

03077
3

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

2ej

UACP y P - CCH

FALLA DE ORIGEN

Geoquímica y origen del batolito de Río Verde, Oax.
terreno Xolapa

TESIS

MAESTRIA EN GEOFISICA

Opción: Sismología y Física del Interior de la Tierra

María del Sol Hernández Bernal

México, D.F.

1995



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 está 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.

CONTENIDO

Resumen	1
Abstract	3
I) Generalidades	
I.1 Introducción	5
I.2 Objetivos y metodología	7
I.3 Marco tectónico regional del terreno Xolapa	8
II) Petrografía de las rocas del área estudiada	
II.1 Rocas intrusivas	15
II.2 Rocas metamórficas	23
III) Deformación y estructuras	
III.1 Episodios de deformación	29
III.2 Emplazamiento de los magmas	31
III.3 Profundidad de emplazamiento	33
IV) Geoquímica	
IV.1 Procedimientos analíticos	35
IV.2 Geoquímica de elementos mayores	36
IV.3 Geoquímica de REE y otros elementos traza	42
IV.4 Geoquímica isotópica	43
V) Modelos petrogenéticos	
V.1 Conceptos antecedentes de los modelos	56
V.2 Modelos teóricos de fusión parcial y cristalización fraccionada	59
V.3 Modelos teóricos de asimilación	62
V.4 Modelos teóricos de asimilación y cristalización fraccionada	66
Discusión	70
Conclusiones	76
Agradecimientos	78
Referencias	79

RESUMEN

Se describen las características petrológicas y geoquímicas de las rocas graníticas terciarias del sector Pinotepa Nacional - Puerto Escondido, Oax, pertenecientes al cinturón plutónico del terreno Xolapa, denominadas como Batolito de Río Verde, así como sus interpretaciones petrogénicas. La investigación consistió en observaciones de campo, cartografía geológica, descripción petrográfica y análisis químicos. Dichos análisis incluyen determinación de óxidos de elementos mayores, elementos de tierras raras (REE), fechamientos en concentrados minerales de hornblenda y biotita por el método de K-Ar y determinación de relaciones isotópicas de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd.

Dentro del batolito de Río Verde se delimitaron tres cuerpos con características propias. De poniente a oriente, estos son los intrusivos de Jamiltepec, Río Verde y Río Grande. El intrusivo de Jamiltepec tiene composición tonalítica-granodiorítica con hornblenda y esfena como principales minerales accesorios, aunque en la región sur existen granitos con biotita. El intrusivo de Río Verde, expuesto a ambos márgenes del río del mismo nombre, es de composición granodiorítica con hornblenda y biotita. El intrusivo de Río Grande, aflorante en las cercanías de Puerto Escondido, es un granito-granodiorita-tonalita con biotita como principal mineral accesorio.

La posición de los puntos correspondientes a los tres cuerpos, se encuentra dentro de los campos *subalcalino* y *calcialcalino* en los diagramas de álcalis y AFM respectivamente y dentro de los campos *metaluminoso* y *peraluminoso* en el diagrama de A/CKN. También se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética, en donde se obtuvieron valores mayores a 100×10^{-5} (SI), los cuales son similares a los reportados para otros cuerpos plutónicos en donde la magnetita es el principal portador magnético. Por todos estos rasgos, estos cuerpos pueden ser clasificados como granitoides del tipo "I".

Las mediciones geobarométricas realizadas en hornblendas, indican 4.368 ± 0.6 kbar de presión, la cual corresponde a una profundidad de emplazamiento de aproximadamente 14-18Km.

Los patrones de tierras raras de los tres plutones muestran un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) sobre las pesadas (HREE), además de una ligera anomalía negativa de Eu. La pendiente negativa de este patrón, ha sido interpretada como el resultado de la fusión parcial de una roca fuente proveniente del manto, dejando un residuo de ortopiroxeno-clinopiroxeno-granate, mientras que la anomalía de Eu es atribuida a la cristalización fraccionada de la plagioclasa.

Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se encuentran en el intervalo de 0.70419-0.70532 y los valores de ϵNd de -3.0 a +0.88. El análisis de las relaciones de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y el contenido de Sr, indica una 'falsa isocrona', interpretada como producto de contaminación cortical.

Los fechamientos con el método K-Ar, proveen edades de 29.9 ± 1.1 Ma (hornblenda) y 27.7 ± 0.7 Ma (biotita) para el Intrusivo de Jamiltepec, 27.7 ± 1.0 Ma (hornblenda) y 24.4 ± 0.6 Ma (biotita) para el Intrusivo de Río Verde y 23.5 ± 0.6 Ma (biotita) para el Intrusivo de Río Grande. Estas edades reflejan tasas rápidas de enfriamiento. Modelos térmicos simples indican que tales tasas fueron producidas por una exhumación rápida.

Basados en datos isotópicos de los complejos Oaxaca y Xolapa reportados previamente, así como en los resultados isotópicos de Sr y Nd presentados aquí, se modelaron procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada. Este modelado indica que el plutón de Jamiltepec tiene menor grado de contaminación cortical y es el resultado de aproximadamente 10% de fusión parcial de rocas lherzolíticas con posterior cristalización fraccionada de 45%. Los otros dos intrusivos muestran mayor grado de contaminación y cristalización fraccionada. Los modelos de asimilación con mezcla binaria, señalan hacia el Complejo Oaxaca como la fuente más probable de contaminación.

Comparando la edad de los plutones estudiados con la de otros plutones a lo largo de la margen continental, se reconoce una migración del magmatismo con dirección NW-SE. La falta de correlación entre los plutones del terreno Xolapa y aquellos del norte del bloque Chortis, implica que la mayoría de los intrusivos fueron generados durante y después del paso sinistral de Chortis hasta su posición actual. Esta interpretación es reforzada por el desarrollo de franjas miloníticas con indicadores de desplazamiento lateral izquierdo que contienen plutones sin- y post-tectónicos.

La presencia de grandes extensiones de rocas plutónicas oligocénicas y su proximidad a la trinchera actual, apoya interpretaciones previas de erosión tectónica acompañada por levantamiento del borde continental. La erosión tectónica fué un proceso complejo que incluye remoción lateral de fragmentos de la corteza seguida de erosión por subducción.

ABSTRACT

Results of petrological and geochemical studies carried out in the Tertiary Río Verde batholith, belonging to Xolapa terrane, as well as their petrogenetic interpretations are presented. This study included field observations, geological mapping, petrographic and chemical analyses. Chemical analyses consisted of major elements oxides and rare earth elements (REE) determinations, dating of hornblende and biotite concentrates by mean of the K-Ar method, and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic ratio determinations.

Within the Río Verde batholith, three distinct intrusive bodies were recognized and mapped. From west to east these are the Jamiltepec, Río Verde and Río Grande intrusives. The Jamiltepec intrusive has a tonalitic-granodioritic composition with hornblende and sphene as main accessory minerals, although its southern portion includes biotite granites. The Río Verde intrusive, exposed on either side of the Río Verde river, is of hornblende-biotite granodioritic composition. The Río Grande intrusive, which outcrops near Puerto Escondido, is a biotite granite to granodiorite.

The three intrusives plot within the sub-alkaline and calc-alkaline fields of the alkali and AFM diagrams, respectively, while they plot in the metaluminous and peraluminous fields of the A/CKN diagram. Measurements of magnetic susceptibility were also carried out, giving values higher than 100×10^{-5} (SI), in accordance with other plutonic regions where magnetite is the principal magnetic carrier. On the basis of these results, these plutonic bodies can be classified as Type "I" granitoids.

Geobarometric determinations carried out on hornblendes yield a 4.368 ± 0.6 kbar pressure, which corresponds to a depth of emplacement between 14-18km.

The REE patterns for the three plutons show LREE enrichment with respect to HREE and a slight negative Eu anomaly. The negative slope of the pattern has been interpreted as a result of partial fusion of a mantle source rock, leaving an orthopyroxene-clinopyroxene-garnet residue, while the Eu anomaly is due to fractional crystallization of plagioclase.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios range from 0.70419 to 0.70532 while the ϵNd values range from -3.0 to +0.88. Analyses of the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the Sr content, yield a 'false isochrone', interpreted as result of crustal contamination.

Geochronology of mineral separates yields 29.9 ± 1.1 Ma (hornblende) and 27.7 ± 0.7 (biotite) for the Jamiltepec intrusive, 27.7 ± 1.0 Ma (hornblende) and 24.4 ± 0.6 Ma (biotite) for the Río Verde Intrusive and 23.5 ± 0.6 Ma (biotite) for the Río Grande Intrusive. These ages reflect a rapid cooling rate. Simple thermal modelling indicates that such rapid cooling rates are produced by rapid exhumation.

Based on previously reported isotopic data for the Oaxaca and Xolapa complexes, as well as the Sr and Nd isotopic results presented here, processes of partial fusion, assimilation and fractional crystallization were modeled. This modelling indicates that the Jamiltepec body has the lowest degree of crustal contamination and is the result of about 10% partial fusion of hercynite and 45% of fractional crystallization. The other two plutons have higher degrees of crustal contamination and fractional crystallization. Binary mix models point to the Oaxaca Complex as the most probable source of contaminants.

Comparing the ages of the studied plutons with those of other plutons along the continental margin, a NW-SE magmatic migration trend can be recognized. The lack of correlation between the Xolapa terrane plutons and those of the northern part of the Chortis block, implies that the majority of the intrusives were generated during and after the sinistral movement of the Chortis block to its present position. This interpretation is reinforced by the presence of mylonitic shear zones with left-lateral displacements containing syn- and post-tectonic plutons.

The extensive exposures of oligocene plutonic rocks and their proximity to the present-day trench axis, support previous interpretations of active tectonic erosion accompanied by uplift of the continental margin. Tectonic erosion was a complex process including lateral removal of continental slices followed by subduction erosion.

I) GENERALIDADES

I.1) INTRODUCCION

El sur de México está integrado por diferentes bloques con estratigrafía interna, edad y estructuras parcialmente diferentes entre ellos. El concepto de "terreno sospechoso" ha sido aplicado a esta porción del país para explicar el posible carácter alóctono de esas unidades tectonoestratigráficas que se encuentran generalmente limitadas por contactos tectónicos (Campa & Coney, 1983). De acuerdo a Coney (1989), un *terreno* es una entidad geológica de extensión regional caracterizada por una secuencia estratigráfica coherente en la cual la continuidad deposicional puede ser establecida. El concepto de terreno implica que hay incertidumbre en cuanto a las relaciones paleogeográficas con los terrenos adyacentes. Por definición, los terrenos están limitados por fallas.

Existen dudas fundamentales acerca de la historia tectónica de la porción sur de México, debido básicamente a la complejidad de las secuencias litológicas y al escaso número de estudios acerca de sus conjuntos petrológicos, sus relaciones de contacto, su distribución espacial y su edad.

Una de las regiones del sur de México que ha sido poco descrita y comprendida en cuanto a su génesis y edad es el terreno Xolapa, también llamado terreno Chatino por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1990) y Sedlock *et al.*, (1993). Las relaciones estructurales entre dicho terreno y el Cratón de Norteamérica son inciertas, y algunos autores han propuesto que pudiera tratarse de un terreno alóctono (Campa & Coney, 1983, Ortega-Gutiérrez & Corona-Esquivel, 1986). Sin embargo, Robinson *et al.* (1989), Ratschbacher *et al.* (1991), Herrmann & Nelson (1992) y Morán-Zenteno (1992) han propuesto que el terreno Xolapa corresponde a un arco magmático originado durante el Mesozoico tardío-Terciario temprano cerca o sobre la corteza continental de Norteamérica.

Aunque sus límites no han sido definidos con precisión, se considera que el terreno Xolapa (fig.1.1), se extiende a lo largo de un cinturón orientado WNW-ESE de unos 600 km de largo por 50-150 km de ancho desde Astatuta, Oax. hasta Tecpan de Galeana, Gro. y está limitado hacia el norte por los terrenos Oaxaca y Mixteco mediante una zona milonítica subvertical (Ratschbacher *et al.* 1991), mientras que con los terrenos Guerrero y Juárez al noreste y noroeste respectivamente, el límite es incierto debido a la presencia de cuerpos intrusivos del Oligoceno en el terreno Guerrero y del Mioceno en el terreno Juárez. El terreno Xolapa está conformado en su base por el Complejo Xolapa que consiste en una secuencia metasedimentaria y metaígneas en facies de anfibolita de edad no bien establecida con intervalos anatecticos. Este conjunto metamórfico se encuentra intrusionado por batolitos no deformados y enjambres de diques pegmatíticos, aplíticos y máficos, en donde los batolitos ocupan aproximadamente el 50% del área expuesta y cuya presencia es un rasgo sobresaliente a lo largo de toda la margen occidental de Norteamérica.

Uno de los cuerpos plutónicos no deformados más extensos que afloran a lo largo del terreno Xolapa es el que se encuentra ubicado en la región de Río Verde, entre Pinotepa Nacional y Puerto Escobedo, Oax. y que se intrusióna a paragneises, anfibolitas y migmatitas del Complejo Xolapa. Este batolito es investigado a detalle en el trabajo presente.

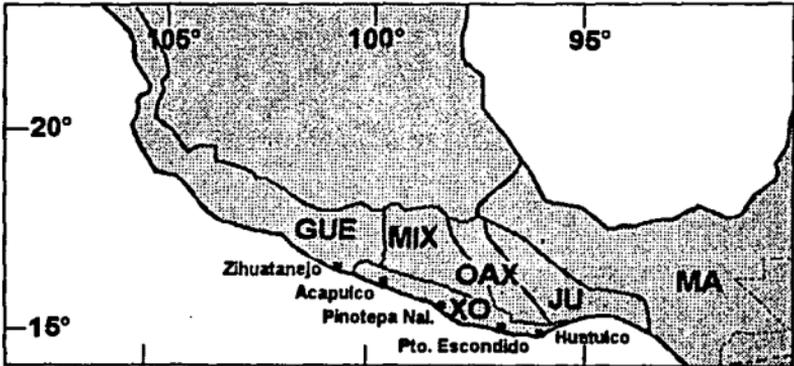


fig.1.1

Mapa simplificado de los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México, modificado de Campa & Coney (1983). GUE= terreno Guerrero, MIX= terreno Mixteco, OAX= terreno Oaxaca, JU= terreno Juárez, MA= terreno Maya, XO= terreno Xolapa.

I.2) OBJETIVOS Y METODOLOGIA

El magmatismo calcalcalino ha sido uno de los procesos sobresalientes en la margen occidental de México y de todo el continente americano. Este magmatismo refleja procesos de margen continental activa desde el Paleozoico para Norteamérica y desde el Mesozoico para México. Las rocas plutónicas del terreno Xolapa han sido poco estudiadas y descritas, por ello, existen dudas acerca de los procesos geológicos que dieron lugar a este inmenso magmatismo y sobre todo, a la edad y procedencia de los magmas. De igual forma, se tiene poco conocimiento de la relación del terreno Xolapa con los terrenos circundantes, es decir, si tuvo relación con las rocas paleozoicas y precámbricas que actualmente le circundan, o bien, este plutonismo ocurrió en otro ambiente y fue acrecionado posteriormente. La presencia de plutones deformados como la de no deformados, nos indica procesos tectónicos de margen continental que se desarrollaron durante un período muy largo, al menos desde el Cretácico y que debido a ello existen rocas con diferentes rasgos geoquímicos que reflejan diferentes escenarios tectónicos.

En este trabajo se llevó a cabo una investigación cartográfica, petrológica y geoquímica enfocada hacia las rocas graníticas *sensu lato* de uno de los cuerpos intrusivos más grandes del terreno Xolapa, el de Río Verde, con el objetivo de contribuir al conocimiento de los procesos geológicos que tuvieron lugar en esta porción de la margen sur de México. Este batolito se localiza en la región comprendida entre Pinotepa Nacional-Río Verde-Puerto Escondido, Oax. limitado aproximadamente por las coordenadas 97° 00' a 98° 00' longitud oeste y 15° 45' a 16°30' latitud norte (fig. 1.1). Los objetivos principales fueron: 1) describir las características petrográficas y geoquímicas que componen a estas rocas 2) realizar interpretaciones acerca de la procedencia y procesos que originaron y modificaron al magma durante su ascenso tales como fusión parcial, contaminación cortical y cristalización fraccionada, 3) determinar el número de cuerpos plutónicos y su cronología, 4) describir las relaciones de contacto de los cuerpos intrusivos con las rocas metamórficas que les encajonan así, como el mecanismo de emplazamiento, y 5) llevar a cabo un análisis comparativo con otros cuerpos plutónicos del margen occidental mexicano.

El desarrollo de este trabajo consistió inicialmente en la descripción cartográfica de las rocas aflorantes en el área de estudio durante varias campañas de trabajo de campo y fotointerpretación. En estas campañas también se tomaron muestras de roca adecuadas para análisis petrográfico y geoquímico así como la medición *in situ* de susceptibilidad magnética y datos estructurales de foliación, lineación, diques y fracturas. La distinción de los cuerpos plutónicos se realizó con base en sus características petrográficas y geoquímicas, incluyendo el comportamiento de sus patrones de elementos mayores, tierras raras y relaciones isotópicas de Sr. Para la clasificación modal de las rocas se hicieron conteos de 1,000 puntos en el microscopio petrográfico.

Las inferencias acerca del origen de los magmas se apoyaron en la interpretación de diagramas de variación de óxidos mayores y de relaciones isotópicas. La cuantificación de procesos magmáticos se obtuvo por medio del modelado a partir de las concentraciones de tierras raras y relaciones isotópicas de Sr y Nd. También se obtuvo la edad mínima de dichos cuerpos en concentrados de biotita y hornblenda por el método de K-Ar.

1.3) MARCO TECTONICO REGIONAL DEL TERRENO XOLAPA

1.3.1) Rasgos petrográficos generales y extensión

El terreno Xolapa consiste principalmente de ortogneises y rocas metasedimentarias derivadas de protolitos de edad desconocida que fueron parcialmente migmatizadas e intrusionadas durante el Mesozoico y Cenozoico. El conjunto metamórfico de este terreno está constituido por una secuencia metasedimentaria descrita por De Cserna (1965) como Complejo Xolapa entre El Ocotito y Acapulco, Gro.. En la sección tipo de la Barranca de Xolapa, Alaniz-Alvarez (1988) distingue tres unidades: 1) granito de dos micas de facies pegmatíticas, 2) cinco unidades metamórficas compuestas por anfibolitas, gneis de biotita, metagrauvaca, esquisto pelítico y un ortogneis granítico y 3) dos unidades de rocas ígneas en forma de diques félsicos y de diabasa y andesita. Adicionalmente, Corona-Chávez (comunicación personal) ha reconocido en la Barranca de Xolapa rasgos migmatíticos con desarrollo de bandas graníticas que afectan a los cuerpos de anfibolita principalmente. El conjunto metamórfico desarrolla la asociación biotita-almandino-estauroilota, la cual define la facies de anfibolita. Las secuencias atribuidas al Complejo Xolapa se extienden hasta las cercanías de Salina Cruz, Oax. y al norte en el área de Juchatengo (Sánchez-Rubio (1972), Guerrero-García (1975), Ortega-Gutiérrez (1981)). Es importante resaltar que la descripción de la localidad tipo de esta secuencia metamórfica no corresponde a la mayor parte de los afloramientos del complejo, ya que en las regiones de Puerto Escondido-Juchatengo, Puerto Angel y Huatulco las rocas predominantes son migmatitas, ortogneis, paragneis anfibolítico y pelítico y mármol en orden de abundancia.

Los protolitos sedimentarios son interpretados como una intercalación de grauvacas, rocas pelíticas y carbonatos. A partir de edades de cristalización de zircones (entre 980 -1270Ma) con el método U-Pb y edades modelo de Sm-Nd (Robinson *et al.*, 1989, Morán-Zenteno, 1992, Herrmann *et al.*, 1994) se infiere que los protolitos sedimentarios provienen, al menos en parte, de rocas pertenecientes a los complejos Oaxaqueño y Acatlán. Los ortogneises fueron derivados probablemente de intrusivos tonalíticos sintectónicos (De Cserna, 1965, Sánchez-Rubio, 1972, Alaniz-Alvarez, 1987, Sedlock *et al.*, 1993). El Complejo metamórfico está intrusionado por granitoides no deformados ampliamente distribuidos, cuerpos pegmatíticos y enjambres de diques máficos y aplíticos.

De Cserna (1965) y Grajales-Nishimura (1988) han considerado la edad del metamorfismo como Paleozoico, éste último a partir de fechamientos de K-Ar realizados en rocas gabroicas de edad Pérmico temprano-Triásico temprano. Estos plutones intrusionan a la secuencia metamórfica considerada como perteneciente al Complejo Xolapa en el área de Juchatengo, indicando con ello una edad pre-pérmica para los ortogneises del Xolapa. Sin embargo, los fechamientos de Grajales en estas rocas proporcionan edades de 25.1 y 33.9Ma, sugiriendo que este complejo metamórfico experimentó eventos térmicos que resultaron en la pérdida de Ar debido al plutonismo terciario. En contraposición a las inferencias de Grajales, Herrmann *et al.* (1994) encuentran, con el método de U-Pb en zircones, que el metamorfismo debió haber ocurrido en el intervalo 66-46Ma.

