraccionamiento de *Pb* respecto a *U* y *Th* en la muestra se realiza comparando el mismo comportamiento en estándares del mismo mineral que son analizados junto con las muestras. Para estas muestras, el fraccionamiento de todos los elementos se monitoreó analizando el estándar Peixe con una edad de 564±4 Ma (2σ) obtenida por ID-TIMS. Las concentraciones de *U* y *Th* fueron monitoreadas analizando el estándar NIST 610 Glass con ~500 ppm de *U* y *Th*.

La premisa de que las rocas y minerales que se fechan por *U-Pb* se mantuvieron como un sistema completamente cerrado se satisface sólo raramente (Faure, 2005). El *U* es móvil en condiciones oxidantes y tiende a perderse (como en el intemperismo químico). También puede haber pérdida de *Pb* por daños de radiación en cristales al emitirse partículas α por el decaimiento del *U*. El desequilibrio radioquímico puede a su vez alterar el sistema isotópico (exceso o deficiencia de ²³⁰*Th* provoca exceso o deficiencia de ²⁰⁶*Pb*). Además, la pérdida de isótopos de *Rn* por difusión impiden que se establezca el equilibrio secular. Estos factores son adicionales a la asunción de que el sistema se haya enfriado rápidamente (evitando difusión) y que no se haya abierto por metamorfismo. Ya que en este caso se utilizaron zircones magmáticos, que son minerales muy duros y cristalizan a altas temperaturas, el proceso que pudo llevarse

a cabo más probablemente, posteriormente al enfriamiento de la roca, fue el de pérdida de Pb por daños de radiación al decaer el U .

La pérdida de U o Pb o la ganancia de U puede compensarse por un método gráfico desarrollado por Ahrens (1955) y Wetherill (1956, 1963). Para ello, las ecuaciones de la evolución de ambos sistemas se reorganizan para que muestren las relaciones de

^{206}Pb radiogénico a ^{238}U y ^{207}Pb radiogénico a ^{235}U :

$$\frac{^{206}Pb/^{204}Pb - (^{206}Pb/^{204}Pb)_o}{^{238}U/^{204}Pb} = \frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} = e^{\lambda_1 t} - 1$$

$$\frac{^{207}Pb/^{204}Pb - (^{207}Pb/^{204}Pb)_o}{^{235}U/^{204}Pb} = \frac{^{207}Pb^*}{^{235}U} = e^{\lambda_2 t} - 1$$

Posteriormente se calculan distintos valores de $e^{\lambda_1 t} - 1$ y $e^{\lambda_2 t} - 1$ para diferentes tiempos y se grafican dichos valores $^{206}Pb^*/^{238}U$ obtenidos contra $^{207}Pb^*/^{235}U$. Así se forma la curva llamada concordia.

Si el sistema no ha perdido o ganado U , o perdido Pb , los zircones graficarán sobre la curva de concordia desde su origen (al cristalizar el magma) hasta el punto que corresponde a la edad del sistema (cuando es medida la muestra). Si el sistema ganó U o perdió Pb en proporciones variables por algún evento geológico, los zircones graficarán debajo de la curva de concordia. Si existió una pérdida de U , los cristales graficarán arriba de la concordia.

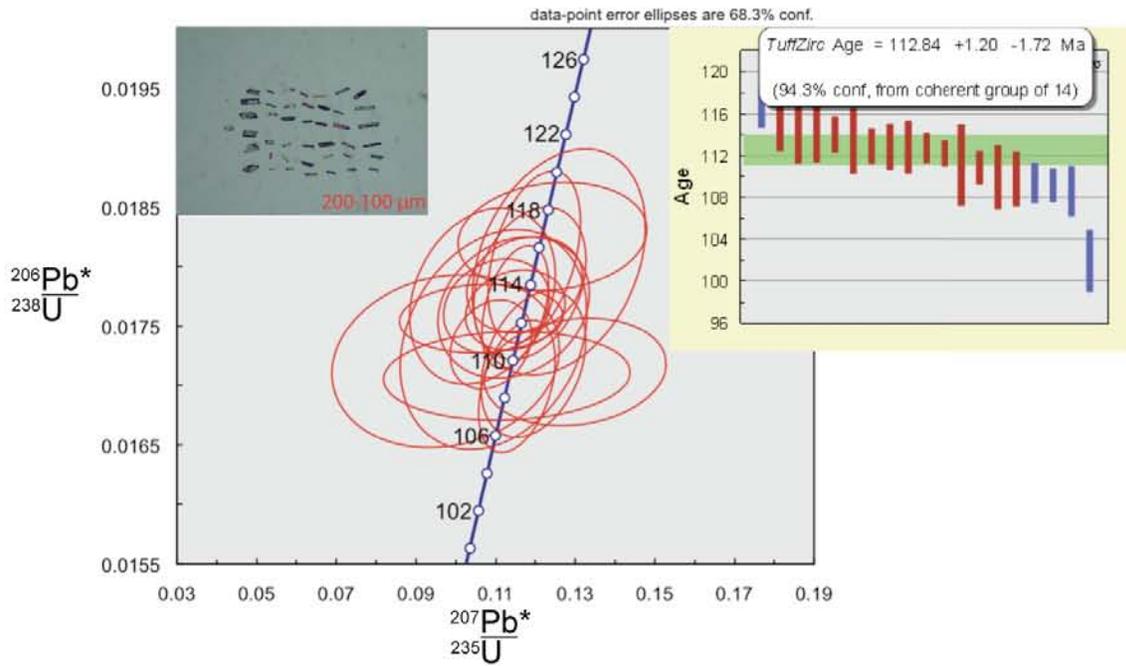
Se analizaron individualmente 19 cristales de zircón para la muestra JLT-12 y 20 cristales para la muestra JLT-32, a los que previamente se les hizo catodoluminiscencia. Los tamaños de los cristales de ambas muestras fueron de 100 a 200 μm . En la tabla 10 se presentan los resultados de los análisis realizados. Los resultados procesados se muestran en la figura 35.

Análisis geocronológicos U-

| Análisi | | | | | | Relaciones | | | | | Edades aparentes (Ma) | | | | | | Mejor edad (Ma) | |
|---------------|---------|-------------|------|---------------|---------|-------------|---------|-------------|---------|-------------|-----------------------|----------|-------------|----------|---------------|----------|-----------------|----------|
| | U (ppm) | 206Pb/204Pb | U/Th | 206Pb*/207Pb* | ±1σ (%) | 207Pb*/235U | ±1σ (%) | 206Pb*/238U | ±1σ (%) | error corr. | 206Pb*/238U | ±1σ (Ma) | 207Pb*/235U | ±1σ (Ma) | 206Pb*/207Pb* | ±1σ (Ma) | Mejor (Ma) | ±1σ (Ma) |
| <i>JLT-12</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| JLT12-1 | 985 | 4600 | 0.5 | 19.83 | 6.9 | 0.1195 | 7.3 | 0.01718 | 2.4 | 0.33 | 110 | 3 | 115 | 8 | 215 | 159 | 110 | 3 |
| JLT12-2 | 447 | 6490 | 0.6 | 21.25 | 10.7 | 0.1145 | 11.0 | 0.01766 | 2.2 | 0.20 | 113 | 2 | 110 | 11 | 52 | 257 | 113 | 2 |
| JLT12-3 | 455 | 6240 | 0.9 | 21.90 | 13.7 | 0.1095 | 14.1 | 0.01739 | 3.5 | 0.25 | 111 | 4 | 105 | 14 | -20 | 332 | 111 | 4 |
| JLT12-4 | 500 | 6220 | 0.7 | 22.10 | 7.8 | 0.1102 | 8.0 | 0.01767 | 1.5 | 0.19 | 113 | 2 | 106 | 8 | -42 | 190 | 113 | 2 |
| JLT12-5 | 1233 | 2720 | 0.6 | 20.32 | 5.0 | 0.1153 | 5.5 | 0.01699 | 2.2 | 0.40 | 109 | 2 | 111 | 6 | 158 | 118 | 109 | 2 |
| JLT12-6 | 183 | 2000 | 1.2 | 25.49 | 26.7 | 0.0862 | 26.8 | 0.01593 | 2.9 | 0.11 | 102 | 3 | 84 | 22 | -401 | 706 | 102 | 3 |
| JLT12-7 | 491 | 7310 | 0.7 | 22.93 | 11.0 | 0.1067 | 11.3 | 0.01775 | 2.8 | 0.24 | 113 | 3 | 103 | 11 | -132 | 272 | 113 | 3 |
| JLT12-8 | 543 | 6520 | 0.6 | 19.76 | 10.8 | 0.1259 | 11.4 | 0.01804 | 3.5 | 0.30 | 115 | 4 | 120 | 13 | 223 | 251 | 115 | 4 |
| JLT12-9 | 357 | 5230 | 0.6 | 20.87 | 18.1 | 0.1128 | 18.1 | 0.01708 | 1.4 | 0.08 | 109 | 2 | 109 | 19 | 95 | 431 | 109 | 2 |
| JLT12- | 340 | 3310 | 0.6 | 24.35 | 19.1 | 0.0974 | 19.3 | 0.01720 | 2.8 | 0.14 | 110 | 3 | 94 | 17 | -283 | 491 | 110 | 3 |
| JLT12- | 521 | 3510 | 0.7 | 20.98 | 8.1 | 0.1173 | 8.2 | 0.01785 | 1.5 | 0.18 | 114 | 2 | 113 | 9 | 83 | 191 | 114 | 2 |
| JLT12- | 353 | 6250 | 0.7 | 20.25 | 12.5 | 0.1243 | 12.6 | 0.01825 | 1.6 | 0.13 | 117 | 2 | 119 | 14 | 167 | 293 | 117 | 2 |
| JLT12- | 450 | 6740 | 0.7 | 20.75 | 7.5 | 0.1186 | 7.9 | 0.01786 | 2.4 | 0.30 | 114 | 3 | 114 | 8 | 108 | 177 | 114 | 3 |
| JLT12- | 628 | 9100 | 0.9 | 21.15 | 7.1 | 0.1150 | 7.2 | 0.01764 | 1.3 | 0.17 | 113 | 1 | 110 | 8 | 63 | 169 | 113 | 1 |
| JLT12- | 412 | 8100 | 0.7 | 22.75 | 12.7 | 0.1064 | 12.7 | 0.01756 | 1.1 | 0.08 | 112 | 1 | 103 | 12 | -114 | 314 | 112 | 1 |
| JLT12- | 695 | 9140 | 0.7 | 20.82 | 5.9 | 0.1197 | 6.4 | 0.01808 | 2.6 | 0.41 | 116 | 3 | 115 | 7 | 101 | 139 | 116 | 3 |
| JLT12- | 352 | 5970 | 0.7 | 18.16 | 11.5 | 0.1299 | 11.6 | 0.01712 | 1.7 | 0.15 | 109 | 2 | 124 | 14 | 414 | 257 | 109 | 2 |
| JLT12- | 974 | 13700 | 0.5 | 21.19 | 4.4 | 0.1149 | 4.8 | 0.01766 | 1.9 | 0.40 | 113 | 2 | 110 | 5 | 59 | 105 | 113 | 2 |
| JLT12- | 461 | 6220 | 0.8 | 21.98 | 6.0 | 0.1088 | 6.2 | 0.01734 | 1.4 | 0.23 | 111 | 2 | 105 | 6 | -29 | 146 | 111 | 2 |
| <i>JLT-32</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| JLT32-1 | 697 | 9630 | 1.0 | 20.24 | 5.5 | 0.1226 | 6.4 | 0.01800 | 3.4 | 0.53 | 115 | 4 | 117 | 7 | 168 | 128 | 115 | 4 |
| JLT32-2 | 619 | 7160 | 0.6 | 21.47 | 7.4 | 0.1165 | 7.5 | 0.01815 | 1.0 | 0.13 | 116 | 1 | 112 | 8 | 27 | 178 | 116 | 1 |
| JLT32-3 | 558 | 9140 | 1.4 | 22.95 | 10.3 | 0.1074 | 10.6 | 0.01788 | 2.5 | 0.24 | 114 | 3 | 104 | 10 | -135 | 255 | 114 | 3 |
| JLT32-4 | 829 | 11100 | 0.8 | 21.88 | 7.3 | 0.1122 | 7.4 | 0.01781 | 1.4 | 0.19 | 114 | 2 | 108 | 8 | -18 | 176 | 114 | 2 |
| JLT32-5 | 1237 | 7430 | 0.6 | 20.28 | 5.4 | 0.1186 | 6.0 | 0.01744 | 2.6 | 0.43 | 111 | 3 | 114 | 6 | 163 | 127 | 111 | 3 |
| JLT32-6 | 1073 | 6630 | 0.7 | 20.05 | 3.8 | 0.1208 | 3.9 | 0.01756 | 0.9 | 0.24 | 112 | 1 | 116 | 4 | 189 | 88 | 112 | 1 |
| JLT-32- | 802 | 6240 | 0.8 | 20.66 | 4.8 | 0.1177 | 5.2 | 0.01764 | 2.1 | 0.40 | 113 | 2 | 113 | 6 | 119 | 113 | 113 | 2 |
| JLT-32- | 620 | 1410 | 1.0 | 20.23 | 14.1 | 0.1193 | 14.1 | 0.01750 | 0.8 | 0.06 | 112 | 1 | 114 | 15 | 168 | 330 | 112 | 1 |
| JLT32-9 | 616 | 10400 | 1.1 | 21.23 | 5.8 | 0.1117 | 6.3 | 0.01720 | 2.4 | 0.38 | 110 | 3 | 107 | 6 | 54 | 138 | 110 | 3 |
| JLT32- | 484 | 7770 | 1.0 | 21.80 | 7.5 | 0.1215 | 8.0 | 0.01921 | 2.7 | 0.33 | 123 | 3 | 116 | 9 | -9 | 182 | 123 | 3 |
| JLT32- | 344 | 4720 | 1.1 | 22.65 | 13.2 | 0.1103 | 13.9 | 0.01812 | 4.3 | 0.31 | 116 | 5 | 106 | 14 | -102 | 325 | 116 | 5 |
| JLT32- | 945 | 13700 | 0.8 | 21.63 | 3.9 | 0.1160 | 4.3 | 0.01819 | 1.7 | 0.40 | 116 | 2 | 111 | 5 | 10 | 95 | 116 | 2 |
| JLT32- | 1160 | 15900 | 0.6 | 20.80 | 4.0 | 0.1185 | 4.2 | 0.01787 | 1.2 | 0.29 | 114 | 1 | 114 | 5 | 103 | 95 | 114 | 1 |
| JLT32- | 615 | 5440 | 0.7 | 20.84 | 13.7 | 0.1147 | 13.8 | 0.01734 | 1.3 | 0.09 | 111 | 1 | 110 | 14 | 98 | 326 | 111 | 1 |
| JLT32- | 737 | 4890 | 0.8 | 21.28 | 9.6 | 0.1105 | 9.9 | 0.01706 | 2.2 | 0.22 | 109 | 2 | 106 | 10 | 48 | 231 | 109 | 2 |
| JLT32- | 586 | 10300 | 0.8 | 20.21 | 5.3 | 0.1214 | 6.0 | 0.01779 | 2.8 | 0.46 | 114 | 3 | 116 | 7 | 171 | 124 | 114 | 3 |
| JLT32- | 364 | 5880 | 1.2 | 20.03 | 26.7 | 0.1119 | 27.0 | 0.01626 | 3.5 | 0.13 | 104 | 4 | 108 | 28 | 191 | 632 | 104 | 4 |
| JLT32- | 908 | 13100 | 0.7 | 21.50 | 6.3 | 0.1141 | 6.6 | 0.01779 | 1.8 | 0.28 | 114 | 2 | 110 | 7 | 24 | 152 | 114 | 2 |
| JLT32- | 622 | 8070 | 1.0 | 21.49 | 6.0 | 0.1162 | 6.5 | 0.01811 | 2.3 | 0.36 | 116 | 3 | 112 | 7 | 25 | 145 | 116 | 3 |
| JLT32- | 618 | 7760 | 0.9 | 22.96 | 7.3 | 0.1097 | 7.6 | 0.01827 | 2.2 | 0.29 | 117 | 3 | 106 | 8 | -136 | 181 | 117 | 3 |

