

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 sausrización 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 feldespatos potásicos. 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 feldespatos potásicos 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 subalcalinos. 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 subalcalino 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 (K_2O vs SiO_2). 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 $^{143}Nd / ^{144}Nd$ vs $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (se recalculan las relaciones para ~ 70 Ma) muestra que la roca es muy primitiva, pese a estar ligeramente más enriquecida que los gabros (menor $^{143}Nd / ^{144}Nd$ y mayor $^{87}Sr / ^{86}Sr$). 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.

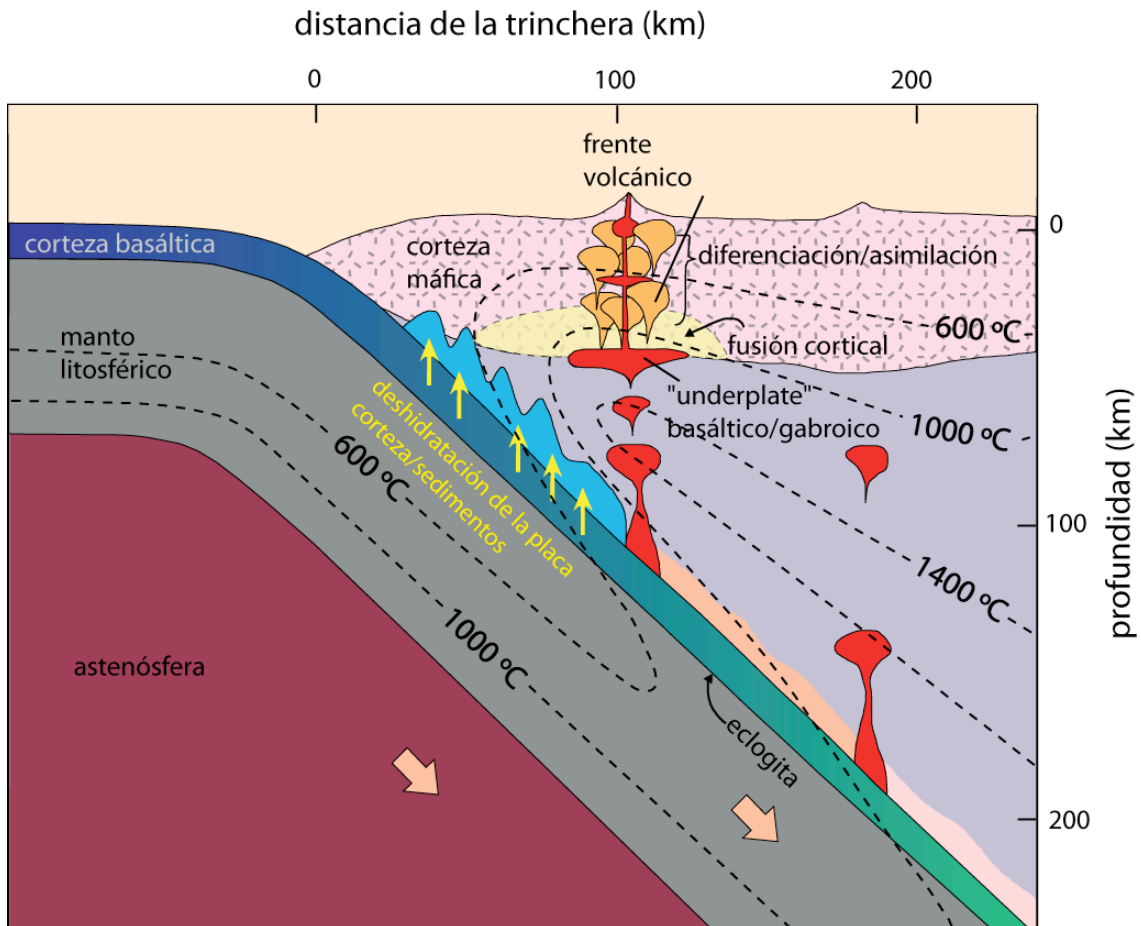


Figura 38. Modelo de zona de subducción en donde se generaron los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo. Tomado y modificado de Winter (2001).