1.3.2) Límites

El terreno Xolapa colinda, según Campa & Coney (1983), con el terreno Guerrero al NW, los terrenos Mixteco y Oaxaca al N, al NE con el terreno Juárez y al SW con la trinchera de Acapulco. El límite con el terreno Oaxaca al N de Puerto Escondido-Pochutla-Huatulco consiste de una franja milonítica denominada *Falla de Chacalapa*, la cual muestra foliación sub-vertical hacia el S, con intrusiones pre, sin y posttectónicas en relación a los movimientos de la falla y que presenta una convexidad hacia el Pacífico (Ortega-Gutiérrez & Corona-Esquivel, 1986). En esta milonita existen microestructuras que indican un desplazamiento lateral izquierdo, en un régimen de deformación dúctil seguido por deformación frágil y desplazamientos normales sobre planos de falla. En este caso, el granito Huatulco es afectado por la milonitización y las estructuras miloníticas a su vez son truncadas por diques porfídicos (Tolson *et al.*, 1993).

En San Juan Juchatengo, Ratschbacher *et al.* (1991) describen el límite entre el terreno Xolapa y la secuencia de calizas, conglomerados y rocas volcánicas de los terrenos Juárez (?) y Oaxaca como una deformación que progresó del estado dúctil a frágil de tipo transtensional normal izquierdo sobre planos de falla y planos miloníticos. Sin embargo, en el trabajo de Grajales Nishimura (1988) se describe el límite de los ortogneises del Xolapa por medio de la intrusión de rocas gabroicas pensilvánicas pertenecientes a la secuencia de Rocas Verdes Juchatengo. Además, no considera a esta secuencia de Rocas Verdes como parte de los terrenos Oaxaca, Xolapa o Juárez debido a su afinidad oceánica y propone sea tratado como un bloque independiente.

Hacia el occidente, en la región de Tierra Colorada, Gro. se ubica la frontera entre los terrenos Mixteco y Xolapa, dicha frontera había sido descrita en Ayutla por medio de una cabalgadura con zona de milonitización subvertical WNW-ESE inclinado hacia el norte (Salinas-Prieto, 1984). Al norte de Ayutla y oriente de Tierra Colorada, Morán-Zenteno (1992) reconoce esquistos de biotita y muscovita que atribuye al Complejo Acallán y que se encuentran en contacto con un cuerpo intrusivo cizallado sin observar contacto alguno con los gneises del Complejo Xolapa. Para Riller *et al.* (1991) el límite de los terrenos Xolapa y Mixteco está comprendido por una franja deformada de aproximadamente 1km de ancho con milonitas, ultramilonitas, cataclastitas derivadas de las migmatitas del Complejo Xolapa y de calizas, mármoles y rocas volcánicas del terreno Mixteco que presentan rasgos cinemáticos de una zona de fallamiento normal. En este caso, explica que la deformación progresó de un estado dúctil a frágil con dirección N-NW la primera y NW la segunda con carácter extensional. La edad de la deformación dúctil está dentro del intervalo de 90 Ma (edad de los sedimentos más jóvenes involucrados en la deformación) y 34Ma, edad de la granodiorita que la corta (Herrmann & Nelson, 1992).

Tolson *et al.* (1993) apuntan que es posible que la suma de las deformaciones lateral+normal del área de Huatulco sea igual a la deformación descrita por Ratschbacher, pero que sin la determinación de las magnitudes de los desplazamientos no se puede documentar dicha hipótesis, aunque, sí es factible explicar la transición de la deformación dúctil a quebradiza y de lateral a normal en términos de la exhumación de un arco para-autóctono.

Existe cierta incompatibilidad en cuanto a la cronología de los eventos de deformación en la franja milonítica, ya que como se ha dicho, en el área de Huatulco las intrusiones graníticas con 25.8-29Ma (Solís-Pichardo, comunicación personal) son pre-milonitización, mientras que en Tierra Colorada (34Ma) éstos cortan a la milonita. Esto hace pensar que la deformación progresó con los siguientes eventos: 1) milonitización en Tierra Colorada, 2) intrusivo Tierra Colorada, 3) intrusivo Huatulco, 4) milonitización Chacalapa, 5) intrusivos postectónicos.

Entre las franjas miloníticas de Chacalapa (norte de Huatulco) y Juchatengo (norte de Puerto Escondido) existe una aparente discontinuidad la cual fué marcada por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1990) como "Lineamiento de Colotepec". Es un rasgo lineal de orientación NE-SW que desplaza la zona deformada; hacia el occidente del mismo pone en contacto al terreno Xolapa con el terreno Mixteco y al oriente al terreno Oaxaca con el Xolapa. Aunque cabe mencionar que en las visitas realizadas al área de estudio así como en fotografías aéreas y mapas topográficos no es visible tal rasgo, lo que más bien se observa es a la secuencia metamórfica del Complejo Xolapa cortada por granitoides. En esta región, la franja milonítica se extiende dentro del complejo metamórfico en forma ramificada con tendencia general E-W y que contiene intrusivos sin y postectónicos (Rodríguez & Lazos, com.per.) hasta las cercanías de Puerto Escondido.

El tipo de frontera entre los terrenos Xolapa y Guerrero no está definido claramente ya que se encuentra obliterado por plutones terciarios. Entre los ríos Petatlán y Tecpan existen afloramientos metamórficos que podrían corresponder al Complejo Xolapa; sin embargo, hacia el NE de Petatlán y en la localidad de Las Ollas, existen ventanas del complejo oceánico de Las Ollas (terreno Guerrero) cabalgado por una cubierta volcánica, todo ello afectado por intrusiones dioríticas y gabroicas, y hacia el norte de los mismos ya se presentan afloramientos de rocas volcánicas

pertenecientes a la Sierra Madre Occidental (Vidal-Serratos, 1991). Ratschbacher *et al.* (1991) mencionan que el límite con el terreno Guerrero está caracterizado por una milonita con geometría de falla normal, aunque no explican ni describen el transecto en el que basan sus opiniones.

El límite entre los terrenos Xolapa y Juárez presenta algunos elementos que dan cierta incertidumbre a la naturaleza del terreno ubicado al norte del terreno Xolapa. Campa & Coney (1987) interpretan a las rocas volcánicas y sedimentarias ubicadas entre los terrenos Xolapa y Oaxaca como pertenecientes al Juárez. Tolson *et al.* (1993) consideran que dicha secuencia forma parte de la cubierta de terreno Oaxaca que se encuentra truncada por la franja milonítica y representaría la expresión supracortical de los eventos magmáticos cretácicos que afectan al Xolapa y extendieron su influencia a la porción sur del Oaxaca. En el sector de Santiago Astata se observa la presencia de un intrusivo granodiorítico que oculta la frontera con el terreno Juárez el cual se manifiesta, al norte, a través de una franja de brechas calcáreas y secuencias volcanosedimentarias. Según Carfantán (1983), el terreno Juárez se habría originado en un régimen tensional que separó el extremo oriental del Complejo Xolapa y generó una cuenca en la cual se depositaron las secuencias del terreno Juárez durante el Portlandiano-Turoniano. Para el Turoniano Superior se cierra esta cuenca y el terreno Juárez queda en contacto con el Complejo Xolapa por medio de una cabalgadura.

Al SW el terreno Xolapa alcanza la zona costera y está limitado por la trinchera, la cual se encuentra a sólo 60km en promedio de la costa del sector Pinotepa Nacional-Puerto Escondido. En la perforación del sitio 493 del Deep Sea Drilling Project (Bellon, 1982), a 50km del eje de la trinchera de Acapulco, se localizó un cuerpo diorítico que fué fechado por el método de K-Ar en roca total, proporcionando una edad de 35Ma. Asimismo, en el sitio 489A (Watkins *et al.*, 1982) se alcanzó un cuerpo de esquistos y cuarcitas pre-terciarias a 300m y que posiblemente pertenezcan al Complejo Xolapa.

1.3.3.) Edad y procedencia de los materiales del magmatismo

-Plutonismo en la margen Cordillerana de Norteamérica

La costa occidental del continente americano registra la historia tectónica, metamórfica y magmática típica de un margen continental que ha estado caracterizado por límites convergentes con las placas de la Cuenca del Pacífico.

De acuerdo a una recopilación realizada por Anderson (1990) para Norteamérica, se pueden reconocer 4 grandes regiones caracterizadas por eventos ígneos: Batolito de las Sierras Peninsulares, Batolito de la Sierra Nevada, Batolito de Idaho y el Batolito de la Costa. (fig. 1.2)

La edad del magmatismo en esta región varía de Triásico a Mioceno, con composiciones que van desde dioritas-mozonitas-tonalitas hasta granodioritas y granitos. Tienen carácter metaluminoso a peraluminoso y en su mayoría son calcalcalinos con valores relativamente bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. El origen de los magmas se ha interpretado como proveniente de la fusión parcial de corteza granulítica, de corteza oceánica y de corteza continental, además de estar asociados algunos de estos plutones a terrenos de afinidad oceánica y ser de carácter sin y post acrecionales. En general, muestran un aumento en los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de occidente a oriente así como una migración de la edad. Están asociados a mineralización de pórfidos de Cu y Mo.

En México abarcan grandes porciones los plutones de San Pedro Mártir, Sonora, Sinaloa, Los Cabos, Puerto Vallarta, Manzanillo, Zihuatanejo, Acapulco, Pinotepa Nacional, Rio Verde y Huatulco, entre los más extensos, cuyas composiciones varían desde gabros y tonalitas hasta granodioritas y granitos y son en general, de carácter calcalcalino, variando de meta a peraluminosos. Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son en general bajas (<0.705), indicando escasa contaminación cortical en su ascenso o bien, contaminación por una corteza joven. Las

edades de los mismos han sido obtenidas por diversos métodos; entre ellos Pb- α , K-Ar, Rb-Sr y U-Pb en concentrados minerales y roca total y fluctúan desde 145Ma en las Sierras Peninsulares (Gastil *et al.*, 1976), 99Ma en Puerto Vallarta, 69Ma en Manzanillo (Schaaf, 1990), 43.4Ma en Acapulco (Schaaf, 1990), 18.5Ma en Río Verde (Guerrero-García, 1975) y 40Ma en Puerto Angel (Robinson *et al.*, 1989). Es de notar una sistemática migración en las edades reportadas, en dirección NW-SE. Por las características geoquímicas se ha considerado a los granitoides no deformados a lo largo de la costa Pacífico de México en su mayoría como granitoides del Tipo I



fig.1.2

Distribución de los batolitos en la margen Cordillerana (Anderson, 1990).

- Plutonismo en el terreno Xolapa

Inicialmente, De Cserna (1965) consideró a los troncos de El Ocotillo, Xaltianguis y Acapulco, Gro. como de edad cretácica basado en fechamientos de Pb- α , mientras que Sánchez-Rubio (1972) concluye que las rocas plutónicas de Puerto Escondido son producto de fenómenos de granitización de alcance regional que tuvieron lugar durante los procesos del metamorfismo, aunque no establece la edad de estos eventos. Hasta entonces, no se había interpretado al origen tectónico de los magmas; Ortega-Gutiérrez (1981) considera a estos cuerpos como las raíces de un arco volcánico que produjo fusión y migmatización de la corteza local. Morán-Zenteno (1992) estudia plutones deformados y no deformados en la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Gro. en donde los datos isotópicos de Rb-Sr indican un evento magmático entre 128-144 Ma (plutones deformados) y otro hace 55 Ma (plutones no deformados), además de identificar un evento térmico entre los 41 y 25 Ma que afectó regionalmente al complejo. En un análisis posterior el mismo autor (1993) reconsidera la línea de regresión de datos de Rb-Sr que había indicado una edad de 55 Ma y la interpreta como una falsa isocrona producida por diferentes eventos de intrusión, grados de diferenciación e incipiente y variable contaminación cortical, obteniendo edades como las determinadas por Schaaf (1990) de 26.3 Ma en Tierra Colorada, 30.5 Ma en Xaltianguis y 43.4 Ma en Acapulco. Finalmente, explica que esta masa batolítica es derivada del manto empobrecido con diferentes grados de evolución magmática. Para este autor la similitud de las foliaciones de los

plutones deformados y las rocas metamórficas encajonantes, así como los rasgos de foliación magmática y en estado sólido semiparalelas, indican que el emplazamiento de la primera generación de intrusivos ocurrió contemporáneamente al metamorfismo y anatexis de las rocas originales. También relaciona los eventos magmáticos de esta porción a las secuencias Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del terreno Guerrero y encuentra indicios de una posible continuidad de la actividad magmática de dicho terreno hacia la región SE aunque representado por cuerpos de un nivel estructural más profundo que en el terreno Guerrero.

1.3.4) Reconstrucciones paleogeográficas del sur de México y relación espacial del terreno Xolapa con los terrenos circundantes

La corteza continental del sur de México está compuesta por bloques que revelan episodios de deformación y metamorfismo con edades Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico. El bloque más antiguo está representado por el Complejo Oaxaqueño del Proterozoico Medio cuyas características petrológicas, edad y deformación son típicas de la Faja Grenville. A su vez, el Complejo Acatlán, base del terreno Mixteco es del Paleozoico temprano y medio y es asociado con la franja Apalachiana y Acadiana. Ambos complejos están cubiertos por rocas más jóvenes y la configuración de estos sistemas orogénicos es inversa al resto de Norteamérica presentando el terreno Grenville al oriente del complejo Paleozoico (Yáñez *et al.*, 1991).

El terreno Guerrero está compuesto por rocas ígneas y sedimentarias del Triásico Tardío-Cretácico Temprano que representan un ambiente de arco de islas activo durante aproximadamente 40Ma (Arco Alisitos-Teloloapan). De acuerdo a varios autores, a finales del Cretácico Temprano, este arco colisionó con Norteamérica y fue sobrepuesto al borde continental (Gastil *et al.*, 1981, Rangin, 1981, Urrutia-Fucugauchi & Valencia, 1986, Freyrier *et al.*, 1992).

En muestreos paleomagnéticos realizados en los terrenos Guerrero, Xolapa y Mixteco se encuentra que esta zona de la margen pacífica no ha experimentado grandes rotaciones o traslaciones latitudinales desde el Cretácico medio y que las rotaciones estarían relacionadas a una cizalla lateral izquierda a lo largo de la margen continental (Böhnel *et al.*, 1989), acreción de un arco intraoceánico o bien a rotaciones más jóvenes (Urrutia-Fucugauchi, *com. per.*). Asimismo, para las calizas del Albiano-Cenomaniano en las cercanías de Sola de Vega, Oax. que forman parte de la cubierta del terreno Oaxaca, Urrutia-Fucugauchi (1981) obtiene un paleopolo que compara con el de la Lutita Méndez y el Grupo Difunta en el norte de México, siendo ambos afines y por ello indicativos de ausencia de grandes movimientos regionales. Pero para rocas del Calloviano-Oxfordiano, los vectores de magnetización muestran latitudes mayores a las esperadas respecto a Norteamérica. De igual manera, en el terreno Mixteco las posiciones polares correspondientes a las formaciones Yucuñuti y Caliza con *Cidaris* (Jurásico Medio y Jurásico Superior respectivamente) difieren de los esperados para el Cratón de Norteamérica, mostrando movimientos de traslación y rotación entre el Oxfordiano y el Albiano desde una posición más septentrional que la actual con respecto a Norteamérica (Morán-Zenteno, 1988). Para el terreno Xolapa, los resultados paleomagnéticos en los granitos de Acapulco y El Ocolito indican una estabilidad regional desde el Terciario temprano (Urrutia-Fucugauchi, 1983). Asimismo, los datos de la Caliza Morelos en el Cañón del Zopilote apoyan estas interpretaciones (Urrutia-Fucugauchi, 1988).

Todo esto lleva a pensar que efectivamente las rocas anteriores al Jurásico Superior sufrieron un movimiento de traslación hasta su posición relativa actual con respecto a Norteamérica y que desde entonces esta posición no ha cambiado, al menos latitudinalmente, descartando en general, la idea del traslado y colisión de bloques más jóvenes.

Debido a la distribución de facies metamórficas y la presencia de rocas cristalinas calicialcalinas cercanas a la actual trinchera, diversos autores han interpretado que el límite SW del terreno Xolapa se encuentra truncado (De Cserna, 1965, 1967, Moore *et al.* 1982), aunque no hay evidencias claras que indiquen cual fué el bloque removido. A partir de la edad del cuerpo diorítico (35Ma) y los

sedimentos sobreyacentes (10Ma) alcanzados en la perforación del sitio 493 DSDP, Moore (1982) propone que el truncamiento debió ocurrir en el intervalo de 35-10Ma asociado a una fase de rápida subsidencia que comenzó hace 22-24Ma y que continuó hasta hace 17Ma, después de lo cual se inició un levantamiento regional.

Durante los procesos de subducción existe frecuentemente un desplazamiento de la franja de prearco. Este movimiento es de particular importancia ya que muestra que tasas de desplazamiento que actúan durante períodos prolongados y favorecidos por convergencia oblicua, pueden dar lugar a migraciones substanciales de terrenos. Varios de los terrenos de Norteamérica que se han desplazado hacia el norte pudieron ser transportados mediante este mecanismo (Jarrard, 1986). Ya que en el terreno Xolapa sólo se observan las raíces del arco magmático, puede suponerse que la franja prearco ha sido removida por movimientos transcurrentes o bien por erosión tectónica (Moore, 1982).

Para el Cretácico Tardío, Malfait & Dinkelman (1972) colocan la porción norte de Centroamérica frente a las costas actuales del sur de México (fig.1.3). El llamado Bloque Chortis consiste de la porción del sur de Guatemala, El Salvador, Honduras y una porción al norte de Nicaragua y está separado del Bloque Maya por la zona de sutura Motagua. La posición pre-Mesozoico del Bloque Chortis no es conocida; pero se han propuesto varias trayectorias de movimiento que en opinión de Donnelly *et al.* (1990), la mejor paleoposición es aquella adyacente al SW de México ya que el basamento y subsecuente estratigrafía mesozoica son afines a las del Bloque Oaxaca. A partir del Terciario se iniciaría la migración de Chortis hacia el SE por medio de un mecanismo de desplazamiento lateral izquierdo.

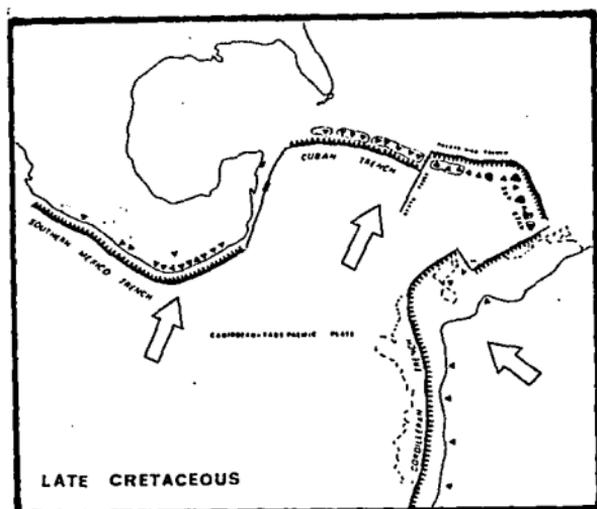


fig.1.3

Distribución de los límites de placas y el movimiento de las placas Caribe - Pacífico Este durante el Cretácico Superior (Malfait & Dinkelman, 1972).

Otro aspecto a explicar es la presencia de rocas de la corteza media pertenecientes a un arco magmático (terreno Xolapa), al mismo nivel que rocas de la corteza superior (terrenos Oaxaca y Mixteco). Según Robinson *et al.* (1989), el Complejo Xolapa es un paquete de rocas sedimentarias y volcánicas del Paleozoico tardío y Mesozoico que fueron deformadas y metamorizadas dúctilmente en una etapa previa al magmatismo terciario y al levantamiento asociado a este. Los datos isotópicos y estructurales, según este autor, indican que el complejo fué levantado durante el Eoceno medio-tardío. El levantamiento debió ocurrir en un ambiente sincrónico a la subducción rápida de la Placa Farallón y un arco magmático asociado en el Eoceno y desarrollo de un límite transformante que ocurría entre las placas de Norteamérica y Caribe. Los plutones sintectónicos del terreno Xolapa registran los procesos de extensión que fueron responsables del levantamiento y exhumación del núcleo del arco magmático.