Tabla 10. Resultados de los análisis de zircons individuales por *U-Pb*. Las edades y algunos otros parámetros fueron redondeados. $\pm 1\sigma$ = una desviación estándar.

JLT-12



JLT-32

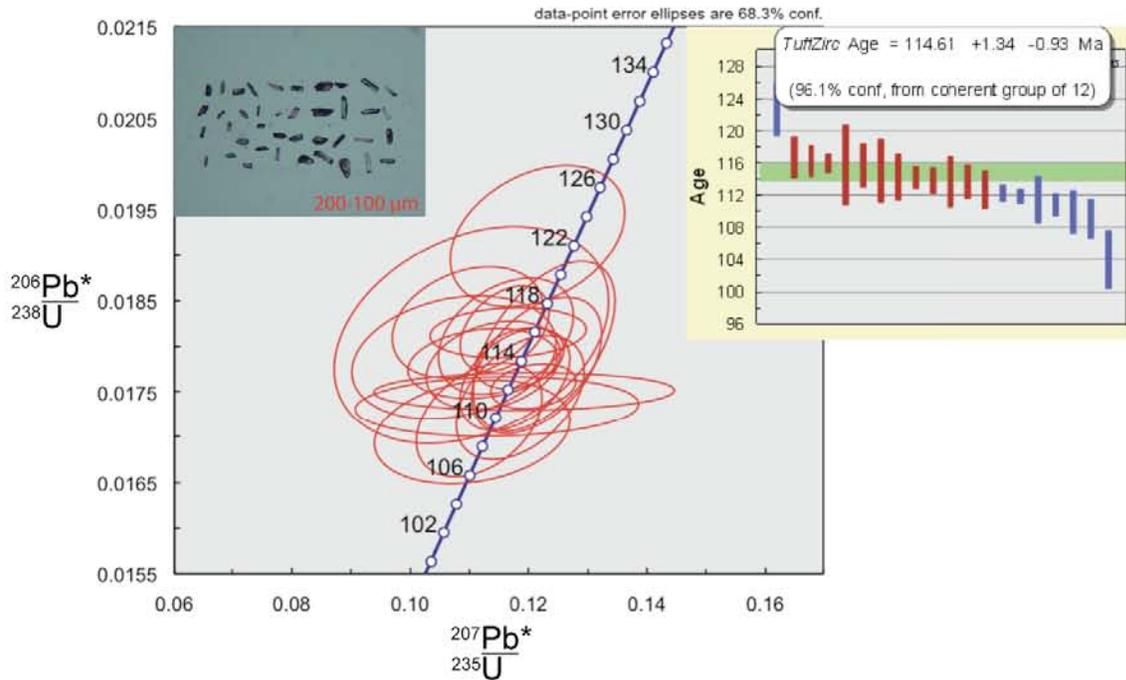


Figura 35. Gráfica de los análisis $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ contra $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ de los gabros JLT-12 y JLT-32. Se graficaron las muestras en rojo con sus elipses de error 1σ correspondientes. Se presentan los resultados de la edad de cada muestra, obtenida mediante el programa TuffZirc con un error 2σ . Se pueden apreciar algunos de los cristales utilizados para los análisis.

6.7. Resultados.

6.7.1. Geocronología.

Los resultados de las edades no integradas obtenidas por $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ para el gabro JLT-12 en dos anfíboles (negro y verde) son similares aunque el anfíbol verde es un poco más joven (114.6 ± 1.1 Ma y 111.0 ± 1.1 Ma respectivamente). La relación de Ca/K es mayor en el anfíbol verde (29) que en el negro (16). Para ambos anfíboles las mesetas de las gráficas de edad contra porcentaje de ^{39}Ar liberado son bastante planas, aunque muestran ligero exceso de Ar en las primeras etapas de calentamiento, pero también ligera pérdida al calentarla un poco más (sobre todo en el anfíbol negro). Sin embargo, el anfíbol verde tiene evidencia de mayor alteración o pérdida de Ar al observar los espectros no planos y con pendiente positiva de Ca/K y Cl/K , que son más pronunciados que en el anfíbol negro. Por lo tanto, la edad del anfíbol café es más confiable.

La edad de $U\text{-Pb}$ en zircones para el gabro JLT-12, procesada por TuffZirc, es de $112.84 + 1.20 - 1.72$ Ma. La del gabro JLT-32 igualmente procesada fue de $114.61 + 1.34 - 0.93$ Ma.

6.7.2. Isotopía.

Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y ϵNd se calcularon según las fechas obtenidas en este trabajo (*) y en trabajos anteriores. Algunas otras fueron inferidas. Para los gabros JLT-8A, JLT-12*, JLT-30-2, JLT-32*, JLT-45 y MS-25 la edad utilizada fue de 114 Ma basado en las edades obtenidas por los dos métodos. Para el dique máfico JLT-13C y la cuarzo-monzodiorita JLT-23 se utilizó una edad de 70 Ma, obtenida por Schaaf (1990) mediante una isocrona de 8 muestras por el método Rb-Sr . Dicho dique corta a gabros en el lugar de afloramiento y por lo tanto se asume posterior a éstos. Para el gabro JLT-41 de Tepalcaltepec se utilizó una edad de 100 Ma con base en la edad obtenida por Salazar-Juárez (en proceso) para un granito usándose zircones mediante LA-ICPMS. Para los gabros MZ-3 y MZ-4 de Manzanillo se

asumió una edad de 70 Ma con base en los fechamientos en zircones de gabros obtenidos por LA-ICPMS por Panseri (2007). Para el gabro de Aquila Aq-1 la edad asumida fue 57 Ma basado en una edad de enfriamiento obtenida por Schaaf (1990) mediante el par biotita-roca entera de una granodiorita por el método *Rb-Sr*. Para la muestra ATG-1 se utilizó 118 Ma que es una edad de una andesita basáltica de la Formación Tecalitlán (la roca encajonante) obtenida por Bermúdez-Santana (1994) por K-Ar en hornblenda. Para las muestras de la placa de Rivera D5-2ext. y D5-2int. fue 1.4 Ma obtenida por Schaaf et al. (2008) mediante *Ar-Ar* en roca total.

Los gabros de Jilotlán presentan relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)*i* con un rango de 0.70315 a 0.70360, de ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)*i* de 0.51277 a 0.51286 y de (ϵNd)*i* de +7.15 a +5.47, con edades modelo (T_{DM}) de 0.366 a 0.665 Ga.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 tiene una relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)*i* de 0.70379, una relación ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)*i* de 0.51272, (ϵNd)*i* de +3.55 y T_{DM} de 0.511 Ga.

El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec tiene una relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)*i* de 0.70413, una relación ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)*i* de 0.51283, (ϵNd)*i* de +6.34 y T_{DM} de 0.456 Ga.

Los gabros MZ-3 y 4 de Manzanillo tienen relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)*i* de 0.70349 y 0.70349 y ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)*i* de 0.51284 a 0.51287 respectivamente. Presentan valores de (ϵNd)*i* de +5.70 y +6.34 respectivamente y T_{DM} de 0.335 Ga para la MZ-4 y 0.465 Ga para la MZ-3.

El gabro Aq-1 de Aquila tiene una relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)*i* de 0.70374, una relación ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)*i* de 0.51285, (ϵNd)*i* de +5.60 y T_{DM} de 0.532 Ga.

Los basaltos D5-2ext y D5-2int de la placa de Rivera tienen relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)*i* de 0.70250 y 0.70252 y ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)*i* de 0.51325 y 0.51324 respectivamente. Presentan valores de (ϵNd)*i* de +11.96 y +11.72. Las edades T_{DM} son negativas y por lo tanto irreales debido a que la separación de estos basaltos del manto empobrecido tienen sólo 1.4 Ma.

La meta-arenisca ATG-1 tiene valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuales muy elevados. Dada la naturaleza de la roca así como el exceso de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ que presenta (43.30), las relaciones iniciales no tienen sentido.

En la figura 36 se presenta un diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales (*i*) de todas las rocas analizadas en este estudio y anteriores.

En la figura 37 se presenta un diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuales, donde se grafican rocas de diferentes arcos volcánicos compiladas por diferentes autores, con el fin de compararlas con los gabros de este estudio y anteriores. Por tal motivo, todas las muestras utilizadas en este trabajo incluyendo algunas de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 2000) para comparación, fueron graficadas con sus relaciones iniciales para determinar el tipo de fuentes de las que provienen.

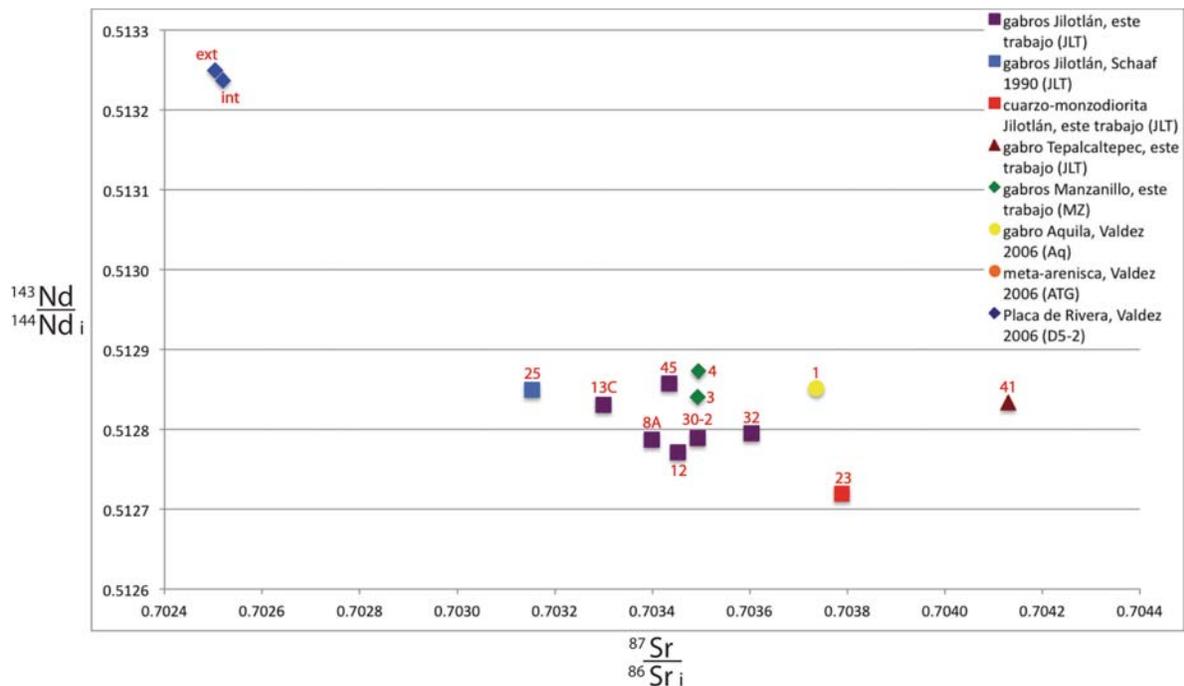


Figura 36. Diagrama ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) vs ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) donde se grafican las relaciones iniciales (*i*) de las muestras de éste y estudios anteriores.