Para Sedlock *et al.* (1993), es posible que existan dos etapas de evolución que expliquen el metamorfismo y los rasgos estructurales que presenta el bloque. Durante la primera etapa, en el Mesozoico, un cabalgamiento hacia el norte del terreno Xolapa (Chatino) con buzamiento hacia el sur provocó metamorfismo en facies de anfíbolita, así como una amplia zona de rocas cataclásticas. Este cabalgamiento pudo haber comenzado durante el Jurásico y Cretácico Temprano. Durante la segunda etapa, un desplazamiento oblicuo izquierdo habría producido milonitas buzando hacia el norte con geometría de fallamiento normal, adelgazamiento tectónico y exhumación del Complejo Xolapa y una cantidad indeterminada de desplazamiento lateral izquierdo a lo largo del límite septentrional del terreno Xolapa durante el Paleógeno o en el Cretácico Tardío.

III) PETROGRAFIA DE LAS ROCAS DEL AREA DE ESTUDIO

II.1) ROCAS INTRUSIVAS

El área ocupada por afloramientos de cuerpos graníticos en la región estudiada es de aproximadamente 2,700km². En esta franja plutónica Guerrero-García (1975) ha hecho algunas referencias generales por medio de fechamientos de Rb-Sr de las rocas localizadas en el Río Verde.

Tomando parámetros de textura y mineralogía, es posible definir macroscópicamente a tres diferentes cuerpos graníticos con sus respectivas peculiaridades cada uno de ellos y a los cuales se denominará en adelante como

- a) Intrusivo Río Grande
- b) Intrusivo Río Verde
- c) Intrusivo Jamiltepec

El criterio para su delimitación cartográfica consistió en el índice de color, textura y composición mineralógica. A partir de ello, se definió la existencia de dos cuerpos, el primero de ellos (Intrusivo Río Grande) con biotita como principal accesorio y el segundo (Jamiltepec) con hornblenda. La definición del tercer cuerpo, el cual se localiza en una posición intermedia a los dos anteriores, se basó en análisis petrográficos y geoquímicos, este cuerpo presenta ambos accesorios, biotita y hornblenda en porcentajes similares. Los tres cuerpos forman una masa en general continua, interrumpida por afloramientos de rocas metamórficas y más frecuentemente por depósitos aluviales. El contacto entre ellos es inferido ya que no se observa una superficie que lo defina.

En la figura 2.1 se observa la localización del área de estudio, la distribución de los cuerpos delimitados, sus relaciones con las rocas metamórficas y cuaternarias y la localización de los sitios de muestreo. Asimismo, la tabla II.1 contiene las coordenadas de los sitios de muestreo para análisis petrográfico y geoquímico. Las figuras 2.2. y 2.3 indican la clasificación normativa de Le Maitre & Streckeisen y modal de Streckeisen respectivamente. Las tablas II.2 y II.3 muestran los minerales obtenidos del cálculo de la norma CIPW y los resultados del análisis petrográfico.

Los afloramientos del intrusivo Río Grande ocupan un área de aproximadamente 1,000km². Tiene composiciones que varían desde granito, granodiorita y tonalita en su región más septentrional, siendo la granodiorita el tipo más abundante (fig. 2.2 y 2.3). Es equigranular de grano fino (<0.1cm) a medio (0.1-0.5cm) y presenta biotita como principal mineral accesorio y, en menor proporción, hornblenda, además de pequeños porcentajes de apatito, zircón y esfena en algunos casos. Los enclaves son poco abundantes sin orientación definida y están constituidos por biotita de grano muy fino. Existe en algunas porciones una marcada orientación de las micas definiendo una foliación la cual va aumentando a medida que se acerca al contacto oriental con la secuencia gnéssica de la roca encajonante debido probablemente al emplazamiento sin que se observe un contacto bien definido y sin que la foliación sea muy intensa.

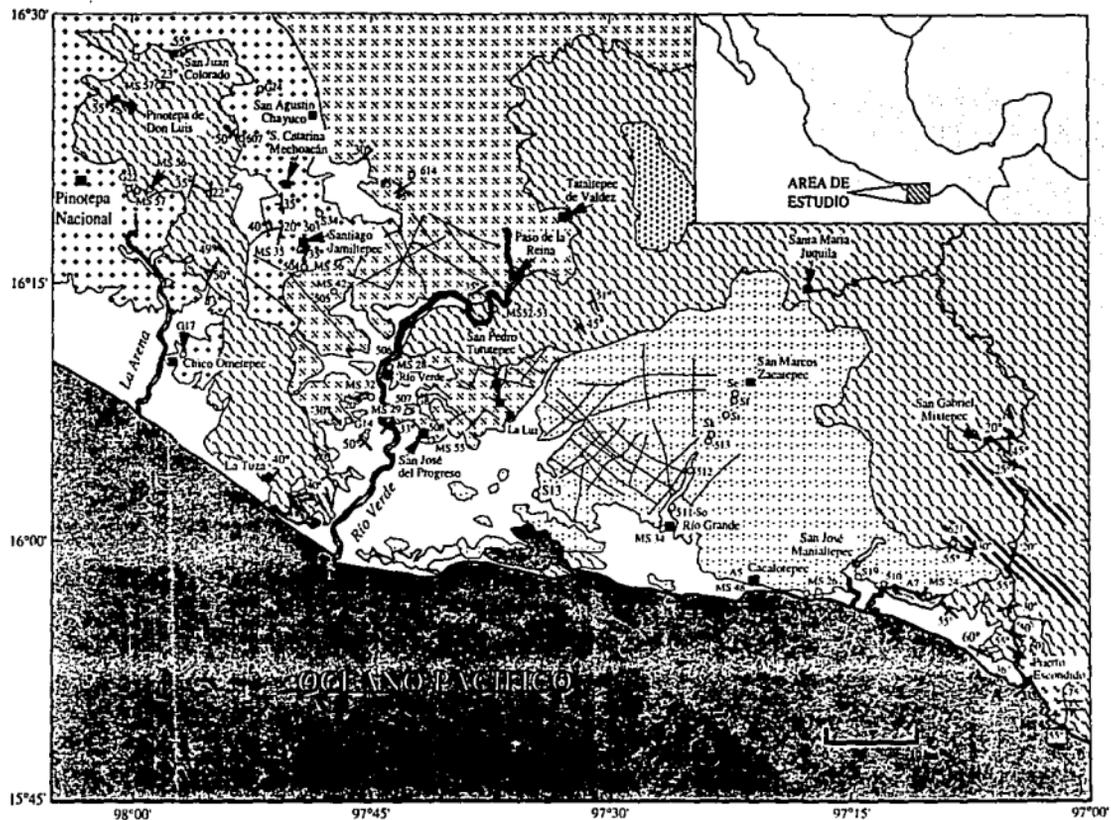
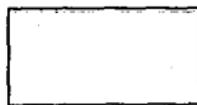


fig.2.1

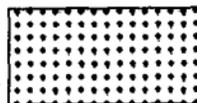
Mapa geológico de la región Pinotepa Nacional - Río Verde - Puerto Escondido, Oax.

leyenda

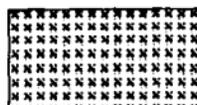


ALUVION

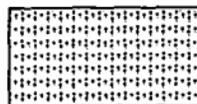
ROCAS PLUTONICAS



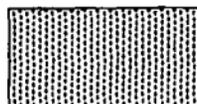
INTRUSIVO JAMILTEPEC



INTRUSIVO RIO VERDE



INTRUSIVO RIO GRANDE



GRANTOIDE INDIFERENCIADO

ROCAS METAMORFICAS



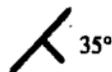
PARAGNEIS, MIGMATITA
ANFIBOLITA, ORTOGNEIS



GRANITO DE ANATEXIS



ZONAS DE CIZALLA INTENSA



FOLIACION



DIQUES Y FRACTURAS



SITIO DE MUESTREO

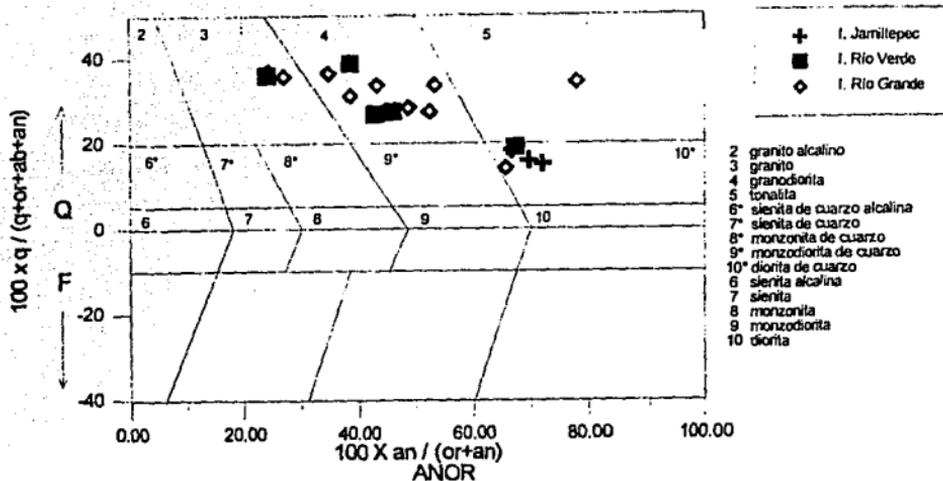


fig.2.2

Diagrama Q'(F) vs ANOR (Streckeisen & LeMaitre, 1979) donde se muestran los puntos correspondientes a los intrusivos que conforman al Batolito de Río Verde. Datos provenientes de la tabla II.2, calculados a partir de la norma CIPW.

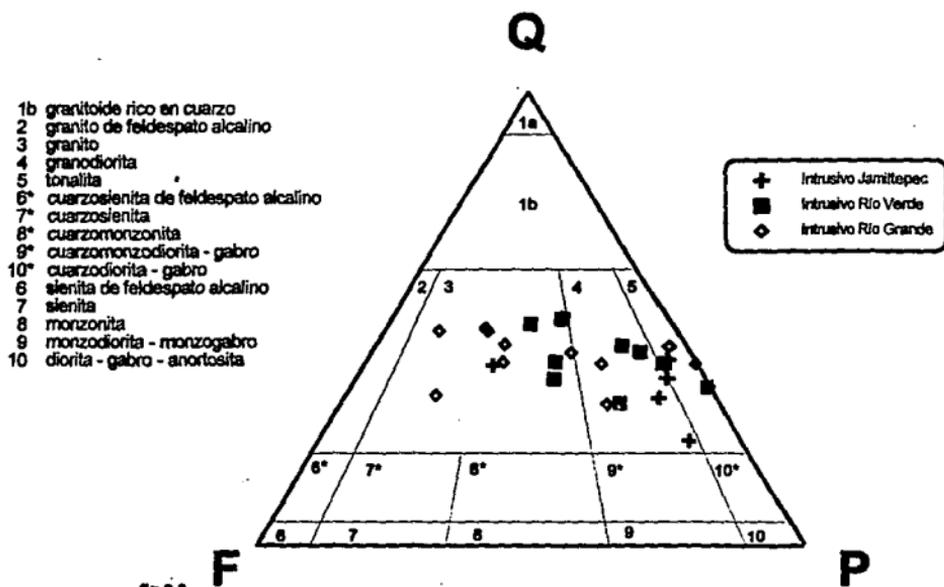


fig.2.3

Diagrama de clasificación de Streckeisen de las rocas intrusivas del Batolito de Río Verde. Datos provenientes de la tabla II.3, calculados a partir del análisis modal de conteo con 1,000 puntos en cada lámina.

El plutón Río Verde situado entre los intrusivos de Río Grande y Jamiltepec tiene aproximadamente 900 km² de extensión. Su mineralogía es de grano medio (0.1-0.5cm) a grueso (0.5-1.0cm) e indica composiciones de granito-grandiorita-tonalita de biotita y hornblenda (fig. 2.2 y 2.3) con porcentajes a veces mayores de biotita que de hornblenda y viceversa. Como otros minerales accesorios se tienen apatito, zircón y esfena, siendo la presencia de esta última más característica en el lado oeste del Río Verde. Los enclaves ricos en biotita son más abundantes que en el cuerpo descrito anteriormente, no presentan orientación preferencial, son de forma irregular y están constituidos por biotita o bien de porciones más félsicas de grano fino. En la región de San Pedro Tututepec se observa un contacto con las rocas metamórficas por medio de un incremento gradual de xenolitos y presenta mayor abundancia de hornblenda a medida que se acerca al cuerpo metamórfico. En otros sitios no se aprecia dicho límite. Esta fase presenta foliación no muy marcada de los minerales micáceos y un intenso fracturamiento y relleno secundario.

Finalmente, el área expuesta del plutón de Jamiltepec abarca aproximadamente 800km². Es de composición tonalita-grandiorita-granito (fig. 2.2 y 2.3), donde la fase de tonalita, con hornblenda y esfena como minerales accesorios, es la más abundante. También contiene biotita, zircón y apatito. Su granulometría es en general más gruesa que la de los otros dos cuerpos (0.5-1.0cm). Los enclaves son escasos en la porción tonalítica, mientras que en la porción granítica en Chico Ometepc son más abundantes y de composición diorítica. La foliación está presente de manera intensa en el límite oeste en Pinotepa Nacional, El Zarzal y en Chico Ometepc en donde se pone en contacto con rocas gnéissicas.

El intemperismo de las rocas de toda la región es muy intenso, debido al clima cálido, húmedo, abundante vegetación y a la composición mineralógica de las unidades de roca. De los tres cuerpos, se tiene que el que presenta mayor grado de intemperismo es el de Río Grande debido posiblemente a su mayor contenido de micas y granulometría más pequeña. Estos granitoides se encuentran fracturados e intrusionados por una serie de diques aplíticos.

El cuarzo tiene en los tres cuerpos forma equigranular y bordes sinuosos, en algunos casos los granos son alargados hasta formar agregados de granos muy pequeños que rellenan intersticios en las regiones donde existe mayor foliación. El intrusivo de Río Grande presenta cristales aislados, mientras que los cuerpos de Río Verde y Jamiltepec presentan mayor cantidad de cúmulos.

La composición global de las plagioclasas de este conjunto de plutones varía de oligoclasa a andesina con macla de albita y a veces combinada con la de Carlsbad. En los intrusivos de Río Grande y Jamiltepec es muy común el zoneamiento y en menor abundancia en Río Verde. La presencia de textura mirmekítica es típica en rocas del Intrusivo Río Grande formando desde lóbulos hasta anillos completos que rodean a los cristales de plagioclasa. En los otros dos cuerpos esta textura es más escasa, y contrariamente, en Jamiltepec los cristales están más flexionados que en Río Verde y Río Grande. En los tres cuerpos, las plagioclasas varían de eu - a subhedrales y están frecuentemente fracturadas, alterando a sericita-muscovita.

Entre los feldespatos alcalinos domina la composición de microclina, son sub-anhedrales y tienen macla de microclina o bien, textura micropértica y pértica en los intrusivos de Río Grande y Río Verde mientras que para el plutón de Jamiltepec el contenido de feldespatos disminuye drásticamente. Este mineral altera a sericita y en ocasiones a muscovita.

La biotita es color pardo amarillento y fuertemente pleocroica en hojuelas alargadas subhedrales y algunas veces fragmentadas formando agregados. En el cuerpo de Río Grande es frecuente encontrar muscovita reemplazando los bordes de la biotita y el tamaño de estas es relativamente menor al de los otros cuerpos. Llega a presentar incipiente cloritización así como flexiones y rellena intersticios. Es frecuente encontrar en su interior apatitos, zircón y esfena los cuales provocan halos oscuros e inclusive huecos. En el intrusivo Río Verde el tamaño de las hojuelas es mayor, son ligeramente más oscuras y ocasionalmente cubren a los anfíboles indicando que su formación es

posterior a ellos. En Jamiltepec el contenido de biotitas disminuye pero la cloritización es más intensa así como su deformación.

Los anfíboles son de color pardo verdoso, de forma que varía desde eu-sub y hasta anhedrales. Estos cristales llegan a estar cloritizados y a veces casi removidos en su totalidad. Contienen escasas inclusiones de otros minerales accesorios en su interior y en el intrusivo de Río Verde presentan deformación. Es el mineral accesorio característico en las rocas de Jamiltepec y está ausente por completo en las rocas de Río Grande. Algunas mediciones realizadas en microsonda electrónica en los anfíboles de Río Verde mostraron un rango de 8.51-10.67 para el Al_2O_3 y 0.790 a 0.934 para Fe/Mg. Estos parámetros llevan a la clasificación de los anfíboles como hornblenda de magnesio, hornblenda-edenita y hornblenda tschermakítica. Comparativamente, las hornblendas de las rocas graníticas de la Sierra Nevada y la región de Mojave contienen de 5.5 a 9.5 porcentaje en peso de Al_2O_3 y una relación Fe/Mg de 0.740 a 1.422 (Barth, 1990).

II.1.1) Texturas de exsolución

La exsolución o desmezcla es un proceso en donde una solución sólida inicialmente homogénea se separa en dos o más fases cristalinas sin cambio en su composición global. Comúnmente se considera que el proceso ocurre durante una caída de temperatura, pero en algunos casos ocurre cuando ésta se eleva. Convencionalmente se piensa en un huésped o cristal padre el cual es el miembro final más abundante en la solución sólida y en un cristal "invitado" como el miembro menos abundante. La fase exsuelta se orienta usualmente en forma paralela a uno o más planos cristalográficos de la fase huésped (Cox et al., 1979).

a) Perthita

En el área de estudio, son los plutones de Río Grande y Río Verde los que presentan abundancia de esta textura, sobre todo en este último y en la fase de granodiorita. Este nombre se le ha dado a un intercrecimiento de feldespatos ricos en K y Na cuando el material huésped es el feldespato potásico que engloba a finos intercrecimientos de albita. Si ocurre o no la exsolución está determinado por la tasa de enfriamiento, tal como lo demuestra la serie de feldespatos alcalinos ($NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$). En rocas enfriadas rápidamente los feldespatos raramente revelan exsolución, aunque ésta puede ser detectada mediante rayos X, mientras que en rocas enfriadas más lentamente, la textura perthítica es muy común (Cox et al., 1979).

La desmezcla de vermiculas de cuarzo y bandas de albita ocurre posteriormente a la cristalización de los feldespatos alcalinos, cuando el magma ha enfriado hasta su estado final. Considerando la secuencia de cristalización de un líquido 'hidratado' compuesto de $Ab_{67}Or_{33}$ a 5 Kbar de presión (fig.2.4), este no cristalizará en el intervalo 1300-950°C. Cerca de los 950°C, los cristales de feldespatos (punto1) comienzan a cristalizar y a enriquecerse progresivamente en el miembro final Albita, mientras permanece en equilibrio con el líquido residual progresivamente más sódico. A los 880°C (punto2) todo el fundido silicatado ha cristalizado y entonces, el sistema consiste de un conjunto de cristales de feldespatos (K-Na) que tienen la composición del líquido inicial. Durante el enfriamiento de este conjunto, una solución sólida de plagioclasa se desmezcla aproximadamente a los 620°C y produce exsoluciones de albita $Ab_{78}Or_{22}$ (punto3') dentro de una ortoclasa la cual es cada vez más potásica. La desmezcla a baja temperatura permite que cohabiten dos feldespatos con relaciones texturales ligeramente diferentes de aquellas de un eutéctico (Bard, 1990). La consecuencia más importante de la presencia de agua es el decremento de las temperaturas de fusión. Como resultado, a 5,000 bar de presión, la línea de *solidus* intersecta a la de *solvus*, y en lugar de obtener un feldespato homogéneo que cristaliza del fundido, entonces es posible obtener dos feldespatos alcalinos separados que cristalizan juntos, uno rico en $KAlSi_3O_8$ y otro rico en $NaAlSi_3O_8$ (Morse, 1970, Hall, 1987).