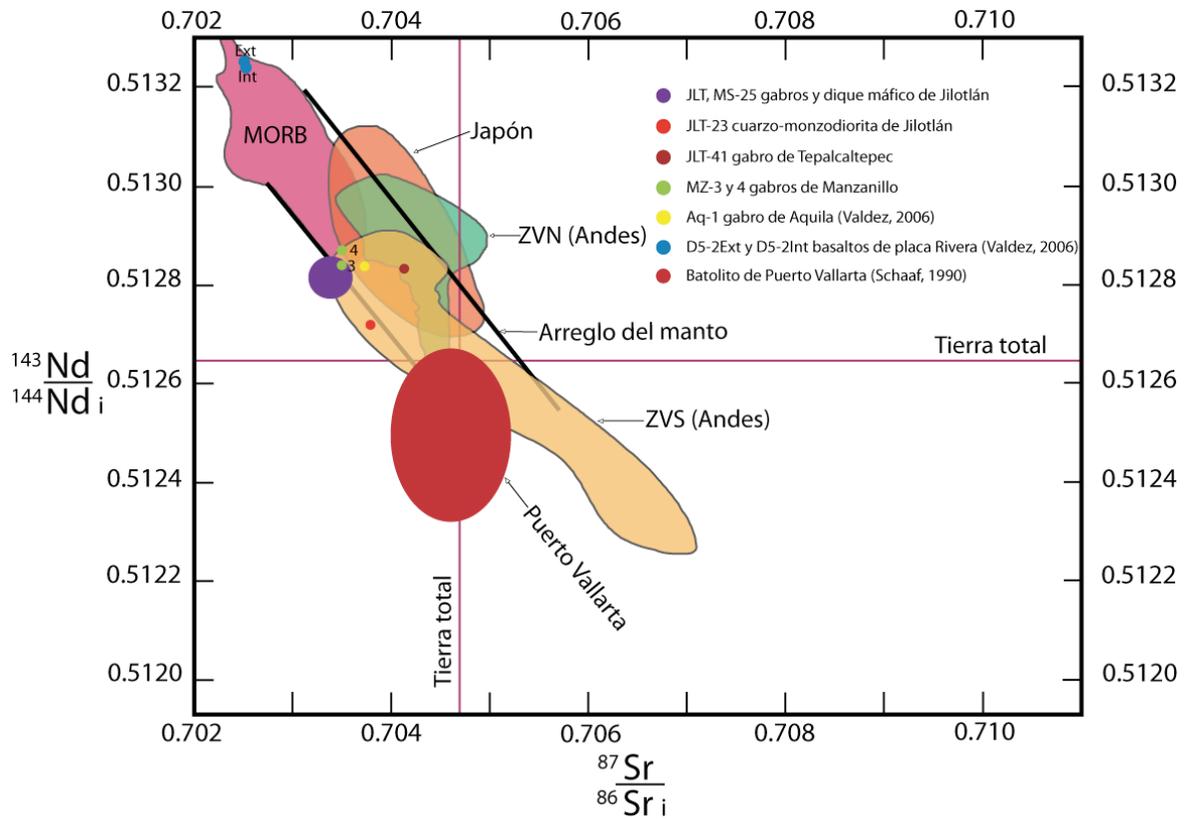


Figura 37. Diagrama ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) vs ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) modificado de Winter (2001) donde se grafican las relaciones iniciales de las muestras de éste y estudios anteriores. El campo MORB es el promedio de varios tipos de basalto de cordillera meso-oceánica. El de Japón es un promedio de arco de islas de Japón. ZVN es la zona volcánica norte de los andes. ZVS es la zona volcánica sur de los andes. Se graficó también la composición de la Tierra total así como un arreglo del manto. Todos los campos mencionados se graficaron con sus relaciones isotópicas actuales.

Capítulo 7. Discusión.

A continuación se discuten los resultados petrográficos, geoquímicos e isotópicos de las muestras de este trabajo y anteriores. Se examina primero la mineralogía junto a las características geoquímicas de elementos mayores y traza, y después las características isotópicas que presentan las rocas. Finalmente se propone un modelo magmático en el que probablemente se generaron los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo. Ya que no se observaron diferencias geoquímicas o isotópicas entre los microgabros y los gabros de Jilotlán y Manzanillo, se hablará de gabros en general.

7.1. Mineralogía y elementos mayores.

Aunque las rocas JLT-45 y JLT-8A presentan los más altos contenidos de sílice de los gabros, no están sobresaturadas como para cristalizar cuarzo. La primera además tiene el más alto contenido de sodio, que concuerda con la posible sausuritización observada en plagioclasas de la lámina delgada. La segunda contiene pocos cristales con textura antipertítica. Se ha reportado enriquecimiento de sodio en basaltos por alteración hidrotermal y de potasio en granitos por metamorfismo de contacto (Rollinson, 1993). Por lo tanto, ambas anomalías pueden deberse a alteración hidrotermal para la JLT-45 y probable metasomatismo con exsolución sub-solidus, con sobresaturación de potasio en algunos cristales de la JLT-8A, al ser intrusionado el gabro por la fase granítica.

La JLT-12 es una roca que presenta valores químicos promedio respecto a los otros gabros, pero es la única que muestra pocos ortopiroxenos, además de clinopiroxenos, así como una textura antipertítica en pocos cristales por probable metasomatismo con exsolución sub-solidus.

La muestra JLT-30-2 presenta la más alta concentración de potasio de los gabros, mientras que la cantidad de sodio es moderada. No se observaron cristales de feldespatos potásicos en la lámina. Sin embargo, sí se observó calcita y epidota en

plagioclasas resultado de la sausriritización. El alto contenido de potasio seguramente es de origen metasomático.

La muestra JLT-41 grafica en el campo de la serie calci-alkalina de alto potasio en el diagrama de Peccerrillo y Taylor (1976). Sin embargo, la lámina delgada no presenta cristales de feldespató potásico. Puede tratarse también de enriquecimiento por metasomatismo.

La JLT-23 también grafica en la serie calci-alkalina de alto potasio del diagrama de Peccerrillo y Taylor (1976) y se observaron varios cristales de feldespató potásico en la lámina delgada, lo que confirma este carácter.

Aunque fueron colectadas a una distancia no mayor de 100 metros entre ambas, la muestra MZ-4 contrasta con la MZ-3, ya que la primera presenta más enriquecimiento en potasio y aún más en sodio, pero también presenta más hierro, magnesio y titanio. La MZ-4 también presenta biotita, que no se observa en la MZ-3.

Ya que la muestra D5-2int es la parte interior de una muestra proveniente de la placa de Rivera, debe ser toleítica ya que tiene baja cantidad de potasio. Por otro lado, la D5-2ext es la parte exterior (zoneada y ligeramente alterada) de la muestra, que tiene un enriquecimiento de potasio suficiente para graficar en el campo de la serie calci-alkalina de medio potasio, del diagrama de Peccerrillo y Taylor (1976). Se ha documentado el enriquecimiento de potasio en basaltos por intemperismo submarino (Rollinson 1993).

Como se observa, entre los gabros de Jilotán, algunos son más máficos que otros mineralógica y geoquímicamente. Todos los analizados para este trabajo y por Schaaf (1990) son subalkalinos. De ellos sólo la muestra MS-24 y tal vez el dique JLT-13C son toleíticos, mientras que los demás son de la serie calci-alkalina de medio potasio, excepto la JLT-30-2 con características shoshoníticas. La cuarzo-monzodiorita JLT-23 es de la serie calci-alkalina de alto potasio y es claramente una fase magmática distinta a los gabros por relaciones de campo y geoquímicamente. El gabro de Tepalcaltepec JLT-41 es también subalkalino y de la serie calci-alkalina de alto potasio. Aunque puede tratarse de una roca no relacionada a los gabros de Jilotán, ya que presenta algunas características geoquímicas diferentes a la mayoría, no se puede asegurar hasta el momento porque comparte dichas características con la muestra

JLT-30-2 de Jilotlán. El gabro Aq-1 de Aquila es subalcalino y pertenece a las series calci-alcalinas de bajo potasio. No se ha podido saber la relación del gabro de Aquila con los gabros de Jilotlán, pero dada la distancia y la edad respecto a éstos, sólo estarían asociados al mismo proceso geológico regional. De las muestras de Manzanillo, el gabro MZ-4 se considera subalcalino ya que no hay minerales que indiquen alcalinidad. El MZ-3 es claramente subalcalino y ambos parecen pertenecer a la serie calci-alcalina de medio potasio pero donde grafican no permite asegurarlo por la baja cantidad de sílice que presentan. Debido a las características petrográficas y a las diferencias geoquímicas antes mencionadas, podría tratarse de dos cuerpos máficos distintos, aunque es poco probable dada su cercanía. Las dos partes de la muestra de basalto de la placa Rivera son subalcalinas y toleíticas, lo que es típico de basaltos de placa oceánica. La D5-2ext. grafica en la serie subalcalina de potasio medio por intemperismo.

7.2. Mineralogía y diagramas Harker.

La MZ-3 tiene el máximo contenido de aluminio y calcio. Puede explicarse por tener plagioclasas cálcicas y clinopiroxenos cálcicos. Sin embargo, tiene los más bajos valores de titanio.

Las muestras MS 24 y 25 presentan el mayor contenido de magnesio pero el menor de hierro; también alto contenido de calcio. Esto puede explicarse porque tienen plagioclasas cálcicas, minerales máficos y óxidos ricos en magnesio y menos hierro.

La JLT-45 es la muestra más evolucionada porque presenta el más alto valor de sílice y sodio y bajos valores de magnesio, hierro y calcio. Esto concuerda con que no presenta piroxenos y la ausencia de plagioclasas muy cálcicas (~40% componente anortítico aunque en un solo cristal).

La JLT-32 es el gabro más primitivo por tener el más alto contenido de hierro, titanio y calcio, así como el más bajo de sílice. Esta composición concuerda con la presencia de óxidos, clinopiroxeno, plagioclasa cálcica (~53% de componente anortítico).

La JLT-30-2 tiene el mayor contenido de potasio pero presenta valores primitivos en los demás elementos. Esta muestra es anómala porque no presenta feldespatos potásicos.

Como se puede observar en la figura 25, para los gabros de Jilotlán no se pueden identificar procesos de cristalización fraccionada o fusión parcial con los diagramas presentados. Sin embargo, fueron útiles para corroborar si la composición química total corresponde a las fases minerales presentes. Por otro lado, por las fases minerales presentes y ausentes, se cree que la cristalización fraccionada sí pudo llevarse a cabo, ya que en ninguna muestra hubo presencia de olivino, por ejemplo. Adicionalmente sólo en una muestra se identificó la presencia de ortopiroxeno, en muy baja proporción.

Es posible que el enriquecimiento en sodio y potasio de todos los gabros que lo presentan sea posterior, por alteración hidrotermal (sodio) y por el evento intrusivo de la fase granítica en los gabros (potasio), ya que las muestras que lo presentan son en general muy máficas. Menos probablemente se debe al fraccionamiento de fases minerales pobres en esos componentes y el consecuente enriquecimiento relativo en éstos.

7.3. Elementos traza.

El diagrama araña (Figura 26) permite evaluar el comportamiento de los diferentes elementos traza en los gabros investigados. Los valores son normalizados respecto a N-MORB:

Cs

Para los gabros y el dique máfico de Jilotlán el Cs es el elemento más móvil por tener el mayor radio iónico y la más alta solubilidad. Por lo anterior, su enriquecimiento observado en los gabros, se debe a que la fuente lo contenía en cierta concentración o hubo metasomatismo.

Rb

Ya que el Rb tiene afinidad por los minerales ricos en K, para las muestras con un aumento respecto al Ba, pudo haber acumulación de micas o anfíbol. Para las

muestras con anomalía negativa probablemente se fraccionó la mica o anfíbol. Dadas las concentraciones, se observa que la fuente pudo estar un poco enriquecida en Rb por cierta de contaminación cortical o metasomatismo.

Ba

Debido a que el Ba es capturado con preferencia por minerales ricos en K como el feldespató potásico, los valores pueden indicar la existencia de una fuente un poco enriquecida en K o que las rocas fueron metasomatizadas, lo que explicaría la escasa presencia de feldespató potásico en algunas láminas.

U-Th

El ligero aumento de U respecto a Th en la MS-25 puede deberse a que en condiciones oxidantes el U es más móvil que el Th porque es soluble en agua al formarse el ion uranilo (UO_2^{2+}). Sin embargo, la anomalía se puede deber también al hecho de emplear dos métodos analíticos distintos ya que ningún otro gabro presenta una diferencia tan grande entre ambos elementos. La concentración observada puede deberse a una fuente ligeramente enriquecida en estos elementos, ya que ambos elementos son bastante incompatibles.

Nb

Ya que el Nb es un elemento incompatible, posiblemente la fuente de estas rocas está empobrecida en este elemento o que minerales como la ilmenita y rutilo pudieron fraccionarlo del magma. La titanita y la hornblenda pueden concentrarlo pero es poco probable ya que ambas están presentes en muchas de las rocas.

Ta

Debido a su comportamiento geoquímico similar por ser HFSE altamente incompatible, se cree que hubo un poco más de Ta que Nb en la fuente o que si la titanita capturara más Ta que Nb (observada en muchas de las rocas), su presencia aumentó ligeramente el Ta respecto al Nb.

La-Ce

Puesto que el La y Ce son REE ligeras (LREE) y relativamente incompatibles, puede ser que la fuente de estas rocas esté poco empobrecida o ligeramente enriquecida en dichos elementos.

Pb

El Pb es moderadamente incompatible pero puede ser transportado en soluciones acuosas. Se piensa que la fuente estuvo enriquecida en este elemento por sedimentos marinos de la placa.

Pr

Los valores casi idénticos de Pr respecto a La y Ce se deben a que los tres son REE ligeras por lo que seguramente la fuente está poco empobrecida o ligeramente enriquecida en dichos elementos.

Sr

Debido a que el Sr se sustituye fácilmente por el Ca, se infiere que la anomalía positiva se debe a la acumulación de plagioclasa cálcica. Se determinó la composición de la plagioclasa petrográficamente como mayor a 50% de porcentaje anortítico en promedio, lo que concuerda con esta inferencia.

REE y Zr-Hf

Las REE (Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Y, Lu) son en general moderadamente incompatibles (incluyendo el La, Ce y Pr antes mencionados), así como los HFSE moderadamente incompatibles (Zr, Hf). Cabe mencionar que los HFSE altamente incompatibles (Nb y Ta) tienen en la mayoría de los casos valores menores que los moderadamente incompatibles, lo que sugiere fraccionamiento de los primeros por alguna fase mineral. Se observan dos subgrupos con valores muy similares entre sí, los gabros JLT-30-2, JLT-45, JLT-8A y dique JLT-13C con valores más altos, y los gabros JLT-12, JLT-32 y MS-25 con valores más bajos.

7.3.1. Jilotlán.

Como se observó, los gabros de Jilotlán tienen patrones geoquímicos muy similares entre sí, lo que indica historias cogenéticas similares. Sin embargo, hay pequeñas diferencias en sus concentraciones. La muestra que presenta los valores más bajos tanto en elementos compatibles como en los incompatibles (excepto el Cs, que es el más alto, el Rb y Ba que se empalman con las otras muestras) es la JLT-32. La que tiene los valores más altos tanto en los elementos compatibles como en algunos

moderadamente incompatibles (con excepción de los más incompatibles en que se empalma con otras muestras) es la JLT-30-2. Esta roca es la única que no muestra anomalía positiva de Sr y de Pb, que puede explicarse porque el Pb se movilizó por alteración hidrotermal y porque la plagioclasa no es tan cálcica como para concentrar suficiente Sr. La diferencia en las concentraciones de elementos moderadamente compatibles y los compatibles, entre estas dos rocas así como de los dos subgrupos de gabros (ver sección 7.3), puede deberse a que los gabros se generaron de fuentes similares y probablemente distintos grados de cristalización fraccionada o de una fuente más enriquecida que la otra. Adicionalmente, la fuente de los gabros no parece ser únicamente un manto empobrecido ya que presenta patrones más evolucionados (respecto a N-MORB y respecto a la fusión o cristalización de un manto superior empobrecido promedio). Dichos patrones son comunes en rocas generadas en zonas de subducción.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 tiene valores mayores de Cs, Rb, Ba, Th y U que los gabros, y decrecen en dicho orden. Esto indica una fuente más enriquecida en estos elementos. El valor de Nb puede indicar un empobrecimiento en la fuente, o que la hornblenda, ilmenita o el rutilo lo fraccionaron. Si es cierto que la titanita prefiere al Ta respecto al Nb, el ligero aumento del primero podría deberse a la escasa presencia de titanita observada petrográficamente. La anomalía positiva de Pb puede deberse a que la fuente está enriquecida en este elemento y que pudo haber participación de una fuente evolucionada dados los valores de Th y U. La anomalía positiva de Sr puede explicarse por captura de este elemento en plagioclasa cálcica (53% An determinado petrográficamente). El decremento de Nd, Zr y Hf puede explicarse como un empobrecimiento en la fuente de estos HFSE moderadamente incompatibles. Los valores de Dy, Ho, Er, Yb y Lu muestran un empobrecimiento gradual de las REE moderadamente incompatibles, y una fuente más empobrecida en las más compatibles que la de los gabros.

Los patrones y concentraciones observados en la JLT-23 indican una fuente distinta o procesos diferentes en su generación que para los gabros. Esto concuerda con su composición félsica y la relación vista en campo respecto a ellos. Su fuente está más empobrecida en elementos compatibles y enriquecida en los más incompatibles

respecto a los gabros. Esto puede deberse a una fuente más evolucionada o mayor contaminación cortical, o menos probablemente a bajos grados de fusión parcial de una fuente similar a los gabros. También presenta los patrones típicos de zonas de subducción.

7.3.2. Tepalcaltepec.

La muestra JLT-41 de Tepalcaltepec tiene valores de Rb y Ba que pueden indicar una fuente más enriquecida o mayor metasomatismo en estos elementos respecto a los de Jilotlán. La anomalía positiva de Pb y Sr indica, al igual que los de Jilotlán, una fuente enriquecida en Pb o metasomatismo y captura de Sr por plagioclasa cálcica. Excepto por los mayores valores de Rb y Ba debidos a una probable contaminación cortical o metasomatismo, los patrones y concentraciones observados, no permiten distinguir una fuente muy distinta para el gabro de Tepalcaltepec respecto de los de Jilotlán. Los patrones son típicos de zonas de subducción.

7.3.3. Manzanillo.

Para la muestra MZ-3 de Manzanillo, la anomalía negativa de Rb se puede dar por posible empobrecimiento en la fuente. Los valores de Th y U indican también un empobrecimiento en la fuente, los de Nb y Ta posible fraccionamiento de hornblenda, ilmenita, rutilo o titanita. La anomalía positiva de Pb es probable que sea por enriquecimiento en la fuente o metasomatismo. La anomalía de Sr se debe seguramente a que la plagioclasa es muy cálcica (58% An por petrografía). Los valores de Nd, Zr y Hf disminuyen por probable empobrecimiento en la fuente, y el ser mayores que Nb y Ta puede deberse a posible fraccionamiento de los últimos. La pequeña anomalía positiva de Eu se debe seguramente a que había Eu^{+2} al existir condiciones reductoras y baja fugacidad de oxígeno. El Eu^{+2} se sustituye por Ca en la plagioclasa cálcica de esta roca (Winter, 2001). Los valores de Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Y y Lu indican una fuente más primitiva o distintos procesos de generación que los de Jilotlán y Tepalcaltepec.

En la muestra MZ-4 el valor de Cs indica una fuente enriquecida o metasomatismo. La anomalía negativa de Rb es producida por un empobrecimiento en la fuente. La falta de una anomalía de Pb sugiere que fue removido por alteración hidrotermal o, menos probablemente, que la fuente no estaba enriquecida en este elemento. La anomalía positiva de Sr se debe a acumulación en la plagioclasa cálcica (53% An determinado petrográficamente). Los bajos valores de Zr y Hf indican un empobrecimiento de estos elementos en la fuente. Los valores de Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Y y Lu indican una fuente similar a los de Jilotlán en esos elementos. La ligera anomalía negativa de Eu, se debe seguramente a que Eu^{+2} fue capturado por plagioclasa cálcica que fue fraccionada. Los valores de la muestra MZ-4 difieren en concentraciones y patrones respecto de la MZ-3, lo que sugiere procesos distintos en su generación o menos probablemente fuentes distintas. Esto concuerda con la distinta textura y mineralogía observada macroscópica y petrográficamente. Sin embargo, ambos patrones coinciden nuevamente con una forma típica de rocas de arco.

La fuente del gabro MZ-3 puede ser distinta o haberse generado por procesos diferentes a las de Jilotlán y Tepalcaltepec, mientras que la MZ-4 parece tener una fuente y procesos de generación similares. La MZ-3 es aparentemente el gabro más primitivo de todos.

7.3.4. Aquila.

El gabro Aq-1 de Aquila muestra un menor valor de Th respecto a U que es anómalo dado el comportamiento geoquímico similar de ambos elementos. En condiciones oxidantes el U tiene valencia +6 y es más móvil que el Th por formar el ion uranilo y ser más soluble en fluidos acuosos. Si ese es el caso, la roca pudo tener un enriquecimiento de U por metasomatismo. En conjunto se observan patrones similares sobre todo para los elementos más incompatibles, pero en los moderadamente compatibles se tienen menores valores, lo que puede indicar una fuente un poco más empobrecida en éstos que los de Jilotlán. Sin embargo, el patrón general sugiere fuentes y procesos similares de generación.

7.3.5. Placa de Rivera.

La muestra D5-2 int del basalto de la placa de Rivera presenta una anomalía positiva de Pb probablemente por metasomatismo. La anomalía negativa de Sr se debe seguramente a que este elemento no es abundante en las fuentes de basaltos de placa oceánica. Los patrones y valores observados para los elementos moderadamente incompatibles y compatibles son los típicos de basaltos de cordillera oceánica (MORB) ya que la fuente se enriquece en ellos. Sin embargo, los valores de los elementos más incompatibles observados son anómalos ya que la fuente tiende a estar empobrecida en ellos. Esto indica un enriquecimiento posterior, probablemente por metasomatismo.

7.3.6. Meta-arenisca.

La meta-arenisca ATG-1 tiene la anomalía negativa de Ba por contener muy poco, o haber sido erosionado por completo el feldespatos potásico, ya que éste lo captura. Los altos valores de Th y U confirman un carácter continental. La anomalía negativa de Nb y positiva de Ta sugiere un enriquecimiento posterior de este HFSE altamente incompatible. La anomalía positiva de Pb puede deberse a su carácter continental, mientras que las anomalías negativas de Sr y Eu a la ausencia de plagioclasa cálcica que se había formado en condiciones reductoras (Eu^{+2}). Se puede observar un patrón y concentraciones para esta meta-arenisca muy distintos a todos los gabros, que confirman un carácter continental más evolucionado que éstos.

7.4. Tierras Raras (REE).

De los gabros y el dique de Jilotlán se pueden tener anomalías negativas de Ce en las fuentes de arcos de islas por la presencia de sedimentos pelágicos y basaltos alterados por agua marina en la zona de subducción (Neal y Taylor, 1989). La anomalía negativa de Eu se debe al fraccionamiento de plagioclasa cálcica del sistema magmático, y la anomalía positiva se debe a la acumulación de ésta.

La diferencia entre los dos subgrupos (ver sección 7.3) de muestras observados puede deberse a que los de mayores valores se generaron por distintos grados de cristalización de una misma fuente o menos probable de una fuente ligeramente más enriquecida que los de valores menores.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 muestra un patrón completamente distinto al de los gabros, dada la diferencia en composición. El que esté más empobrecida en elementos compatibles y enriquecida en incompatibles indica una fuente más evolucionada o procesos distintos que los gabros a partir de una misma fuente.

El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec tiene patrones que se parecen al de la JLT-12 y 32, lo que sugiere una fuente similar a los gabros de Jilotlán.

El gabro MZ-3 de Manzanillo tiene una anomalía positiva de Eu por acumulación de plagioclasa cálcica. El MZ-4 tiene, al contrario, una anomalía negativa de Eu por fraccionamiento de plagioclasa. Los patrones de ambos gabros de Manzanillo se generaron posiblemente por distintos procesos entre sí y una fuente o procesos diferentes para la MZ-3, y fuente y procesos similares para la MZ-4 respecto a los de Jilotlán.

El basalto de la placa de Rivera D5-2 int tiene una pequeña anomalía negativa de Eu que puede atribuirse a cierto fraccionamiento de plagioclasa. Los altos valores de los elementos más compatibles indican una fuente más enriquecida en éstos, que sumado a un patrón con pendiente positiva, es típico de magmas tipo MORB. Los valores de elementos menos compatibles indican fuentes similares a las de Jilotlán pero más enriquecidas respecto de los demás gabros.

Los valores de elementos menos compatibles de la meta-arenisca ATG-1 probablemente se debe a que los sedimentos que la componen no tenían concentraciones altas de éstos. La gran anomalía negativa de Eu, se puede deber a que los sedimentos son pobres en plagioclasa que lo fraccionó de la fuente. Los valores de los elementos más compatibles indican que los sedimentos provienen de una fuente empobrecida respecto a los gabros, de origen cortical.

7.5. Resumen de geoquímica.

Todos los gabros y la cuarzo-monzodiorita de este trabajo y otros estudios son considerados subalcalinos. La mayoría de los gabros de Jilotlán (JLT), el de Aquila (Aq-1) y los de Manzanillo (MZ) son calci-alcalinos de medio potasio. La cuarzo-monzodiorita de Jilotlán (JLT-23) y el gabro de Tepalcaltepec (JLT-41) son calci-alcalinos de alto potasio. El gabro JLT-30-2 es shoshonítico. Un gabro de Jilotlán (MS-24), el dique máfico de Jilotlán (JLT-13) y los basaltos de la placa de Rivera (D5-2 int, ext) son toleíticos.

El enriquecimiento en sodio de los gabros se atribuye a alteración hidrotermal, mientras que el enriquecimiento de potasio a metasomatismo producto de la intrusión. La escasa cristalización de feldespatos potásicos es probablemente producto de exsolución sub-sólidos al tener sobresaturación de potasio debido al metasomatismo.

Las características geoquímicas de elementos mayores y los patrones de elementos traza indican que todas las rocas fueron generadas en un ambiente de arco magmático, excepto los basaltos de la placa de Rivera.