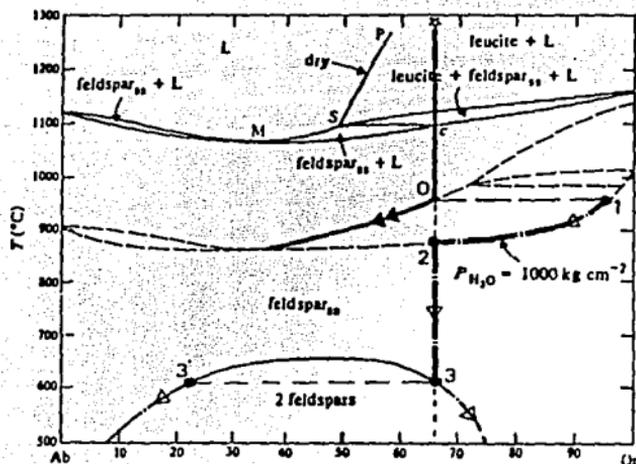


fig.2.4

Diagrama de desmezcla de feldspatos
(Bard, 1980)

b) Mirmequita

En la región de estudio, son las fases granítica y granodiorítica de Río Grande y Río Verde en donde se presenta la textura mirmequítica con mayor abundancia. Es otro posible ejemplo de exsolución encontrado en las rocas plutónicas. Este es un intercrecimiento de cuarzo vermicular y plagioclasa (usualmente sódica) que ocurre cerca del borde del cristal de plagioclasa, o bien, entre granos de feldespato perfitico o, más comúnmente, como lóbulos formados donde los cristales de feldespato y plagioclasa están en contacto. En las secciones observadas, generalmente se desarrolla este crecimiento en los bordes de los cristales de plagioclasa frecuentemente zonados. La hipótesis de exsolución sugiere que en los feldspatos alcalinos el Ca ocurre como una molécula con alto contenido de sílice (molécula de Schwantke), la cual se desmezcla de la siguiente forma:



molécula anortita + cuarzo
de Schwantke

Otras hipótesis involucran el reemplazamiento metasomático de igual forma que en el caso de las perfitas. Las mirmequitas ocurren típicamente en rocas plutónicas ácidas y son aún más comunes en aquellas con alto contenido de Ca, tales como granodioritas y tonalitas.

c) zonamiento

El desarrollo del zonamiento de plagioclasas es más intenso en las tonalitas del plutón de Jamiltepec y en las granodioritas de Río Grande, mientras que es más escasa su presencia en el intrusivo de Río Verde. Las plagioclasas constituyen una serie isomorfa localizada entre dos miembros finales, uno cálcico representado por la anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) y otro alcalino representado por la albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Las curvas de 'sólido' y 'líquido' del sistema albita-anortita indican que el feldespato que precipita a temperatura T1 se rehomogenizará espontáneamente a una temperatura $T_2 < T_1$ para alcanzar un equilibrio con el líquido residual supuestamente estable (más albitico) a temperatura T2. Los estudios microscópicos de cristales de plagioclasa de rocas ígneas y raramente

en rocas metamórficas, frecuentemente muestran 'zoneamientos' que pueden ser normales y progresivos (i.e. el núcleo es más cálcico que los bordes) o bien, oscilatorios (ocurrencia de gran número de capas delgadas de 1 a 100 micrones de ancho que son ricas en Ca y Na alternadamente). Esos zoneamientos han sido interpretados en una gran variedad de formas, pero en general se cree que indican un líquido feldespático no balanceado, cuyo origen puede ser encontrado en los mecanismos de difusión en líquidos y cristales (Bard, 1990).

La cristalización fraccionada en sistemas que involucran a soluciones sólidas puede ocurrir en dos formas las cuales difieren esencialmente en la escala. En la primera forma, los cristales pueden ser removidos continuamente, para formar secuencias de cúmulos en alguna parte. En la segunda forma los cristales pueden permanecer dentro del sistema pero entran en equilibrio con el líquido. En este caso, la composición no es la adecuada para las nuevas condiciones de equilibrio a medida que la temperatura cambia, y durante el enfriamiento se forman cristales zoneados, es decir, al iniciarse el proceso de equilibrio, éste no alcanza a transformar a todo el cristal. Estos cristales tienen composiciones centrales que corresponden con la temperatura inicial de cristalización y tienen crecimientos progresivos de composición de menor temperatura. La diferencia entre los dos tipos de cristalización fraccionada es muy importante petrologicamente. En el primer caso, cuando los cristales son removidos, el líquido cambia a lo largo de una trayectoria bien definida y puede estar representada por cambios de composición global. En cambio, cuando los cristales no son removidos y ocurre el zoneamiento, la composición global del sistema no cambia, pero existe un fuerte fraccionamiento de la composición a escala de muestra de mano dentro de la roca resultante. Dado que el rápido enfriamiento, especialmente aunado a altas viscosidades en el fundido, es ideal para la producción de cristales zoneados, es entonces el segundo tipo de fraccionamiento el que típicamente ocurre posteriormente al emplazamiento de pequeñas intrusiones y de erupciones de lavas. Esto muestra un fuerte zoneamiento marginal en el fenocristal, particularmente de plagioclasas y aparentemente en micropegmatitas, analcita y vidrios de composiciones ricas en álcalis o sílice (Cox *et al.*, 1979).

Como se ha descrito, en los cuerpos plutónicos del área estudiada es frecuente encontrar texturas de mirmequita, perlitita y zoneamientos en los feldespatos, siendo su presencia en algunas porciones muy características y notables. De todo lo explicado anteriormente y a partir de las observaciones texturales de los tres cuerpos plutónicos, es posible interpretar que durante el proceso de cristalización fraccionada del (los) magma(s), los cristales fraccionados no fueron removidos, permaneciendo en equilibrio con el líquido restante formando zoneamiento, para el caso de las plagioclasas en condiciones de enfriamiento rápido. También puede decirse que debido a que no hubo remoción de estos cristales, no se dió lugar a cambios significativos en la composición química global del magma durante este proceso. En cambio, la textura perlitica atestiguan tasas de enfriamiento más lento y a profundidades someras. En los intrusivos Jamiltepec y Río Grande predomina el zoneamiento de plagioclasas sobre la presencia de perlititas, mientras que en el intrusivo de Río Verde es notable el desarrollo de perlititas. Esto también podría indicar que cada uno de los cuerpos procede de diferente fuente o bien, de la misma fuente pero de emplazamientos no contemporáneos.

Susceptibilidad magnética

Una alternativa en la clasificación de los granitoides es la propuesta por Ishihara (1977) (en Pitcher, 1982), la cual consiste en la división de los granitoides en la serie de la magnetita y la serie de la ilmenita. Las rocas graníticas de la serie de la magnetita tienen un contenido relativamente alto de magnetita (mayor a 0.1 del volumen porcentual), alta susceptibilidad magnética (k) (mayor a $130 \times 10^{-5} \text{Si}$) y alta relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Las rocas graníticas de la serie de la ilmenita tienen una cantidad baja de ilmenita y magnetita (juntos forman menos del 0.1 del volumen porcentual), baja susceptibilidad magnética (k) (menor a $130 \times 10^{-5} \text{Si}$) y baja relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. La serie de la magnetita se relaciona directamente a los granitos tipo "I", mientras que la serie de la ilmenita a los tipo "S".

La susceptibilidad magnética expresa la facilidad con la que una sustancia adquiere magnetización en presencia de un campo magnético externo. Se define como $J = kH$, donde J = intensidad de la magnetización, H = campo magnético aplicado y k = susceptibilidad magnética. La magnitud de k es medida en unidades adimensionales (SI), las cuales pueden ser convertidas al sistema cgs por la relación: $k(SI)/4 = k(emu/g)$. La magnetita es el principal portador de la magnetización en las rocas y tiene una susceptibilidad cerca de tres órdenes de magnitud más grande que la ilmenita.

El batolito de las Sierras Peninsulares ha sido descrito por Gastil et al. (1990) por medio de datos de susceptibilidad magnética. Sus observaciones indican que la distribución de las rocas graníticas de la serie de magnetita e ilmenita pueden ser el resultado de la generación de magma parental dentro de la zona dehidratada de un plano de subducción. En este caso, los datos muestran claramente dos zonas de valores de susceptibilidad (k) cuyo límite es 100×10^{-5} (SI). También, mediante datos aeromagnéticos y de propiedades magnéticas Alva et al. (1991) distinguen en el occidente de México cuerpos graníticos ricos en magnetita (tipo I) y ricos en ilmenita (tipo S).

Durante las campañas de campo se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética en afloramientos de rocas graníticas. Los valores registrados son muy variados ($10 - 989 \times 10^{-5}$ (SI)), siendo la gran parte de ellos mayores a 100×10^{-5} (SI). Los resultados obtenidos en la medición de núcleos de estas mismas rocas en el laboratorio están dentro del intervalo $37 - 3831 \times 10^{-5}$ (SI) y de igual forma, sus valores son en general superior a 100×10^{-5} . Los valores de la susceptibilidad magnética son muy variados para una misma litología y no hay alguna diferencia clara entre los tres intrusivos. Sólo es posible relacionar los valores más altos a contenidos mayores de hornblenda y valores más bajos asociados a rocas con mayor contenido de biotita. Los datos obtenidos concuerdan de manera general con los valores típicos de los granitoides tipo "I".

II.2) ROCAS METAMORFICAS

Como se ha mencionado, la base del Terreno Xolapa está constituida por rocas metamórficas en facies de anfibolita que constituyen aproximadamente el 50% del área expuesta del terreno. En el occidente del área de estudio se localizan en una franja N-S desde Pinotepa de Don Luis hasta la costa pacífica, mientras que en la sección oriental desde Puerto Escondido hasta Santa María Juquila y en la zona central en Tataltepec de Valdez (fig. 2.1). Los afloramientos de estas rocas son continuos desde Santa María Juquila hacia el norte hasta San Juan Juchatengo, en donde se ponen en contacto con rocas del Cinturón de Rocas Verdes Juchatengo (Grajales Nishimura, 1988).

Con el objeto de caracterizar petrológicamente la roca encajonante de los batolitos, en este trabajo se describe la sección Puerto Escondido-San Gabriel Mixtepec. Este conjunto de rocas forma los relieves más altos y abruptos de la región, comparados con los cerros de pendientes más suaves y bajas de los granitoides. Como ya se ha mencionado, el intemperismo de las rocas es muy severo y aunado a su composición, frecuentemente es difícil la delimitación de las unidades, así como su seguimiento. En esta sección se identifican varias unidades que reflejan heterogeneidad y complejidad en cuanto a su protolito y distribución se refiere ya que presentan diversas texturas de bandeamiento, flujo, deformación y relictos de estratificación y de la textura original en algunos casos. En el sector descrito se reconocieron diferentes unidades o tipos de roca de acuerdo a su textura y mineralogía las cuales son en orden de abundancia (fig.2.5):

a) Migmatita, gneises pelíticos y gneises anfibolíticos: Se presume la existencia de por lo menos un evento de migmatización, el cual se observa en varios sectores a lo largo de toda la sección, de tal forma que esta es la unidad que caracteriza a esta porción del Xolapa. Este proceso afecta tanto a gneises anfibolíticos, gneises pelíticos y a anfibolitas. Los rasgos macroscópicos indicativos de éste fenómeno los constituyen la alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas de forma más o menos paralela de pocos centímetros de espesor que llegan a formar lentes elongados. La configuración de estas bandas sugiere que el material rocoso sufrió procesos de movilización y segregación formando porciones graníticas anatexíticas dejando como restitas a horizontes ricos en hornblenda y biotitas. Otro rasgo importante lo constituye la abundancia de relictos, los cuales están formados por fragmentos de rocas gneisicas. En Punta Tortugas, en la costa al oeste de Puerto Escondido, también existen intervalos de intensa migmatización afectando a gneises anfibolíticos. Dentro de las migmatitas de Punta Tortugas existen tres generaciones de diques, los dos primeros aplíticos con biotita y turmalina y los terceros de tipo máfico. Se presume que el emplazamiento de los diques félsicos fué en estado subsólido ya que muestran una tendencia subparalela a la dirección del flujo migmatítico y sus bordes son sinuosos sin presentar carácter de contacto frío, mientras que los diques máficos parecen ser posteriores al flujo migmatítico.

En el sur de la sección, en las inmediaciones de Puerto Escondido, se observa que el evento de migmatización fué de gran intensidad. Los paragneises migmatizados forman una masa granítica en la que es difícil reconocer la roca original debido a su carácter más homogéneo. La extensión de esta masa es de aproximadamente 25 km² y su morfología es claramente diferenciable. El análisis petrográfico muestra que se puede clasificar como 'granito de hornblenda y biotita'. Este granitoide es de granulometría fina (<0.1cm) y sus principales constituyentes son cuarzo, plagioclasas y feldespatos con hornblenda y biotita como principales minerales accesorios. Esta porción de rocas migmatizadas de la región de Puerto Escondido-Zicatela fué descrita a detalle por Sánchez-Rubio (1972) en lo que él llama la unidad de 'migmatitas y granitos asociados' y considera que las migmatitas constituyen las últimas etapas en el proceso de *granitización*. En esta secuencia encuentra la estructura 'homofana', que es la más abundante, en donde se alcanzó la etapa más avanzadas de granitización y ha desaparecido casi todo vestigio de la roca original. La estructura 'estromática' se caracteriza por una alternancia de estratos claros y oscuros, paralelos a los planos de esquistosidad y aparece dentro de las estructuras homofanas. En la estructura 'nebulítica' distingue al paleosoma constituido por biotita y cuarzo y al neosoma rico en feldespatos. La estructura 'ptygmática' la distingue exclusivamente en xenolitos.

En San Gabriel Mixtepec existen buenos afloramientos de paragneises los cuales están formados principalmente por cuarzo y feldespato con estructura bandeada definida por la variación en el contenido de biotita y hornblenda. En algunos horizontes la cantidad de biotita es aún mayor dándole apariencia esquistosa. Los minerales más abundantes son cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en menor cantidad que presenta frecuentemente textura pterítica. El cuarzo es tanto equigranular como de forma elongada paralela a la alineación de las micas. Los minerales accesorios son apatito, zircón, granate y esfena todos ellos sub-euhedrales. En general, los paragneises son las rocas en el área que son más afectadas por este fenómeno y su delimitación es en la mayoría de los casos difícil de establecer.

b) anfibolita

Los cuerpos anfibolíticos se presentan como grandes lentes cuya dimensión varía de metros a decenas de metros de longitud, están constituidos básicamente por agregados de hornblenda, y clinopiroxenos, plagioclasa y biotita en menor cantidad. Estos lentes se localizan a lo largo de toda la sección en forma irregular intercalados dentro de la secuencia de migmatitas y paragneises. En ocasiones, estos cuerpos están en su mayoría compuestos por clinopiroxenos. Sus afloramientos muestran como característica una intensa epidotización y llegan a estar afectados por migmatización.

c) ortogneis

Los cuerpos de ortogneis contienen cuarzo, plagioclasas, feldespato y anfíboles. Estos últimos frecuentemente substituyen parcial o totalmente a clinopiroxenos (augita) y llegan a tener una apariencia tanto en lámina delgada como en el afloramiento de verdaderos cuerpos ígneos de composición tonalítica. La distribución de los ortogneis es más restringida. Estas rocas corresponden a cuerpos intrusivos aparentemente emplazados dentro de las secuencias paragneisicas y anfibolíticas.

d) mármol

Existen varios afloramientos de estas rocas dentro de la secuencia descrita. Consisten de cuerpos calcáreos metamorfizados que aún conservan rasgos de la estratificación original, no son de gran extensión y se encuentran aislados e intercalados en los paragneis. En San Pedro Mixtepec se observan dos intervalos de estos cuerpos que como minerales característicos tienen olivino y leucomicas. En las cercanías de Puerto Escondido hay otros pequeños cuerpos marmóreos.

e) protomilonita

A lo largo de la sección de Puerto Escondido-San Gabriel Mixtepec, las rocas son afectadas por eventos de cizalla intensa. Esta deformación se manifiesta por medio de textura de clastos de cuarzo y feldespatos alargados y rotados con apariencia de augen y que exhiben indicadores cinemáticos con mecanismos de falla inversa hacia el NE. Las rocas más afectadas son los paragneis y las anfibolitas. Se distinguen dos franjas paralelas claramente cartografiables aunque hay intervalos de menor extensión a lo largo de toda la secuencia.

rocas metamórficas en otras regiones

En otras regiones, las rocas metamórficas que encajonan a los cuerpos intrusivos tienen características similares a la sección descrita. En Paso de la Reina, en la zona norte del área de trabajo, abundan las anfibolitas, paragneis y algunos esquistos, mientras que en Pinotepa Nacional, Pinotepa de Don Luis y Huazolotlán (región occidental) predominan con mayor abundancia los paragneis y sólo algunos horizontes llegan a ser esquistosos. Al norte de San Gabriel Mixtepec, Ratschbacher *et al.* (1991) y Grajales Nishimura (1988) han descrito la presencia de paragneis, migmatitas y una zona de cizalla y cubriendo a estas tres unidades calizas del Albiano. En la región más meridional, en Cerro Hermoso, la secuencia de paragneis y horizontes esquistosos está acompañada de cuerpos pegmatíticos ricos en biotita, muscovita, granate y turmalina que se encuentran deformados con los mismos rasgos estructurales que las rocas metamórficas, indicando su existencia anterior al evento metamórfico.

En la descripción de esta secuencia se observan varios puntos de interés. La composición mineralógica de las unidades identificadas sugiere que los protolitos eran secuencias heterogéneas de rocas cuarzo-feldespáticas, tanto magmáticas como sedimentarias, y algunos cuerpos de calizas, dando lugar a paragneis anfibolíticos y en menor cantidad pelíticos, anfibolitas, ortogneis y mármoles. Las rocas pelíticas estarían poco representadas ya que los intervalos esquistosos son escasos. La composición del granitoide anatexitico indica que la roca original no era muy rica en alúmina, dado que éste no presenta micas blancas o granate. La sillimanita sólo esta presente en algunos sectores esquistosos y en muy pequeñas cantidades. Se puede pensar que las rocas originales consistían de intercalaciones de grauvacas, volcánicos o plutones de composición intermedia con escasos sedimentos pelíticos.

El origen petroectónico de esta secuencia podría estar representado por un ambiente de arco continental en el cual se depositan sedimentos provenientes del continente, productos volcánicos e intrusivos, así como cuerpos calcáreos originados en mares someros. La presencia de migmatitas y de un cuerpo granítico de origen analexítico afectadas por diques sintectónicos indican un episodio de alta temperatura capaz de fundir parcialmente la corteza continental. También, las zonas miloníticas atestiguan eventos de alta temperatura y alta plasticidad de las rocas localizadas en los niveles estructurales superiores.

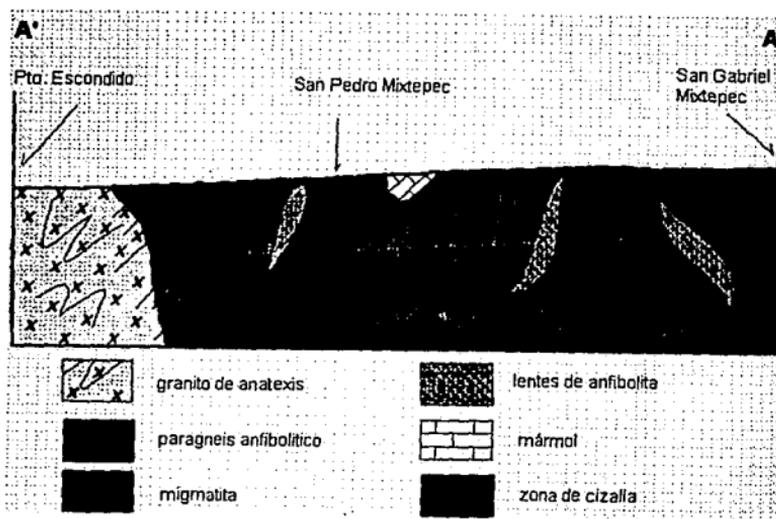


fig.2.5

Sección metamórfica esquemática de Puerto Escondido a San Gabriel Mixtepec (A - A' en fig. 2.1.)