El enriquecimiento en elementos traza altamente incompatibles y el empobrecimiento de algunas muestras en elementos más compatibles respecto a N-MORB, observado en los gabros y la cuarzo-monzodiorita de Jilotlán, y los gabros de Tepalcaltepec y Manzanillo, puede llevarse a cabo de dos maneras principales. Por el aporte de fluidos de la placa subducida y por la continua fusión de la cuña del manto, respectivamente; o por la participación de una fuente más evolucionada que N-MORB como una corteza oceánica o continental primitiva. Adicionalmente, metasomatismo del manto o por eventos posteriores (intrusión de granitoides) pueden enriquecer los gabros en los elementos más incompatibles.

Las diferencias de elementos traza que presentan los dos subgrupos de Jilotlán (ver sección 7.3) son explicables por distintos grados de cristalización fraccionada de una misma fuente o, menos probablemente, de una fuente ligeramente más enriquecida que la otra. La cuarzo-monzodiorita presenta patrones que pueden ser generados por

bajos grados de fusión de una fuente similar a la de los gabros o la participación de una fuente más evolucionada que la de los gabros.

El gabro JLT-41 muestra patrones que sugieren fuentes y procesos similares a los de Jilotlán, aunque mayor enriquecimiento de elementos altamente incompatibles por una fuente más enriquecida o mayor metasomatismo en éstos que los de Jilotlán.

El gabro MZ-3 de Manzanillo aparentemente tiene una fuente más primitiva o distintos procesos de generación que los de Jilotlán, y la MZ-4 tiene una fuente y procesos de generación similares a éstos. Las diferencias entre ambas muestras de Manzanillo se deben a distintos procesos (fusión para la MZ-3 y cristalización fraccionada para la MZ-4) o menos probablemente a fuentes distintas.

El gabro Aq-1 de Jilotlán presenta patrones que sugieren una fuente similar pero ligeramente más empobrecida que los de Jilotlán aunque con procesos de generación similares.

La muestra de la placa de Rivera (D5-2int) corresponde a un MORB y la meta-arenisca ATG-1 es claramente de tipo continental.

7.6. Geocronología e isotopía.

Para el gabro JLT-12 las mesetas de las gráficas de edad contra porcentaje de ^{39}Ar liberado son bastante planas, aunque muestran ligero exceso de Ar en las primeras etapas de calentamiento, pero también ligera pérdida al calentarla un poco más (sobre todo en el anfíbol negro/café). Sin embargo, ambos anfíboles tienen evidencia de alguna alteración o pérdida de Ar al observar los espectros no planos y con pendiente positiva de Ca/K y Cl/K , que son más pronunciados en el anfíbol verde. Además ambos tienen relaciones de Ca/K altas. Por lo tanto, el anfíbol verde tiene más evidencia de pérdida de Ar .

Las edades de U-Pb en zircones obtenidas para ambas muestras son bastante concordantes lo que sugiere que sus zircones son magmáticos (sin componentes heredados), y por lo tanto, se consideran como edades de cristalización. La edad del gabro JLT-12 (112.84 +1.20 -1.72 Ma) concuerda con ambas edades obtenidas por

$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ si se consideran los errores de las tres edades. A su vez la edad de la muestra JLT-32 (114.61 +1.34 -0.93 Ma) es cercana a éstos.

Como se puede ver en el diagrama de la figura 37, los gabros de Jilotlán presentan relaciones iniciales (i) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ magmáticamente muy primitivas, de tipo mantélico. Aunque las muestras tienen cierta amplitud en su rango de valores, éstos son diferentes a los gabros de otras regiones y a la cuarzo-monzodiorita de Jilotlán. Dentro de estos gabros, los valores más primitivos de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i los presenta el gablo MS-25 (Schaaf, 1990) y los menos primitivos la JLT-32. Los valores más primitivos de ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) i los presenta la muestra JLT-45 mientras los menos primitivos la JLT-12. No se observa una correlación directa entre las relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i y ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) i . La JLT-45 presenta los valores más bajos de ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) i y moderadamente altos de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i . El rango de edades modelo indica que no hubo mucho tiempo de residencia en la corteza o mucha participación de corteza antigua en la generación de los magmas ya que el Nd se separaría del manto como mínimo 366 Ma y como máximo hace 665 Ma con un promedio de 525 Ma.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 de Jilotlán muestra valores menos primitivos de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i y ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) i , lo que indica una fuente más evolucionada, aunque sigue siendo una roca extremadamente primitiva para su composición. La edad modelo de 511 Ma es consistente con el carácter primitivo de la roca.

El gablo JLT-41 de Tepalcaltepec muestra relaciones ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) i similares a los gabros de Jilotlán, pero ligeramente más enriquecida en ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i . La edad modelo de 456 Ma también concuerda con el carácter primitivo de la roca.

Los gabros MZ-3 y 4 de Manzanillo son muy primitivos y grafican cercanamente a los gabros de Jilotlán. Ambos tienen valores muy bajos de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i que se empalman con los últimos, pero la MZ-4 tiene valores ligeramente más primitivos de ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) i . Nuevamente las edades modelo de 465 Ma para la MZ-3 y 335 Ma para la MZ-4 son consistentes con la isotopía, y reflejan el carácter ligeramente más primitivo de la MZ-4.

El gabro de Aquila Aq-1 (Valdez, 2006) tiene valores muy similares a los gabros de Jilotlán, aunque ligeramente más enriquecidos en $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. La edad modelo de 558 Ma concuerda con el carácter primitivo de la muestra.

Ambas muestras de la placa de Rivera D5-2Ext y D5-2Int son extremadamente primitivas como es de esperarse para un MORB.

Los granitoides del Batolito de Puerto Vallarta tienen las relaciones $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ y $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ más evolucionadas de todos los conjuntos de rocas. Las edades modelo tienen un rango de 534 a 1203 Ma reflejando un tiempo mayor de residencia de los magmas en la corteza, o aporte de una corteza continental evolucionada o antigua.

Los gabros de Jilotlán son los más primitivos, excepto por la muestra MZ-4 de Manzanillo que es ligeramente más primitiva en $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$. La MZ-3 de Manzanillo tiene composiciones isotópicas casi idénticas al grupo de los gabros de Jilotlán. La muestra Aq-1 de Aquila está ligeramente más enriquecida en $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ que los gabros de Jilotlán, mientras que la JLT-41 de Tepalcaltepec aún más. Todos los gabros y la cuarzo-monzodiorita, grafican entre los basaltos de la placa de Rivera (más primitivas) y las del Batolito de Puerto Vallarta (más evolucionadas).

El tipo de fuente de la que se generaron los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec, Manzanillo y Aquila probablemente corresponde a un manto superior parcialmente enriquecido por componentes de una zona de subducción y más empobrecido en elementos compatibles para varias muestras que N-MORB, y con ligeras variaciones locales; y/o con la participación de una corteza primitiva. La cuarzo-monzodiorita JLT-23 tuvo probablemente una fuente mantélica ligeramente más enriquecida que los gabros o una corteza primitiva un poco más evolucionada que éstos. Dadas las edades modelo muy similares para todos los gabros (496 Ma en promedio) y la cuarzo-monzodiorita (511 Ma), la contaminación o fuente cortical de ambos es la misma. Ya que es improbable que el manto se enriquezca mucho localmente respecto a zonas cercanas, la fuente del batolito de Puerto Vallarta probablemente tiene influencia de un componente cortical bastante evolucionado o muy antiguo. Las muestras de la placa de Rivera seguramente tuvieron una fuente de manto empobrecido.

7.7. Interpretación.

Hay varias evidencias de campo para afirmar que los gabros del plutón de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo fueron generados en un ambiente tectónico de arco volcánico. El cinturón plutónico regional a lo largo de la costa pacífica indica la presencia de un paleo-arco, posiblemente de origen continental dada su extensión. Por lo anterior se tratará de identificar el tipo de arco al que puede semejarse, si se consideran los criterios petrográficos, geoquímicos e isotópicos obtenidos en este estudio y comparando los resultados con arcos actuales.

7.7.1. Gabros de Jilotlán.

Petrografía.

Los gabros de Jilotlán así como el dique máfico (JLT-8A, 12, 30-2, 32, 45, 13C y MS-25) tienen una mineralogía particular: como minerales primarios todos presentan plagioclasa y anfíboles (café y verde); la mayoría tiene clinopiroxeno (augita), siempre en menor proporción que los anfíboles. Un gabro (JLT-8A) presenta poco ortopiroxeno y otros biotita. Como accesorios, todos tienen óxidos (por ejemplo titanomagnetita), titanita y clorita, en adición a epidota y calcita. Aunque no se observaron zircones en lámina delgada, se encontraron algunos en las dos muestras fechadas.

Muchas de las muestras presentan óxidos perforados rodeados por titanita y muchas veces inmersos en hornblenda. En algunas muestras también se observaron dos generaciones de hornblenda, una inmersa en la otra, y algunos cristales de piroxeno rodeados por hornblenda. Lo anterior puede deberse a dos hidrataciones del sistema. Por otro lado, se observó una textura poikilítica de algunos cristales de plagioclasa y hornblenda inmersos en posibles cristales de clinopiroxeno a veces totalmente sustituido por hornblenda. En algunos casos dichos cristales están rodeados por la segunda generación de hornblenda. Esto evidenciaría una falta de mezcla (exsolución) probablemente asociada a que el sistema cálcico (augita) cambió a una composición más férrica a la par de que se hidrataba el sistema (hornblenda),

sobrando calcio y cristalizando en forma de plagioclasa cálcica. Posteriormente ocurre otro proceso de hidratación, evidenciado por la segunda generación de hornblenda.

Adicionalmente, se observó una textura antipertítica. Esta textura de exsolución indica que el sistema se saturó en sodio y/o potasio y hubo falta de mezcla. Esto podría deberse al metasomatismo.

Se ha documentado la estabilidad de anfíbol café/verde a 0.1-0.2 Gpa y >3% de agua en el sistema (Winter, 2001). Esto correspondería a profundidades de 3 a 7 Km aproximadamente, las cuales son extremadamente someras para una roca plutónica aunque no imposibles. Se requiere un estudio de termobarometría para determinar las temperaturas y profundidades de cristalización.

Elementos mayores y traza.

Los gabros de Jilotlán pertenecen principalmente a la serie calci-alcalina de medio potasio, aunque hay algunos que posiblemente son de la serie toleítica (AFM y K₂O v.s SiO₂). Con los datos de elementos mayores no se distingue ningún arreglo que evidencie un proceso de cristalización fraccionada porque todos tienen un contenido similar de SiO₂.

El diagrama de araña indica que se trata de rocas muy primitivas por presentar valores similares a N-MORB. Su enriquecimiento en elementos incompatibles (LILE: Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) respecto a los más compatibles (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf) puede ser producto del enriquecimiento de la cuña del manto por fluidos liberados de la placa oceánica subducida al deshidratarse los minerales que la componen o por el ingreso de sedimentos contenidos en ésta; y/o por la participación de una corteza primitiva. Los picos negativos de Nb y Ta son considerados una firma de zona de subducción ya que son fraccionados por rutilo, ilmenita, titanita u hornblenda en la fuente. Hay una ligera anomalía positiva o negativa de Eu al acumularse o fraccionarse plagioclasa cálcica respectivamente, la cual lo captura. Lo anterior probablemente porque había condiciones principalmente oxidantes donde no se formó preferentemente Eu⁺² y por lo tanto no se sustituyó por calcio. Cabe destacar que las concentraciones de

elementos más compatibles en algunas muestras son inferiores a lavas N-MORB, y todos son inferiores al compararlos con el MORB de la placa de Rivera.

Todos los gabros pertenecen al campo de basaltos de arco volcánico, excepto por la MS-25 que grafica en el campo N-MORB (Zr-Nb-Y).

REE.

En los diagramas de REE se observan más claramente dos subgrupos de gabros (ver sección 7.3) que en los diagramas araña. Las rocas JLT-12, MS-25 y JLT-32 están más empobrecidas que el resto. Sin embargo, ambos subgrupos presentan patrones relativamente planos, con ligero enriquecimiento de la REE ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE) pero con pendientes similares entre si. Esto puede indicar una fuente relativamente homogénea localmente enriquecida en LREE por aporte de la placa subducida, a partir de la cual se generaron ambos subgrupos de gabros con ligeramente distintos grados de cristalización. El patrón casi totalmente plano de las HREE descarta la presencia de granate en la fuente.

La variación en los patrones de REE de los dos subgrupos de gabros se explica mejor por altos grados de cristalización para los del grupo enriquecido y un poco menores para los más empobrecidos de una misma fuente; en lugar de dos fuentes ligeramente distintas localmente (dos fuentes en la cuña del manto superior o dos de una corteza máfica) ya que hay poca variación isotópica entre éstos. Puede ser también una combinación de fuentes (manto y corteza máfica) y/o procesos combinados de fusión y cristalización.

Isotopía.

En el diagrama $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (se recalcularon los valores a ~ 114 Ma) se observa una composición isotópica que se empalma en parte sobre MORB enriquecido (E-MORB) pero que también está ligeramente más enriquecido en $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$. Dichas composiciones isotópicas indican una fuente más enriquecida que un manto empobrecido tipo MORB, enriquecida también en elementos

incompatibles, pero con más empobrecimiento de los elementos más compatibles para algunas muestras.

Probablemente la fuente es una cuña del manto enriquecida en elementos incompatibles por aporte de la placa subducida y posiblemente empobrecida en elementos compatibles porque la cuña del manto puede tener un flujo cerrado que la va empobreciendo al generarse magmas conforme pasa el tiempo, a diferencia de una zona de generación de MORB (Winter, 2001).

Si se tratara sólo de una fuente como la cuña del manto, la isotopía indicaría que es una fuente con menos Sm que MORB (menor $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$). Por otro lado, los valores de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ indicarían una fuente enriquecida en Rb respecto a MORB. Esto se puede dar en una cuña del manto enriquecida en elementos incompatibles y empobrecida en compatibles.

Sin embargo, las edades modelo indican la participación de una fuente cuyo Nd se separó del manto hace ~500 Ma, o material cortical reciclado con esa edad. La fuente sería más evolucionada que el manto, como una corteza máfica moderadamente antigua con mayor Rb y menor Sm que MORB. La fusión y cristalización de dicha corteza puede explicar el enriquecimiento en elementos incompatibles y el empobrecimiento en compatibles observado respecto a MORB.

Puede ser una combinación de magmas mantélicos con participación de corteza máfica. Es evidente que si hubo intervención de corteza, ésta era primitiva.

7.7.2. Cuarzo-monzodiorita de Jilotlán.

Petrografía.

La muestra JLT-23 es la única cuarzo-monzodiorita analizada para este estudio. Está sobresaturada en sílice y presenta también cristales de feldespatos potásicos. Además de los minerales accesorios mencionados para los gabros, se observaron zircones en lámina delgada.

Elementos mayores y traza.

Pertenece a la serie calci-alcalina (AFM) de alto potasio (K₂O vs SiO₂). Presenta un aumento en elementos incompatibles (LILE, LREE) y decremento en compatibles (HFSE, HREE) respecto a los gabros, sin anomalía de Eu. Pertenece a la serie de granitos de arco volcánico (Rb vs Yb+Ta).

El aumento en incompatibles y empobrecimiento en compatibles respecto a los gabros indica una fuente más enriquecida que éstos.

Por otro lado, ya que los elementos trazas son en general incompatibles, la cristalización fraccionada no modificaría la pendiente, solamente las concentraciones absolutas respecto a rocas generadas de la misma fuente. Por lo tanto, el patrón obtenido puede obtenerse por bajos grados de fusión de una fuente similar a los gabros. También puede tratarse de una fuente o combinación de fuentes más evolucionadas que éstos y/o procesos combinados de fusión y cristalización.

Isotopía.

El diagrama $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (se recalculan las relaciones para ~70 Ma) muestra que la roca es muy primitiva, pese a estar ligeramente más enriquecida que los gabros (menor $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ y mayor $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$). Lo último sugiere una cuña del manto más evolucionada que los gabros, una fuente cortical máfica más evolucionada que éstos, o una combinación de ambas fuentes.

La evolución de ese manto (más enriquecido en incompatibles y empobrecido en compatibles) o corteza (con mayor Rb y menor Sm) como posibles fuentes pudo darse a través del tiempo transcurrido (~45 Ma) entre la formación de los gabros (~114 Ma) y la cuarzo-monzodiorita (~70 Ma) en la región de Tecalitlán. Sin embargo, el hecho de que el gabro de Aquila (~56 Ma) y los de Manzanillo (~70 Ma) tengan una edad similar a la cuarzo-monzodiorita, sugiere que el manto no estuvo más enriquecido respecto al tiempo de formación de los gabros. Esto implica que la cuarzo-monzodiorita tuvo una fuente o influencia cortical más evolucionada, o mayor cantidad de corteza similar a los gabros a partir de una fuente mantélica también

similar, y no un manto más evolucionado. La edad modelo (511 Ma) comparada con los de gabros de Jilotlán (~500 Ma) sugiere una fuente o influencia cortical similar.

7.7.3. Gabro de Tepalcaltepec.

Petrografía.

El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec tiene también plagioclasa, un poco de clinopiroxeno (augita) y hornblendas como fases primarias. Como accesorios presenta óxidos, clorita, epidota y calcita; no se observó titanita. Muchos minerales máficos están alterados. Las hornblendas y clinopiroxenos presentan varios colores de interferencia y hay también vetillas de calcita, lo que puede indicar que hubo hidrotermalismo.

Elementos mayores y traza.

Pertenece a la serie calci-alcalina de alto potasio, tiene un enriquecimiento de potasio a comparación de los gabros de Jilotlán (K_2O vs SiO_2) probablemente por metasomatismo.

Presenta patrones muy similares a los gabros de Jilotlán en los diagramas multi-elementos y de REE, lo que indica procesos y posibles fuentes similares. Se observa un patrón bastante plano aunque con muy ligero enriquecimiento en LREE respecto a HREE.

La muestra grafica en el campo de basaltos de arco volcánico (Zr-Nb-Y).

Isotopía.

El diagrama $^{143}Nd / ^{144}Nd$ vs $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (al recalcular los valores a ~100 Ma) indica que los valores de $^{143}Nd / ^{144}Nd$ son de los más primitivos que presentan los gabros, pero las relaciones $^{87}Sr / ^{86}Sr$ indican mayor contaminación cortical (>0.704) que los gabros de Jilotlán (>0.703). Esto puede indicar una fuente (manto y/o corteza máfica) con un valor Sm/Nd similar a los gabros de Jilotlán, pero con mayor contaminación de una corteza ligeramente más evolucionada (mayor Rb/Sr) que los de Jilotlán.

7.7.4. Gabros de Manzanillo.

Las muestras MZ-3 y MZ-4 de Manzanillo tienen diferencias entre si aunque por su cercanía en campo aparentemente pertenecen al mismo cuerpo plutónico.

Petrografía.

La MZ-3 es de grano más fino, y contiene plagioclasas, clinopiroxeno y hornblendas como fases primarias y óxidos como accesorios. La MZ-4 por otro lado es de grano más grueso y tiene plagioclasas, clinopiroxeno, hornblendas y biotita como fases primarias. Contiene óxidos, clorita, epidota, calcita y otros minerales de alteración como accesorios.

Elementos mayores y traza.

Probablemente pertenecen a la serie calci-alcalina de medio potasio ya que se ubican fuera de los campos ya que presentan el menor porcentaje en peso de sílice de todos los gabros (K_2O vs SiO_2). Menos probablemente son toleíticos (AFM). El MZ-4 presenta ligeramente menor porcentaje de sílice pero más contenido de potasio que la MZ-3.

En el diagrama araña la MZ-4 de Manzanillo tiene un patrón similar a los gabros de Jilotlán y una concentración similar a las del grupo enriquecido. Está más empobrecido en Zr y Hf (HFSE moderadamente incompatibles) y no tiene un pico positivo de Pb probablemente alteración o menos probablemente por aporte menor de fluidos de la placa.

El MZ-3 tiene una forma similar en el patrón pero una concentración mucho menor que la MZ-4. Además muestra una enorme anomalía de Sr (LILE) seguramente por la acumulación de plagioclasa más cálcica que la MZ-4.

En los diagramas de REE se repite el mismo patrón para todas las muestras, ambos gabros presentan ligero enriquecimiento de los LREE respecto a HFSE. Por otro lado, se observan patrones similares sobre todo en los HREE (enriquecimiento mayor de la MZ-4 en las LREE). La mayor diferencia se observa en la anomalía de Eu. La MZ-4 la presenta negativa, lo que indica que se fraccionó plagioclasa cálcica al haber

condiciones moderadamente reductoras (53% componente anortítico). La MZ-3 la presenta positiva, lo que indica que se acumuló plagioclasa cálcica en ese magma (58% componente anortítico). La MZ-3 presenta los patrones más empobrecidos de todos los gabros de este estudio y anteriores.

Ambas muestras grafican como basaltos tipo N-MORB (Zr-Nb-Y).

Isotopía.

En el diagrama $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (al recalcular los valores a ~ 70 Ma) se observa que ambas rocas tienen fuentes muy similares a los gabros de Jilotlán. La MZ-3 se empalma en composición con éstos. La MZ-4 tiene relaciones $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ casi idénticas a la MZ-3. Sin embargo, los valores de $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ que presenta son más primitivos que la MZ-3. Esto puede deberse a variaciones mínimas locales en la composición de la fuente que se han observado también en los gabros de Jilotlán. Dichas fuentes son similares a los gabros de Jilotlán.

Por lo tanto, la diferencia en los patrones de REE entre los gabros de Manzanillo y respecto a los de Jilotlán no es respaldada por una diferencia en sus fuentes; más bien corresponde a procesos de cristalización fraccionada para la MZ-4 y fusión dada la MZ-3 si es una sola fuente; pero puede ser una combinación de fuentes y/o una combinación de fusión y cristalización.

7.7.5. Gabro de Aquila.

Elementos mayores y traza.

La muestra Aq-1 de Aquila muestra semejanza en los patrones de los diagramas multielementos (araña) y los de REE de los demás gabros, lo que indica procesos y fuentes similares para su generación. La diferencia más notable es que presenta los valores más empobrecidos de los gabros después de la MZ-3 de Manzanillo.

La muestra grafica en el campo de basaltos tipo MORB (Zr-Nb-Y).

Isotopía.

El diagrama $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (al recalcular los valores a ~ 57 Ma) tiene valores $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ similares a los de Jilotlán pero con un ligero aumento en $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ respecto a éstos, aunque menor que para la JLT-41. Esto sugiere procesos y fuentes similares en la generación del gabro de Aquila a comparación con los de Jilotlán, pero con un aporte de corteza local ligeramente más evolucionada (mayor Rb).

7.7.6. Basaltos de la placa de Rivera.

Las muestras D5-2Ext y D5-2Int muestran valores isotópicos $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (corregidos a 1.4 Ma) que se empalman claramente con el promedio de basaltos tipo MORB. El enriquecimiento en incompatibles en el diagrama araña puede deberse a procesos de alteración. El patrón de REE, sin embargo, es típico de los magmas MORB, con empobrecimiento de LREE y enriquecimiento en las HREE.

7.7.7. Meta-arenisca.

La meta-arenisca ATG-1 es evidentemente una roca sedimentaria muy evolucionada con componentes corticales antiguos que no juega un papel notorio en la génesis de ninguno de los gabros y el plagiogranito.

7.7.8. Resumen.

En general, los gabros de Jilotlán que cristalizaron hace 114 Ma fueron probablemente generados a partir de la fusión de un manto superior parcialmente enriquecido en incompatibles por aporte de fluidos de la placa subducida, y empobrecido en compatibles respecto a MORB probablemente por la continua fusión de la cuña en un flujo cerrado (Winter, 2001). Alternativamente, su fuente puede ser una corteza máfica o una combinación de ambas. Las diferencias entre los patrones

de elementos trazas se podrían explicar por distintos grados de cristalización. Los demás grupos de gabros, con edades aparentes más jóvenes, tienen génesis similares con la diferencia que para el de Tepalcaltepec y el de Aquila hay ligeramente mayor influencia de una fuente más evolucionada en Rb que los de Jilotlán.

El plagiogranito de Jilotlán es un evento posterior localmente a los gabros de Jilotlán y tiene una fuente ligeramente más evolucionada que los gabros, probablemente por una fuente o influencia cortical más evolucionada, o mayor cantidad de corteza similar a la de los gabros a partir de un manto similar.

Las edades obtenidas en este estudio sugieren que los gabros de Jilotlán (~114 Ma) pueden ser la contraparte plutónica del vulcanismo de la Formación Tecalitlán (~118 Ma), la roca encajonante. Además, los gabros pudieron ser arrastrados por los granitoides en su ascenso a niveles medios o someros antes de cristalizar.

7.8. Modelo tectónico general.

Los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo presentan una mineralogía (Plag. An_{50-90%} ±Opx±Cpx+Hrnb) que indica que hubo agua en el sistema.

La mayor parte de las rocas pertenecen a la serie calci-alcalina de medio K (diferentes grados de cristalización) y algunas a la toleítica (gran fusión de una cuña hidratada). En mucha menor proporción pertenecen a la serie calci-alcalina de alto K. Todas las muestras tienen bajos contenidos de sílice aunque hay cierta variación (~44-55%).

Los patrones y concentraciones de elementos incompatibles (LILE, LREE) sugieren un enriquecimiento de la cuña del manto por fluidos de la placa subducida y/o aporte de sedimentos. Los de elementos más compatibles (HFSE, HREE) sugieren una fuente tipo N-MORB, pero en algunas muestras más empobrecida que ésta posiblemente por continua fusión de una cuña con flujo cerrado (Winter, 2001) o la participación del manto litosférico sub-continental.

Los valores isotópicos iniciales de $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ para los gabros son menos primitivos que el manto empobrecido, y muestran cierto enriquecimiento (tipo E-MORB). Estos valores pueden darse en una cuña del manto empobrecida por fusión continua

(<Sm/Nd que MORB), y/o la participación de una corteza máfica (<Sm/Nd que el manto) y relativamente antigua como lo evidencian las edades modelo respecto al manto empobrecido ($T_{DM} = \sim 500$ Ma). La isotopía inicial de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ indica muy poco aporte de una corteza antigua y evolucionada (>Rb/Sr) a partir de un manto empobrecido (<Rb/Sr), que puede explicarse por cierto aporte de componentes de la placa y/o sedimentos subducidos (>Rb/Sr), y/o la participación de una corteza máfica (>Rb/Sr que el manto), relativamente antigua respaldado por las T_{DM} observadas. La cuarzo-monzodiorita tiene una fuente o influencia cortical más evolucionada que los gabros o mayor participación de corteza similar a la de los gabros.

Lo anterior sugiere una zona de subducción en la que las rocas plutónicas generadas son muy primitivas.