Tabla II.1
localización de las muestras analizadas

muestra	coordenadas latitud N - longitud W	intrusivo
503	16°16'38" - 97°49'23"	Jamiltepec
504	16°15'38" - 97°49'14"	Jamiltepec
505	16°15'40" - 97°47'24"	Río Verde
506	16°09'49" - 97°45'55"	Río Verde
507	16°07'17" - 97°42'44"	Río Verde
508	16°05'19" - 97°42'18"	Río Verde
509-a	15°57'00" - 97°17'07"	Río Grande
510	15°57'24" - 97°13'09"	Río Grande
511	16°01'46" - 97°26'19"	Río Grande
512	16°03'49" - 97°25'02"	Río Grande
513	16°05'43" - 97°24'03"	Río Grande
A2	16°13'54" - 97°39'11"	Jamiltepec
A5	15°57'24" - 97°21'05"	Río Grande
A7	15°56'43" - 97°11'10"	Río Grande
MS28	16°09'49" - 97°45'55"	Río Verde
MS34	16°00'40" - 97°26'44"	Río Grande
MS35	16°16'38" - 97°49'23"	Jamiltepec
MS24	15°56'27" - 97°10'19"	Río Grande
MS26	15°57'00" - 97°17'07"	Río Grande
MS29	16°06'24" - 97°44'17"	Río Verde
MS32	16°08'10" - 97°45'00"	Río Verde
MS33	15°46'51" - 97°17'49"	Río Grande
MS34	16°00'40" - 97°26'44"	Río Grande
MS42	16°15'40" - 97°47'24"	Río Verde
MS48	15°57'24" - 97°21'05"	Río Grande
MS55	16°05'19" - 97°42'18"	Río Verde
MS56	16°05'36" - 97°49'14"	Jamiltepec
MS607	16°23'02" - 97°53'54"	Jamiltepec
MS614	16°20'43" - 97°42'44"	Jamiltepec
Si	16°07'05" - 97°22'46"	Río Grande
A2	16°13'54" - 97°39'11"	Jamiltepec
Si	16°07'54" - 97°22'21"	Río Grande
So	16°01'46" - 97°26'19"	Río Grande
S13	16°02'27" - 97°34'40"	Río Grande
S19	15°57'49" - 97°14'43"	Río Grande
G24	16°25'38" - 97°52'13"	Jamiltepec
G17	16°10'21" - 97°57'01"	Jamiltepec
S25	16°07'38" - 97°36'22"	Río Verde
G14	16°06'49" - 97°46'20"	Río Verde
S34	16°18'40" - 97°48'23"	Jamiltepec
Se	16°08'19" - 97°22'13"	Río Grande
G22	16°20'02" - 96°00'16"	Jamiltepec
G8	16°07'17" - 97°42'44"	Río Verde
Sk	16°06'00" - 97°23'46"	Río Grande

Tabla II.2
minerales obtenidos en el cálculo de la norma CIPW

muestra	A2	A5	A7	MS28	MS34	MS35	501	503	504	505	506	507	508	509-a	509-b	510	511	512	513
Qz	12.09	30.33	34.39	27.03	33.14	11.49	24.36	15.56	13.32	23.82	24.42	16.19	33.62	25.38	31.52	33.57	33.65	23.49	29.43
Or	8.98	14.24	20.33	17.73	16.9	11.82	22.04	11.29	10.52	19.56	17.43	11.23	21.04	14.01	26.31	19.21	16.25	12.77	10.11
Ab	36.22	34.86	32.92	31.14	34.44	35.71	26.32	35.2	36.47	30.8	32.58	34.78	32.15	37.15	27.08	34.27	33.85	36.05	36.81
An	23.21	10.97	5.69	11.21	5.45	22.79	17.24	22.89	24.3	14.84	14.97	23.31	6.73	13.42	6.56	7.12	8.69	14.06	11.53
Di	3.15	C 1.23	C 1.96	C 1.29	C 2.57	1.27	2.08	C 0.06	0.51	0.19	C 0.17	C 0.01	1.36	1.16	0.94	1.39	1.75	2.7	2.74
Hy	9.19	5.56	3.77	5.8	3.87	8.72	1.72	6.08	6.04	4.21	4.05	5.98	1.38	2.89	1.25	1.17	1.54	3.49	2.93
Mt	3.45	0.59	0.36	2.52	0.65	4.29	3.47	4.03	4.24	3.21	3.23	4.2	1.63	2.72	1.93	1.53	1.84	3.71	2.3
Il	1.71	0.76	0.4	1.06	0.53	2.41	0.85	1.6	1.69	1.01	1.12	1.6	0.49	0.87	0.65	0.42	0.59	1.06	0.87
Hem							0.07	0.71	0.8	0.2		0.56		0.31	0.31				0.06
Ap	0.39	0.37	0.09	0.3	0.12	0.63	0.35	0.44	0.44	0.28	0.28	0.46	0.19	0.3	0.16	0.16	0.23	0.49	0.35
Cc	0.23	0.23	0.66	1.48	1.3	2	0.82	1.55	1.34	1	1.11	1.23	0.98	1.11	0.8	0.93	1.05	1.82	2.23
DI	80	90	93	87	90	82	90	85	85	89	89	86	94	90	93	94	92	86	88
Plg An	39	24	15	26	14	39	40	39	40	33	31	40	17	27	19	17	20	28	24

Tabla II.3
análisis modal de las rocas graníticas (conteo con 1,000 puntos)

muestra	cuarzo	feldespato	plagioclasa
MS24	46.92	42.54	10.53
MS26	46.91	33.86	19.22
MS29	49.45	18.6	31.95
MS32	42.25	8.08	49.65
MS33	47.39	33.92	18.68
MS34	40	20	40
MS42	49.59	18.8	31.6
MS48	43.9	32.1	23.9
MS55	30.87	17.47	51.64
MS56	36.33	6.5	57.15
MS607	40.57	4.32	55.1
MS614	48.3	25.1	26.58
Si	43.39	2.69	53.91
A2	34.41	0.359	65.22

muestra	cuarzo	feldespato	plagioclasa
Si	37.57	2	60.42
So	32.64	50.31	17.04
S13	39.56	16.62	43.81
S19	42.07	20.71	37.15
G24	32	10	58
G17	39.25	36.7	24.04
S25	39.67	5.35	54.97
G14	43.59	10.72	45.67
MS28	36.2	26.92	36.87
S34	22.65	0.63	67.7
Se	50	10	40
G22	32.52	2	65.47
G8	40	10	50
Sk	30.88	20	49.3

III) DEFORMACION Y ESTRUCTURAS

III.1 Episodios de deformación

El análisis estructural de las rocas ígneas ayuda a reconocer, describir y establecer las relaciones de los cuerpos ígneos con las rocas adyacentes. En el sector estudiado se reconocen cinco períodos de deformación que afectaron a las rocas encajonantes, que evidencian estados de esfuerzo en diferentes condiciones de presión-temperatura. Estas deformaciones producen diversas estructuras dependiendo del tipo litológico en el que ocurran. Los episodios de deformación que se reconocen son básicamente: D1: metamorfismo en facies de anfibolita, D2: migmatización, D3: desarrollo de zonas de cizalla, D4: deformación contemporánea al emplazamiento de los granitoides y D5: fracturamiento y emplazamiento de diques en la secuencias metamórfica y plutónica.

D1: La deformación más antigua reconocida son los rasgos producidos por un metamorfismo en facies de anfibolita que afecta a una secuencia de rocas volcanosedimentarias y plutónicas. Este metamorfismo produce bandeamiento leucocrático cuarzofeldespático y melanocrático con biotita y hornblenda y en menor proporción esquistosidad en las rocas más pelíticas. En las rocas plutónicas es más difícil reconocer este metamorfismo a escala macroscópica. Sólo se observa una generación de foliación, lineación y bandeamiento así como un plegamiento isoclinal con vergencia al NE. La foliación tiene un rumbo general NW-SE paralelo a la línea de costa y con echados moderados al W (fig. 3.1), lo cual es consistente con otros sectores del Complejo Xolapa.

D2: En un régimen de alta temperatura la secuencia metamorfozada sufre procesos de migmatización. Este proceso afecta principalmente a rocas gnéisicas cuarzofeldespáticas y anfibolíticas, dando lugar a intensas texturas de flujo. En las porciones donde este régimen fué más intenso, se originaron cuerpos graníticos como el situado en Puerto Escondido.

D3: El desarrollo posterior de zonas de cizalla queda evidenciado por rocas de textura protomilonítica en la región de San Gabriel Mixtepec-Puerto Escondido. Estas protomilonitas afectan principalmente a los paragneises y anfibolitas, las cuales desarrollan indicadores cinemáticos que atestiguan mecanismo de falla inversa. Las zonas de cizalla tienen rumbo WNW-ESE buzando al W. También Ratschbacher *et al.* (1991) han descrito una zona de cizalla con mecanismo de falla normal que separa a la Secuencia de Rocas Verdes Juchatengo del Complejo Xolapa. En la zona sur, en el poblado de Cerro Hermoso, existe otra zona de cizalla afectando a un cuerpo pegmatítico y a rocas gnéisicas. Esta zona presenta el mismo rumbo de las franjas del área de San Gabriel. En el área de San Pedro Pochutla, al oriente de este estudio, también existe una franja milonítica que afecta tanto a rocas metamórficas, como a granitoides de los terrenos Oaxaca y Xolapa. Esta franja representa un desplazamiento lateral izquierdo (Rodríguez-Lazos, com.per). La presencia de estas franjas miloníticas es acorde al comportamiento de la Falla de Chacalapa, la cual marca el límite entre los Terrenos Oaxaca y Xolapa, aunque en estos casos, en San Gabriel Mixtepec y San Pedro Pochutla, no ponen en contacto a dos terrenos, sino que deforman a rocas del mismo complejo metamórfico.

D4: Esta deformación es producto del emplazamiento del magma en las rocas metamorfozadas. Se manifiesta básicamente en forma de foliación discordante con la foliación de la roca que le enajona. Se localiza en las regiones de Laguna de Maniáltepec, Chico Ometepéc, Río Viejo, Pinotepa Nacional y Paso de la Reina. En la figura 3.2 se muestra el diagrama de polos de las foliaciones de los cuerpos graníticos en su límite con rocas metamórficas medidas en los lugares mencionados.

D5: Las estructuras más jóvenes en esta zona son las fracturas y emplazamiento de diques aplíticos cuarzofeldespáticos que cortan tanto a las rocas metamórficas como a los plutones. Estas estructuras son más abundantes en Río Grande y Río Verde que en Jamiltepec. Sus rumbos forman una red NW-SE y NE-SW semi perpendicular entre ellos y casi verticales (fig.3.3). Esta etapa distensiva evidencia el final del evento magmático proveyendo los líquidos más aplíticos.

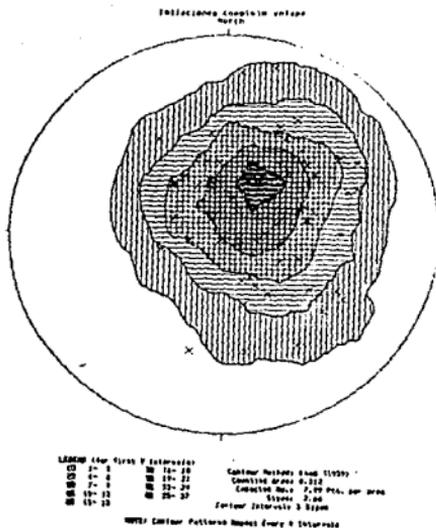


fig.3.1

Diagrama de densidad de polos (falsilla de Schmidt) de foliación de rocas metamórficas en la sección Puerto Escondido - San Gabriel Mixtepec, Oax. (analizado con el programa SPLOT).

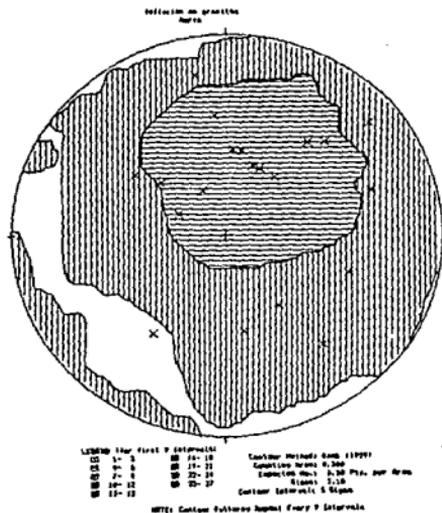


fig.3.2

Diagrama de densidad de polos (falsilla de Schmidt) de foliación de rocas graníticas en el contacto con la roca encajonante en la región oriental (Maniatapec) y suroccidental (Chico Ometepc) del área de estudio (analizado con el programa SPLOT).

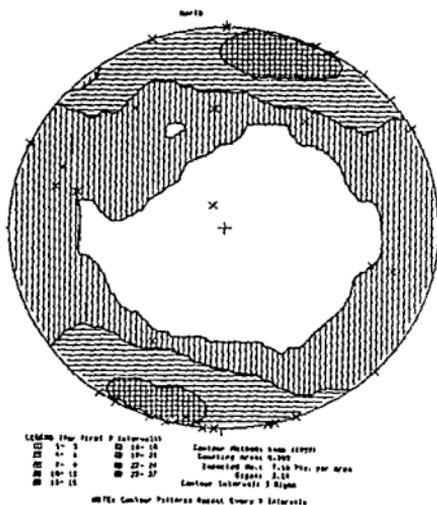


fig.3.3

Diagrama de densidad de polos (falsilla de Schmidt) de diques y fracturas en las rocas metamórficas y graníticas del área de estudio (analizado con el programa SPLOT).

III.2 Emplazamiento de los magmas

Durante la evolución de los plutones el magma asciende desde un nivel relativamente profundo a otro nivel relativamente somero donde es solidificado. El ascenso de los magmas involucra los contrastes reológicos y de densidad entre el magma y sus alrededores. Otros factores que afectan su ascenso son los esfuerzos existentes en la litósfera, la temperatura de las rocas que atraviesa, el grado de cristalización, fraccionamiento y composición del magma.

Existen diferentes mecanismos de ascenso y emplazamiento de los magmas y cada uno de ellos muestran rasgos característicos. Estos rasgos incluyen relaciones de contacto, desplazamientos de la roca encajonante, aureolas de metamorfismo, deformaciones dúctil o frágil, cizalla, milonitización, migmatización, presencia de enclaves, foliación, lineación, etc.. En términos generales se puede hablar de dos mecanismos básicos de intrusión, la intrusión *pasiva* y la intrusión *forzada*. La primera presenta contactos difusos, abundancia de xenolitos de la roca circundante, no produce un cambio estructural notable en éstas y frecuentemente forma aureolas de contacto. El tipo forzado se caracteriza por mostrar foliación marginal paralela al contacto, aureola de porfidoblastos, rasgos compresionales, brechas de falla o jaboncillo, milonita, la intensidad de la deformación decrece conforme se aleja del contacto. Las etapas iniciales de ascenso del magma ocurren en un régimen de diferencias de densidad, viscosidad y contraste térmico pequeños y están dominadas por diapirismo. Cuando el magma alcanza niveles superiores de la corteza, estos contrastes son mayores y el magma tenderá a ascender por fracturas y a provocar subsidencia de la roca que le encajona (Clarke, 1992).

En la figura 3.4 se esquematizan los rasgos estructurales de contacto de los tres plutones con la roca encajonante. Los contactos están definidos ya sea por la presencia de xenolitos o bien por foliación marginal.

El contacto del Intrusivo de Río Grande con la secuencia metamórfica sólo se observa en la región oriental, en las cercanías de la Laguna de Manaltepec. Dicho límite no forma un plano bien definido, sino que es de forma transicional. Se define a partir de una foliación y orientación de las micas, las cuales son oblicuas en los granitoides respecto a la foliación de la roca encajonante. Esta foliación es más intensa a medida que el granitoide se acerca a las rocas gnéicas.

En el norte, en la región de Santa Ana Tututepec, en el límite que se ha establecido entre los intrusivos de Río Grande y Río Verde, se observa el cambio transicional de la roca granítica a la roca metamórfica. Este contacto es más bien difuso, ya que está definido por el aumento gradual en la presencia de xenolitos de rocas esquistosas y gnéicas pertenecientes al complejo metamórfico. En este caso, el borde de los xenolitos muestran en algunas ocasiones anillos de anfíboles poiquilíticos que son el producto de la reacción entre el magma y la roca en que se emplaza. El límite entre los dos cuerpos plutónicos no se distingue con precisión en los afloramientos y es sólo inferido a partir de fotointerpretación y rasgos petrográficos y geoquímicos.

En el poblado de Paso de la Reina, se puede observar a las rocas graníticas afectadas por un intensa foliación, dándole apariencia milonítica cuando éstas entran en contacto con las rocas anfíbolíticas y esquistosas circundantes. También, en San José de Río Verde y en El Zarzal, ubicados en la región central, se encuentran rasgos de deformación que producen foliación intensa en la roca intrusiva. Esta foliación generalmente no corresponde a la foliación de la roca encajonante y está definida básicamente por el paralelismo y la lineación de los agregados de mica y los cristales de anfíboles.

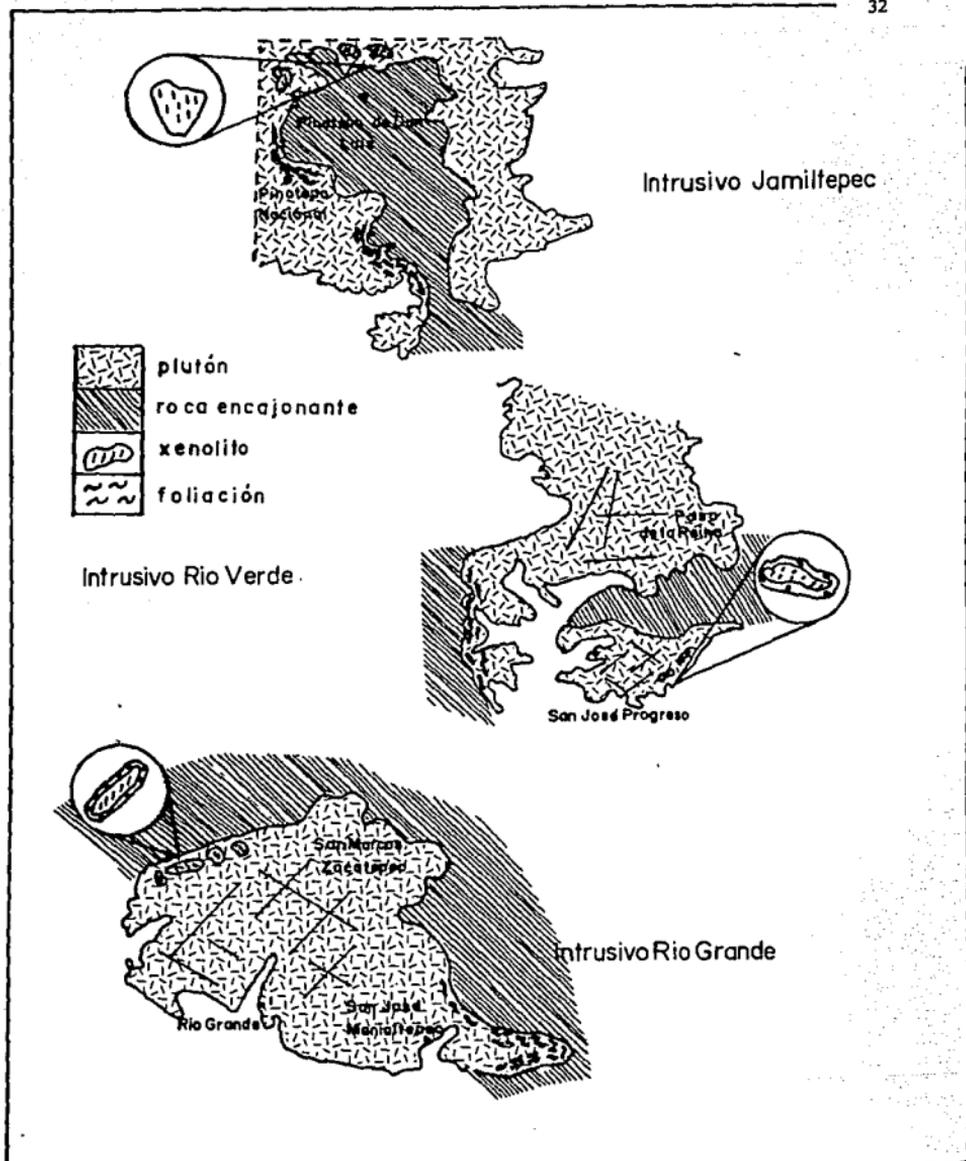


fig.3.4

Esquema de rasgos estructurales producidos por el ascenso y emplazamiento de cuerpos graníticos

En las cercanías de Pinotepa de Don Luis, en el extremo NW del área estudiada, también es posible definir este tipo de contacto difuso y transicional. Los xenolitos que engloban las rocas graníticas también pertenecen a rocas esquistosas y gnéisicas y no presentan bordes de reacción.

En Pinotepa Nacional, el intrusivo de Jamiltepec corta a las rocas gnéisicas del Complejo Xolapa. Su límite está definido por foliación en los granitoides. Finalmente, hacia el SW, a lo largo del camino de Chico Ometepepec hacia Sta. María Huazolotitlán, también existen rasgos de foliación como los determinantes en el contacto de los granitoides con las rocas metamórficas.

En resumen, en la región norte de la masa batolítica, se observa que la roca asimila a la secuencia metamórfica en forma de xenolitos formando un contacto muy sutil y difuso, indicando quizá un régimen de mayor temperatura y menor deformación o mayor compatibilidad química con las rocas metamórficas durante su emplazamiento. En el caso de las regiones oriental y occidental del batolito, los cuerpos magmáticos son emplazados dentro de la roca preexistente de tal forma que producen una foliación en el contacto oblicua a la observada en las rocas metamórficas en un régimen de deformación más frágil. Este comportamiento podría ser explicado como la evidencia del emplazamiento de una gran masa granítica durante varias etapas que inicialmente se introdujo forzosamente debido al cambio drástico en la composición química y en el régimen de P-T en una secuencia más fría y que posteriormente, en condiciones de mayor equilibrio, este magma asimilara en mayor grado a la roca encajonante.

Es de resaltar que son pocos los sitios en los que es observable el contacto plutónico ya que la zona tiene abundante vegetación y humedad, provocando con ello un alto grado de intemperismo que hace muy difícil reconocer la litología. En realidad, poco puede decirse acerca del posible mecanismo de emplazamiento de los magmas. Es necesario contar con más datos acerca de barometría, termometría, y sobre todo, un mejor control cartográfico de los contactos.

III.3 Profundidad de emplazamiento

Algunos parámetros que son útiles para la determinación de geobarometría y por ende, la profundidad de emplazamiento que han sido utilizados en rocas graníticas son (Barth, 1990):

- a) presencia de epidota magmática asociada a biotita y plagioclasa, en donde el porcentaje de pistachita ($Fe^{3+}/[Fe^{3+}+Al^{IV+}]$) es inversamente proporcional a la presión de cristalización a altas fugacidades de oxígeno fO_2 .
- b) presencia de hornblenda en fases dioríticas que muestran zoneamiento composicional, irregularidades ópticas, anillos de enriquecimiento de Al, Fe, Na y K y empobrecimiento de Mg y Ti relativo al núcleo. Hammarson & Zen (1986) así como Hollister (1987) han calibrado empíricamente un barómetro basado en el contenido de Al en hornblendas de plutones calcálicos comparando con estimaciones de presión de asociaciones petrológicas bien caracterizadas. Ambos estudios han enfatizado la importancia de reducir la variación del sistema metaluminoso escogiendo muestras con la asociación plagioclasa + feldespato alcalino + cuarzo + anfíbol + biotita + magnetita + esfena.
- c) La composición de la muscovita magmática provee de información adicional. La concentración de Si aumenta con el incremento de presión y decremento de temperatura, entonces, las muscovitas relativamente bajas en sílice en plutones son consistentes con emplazamientos corticales someros.
- d) Los cristales de granate producidos en experimentos a altas presiones de cristalización son significativamente más cálcicos. Además, los fundidos peraluminosos que cristalizan leucogranitos, pegmatitas y aplitas de granate son típicamente empobrecidos en Ca por diferenciación que involucra fraccionamiento de plagioclasas.

En muestras del Intrusivo Jamiltepec colectadas por la autora, Corona-Chávez (comunicación personal, 1993) realizó una estimación preliminar de la presión y profundidad de emplazamiento. En este caso, sólo es posible utilizar al anfíbol como indicador de la barometría, ya que no contiene epidota magmática, granate o muscovita. Esta estimación se realizó en muestras frescas de la tonalita de homblenda localizada en Paso de la Reina (muestra A2). Estas rocas contienen la asociación $FK+Plg+Qz+Il+Mg+Sph+Apa$ en equilibrio textural, lo que indica que cristalizaron en un régimen P-T homogéneo. A partir del contenido Al^{IV} , Al^{VI} y Al^{tot} , utilizando el geobarómetro de Hammarson & Zen (1986), se obtuvo una presión de $4.368 \pm 0.6Kb$ lo cual corresponde a aproximadamente una profundidad de 14 - 18.4km (3.7 km/kbar).

IV) GEOQUIMICA

Con el objetivo de caracterizar geoquímicamente a las rocas de estudio, para inferir el ambiente geológico de origen, los procesos que sufrió el magma durante su ascenso, reconstruir la cronología de los eventos magmáticos y establecer una correlación con otros cuerpos de la margen pacífica, fué analizado un conjunto de 19 muestras de roca total y 4 concentrados minerales. Estas muestras se distribuyen a lo largo de la masa batolítica y representan en general, a todas las facies del conjunto. Diferentes técnicas fueron utilizadas para la determinación de óxidos mayores, concentración de elementos traza, relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd así como fechamientos en concentrados minerales.

IV.1 Procedimientos Analíticos

a) elementos mayores

Estos se obtuvieron en 19 muestras de roca total, de las cuales 13 se determinaron con fluorescencia de rayos-X en el Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Munich. En estos análisis se utilizaron tabletas fundidas en un espectrómetro secuencial de *fin de ventana* Phillips. Las 6 muestras restantes fueron analizadas con la técnica de Inductively Coupled Plasma (ICP) por los laboratorios Bondar & Clegg. Las concentraciones de FeO y Fe₂O₃ fueron determinadas mediante el método de titulación.

b) elementos traza

Los análisis de elementos de tierras raras, Y, Zr, Hf, Ta, Th y U en 17 muestras del área de estudio se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Arizona en un equipo Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS) Finnigan-SOLA. En estas mediciones se utilizó aproximadamente 0.025g de muestra de roca pulverizada. La digestión de las muestras se realiza por medio de HF y HNO₃ en bombas de teflón y steel-jackets que son colocados en un horno a 150°C durante una semana. Una vez que han sido digeridas, se prepara la muestra con HCl y H₃BO₃ para remover los fluoruros insolubles. La solución estándar con los elementos a determinar fué preparada con soluciones SPEX plasma standard y un trazador adicional de In y Re. También, se utilizó el estándar de riolita RGM-1 para la verificación de los resultados. Las concentraciones de otros elementos traza como el Cr, Nb, Pb, Ni, Rb, Sr y V se obtuvieron durante el análisis de fluorescencia de rayos-X.

c) relaciones isotópicas

Estas determinaciones se realizaron en el Laboratorio de Geocronología en Munich en 13 muestras para Rb-Sr y en 6 muestras para Sm-Nd. Las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd se obtuvieron con dilución isotópica. El Rb fué analizado en un espectrómetro de masas MAT CH4 con un colector faraday y filamentos dobles de Ta. El análisis de Sr, Sm y Nd se llevó al cabo en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 261 equipado con cinco colectores faraday y una fuente de doble filamento de Re. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron corregidas por fraccionamiento isotópico normalizando con $^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Los errores relativos (1σ) en las relaciones $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ fueron de $\pm 0.05\%$. Estos errores son el promedio de la desviación estándar de todas las muestras. Los errores relativos de las relaciones de $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ fueron de $\pm 2\%$ (1σ) y las de $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ de $\pm 0.2\%$ (1σ). Las mediciones de los patrones de roca dieron valores de reproducibilidad de 0.021‰ (1σ) para la relación $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ y de 0.023‰ (1σ) para la relación $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$.

d) Fechamientos

Estos fueron hechos en concentrados minerales de biotita (3) y hornblenda (2) mediante el método de K-Ar en los laboratorios de Krueger Enterprises. En la obtención de los concentrados se utilizó la fracción de la malla 80, una mesa vibradora que separa minerales de hábito prismático de minerales de hábito laminar, un separador isomagnético Frantz el cual separa minerales de acuerdo a su susceptibilidad magnética y la técnica de líquidos pesados que separan a los minerales de acuerdo a su peso específico.

IV.2 Geoquímica de elementos mayores

Las rocas de Jamiltepec, Río Verde y Río Grande, tienen composiciones típicas de asociaciones magmáticas subalcalinas y calcialcalinas (Irvine & Baragar, 1971) (Tabla IV.1 y figs. 4.1 y 4.2) y son metaluminosas a moderadamente peraluminosas (fig.4.3), sin embargo, el coeficiente A/CKN ($Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$) es en todos casos menor a 1.1, por lo cual pueden ser clasificados como granitoides tipo I (Chapell & White, 1974). El contenido de SiO_2 varía de 59.1 en la tonalita de hornblenda de Jamiltepec a 74.48% en el granito de biotita de Río Grande.

En la fig 4.4 a-h se presentan los porcentajes de los óxidos mayores en donde se observa la variación de los mismos con una tendencia lineal positiva para el caso del K_2O , mientras que el Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 (Tot), MgO , P_2O_5 y TiO_2 tienen típicas correlaciones negativas. En cambio, el Na_2O muestra una menor variación vertical. El intrusivo de Jamiltepec es el que muestra menor variación en los valores de sus óxidos y los de Río Verde y Río Grande evidencian mayor evolución composicional. Aunque las variaciones en los diagramas de Harker muestran tendencias aproximadamente lineales, los datos se agrupan en tres conjuntos de puntos en los rangos 59-62, 65-69, 72-75 de porcentaje en peso de SiO_2 , lo cual puede ser originado por una densidad del muestreo no homogénea.

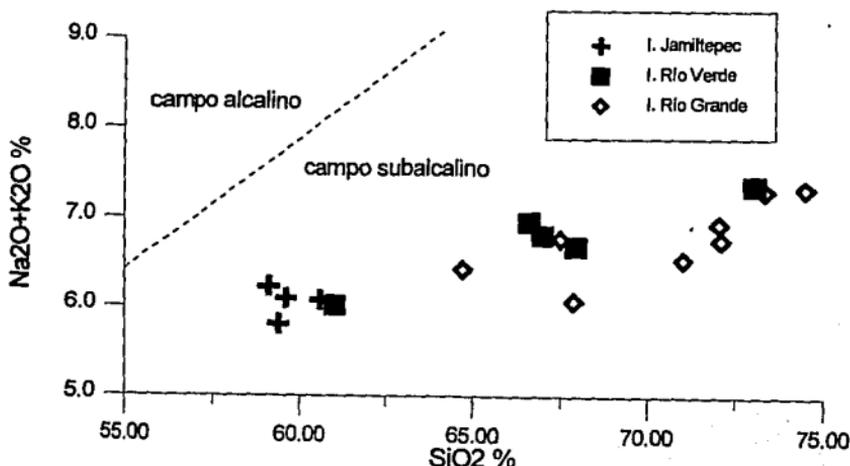


fig.4.1

Diagrama de álcalis (Na_2O+K_2O) vs SiO_2 . Todas las muestras analizadas están dentro del campo subalcalino y muestran una tendencia lineal positiva. Los límites de los campos alcalino y subalcalino corresponden a los de Irvine & Baragar (1971).

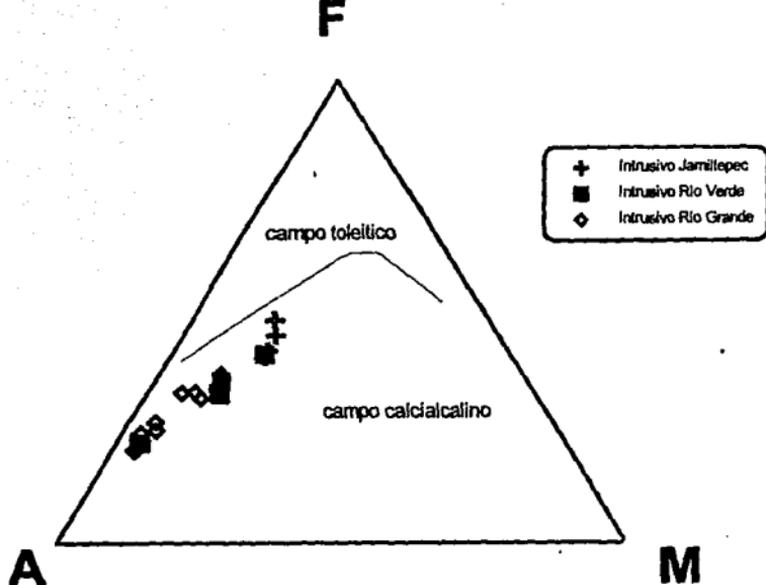


fig.4.2

Diagrama AFM de las rocas del Batolito de Río Verde. Los límites de los campos toleítico y calcalcalino corresponden a los de Irvine & Baragar (1971). En este diagrama es muy clara la tendencia calcalcalina de los tres cuerpos intrusivos.

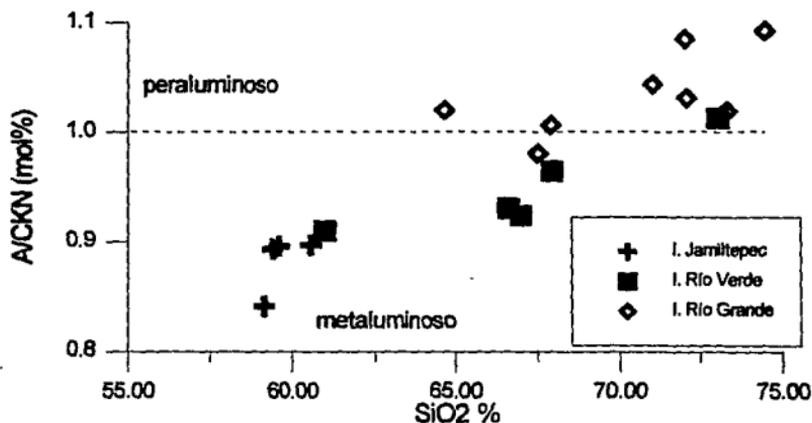


fig.4.3

Diagrama A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)%molar vs SiO_2 . Los puntos correspondientes al Intrusivo de Río Grande yacen casi en su totalidad en el campo peraluminoso, mientras que las muestras de los intrusivos de Jamiltepec y Río Verde lo hacen en el campo metaluminoso.

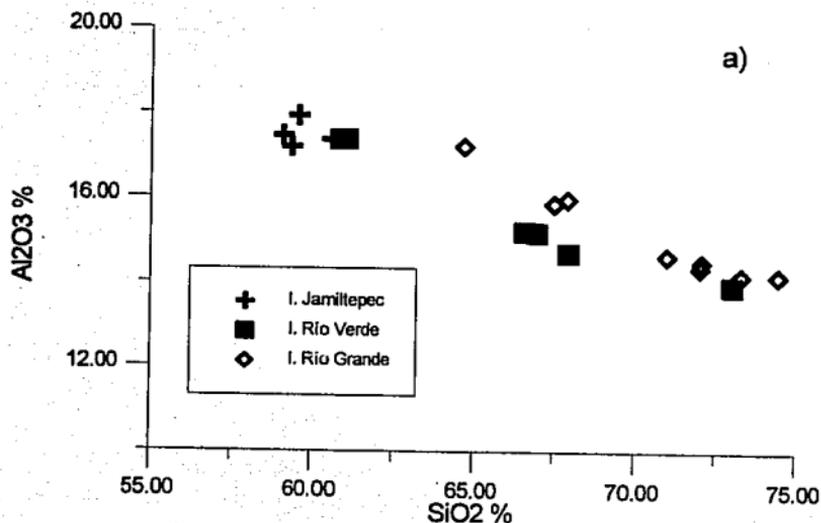
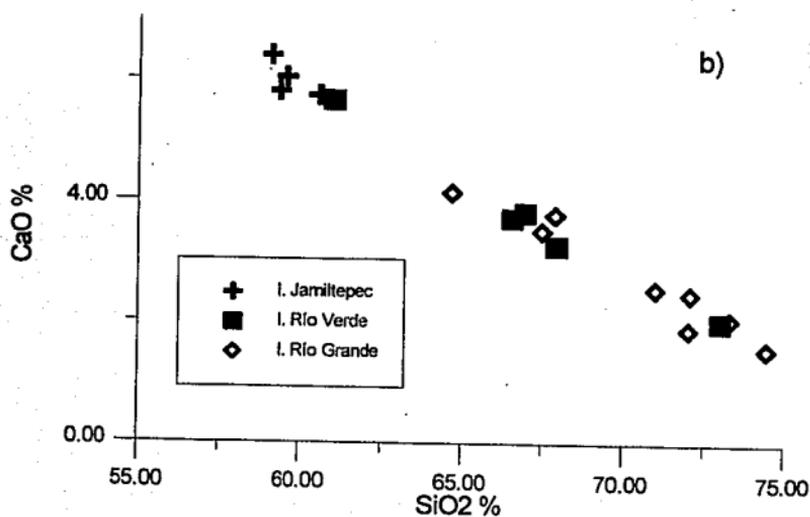


fig. 4.4

Diagramas de Harker de variación de elementos mayores del Batolito de Río Verde. a) Al₂O₃ vs SiO₂ y b) CaO vs SiO₂. En ambos diagramas los tres plutones muestran una tendencia lineal decreciente respecto al aumento de la sílice



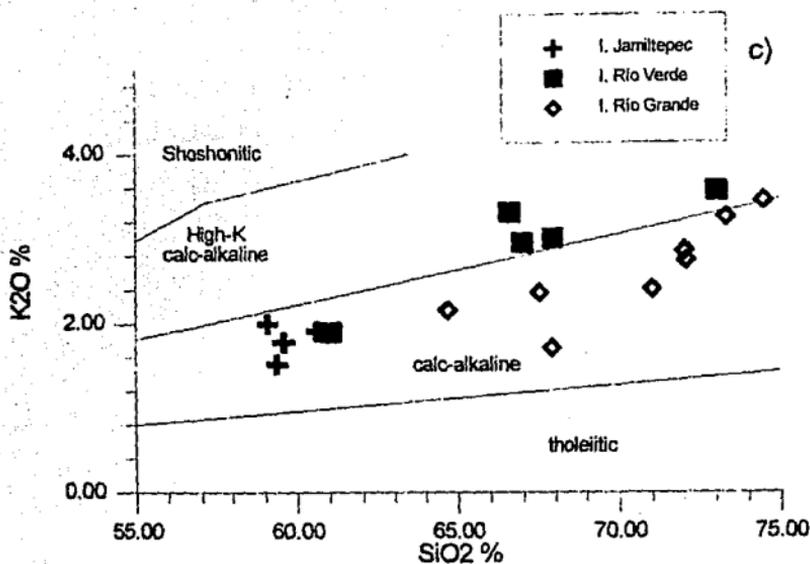
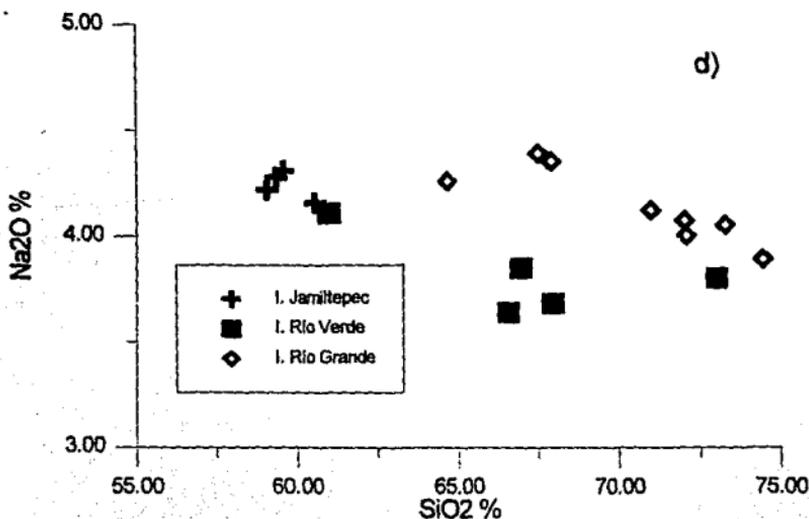


fig. 4.4

Diagramas de Harker de variación de elementos mayores del Batolito de Río Verde. c) K₂O vs SiO₂ (límites de Peccarillo & Taylor, 1976) los puntos pertenecientes al I. Río Verde pertenecen a la serie calcialcalina con alto contenido de K, mientras que los intrusivos de Jamiltepec y Río Grande a la serie calcialcalina. d) Na₂O vs SiO₂, en este caso la variación del Na es menos clara y los puntos se colocan en un intervalo vertical más restringido.



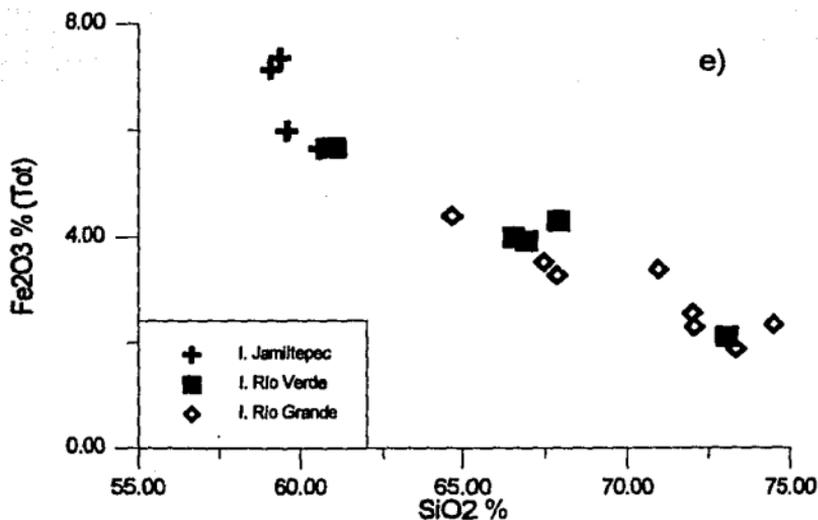
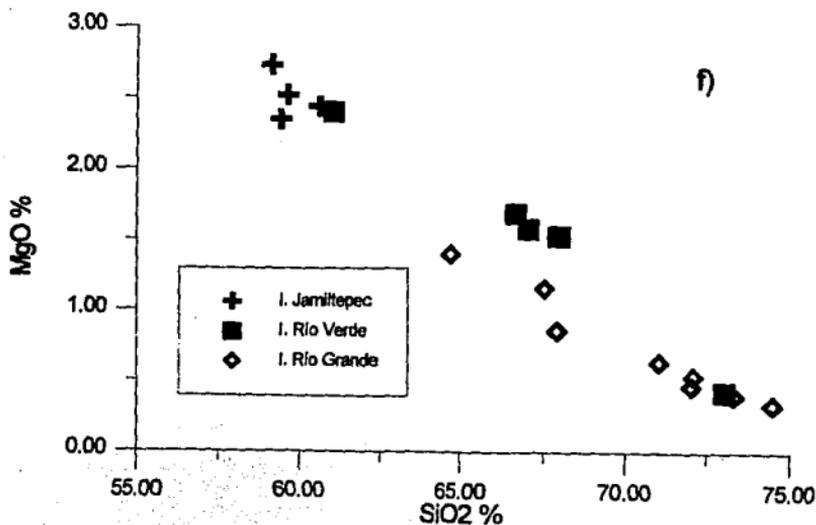


fig. 4.4

Diagramas de Harker de variación de elementos mayores del Batolito de Río Verde. e) Fe₂O₃ (Tot) vs SiO₂ y f) MgO vs SiO₂. Ambos presentan un decremento continuo en los valores de estos óxidos, conforme aumenta la sílice.