Como se ve en la figura 37, los gabros de Jilotlán grafican en parte sobre la zona más evolucionada del campo MORB (aproximadamente E-MORB), parte en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS, >37°S) y parcialmente fuera del arreglo del manto. Además grafican fuera del campo del arco de islas de Japón, que por un lado es más primitivo en $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ y un poco más evolucionado en $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ que los gabros de Jilotlán. Por otro lado, la cuarzo-monzodiorita JLT-23 grafica exclusivamente en el campo ZVS y es la única que grafica completamente fuera del arreglo del manto.

El gabro de Tepalcaltepec grafica sobre el campo del arco de Japón, sobre la Zona Volcánica Norte de los Andes (ZVN) así como la ZVS.

Los gabros de Manzanillo grafican muy cerca de los de Jilotlán, sobre los campos MORB y ZVS, sólo el MZ-4 está en el límite entre MORB y el arco de Japón.

El gabro de Aquila grafica sobre la ZVS y el arco de Japón. Ya que todos los gabros grafican sobre la ZVS y algunos además sobre MORB, el arco de Japón y la ZVN, se analizarán las características de esa zona de los Andes.

Los Andes son un arco continental de gran extensión con variaciones en su composición cortical. Las cortezas tanto de la ZVS como la ZVN tienen un espesor moderado (30 a 35 Km) con edades predominantemente mesozoicas y cenozoicas con afinidad de arcos de islas y de corteza oceánica. Geoquímicamente, la ZVS tiene

afinidad calci-alkalina de medio-K y muestra patrones de REE relativamente planos sin enriquecimiento de HREE, lo que indica cierto fraccionamiento de granate. La isotopía de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ es muy primitiva y similar a la observada en los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo.

De esta manera, ya que hay evidencia de intrusión de los granitoides (por la presencia de sillimanita en la roca encajonante) y no se observaron rasgos de acreción a nivel local de la roca encajonante y el cinturón plutónico estudiado, la génesis de los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo pudo haber ocurrido in situ. Adicionalmente basados en la geoquímica, isotopía y edades T_{DM} antes discutidas, su generación pudo haber ocurrido en un ambiente de arco continental con afinidad de arco de islas, o de corteza oceánica. Las fuentes de todos los gabros son probablemente una combinación de manto superior empobrecido y corteza máfica, o únicamente corteza máfica. La cuarzo-monzodiorita puede ser una combinación de manto superior empobrecido y mayor proporción de corteza máfica, o solamente una corteza más evolucionada que los gabros. Por las edades T_{DM} de ~ 500 Ma se descarta la participación exclusiva de un manto superior en la generación de los gabros y de la cuarzo-monzodiorita.

Lo anterior implica que la corteza máfica sobre la que se generaron las rocas estudiadas (gabros y un plagiogranito) de dicho arco, habría sido formada y probablemente acrecionada por lo menos antes de ~ 118 Ma (antes o durante el Cretácico Inferior) lo cual es apoyado por las edades T_{DM} . Por otro lado, ya que hay evidencia de rocas volcánicas por lo menos del Jurásico Medio-Tardío a nivel regional, dicho arco continental probablemente estuvo activo de manera continua desde entonces hasta al menos ~ 70 Ma (Cretácico Superior-Paleógeno), evidenciado por la ahora expuesta cadena de plutones a lo largo de la costa Pacífica de México debido a un evento tectónico regional posterior. Sin embargo, hay regiones como Puerto Vallarta en donde se presentan granitoides más evolucionados isotópicamente lo cual indica que el arco tiene un basamento heterogéneo con zonas más evolucionadas.

La presencia de gabros en Jilotlán, Tepalcaltepec, Aquila y Manzanillo indica que magmas máficos tuvieron un papel importante en la generación y desarrollo del arco magmático.

La presencia de plagiogranitos en algunas zonas del arco indica que existe un basamento primitivo del cual se pudieron generar grandes volúmenes de magmas félsicos. Por otro lado, con los fechamientos obtenidos para los gabros de Jilotlán se observó que éstos no son contemporáneos a los plagiogranitos, al menos en esa región. Además hay diferencias geoquímicas e isotópicas entre ellos lo que indica que no hay una relación genética directa entre ambos tipos de rocas. Por lo tanto, sólo fueron generados por el mismo proceso geodinámico regional a través del tiempo (~45 Ma). Sin embargo, no se descarta que los gabros puedan ser contemporáneos y/o cogenéticos respecto a otros plagiogranitos y granitoides en otros sectores del arco magmático estudiado.

Los cuerpos gabroicos de Jilotlán (~114 Ma), Tepalcaltepec (~100 Ma), Aquila (~57 Ma) y Manzanillo (~70 Ma) tienen fuentes y procesos de generación similares entre sí, aunque no son todos contemporáneos. Los de Jilotlán fueron brechados y arrastrados por los magmas félsicos y afloran en menor proporción que los granitoides. No se puede asegurar lo mismo para las demás localidades, pero en Manzanillo los volúmenes observados de gabros son mayores que los observados en Jilotlán.

Un rasgo interesante es que los gabros de Manzanillo y Aquila se encuentran cerca de la trinchera actual y los Jilotlán y Tepalcaltepec se encuentran alrededor de 100 Km adentro del continente. El hecho de tener granitoides junto a la trinchera y que los de Jilotlán estén expuestos, implica un grado alto de erosión por probable exhumación asociada a los procesos tectónicos que truncaron la margen. Sin embargo, la variación en edades de Aquila y Manzanillo impide identificar una posible migración del magmatismo desde dentro del continente (Jilotlán y Tepalcaltepec) hacia la costa (Aquila y Manzanillo). Por lo tanto, dados los fechamientos disponibles, la presencia de gabros cercanos a la costa y hacia dentro del continente obedece probablemente a la generación continua de gabros y/o granitoides a través del tiempo, a diferentes

distancias de la paleotrinchera por cambios en la geodinámica de la subducción, pero hasta ahora no se puede asegurar una migración del magmatismo que lo evidencie. En la figura 38 se observa un modelo de zona de subducción que muestra dónde probablemente se generaron los gabros de este estudio. Las evidencias antes presentadas indican que se generan a partir de la fusión de un manto enriquecido en componentes de la placa subducida y/o la base de una corteza primitiva. Dichos magmas máficos/ultramáficos sufrieron cierta diferenciación (remoción del olivino por ejemplo) por cristalización fraccionada y cristalizaron en la base de una corteza máfica (no evolucionada o antigua) o en niveles más someros de ésta. Posteriormente, al llegar nuevos magmas mantélicos y estacionarse en la base de la corteza (underplating) generaron el calor necesario para fundir (refusión) la corteza máfica (probablemente gabroica) y producir los plutones félsicos que brechan y empujan a los gabros durante su ascenso hasta cristalizar.

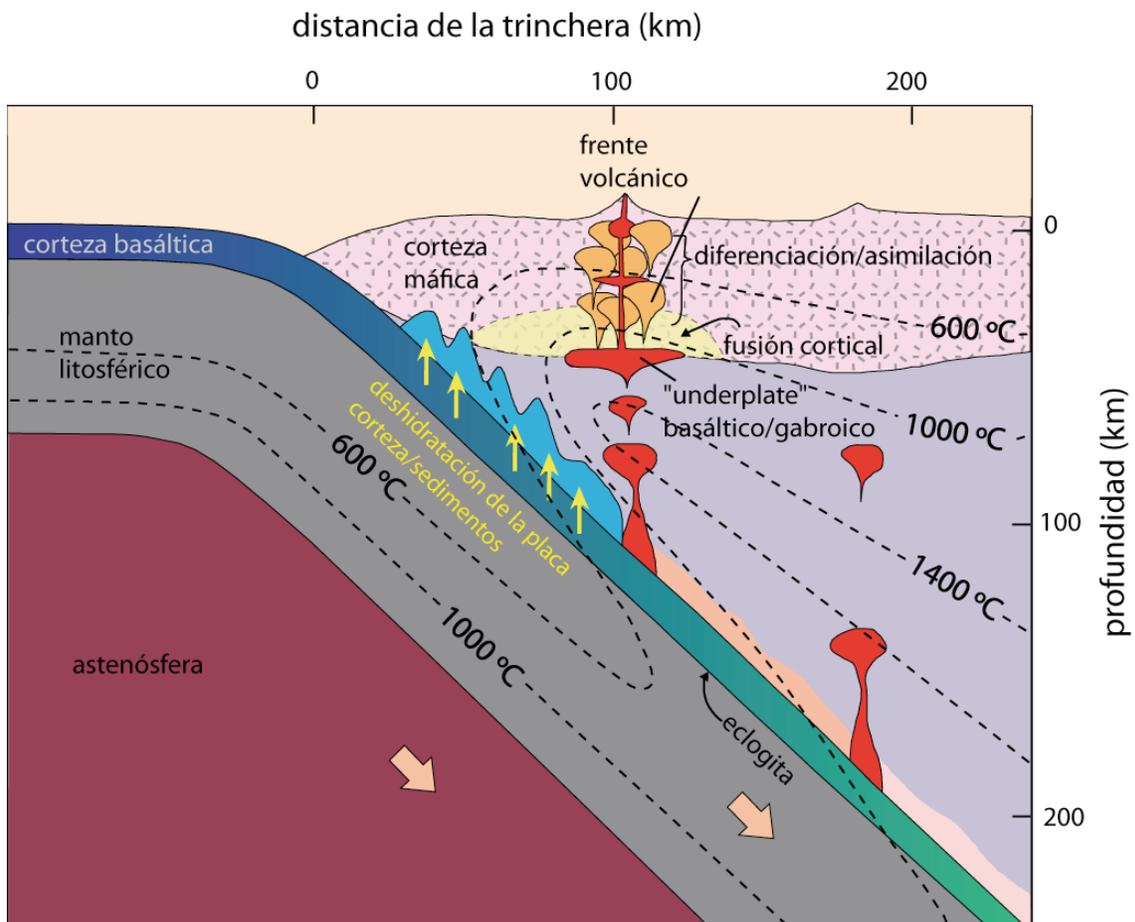


Figura 38. Modelo de zona de subducción en donde se generaron los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo. Tomado y modificado de Winter (2001).

Capítulo 8. Conclusiones.

Conclusiones.

1. Se realizó un mapa geológico general donde se observan los gabros estudiados que afloran entre Tecalitlán y Jilotlán, Jalisco, así como su posición en relación a los granitoides y la roca encajonante. Se observa que los gabros afloran en mucha menor proporción a los granitoides, por lo menos en esa región de estudio.
2. El estudio petrográfico detallado realizado muestra que los gabros tuvieron cierta evolución respecto a su magma parental ya que no tienen olivino y la mayoría tampoco contienen piroxenos. Los procesos magmáticos que sufrieron son similares entre si con pequeñas variaciones mineralógicas. La cuarzo-monzodiorita de Jilotlán es un evento magmático posterior a los gabros, en el que no se distinguen minerales metamórficos en sus contactos. La roca encajonante sí muestra una asociación mineral que confirma que los plutones la intrusieron. Petrográficamente los gabros de Tepalcaltepec y Manzanillo tienen historias similares a los de Jilotlán.
3. Los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo tienen características geoquímicas e isotópicas similares lo que indica fuentes similares en general, aunque algunos tienen variaciones en éstas y no todos son contemporáneos. Son principalmente calci-alcalinos de medio-K y algunos toleíticos. Los elementos traza están enriquecidos en elementos incompatibles (LILE, LREE) respecto a los más compatibles (HFSE, HREE) los cuáles son cercanos a MORB. Presentan valores bajos de Nb y Ta y altos de Pb y Sr. Lo anterior evidencia que los gabros se formaron en un arco magmático. Es difícil, aunque posible suponer que los patrones de REE observados pueden ser reproducidos por un proceso de altos grados de cristalización fraccionada del líquido, no del residuo, de una misma fuente. La isotopía de Sr y Nd muestra valores muy

primitivos de las fuentes de los gabros, de tipo arco de islas o corteza oceánica, con posible participación del manto superior empobrecido, pero más evolucionados que MORB. La cuarzo-monzodiorita tiene una fuente ligeramente más evolucionada que los gabros, aunque isotópicamente todavía es primitiva.

4. Las edades de dos tipos de hornblenda por $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ y las de *U-Pb* en zircones mediante ablación láser para el mismo gabro y para otro (~114 Ma) muestra la confiabilidad del método $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas para fechar rocas que han sufrido eventos de intrusión de magmas félsicos. Las edades obtenidas en este estudio indican que los granitoides no son contemporáneos a los gabros pero tienen fuentes aparentemente comunes como lo evidencian las edades T_{DM} , aunque con ciertas diferencias. Las edades de los gabros de Jilotlán (~114 Ma) sugieren que pueden ser la contraparte plutónica del vulcanismo de la Formación Tecalitlán (~118 Ma), la roca encajonante. Los gabros pudieron ser arrastrados por los granitoides en su ascenso a niveles medios o someros antes de cristalizar.
5. Durante el Cretácico Inferior al Superior-Paleógeno (pero probablemente desde el Jurásico Medio-Tardío como lo evidencian rocas volcánicas reportadas), por lo menos desde Manzanillo, Colima a Tepalcaltepec, Michoacán, existió un arco magmático probablemente continental emplazado en una corteza máfica con afinidad de arco de islas. No hay evidencia geocronológica actualmente que indique cambios en la geodinámica del arco magmático, lo cual es evidenciado por la presencia de gabros cercanos a la costa actual (Manzanillo y Aquila) y otros a ~100 Km adentro del continente (Jilotlán y Tepalcaltepec).

6. El área es potencialmente de interés económico debido a la formación de menas metálicas producidas por el hidrotermalismo asociado a la intrusión de las rocas graníticas.

Bibliografía.

Aguayo-Camargo, J.E., 1983, Integración y análisis de la información geológica-geofísica de la Cuenca Jalisco-Colima: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, reporte técnico (no publicado).