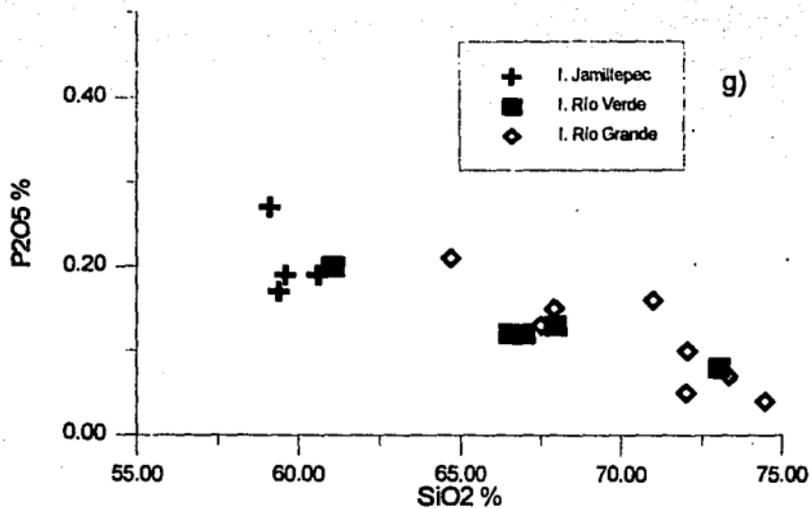
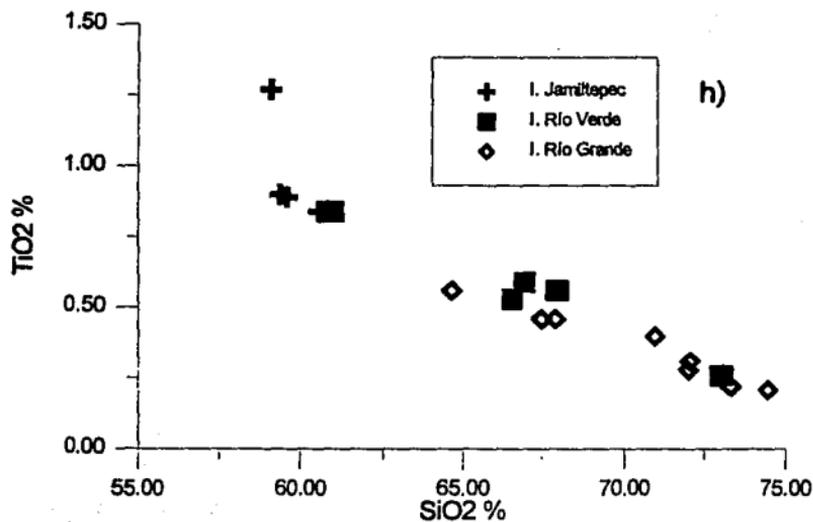


fig. 4.4

Diagramas de Harker de variación de elementos mayores del Batolito de Río Verde. g) P₂O₅ vs SiO₂, h) TiO₂ vs SiO₂, ambos con decrementos continuos.



IV.3 Geoquímica de Elementos de Tierras Raras (REE) y otros elementos traza

Los Elementos de Tierras Raras (REE) son un grupo de 15 elementos que son particularmente útiles en la petrogénesis de rocas ígneas ya que tienen propiedades geoquímicas similares. Todos ellos, excepto el Eu y Ce, son únicamente trivalentes. El Eu es tri y divalente en sistemas ígneos y la relación $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ depende de la fugacidad del oxígeno (f_{O_2}). El Eu^{2+} es geoquímicamente similar al Sr. El Ce puede ser tetravalente en condiciones altamente oxidantes. Para comparar las abundancias de los REE en diferentes rocas, es necesario eliminar el efecto Oddo-Harkins, el cual es la existencia de altas concentraciones de los elementos con números atómicos pares comparados a aquellos con números impares. Esto se hace mediante la normalización con sus valores de abundancia en la condrita tipo C1 (Nakamura, 1974 en Wilson, 1989).

La forma del diagrama de REE depende del comportamiento de los minerales durante los procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y sus valores de D (coeficientes de distribución volumétrica). Las plagioclasas tienen un valor de D menor para todos los REE excepto para el Eu, por ello, se produce una anomalía negativa de Eu como resultado de su fraccionamiento, ya que actúa en forma divalente y reemplaza al Ca. El granate tiene un valor de D muy bajo para los REE ligeros (LREE) y se incrementa para los REE pesados (HREE). Por ello, su presencia en equilibrio con un magma lleva a un empobrecimiento en HREE. Los ortopiroxenos y clinopiroxenos ricos en Ca generalmente tienen valores de D en los LREE ligeramente menores que los HREE, lo que lleva a un ligero enriquecimiento de LREE durante la fusión parcial. La presencia del olivino, el cual tiene valores de D muy pequeños para todos los REE, lleva esencialmente a un enriquecimiento de todos los REE. Los valores de D para la hornblenda varía fuertemente dependiendo de la composición y puede ser mayor de 10 veces para los REE medios en los sistemas ricos en sílice. En contraste, la biotita tiene generalmente bajos valores de D y su presencia produce un efecto muy pequeño sobre el patrón de las tierras raras. Los datos de REE del ensamble plutónico normalizados con la condrita son mostrados en la figura 4.5 a, b y c y tabla IV.2.

Los patrones de REE para el Intrusivo de Jamiltepec (fig.4.5a) muestran un enriquecimiento de LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 4 - 14$), patrón plano de HREE y una ligera anomalía de Eu lo cual pudiera representar un magma derivado de una fuente con residuo de ortopiroxeno, clinopiroxeno, y granate con un fraccionamiento posterior de plagioclasa.

Por otra parte, el intrusivo de Río Verde (fig.4.5b), muestra enriquecimiento de LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6 - 14$), un patrón plano de HREE y una ligera anomalía de Eu. Sólo en la muestra 505 se observa una anomalía negativa notable de Eu. A este respecto, puede tratarse de un efecto local o bien de algún error en la medición, ya que la muestra MS42 que corresponde al mismo sitio, tiene un comportamiento similar al del resto del grupo.

De igual forma, para el intrusivo de Río Grande (fig.4.5b) se observa un enriquecimiento de LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 10 - 15$), patrón plano de HREE y no presenta anomalía de Eu. En este caso, es posible que este magma se derive de una fuente con residuo de ortopiroxeno, clinopiroxeno y granate.

En regiones donde ha sido interpretada una contribución significativa de materiales derivados de la fusión de la placa subducente (Aleutianas, Japón), se han reportado valores de $(\text{La}/\text{Yb})_n$ en el rango de 30-45, enriquecimiento en Sr (> 1200 ppm) y Al_2O_3 , valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del orden de 0.7028 y de ϵNd de +8.5. Estas rocas, generalmente de composición andesítica, denominadas Adakitas, resultan de la fusión hidratada de basaltos de corteza oceánica joven a profundidades correspondientes a la transición anfibolita-eclogita. La retención del granate \pm hornblenda en la fuente provoca un bajo contenido de Y y empobrecimiento de HREE (Yogodzinski et al. (1995), Morris (1995).

En cambio, en las muestras analizadas se refleja un patrón plano de HREE, relaciones $(La/Yb)_n = 4-15$, contenido de Sr < 700 ppm, sugiriendo con ello que la fuente del magma podría ser entonces, la cuña del manto, como lo han indicado varios autores (e.g. McCulloch, 1992; Roberts & Clemens, 1993).

En la figura 4.6 a y b se observan las variaciones en el contenido de Sr, Rb respecto al SiO_2 en los intrusivos de Río Grande, Río Verde y Jamiltepec. El decremento de Sr y aumento de Rb pueden asociarse al progreso de la diferenciación, siendo el cuerpo de Jamiltepec el menos evolucionado y los de Río Verde y Río Grande los más desarrollados. En la figura 4.6 c se observa el empobrecimiento de Rb relativo a Sr, mientras que en la figura 4.6 d el comportamiento del Rb y Ba no parecen tener una correspondencia tan directa como en el caso anterior.

IV.4 Geoquímica Isotópica

Los estudios de geoquímica isotópica son de gran utilidad en la interpretación de la petrogenética de las rocas ígneas ya que cada dominio tectónico posee comportamientos distintivos para cada sistema isotópico. La importancia de las relaciones isotópicas es que algunas de ellas sobreviven frecuentemente al fraccionamiento y evolución de los magmas. Por ello, durante la fusión parcial, un magma heredará la composición isotópica de su fuente y se puede considerar que sus relaciones isotópicas permanecerán en general, constantes durante su ascenso. Esto es cierto sólo hasta el punto en que los magmas no sean contaminados por la roca encajonante o bien, por otras porciones de magma de composición diferente.

IV.4.1 Rb - Sr y Sm - Nd

La relación de Rb y Sr del magma aumenta gradualmente durante el curso de su evolución por cristalización fraccionada. Entonces, un conjunto de rocas cogenéticas, que experimentaron diferentes grados de cristalización fraccionada, tenderá a tener incrementos en la relación Rb/Sr conforme aumente la diferenciación. Sin embargo, suponiendo que el sistema ha permanecido cerrado, este debería tener las mismas relaciones iniciales, aunque en el presente éstas sean diferentes dependiendo de su edad.

El Sm y Nd son LREE y sus concentraciones en las rocas ígneas aumentan con el incremento del grado de diferenciación ya que ambos son incompatibles. Sin embargo, la relación Sm/Nd decrece en la medida que el Nd es concentrado en el líquido durante el curso de la cristalización fraccionada.

Los valores de las relaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ medidas, así como sus valores recalculados con las edades obtenidas por K-Ar se muestran en la tabla IV.3. Estos valores están dentro del rango encontrado para otras rocas graníticas terciarias en Acapulco (0.70401-0.70632) (Morán-Zenteno, 1992), Pto. Vallarta (0.70326-0.7126) (Schaaf, 1990) y Baja California (0.7030-0.7074) (Walewander, 1990) y dentro del rango para arcos continentales (0.703-0.706) (Wilson, 1989).

Utilizando los datos de Sr y Nd (fig.4.7), se observa que el conjunto muestra afinidad con la tendencia de los intrusivos de la región de Acapulco (Morán-Zenteno, 1992) y parcialmente con Pto. Vallarta (Schaaf, 1990). Estos, a su vez han sido interpretados como derivados de una fuente parcialmente empobrecida ubicada en el manto superior y que corresponden al arreglo isotópico de conjuntos petrogenéticos asociados a márgenes continentales convergentes.

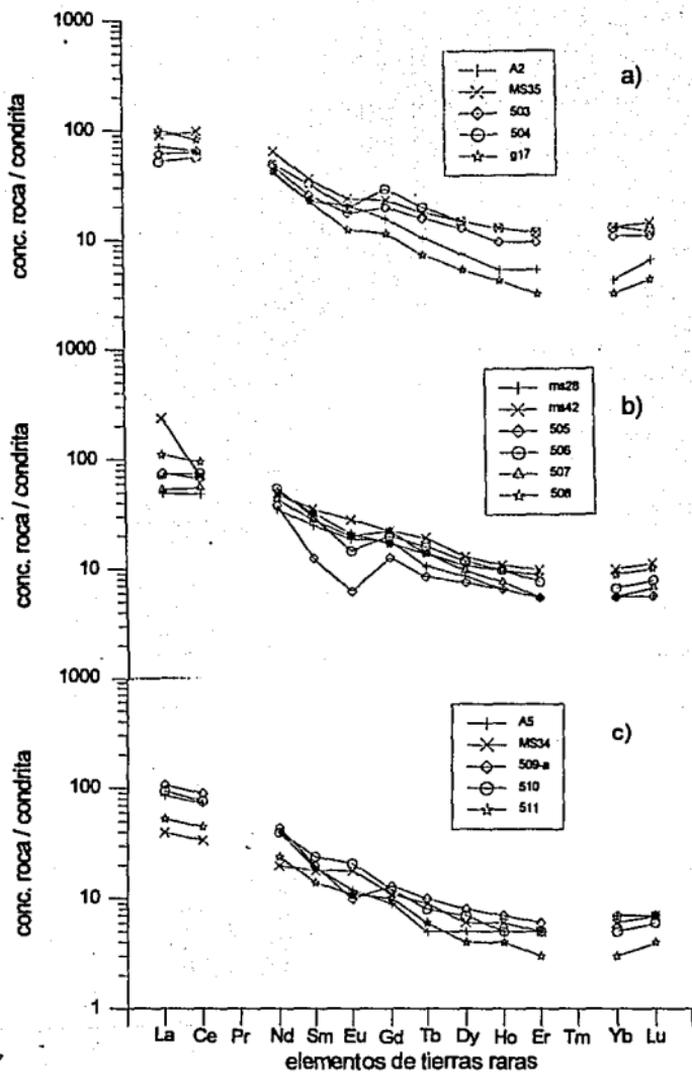


fig.4.5

Diagrama de Elementos de Tierras Raras (REE) del Batolito de Río Verde normalizados con la condrita (Palme, 1981) en donde se observan enriquecimiento de LREE, patrón plano de HREE y ligeras anomalías negativas de Eu.

- a) Intrusivo Jamiltepec
- b) Intrusivo Río Verde
- c) Intrusivo Río Grande

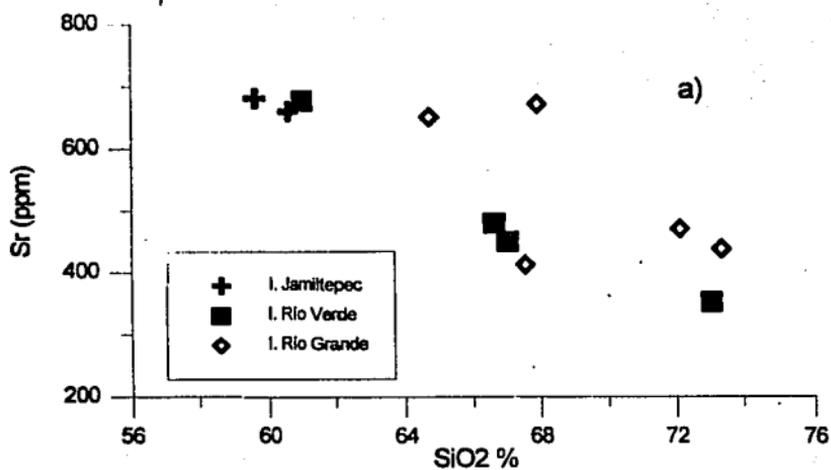
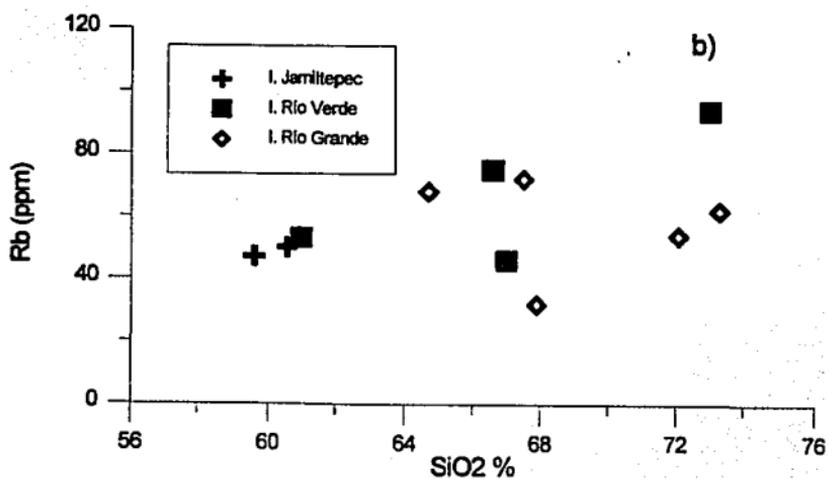


fig.4.6

Diagrama de variación de elementos traza del Batolito de Río Verde.

- a) Sr (ppm) vs SiO₂(%)
 b) Rb (ppm) vs SiO₂ (%)



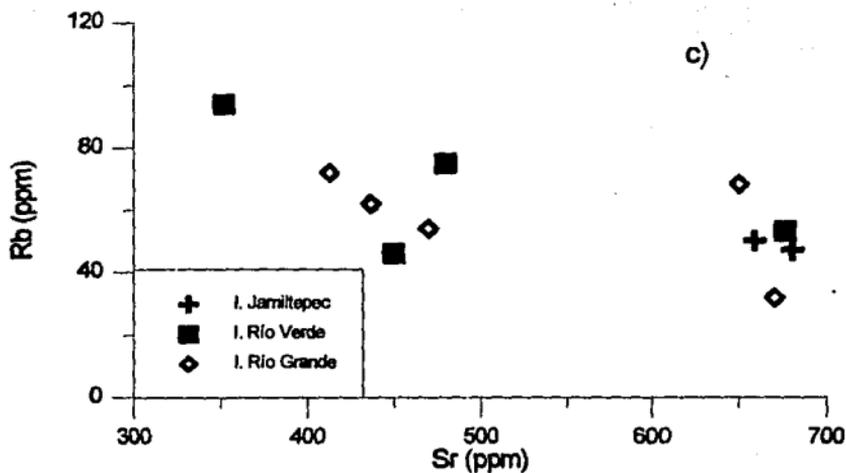
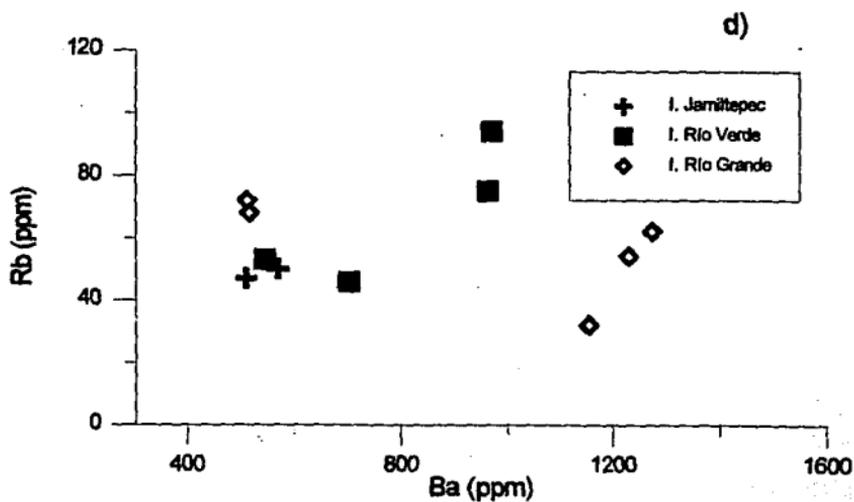


fig.4.6

Diagrama de variación de elementos traza del Batolito de Río Verde.

c) Rb (ppm) vs Sr (ppm)

d) Rb (ppm) vs Ba (ppm)



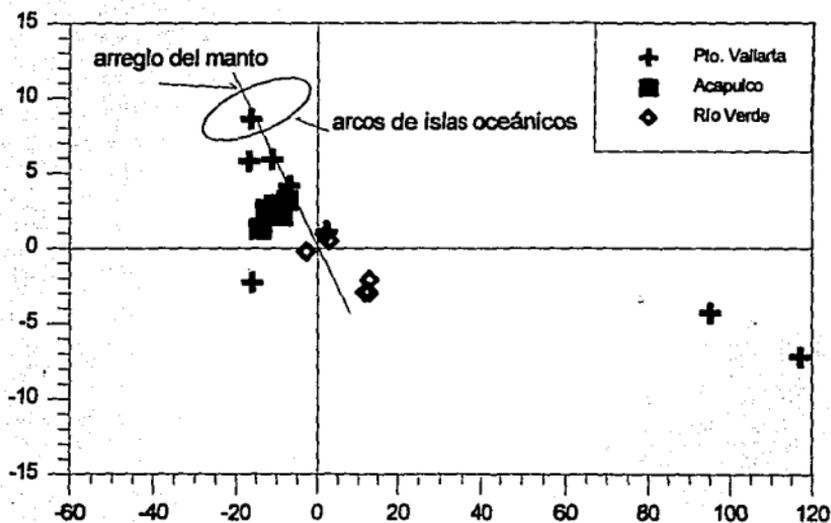


fig.4.7

Diagrama de ϵ_{Sr} vs ϵ_{Nd} . Se muestran los puntos correspondientes a algunos plutones de la margen occidental de México (Pto. Vallarta, Acapulco y Río Verde) y su comportamiento en relación al arreglo que siguen rocas del manto y arcos de islas oceánicas. Para todos los casos se observa un comportamiento típico de arcos volcánicos.