Ahrens, L.H., 1955, Implications of the Rhodesia age pattern: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8, p. 1-15.

Altamira-Areyán, A., 2002, Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estado de Guerrero y Michoacán, México [M.S. thesis]: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 79 pp.

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., Walker, R.J., 2001, Call for an improved set of decay constants for geochronological use. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, p. 111-121.

Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gámez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Tolson, G., 2005, Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 429-435.

Bermúdez-Santana, J.C., 1994, Estratigrafía de una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Inferior de la región de Tepalcaltepec-Coalcomán, Michoacán, integrando métodos bioestratigráficos y radiométricos: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de Maestría en Ciencias, 103 pp. (inédita).

Bissig, T., Mortensen, J.K., 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, p. 61.

Burckhardt, C., y Scalia, S., 1906, Géologie des environs de Zacatecas: Mexico, International Geological Congress, 10th, Excursion Guidebook 16, 26 pp.

Campa, M.F., y Ramírez, J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica, v. 1, 84 pp.

Campa, M.F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040–1051.

Campa, M.F. Ramírez, J., Flores, R., Coney, P.J., 1980, Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica, v. 10, 28 pp.

Campa, M.F., Ramírez, J., Bloome, C., 1982, La secuencia volcanico-sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiniano Cárnico) de la región de Tumbiscatío, Michoacán: Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional, 6 Resúmenes, 48 pp.

Carrión, J.L., 1982, Estudio geológico-estructural del Tajo San Pascual. Las Encinas, S.A. (HYLSA), Informe inédito.

Carta Estratigráfica Internacional, 2008, versión gratuita en línea.

Carta Geológica de México digital, escala 1:2,500,000; 2007. Servicio Geológico Mexicano.

Carta Geológico-Minera Colima E13-3, Colima, Jalisco y Michoacán, 1999. Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.

Carta Topográfica Tecalitlán E13B46, Jalisco, 2001. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática.

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, en Anderson, T.H., et al., eds., The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives, Geological Society of America, Special Paper 393, p. 233–258.

Centeno-García, E., y Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 244–260.

Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P., Patchett, J.P., Ortega, G.F., 1993a, Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, p. 419–422.

Centeno-García, E., García-Díaz, J.L., Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Espinoza, J., Salinas-Prieto, J.C., Talavera-Mendoza, O., 1993b, Geology of the southern part of the Guerrero Terrane, Ciudad Altamirano-Teloloapan area: en Ortega, G.F., et al., eds., *Terrane Geology of Southern México*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First Circum-Pacific and Circum Atlantic Terrane Conference, Gto. Mexico: Guidebook of Field Trip B, p. 22–33.

Centeno-García, E., Corona-Chavez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane— A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México: en *Geologic Transects across Cordilleran México*, Guidebook for Field Trips of the 99th GSA Cordilleran Section Meeting, UNAM Instituto de Geología, Publicación Especial no. 1, p. 201–228.

Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui M., Talavera-Mendoza O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America, Special Paper 436*, p. 279-308.

Corona-Chávez, P., 1999, El Basamento Litológico y Tectónico del Estado de Michoacán: en Garduño-Monroy V.H., Corona Chávez P., Israde-Alcántara I., Mennella L., Arreygue, E., Bigioggero B. y Chiesa S. *Carta Geológica de Michoacán escala 1:250,000*: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, p. 10-29.

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979, *The Interpretation of Igneous Rocks*: George, Allen and Unwin, London, 464 pp.

Cuevas, S.F., 1981, *Prospecto Tepalcatepec: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-164*, reporte interno (no publicado).

Cuevas-Pérez, 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*, p. 190–201.

De Cserna, 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*, p. 1–25.

De Cserna, Z., Palacios-Nieto, M., Pantoja-Alor, J., 1978a, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: Revista del Instituto de Geología, v. 2, no. 1, p. 8–18.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1966, An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman Group Limited, 518 pp.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992, An Introduction to the Rock Forming Minerals. Second Ed. Prentice Hall, 685 pp.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1997, Rock Forming Minerals, Double-Chain Silicates. 2nd Edition, vol. 2B. The Geological Society, 538 pp.

Delgado-Argote, L.A., López-Martinez, M., York, D., Hall, C. M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern México, the states of México, Oaxaca and Guerrero: Canadian Journal of Earth Sciences, V.29, p. 1590-1604.

Dickinson, W.R. y Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 1142–1160.

Dirección electrónica 1:

http://www.geologia.unam.mx/igl/index.php?option=com_content&view=article&id=457:1frx-metodos&catid=50:fluorescenciarx&Itemid=184

Dirección electrónica 2:

http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/LEI/Infraestructura.html

Dirección electrónica 3:

<http://www.geofisica.unam.mx/infra/lugis/>

Elías-Herrera, M., 2004, Geología precenozoica de la región de Tejupilco, estado de México y sus implicaciones tectónicas: Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 201 pp.

Elías-Herrera, M. y Sánchez-Zavala, J.L., 1992, Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex, (Guerrero Terrane), Southern México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 9, p. 113-125.

Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade pelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacitic plug: precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 14, p. 101-109.

Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an asismic ridge formed near a spreading center: *Comment: Tectonophysics*, v. 292, p. 321-326.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Lozano-Santa Cruz, R., 1998, Evidence for pre-Mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: geochemistry of the Pepechuca high-grade gneiss xenoliths: *Actas INAGEQ* 4, p. 169-181.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 355-375.

Faure, G. y Mensing T., 2005, *Isotopes, Principles and Applications*: John Wiley & Sons, Nueva York, 897 pp.

Ferrari, L., Garduño V.H., Pasquarè G., Tibaldi A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present: *Geofísica Internacional*, v. 33, p. 91-105.

Gómez-Tuena, A., 2007, Petrogénesis de rocas ígneas. Clase del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.

Grajales, M. y López, M., 1984, 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).

Harker, A., 1909, The Natural History of Igneous Rocks: Methuen, London, 384 pp.

Hernández-Bernal, M.S. y Morán Zenteno, D.J., 1996, Origin of the Río Verde Batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics: International Geology Review, 38, p. 361-373.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, p. 523-548.

Lanphere, M.A. y Dalrymple, G.B., 2000, First-principles calibration of ^{38}Ar tracers: Implications for the ages of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fluence monitors: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1621, 10 pp.

Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc—the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: Earth Planetary Science Letters, v. 108, p. 61–77.

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, 39, p. 349-357.

Mammerickx, J., y Klitgord, K.D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y.B.P. to the present: Journal of Geophysical Research., 87 (B8), p. 6751-6759.

McDonough, W.F. y Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120, p. 223-253.

Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology*, 56, p. 207-218.

Michaud, F., Barrier, E., Geysant, J. F., Bourgois, J., 1987, Una serie de plataforma Mesozoica (Tithoniano Cretácico Superior) en el Estado de Colima, oeste de México: Universidad Autónoma de Nuevo León, *Actas Facultad Ciencias Tierra*, Linares, 2, p. 63-65.

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, p. 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., Solís-Pichardo, G., 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*, 12, p. 513 - 535.

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín* v. LIII p. 27-58.

Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, p. 97-116.

Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Sociedad Geológica Mexicana, Boletín v. LVII, Núm. 3 p. 319-341.

Neal, C.R. y Taylor, L.A., 1989, A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 53. p. 1035-1040. Pergamon Press, EUA.

Ortega-Gutiérrez, F., 2008, Interacción manto-corteza en la zona de subducción de México. Tema selecto del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.

Pano, A.A., 1975, Estudio geológico del área del Estado de Colima y partes del Estado de Jalisco y Michoacán: Petróleos Mexicanos, reporte interno (no publicado).

Pantoja-Alor, J., 1974, Estudio Geológico-Estructural del Tajo San Pascual, Pihuamo, Jal. Archivo técnico. Las Encinas, S.A. Informe inédito.

Pantoja-Alor, J., 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín* v. XLIV, no. 1. p. 1-20.

Pantoja-Alor, J. y Estrada-Barraza S., 1986, Estratigrafía de los alrededores de la mina de fierro de El Encino, Jalisco: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín*, v. 47, no. 1, p. 1-15.

Panseri, M., 2007, Il Batolite di Manzanillo (Messico sud-occidentale): Analisi Strutturale, Petrologia, Geochimica e Geocronologia: Tesis Doctoral, Università degli studi di Milano-Bicocca. Dottorato di Ricerca XX Ciclo Scienze della Terra, 122 pp.

Parga, M.J., 1977, Prospecto Tecomán-Colima: Petróleos Mexicanos, reporte interno (no publicado).

Pearce, J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25, p. 956-983.

Peccerillo, R. y Taylor S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, p. 63-81.

Perkins, D., y Henke, K.R., 2004, *Minerals in Thin Section*. Pearson Education, Inc., USA. 163 pp.

Petrelli M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A., 2005, Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 6, Q07011.

Pimentel, R.A., 1980, Prospecto Soyatlán de Adentro, Petróleos Mexicanos, IGPR-191, reporte interno (no publicado). Porción SW del Edo. de Michoacán y SE del Edo. de Jalisco mediante imágenes de satélite: Tesis Profesional, Instituto Politécnico Nacional.

Ragland, P.C., 1989, *Basic Analytical Petrology*: Oxford University Press, Oxford, 369 pp.

Ramírez-Espinoza, J., Campa, M.F., Talavera, O., Guerrero, 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, Memoria, p. 163-166.

Ranson, W.A., Fernandez, L.A., Simmons, W.B., Jr., De la Vega, E.S., 1982, Petrology of the metamorphic rocks of Zacatecas, México: *Sociedad Geológica Mexicana*, v. 43, p. 37-59.

Rodríguez, R.D., 1980, Informe final del Prospecto Tecalitlán: Petróleos Mexicanos, IGPR-186, reporte interno (no publicado).

Rollinson, H., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation: Pearson Prentice Hall, Longman Group, UK. 352 pp.

Saggerson, E.P., 1975, Identification Tables for Minerals in Thin Sections: Longman Group Limited, UK. 378 pp.

Samson S. D. y Alexander E. C., 1987, Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, *MMhb1: Chemical Geology*, 66, p. 27-34.

Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: Dissertation, Ludwig-Maximilians Universität, München, 202 pp.

Schaaf, P., 2002, Geología y Geofísica de la costa de Jalisco, en Noguera, F.A., J.H. Vega-Rivera, A.N. García Andrete y M. Quesada Avendaño (Editores), 2002, *Historia Natural de Chamela*: Instituto de Biología de la UNAM, México, p. 11-16.

Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, 118, p. 63-84.

Schaaf, P., Morán-Zenteno D.J., Hernández, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. and Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.

Schaaf, P., Böhnell, H., Pérez-Venzor, P.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constraints: *Tectonophysics*, v. 318, p. 53–69.

Schaaf, P., Bandy, W., Mortera, C., Canet, C., 2008, Sr-Nd-Pb isotopic signatures of high-Ti basalts from the Pacific Rivera Plate, western margin of Mexico: Abstract, AGU Fall Meeting.

Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in hornblende barometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 304–310.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 pp.

Shaw, D.M., 1970, Trace element fractionation during anatexis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, p. 237-243.

Spear, F.S., 1981, Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relationship albite + tremolite = edenite + 4quartz: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, p. 355–364.

Steiger, R.H. y Jäger, E., 1977, Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, 36, p. 359-362.

Streckeisen, A.L., 1973, Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommittee on the systematics of igneous rocks: *Geotimes*, 18, p. 26-30.

Streckeisen, A.L., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geology*, 7, p. 331-335.

Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *Magmatism in ocean basins*, Editors: Saunders, A.D. and Norry, M.J., Geological Society of London, Special Publication, 42, p. 313-345.

Talavera-Mendoza, O., 1993, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional): Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines, [Ph.D. thesis]: Université Joseph Fourier-Grenoble I, France, 462 pp.

Talavera-Mendoza, O., 2000, Mélanges in southern Mexico: geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero Terrane): *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37 no. 9 p. 1309-1320.

Talavera-Mendoza, O. y Suástegui, M.G., 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, p. 297-324.

Talavera-Mendoza, O., Ramirez-Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels G.E., Valencia V.A, Centeno-García, E., 2007, Detrital zircons U/Pb geochronology of southern Guerrero and western mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v.13, p. 297-324.

Talavera-Mendoza, O., Elías-Herrera, M., García-Díaz J.L., 2009, Libro guía de la excursión geológica al sector sur-oriental del Terreno Guerrero en las regiones de Tejupilco-Palmar Chico, Estado de Mexico y Arcelia-Teloloapan, Guerrero: Simposio Geo Guerrero, 16-21 de febrero 2009, Taxco, Guerrero, México. (No publicado).

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier de Lepinay, B.; Beck C.; Martínez, J.; Talavera, M.; Ortiz, E.; Stein, G.; Bourdier, J. L., 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, no. 4, p. 49-73.

Valdez, G., 2006, Evolución geoquímica e isotópica del complejo volcánico de Colima: Tesis de doctorado, Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica de la UNAM, 183 pp.

Wetherill, G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages: *Transactions-American Geophysical Union*, 37, p. 320-326.

Wetherill, G.W., 1963, Discordant uranium-lead ages part 2: discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium: *Journal of Geophysical Research*, 68, p. 2957-2965.

White, W.M., 2005, Geochemistry: online publication:

<http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML>

Winter, J.D., 2001, *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*: Prentice Hall, NJ, EUA. 697 pp.

Workman, R.K. y Hart, S.R., 2005, Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM): *Earth and Planetary Science Letters*, 231, p. 53-72.