El diagrama de la figura 4.8 muestra los valores de la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ respecto al contenido de SiO_2 del conjunto total de muestras. En este diagrama se puede reconocer una correlación general positiva y una distribución de los puntos en tres grupos. Los valores más bajos corresponden a los dos puntos del intrusivo de Jamiltepec y a uno de los puntos del intrusivo de Río Verde. En los dos grupos restantes aparecen puntos tanto del intrusivo de Río Verde como de Río Grande. Esta distribución indica que los intrusivos de Jamiltepec y Río Verde tuvieron muy probablemente una misma fuente de origen, con mayor contaminación diferencial del último, reflejada en la dispersión y correlación positiva de sus relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. La posición de los puntos correspondientes al intrusivo de Río Grande sugiere una fuente con relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ más altas, sin embargo una mayor densidad de muestreo podría eliminar este sesgo. La diferente edad de los intrusivos apoya la interpretación de que las variaciones en las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ no indican un magma parental común, más bien reflejan una fuente probablemente común, con diferentes grados de cristalización fraccionada y asimilación. Una fuente común del magma sin una contaminación cortical significativa produciría una recta con pendiente cero.

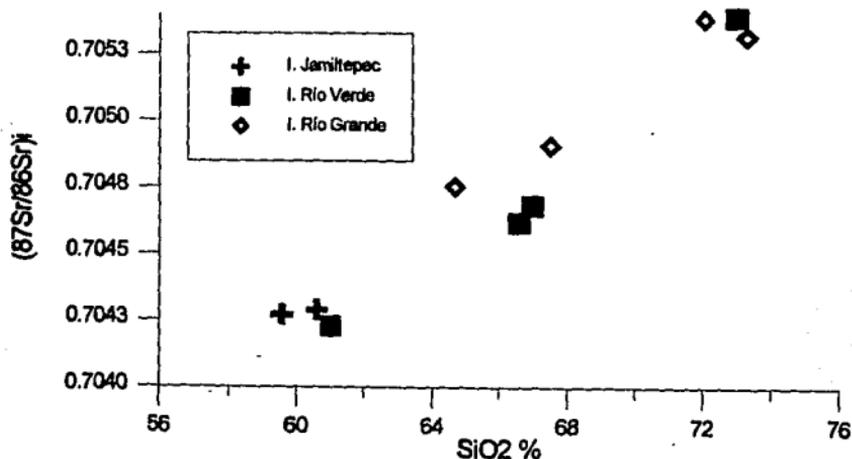


fig.4.8

Diagrama de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ vs SiO_2 de los puntos correspondientes al Batolito de Río Verde, en donde se muestra un aumento en las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ conforme al aumento de SiO_2 , lo cual sugiere mayor contaminación de los plutones de Río Verde y Río Grande o bien una fuente heterogénea del magma.

IV.4.2 Isocrona

En la figura 4.9 se muestra el diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Este tipo de gráfica es utilizado para el cálculo de la edad por el método de la *isocrona* de un conjunto petrológico que se supone que es comagmático. Se ha calculado la edad para los puntos correspondientes a los intrusivos de Jamiltepec y Río Verde, considerando los puntos colineales de cada conjunto. Los datos de Río Grande no se calcularon debido a su dispersión. Sin embargo, las edades obtenidas son de $42.1 \pm 1.1\text{Ma}$ (Jamiltepec) y $124 \pm 140\text{Ma}$ (Río Verde) utilizando el algoritmo de York (1967). Estos datos no son afines con la edad estimada por Guerrero-García (1975) de 18Ma en Río Verde y por las obtenidas en el presente trabajo por el método de K-Ar, además de presentar errores aún mayores que la misma edad calculada, como en el caso de Río Verde.

Los datos isotópicos de Rb y Sr obtenidos en las muestras pueden ser el resultado de un proceso de contaminación del magma original durante su ascenso o bien, debido a la heterogeneidad inicial propia del magma como ya lo había sugerido el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus SiO_2 . Las figuras 4.10 y 4.11 contienen las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra el contenido de Sr y $1/\text{Sr}$ respectivamente. Esta gráfica es de gran utilidad ya que indica si los puntos colineales de un conjunto petrológico corresponden a rocas comagmáticas que han evolucionado en un sistema isotópicamente cerrado, o bien, si estos corresponden a procesos de asimilación. En el segundo caso, la mezcla de dos componentes produce también una línea recta que conecta a los miembros finales en coordenadas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dando lugar a una 'falsa isocrona' cuya pendiente no tiene significado de tiempo (Fauré, 1986).

La curva que se formaría por un proceso de mezcla binaria es una hipérbola en coordenadas Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 4.10), la cual puede ser transformada en una línea recta graficando $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $1/\text{Sr}$ (fig. 4.11). En caso que la recta produzca una pendiente $\neq 0$, es una prueba que valida la hipótesis de mezcla, en cambio, si se produce una pendiente = 0, indica que los datos isotópicos provienen de una misma fuente magmática homogénea. La configuración de las muestras indica que existe una mezcla de por lo menos dos componentes y es una falsa isocrona, por lo cual las edades calculadas no tienen sentido.

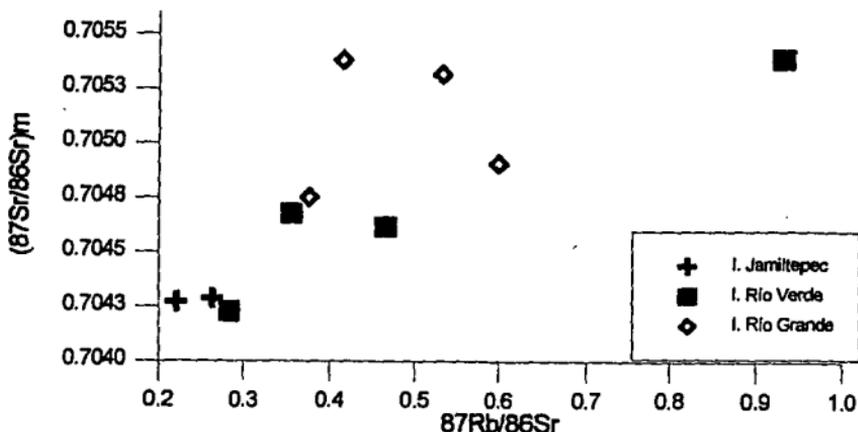


fig.4.9

Diagrama de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los puntos correspondientes al Batolito de Río Verde. Se observa que estos puntos están dispersos y no tienen una clara tendencia lineal, lo cual provoca que el cálculo de la isocrona sea erróneo, ya que la pendiente de la recta del ajuste es muy alta, dando edades más altas de lo esperado.

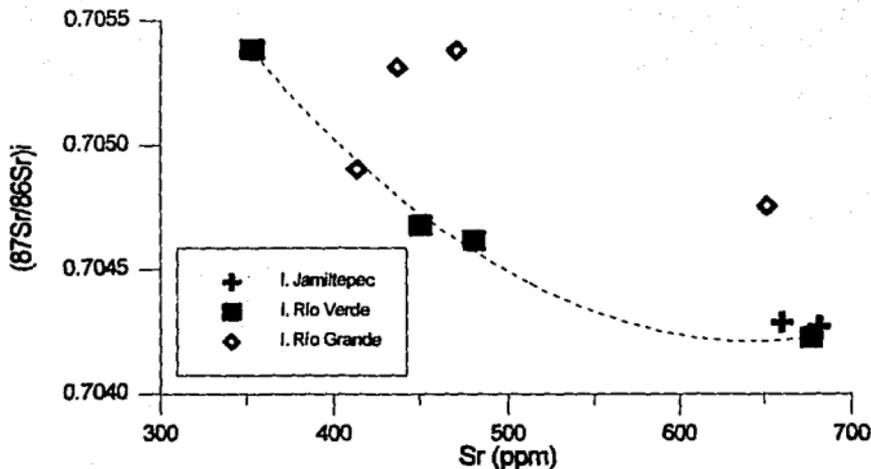


fig.4.10

Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs concentración de Sr. La distribución de los puntos, en especial los del plutón de Río Verde, tiene una tendencia hiperbólica, lo cual se atribuye a procesos de contaminación o heterogeneidad de la fuente del magma.

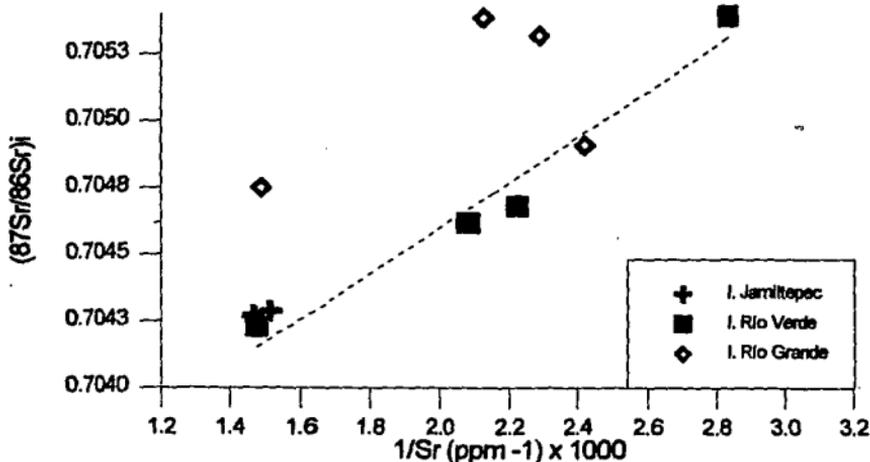


fig. 4.11

Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $1/\text{Sr}$. Esta configuración muestra un arreglo lineal con pendiente positiva, al menos para intrusivo de Río Verde, lo cual puede interpretarse como producto de contaminación. Para los otros dos intrusivos no se tan clara la tendencia. Además, esta gráfica indica sobre todo, que los tres cuerpos no son comagmáticos.

IV.4.3 Fechamientos K-Ar

El método de fechamiento de K-Ar está basado en el decaimiento de ^{40}K radioactivo a ^{40}Ar estable. Este método es aplicable a ciertos minerales con alto contenido de K y a rocas que retienen Ar radiogénico después del enfriamiento a través de su temperatura de cierre TC. Los minerales más adecuados para fechamiento incluyen a la biotita, muscovita y hornblenda de rocas plutónicas y metamórficas de alto grado, así como feldespatos (sanidina) de rocas volcánicas (Fauré, 1986).

En el sistema K-Ar el isótopo hijo es un gas noble. A pesar de su carácter gaseoso, debajo de una temperatura crítica, todo el Ar producido es retenido por el cristal, y a temperaturas mayores este se fugará. Dicha temperatura crítica o de "bloqueo" o de "cierre" TC, difiere de mineral a mineral y depende también de la tasa de enfriamiento y actividad de los fluidos. La TC de la hornblenda está en el rango de $530 \pm 40^\circ\text{C}$ mientras que la de la biotita en el intervalo $280 \pm 40^\circ\text{C}$ (Harrison & McDougall, 1980).

Para el fechamiento por este método de las rocas en estudio, se prepararon 2 concentrados de hornblenda y 3 de biotita. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla IV.3. Es de notar que para los intrusivos de Jamiltepec y de Río Verde existen dos edades diferentes para cada uno. Esto se explica debido a que estas fueron determinadas en un concentrado de biotita y en un concentrado de hornblenda en muestras diferentes que se asume pertenecen al mismo cuerpo.

IV.4.4 Tasa de enfriamiento

En la región de Puerto Vallarta, Schaaf (1990) calculó una tasa de enfriamiento de $45^\circ\text{C}/\text{Ma}$ en el intervalo $530\text{-}300^\circ\text{C}$, considerando la TC de la hornblenda de 530°C y de la biotita 300°C . Para la zona de Jilotlán obtiene una tasa de $22^\circ\text{C}/\text{Ma}$ en el intervalo $700\text{-}530^\circ\text{C}$ y de $165^\circ\text{C}/\text{Ma}$ en el intervalo $530\text{-}300^\circ\text{C}$. La temperatura de 700°C es la considerada para la edad de intrusión (roca total). Estas tasas indican que las primeras etapas de cristalización del magma fueron muy lentas y las últimas etapas mucho más rápidas.

Considerando las mismas temperaturas de cierre para la biotita y hornblenda en los fechamientos realizados, se calcula que el Intrusivo de Jamiltepec, en el intervalo de $530\text{-}300^\circ\text{C}$, tuvo una tasa de enfriamiento de $104.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$, lo cual es un valor comparable al obtenido por Schaaf en el área de Jilotlán para el mismo intervalo de temperatura. Por otra parte, la diferencia de edad provistas por la hornblenda y biotita en el Intrusivo de Río Verde indica una tasa de enfriamiento de $69.7^\circ\text{C}/\text{Ma}$, lo cual es significativamente menor a la del intrusivo anterior. Para el Intrusivo de Río Grande no se ha calculado esta tasa ya que sólo se cuenta con una edad de biotita.

En resumen, las edades registradas por estos minerales definen la secuencia cronológica de las intrusiones, siendo la más antigua la de Jamiltepec, posteriormente la de Río Verde y la más joven la de Río Grande. También es de notar que la edad registrada para el Intrusivo de Río Verde por el método de K-Ar en concentrados de hornblenda y biotita está entre 27.7 y 24.4Ma respectivamente, a diferencia de la edad de 18Ma reportada por Guerrero-García (1975), quien la obtuvo por el método de la isocrona de Rb-Sr con roca total y biotita. Para este mismo cuerpo, Hermann *et al.* (1994) obtuvieron una edad de 28Ma mediante fechamiento de zircones con el método de U-Pb.

tabla IV.1

Datos de óxidos mayores para rocas del Batolito de Río Verde, Oax

(*) Espectrometría por inducción de Plasma

(**) Fluorescencia de Rayos-X

muestra	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O-%	LOI %
A2 *	59.38	0.9	17.19	2.3832	4.469	0.08	2.35	5.8	1.52	0.17		0.1
A5 *	71.02	0.4	14.64	0.404	2.6685	0.04	0.64	2.55	2.41	0.16		0.1
A7 *	74.48	0.21	14.17	0.247	1.8645	0.03	0.34	1.57	3.44	0.04		0.29
MS28 *	67.95	0.56	14.7	1.741	2.302	0.07	1.53	3.26	3	0.13		0.65
MS34 *	72.04	0.28	14.36	0.446	1.8832	0.04	0.47	1.89	2.86	0.05		0.57
MS35 *	59.1	1.27	17.46	2.959	3.7615	0.09	2.73	6.39	2	0.27		0.88
503 **	60.59	0.84	17.36	3.4916	1.933	0.073	2.44	5.73	1.91	0.19	0.05	0.68
504 **	59.59	0.89	17.92	3.7226	2.03105	0.084	2.52	6.03	1.78	0.19	0.04	0.59
505 **	66.59	0.53	15.2	2.4176	1.41473	0.058	1.69	3.71	3.31	0.12	0.04	0.44
506 **	66.98	0.59	15.18	2.2303	1.51979	0.076	1.58	3.8	2.95	0.12	0.07	0.49
507 **	61.02	0.84	17.37	3.4571	1.98203	0.077	2.4	5.65	1.9	0.2	0.07	0.54
508 **	73.04	0.26	13.93	1.1247	0.86845	0.039	0.43	2.01	3.56	0.08	0.05	0.43
509-a **	67.51	0.46	15.86	2.1811	1.20462	0.052	1.16	3.5	2.37	0.13	0.08	0.49
510 **	73.32	0.22	14.18	1.0526	0.73537	0.031	0.4	2.05	3.25	0.07	0.2	0.41
511 **	72.09	0.31	14.49	1.268	0.91047	0.043	0.54	2.47	2.75	0.1	0.01	0.46
512 **	64.7	0.56	17.2	2.623	1.58982	0.064	1.4	4.13	2.16	0.21	0.09	0.8
513 **	67.9	0.46	15.97	1.5886	1.51279	0.045	0.86	3.77	1.71	0.15	0.14	0.98

tabla IV.2
concentración de Elementos de Tierras Raras del Batolito de Río Verde (ppm)

muestra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
A2	17.55	41.54	19.23	3.46	1.18	3.14	0.39	2.02	0.33	0.88	0.82	0.16
A5	21.04	46.87	19.28	3.05	0.75	1.96	0.20	1.49	0.31	0.85	1.31	0.19
G17	24.69	52.43	19.60	3.46	0.70	2.45	0.29	1.48	0.26	0.66	0.58	0.11
MS28	12.12	30.42	16.23	3.80	1.09	3.58	0.41	2.10	0.39	0.95	0.99	0.15
MS34	9.85	21.75	9.81	2.77	1.06	2.43	0.35	1.72	0.38	0.95	1.04	0.18
MS35	21.98	61.45	29.90	5.44	1.36	4.62	0.67	3.72	0.73	1.98	2.05	0.33
MS42	57.95	44.66	22.47	5.26	1.58	4.51	0.68	3.27	0.60	1.64	1.64	0.26
503	15.05	40.79	21.76	3.95	1.00	4.01	0.56	3.26	0.52	1.49	1.77	0.28
504	12.71	36.03	23.02	5.04	1.15	5.80	0.73	3.66	0.72	1.96	2.03	0.30
505	18.44	42.36	17.46	1.84	0.38	2.53	0.33	1.95	0.35	0.96	0.89	0.15
506	17.86	47.31	25.11	4.49	0.84	3.95	0.58	2.98	0.54	1.25	1.15	0.18
507	13.13	34.92	19.86	4.14	1.10	4.45	0.50	2.41	0.45	0.97	0.96	0.18
508	27.30	59.45	23.93	4.89	1.18	3.43	0.49	2.77	0.52	1.35	1.37	0.23
509-a	26.14	57.01	20.86	3.11	0.60	2.71	0.40	2.10	0.41	1.12	1.18	0.20
510	23.29	48.77	19.01	3.74	1.23	2.55	0.33	1.84	0.32	0.94	0.95	0.17
511	13.07	28.66	11.69	2.20	0.64	2.09	0.24	1.18	0.24	0.61	0.65	0.12

Tabla IV.3
 Datos isotópicos del Batolito de Río Verde

muestra	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) m	error ($\pm 1\sigma$)	($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) m	edad Ma	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i recalculado	epsilon Sr i
503	0.704339	59	0.263	29.9 \pm 1.1	0.704287	-2.8
504	0.704313	46	0.220	29.9 \pm 1.1	0.704270	-3.0
505	0.704701	36	0.466	27.7 \pm 1.0	0.704616	1.9
506	0.704735	248	0.355	27.7 \pm 1.0	0.704678	2.7
507	0.704271	34	0.284	27.7 \pm 1.0	0.704227	-3.7
508	0.705530	33	0.933	27.7 \pm 1.0	0.705387	12.8
509-a	0.704997	41	0.601	23.5 \pm 0.6	0.704905	5.9
510	0.705394	32	0.533	23.5 \pm 0.6	0.705314	11.7
511	0.705444	41	0.417	23.5 \pm 0.6	0.705380	12.7
512	0.704809	159	0.376	23.5 \pm 0.6	0.704751	3.7

muestra	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) m	error ($\pm 1\sigma$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	edad Ma	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) i recalculado	epsilon Nd i
503	0.512614	29	0.13758	29.9 \pm 1.1	0.512580	-0.2
505	0.512617	40	0.11776	27.7 \pm 1.0	0.512640	0.9
506	0.512651	33	0.11259	27.7 \pm 1.0	0.512630	0.5
508	0.512513	30	0.11231	27.7 \pm 1.0	0.512490	-2.1
510	0.512470	34	0.09028	23.5 \pm 0.6	0.512450	-3.0
511	0.512470	51	0.09045	23.5 \pm 0.6	0.512450	-3.0

Tabla IV.4
 Fechamientos de concentrados de biotita y hornblenda por el método de K-Ar

muestra	Intrusivo	tipo de roca	concentrado mineral	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	^{40}Ar (ppm)	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}_{\text{Tot}}$	Ave. ^{40}Ar (ppm)	% K	Prom. % K	^{40}K (ppm)	Edad Ma
G-17	Jamitepec	granito de biotita	biotita	0.001621	0.01540 0.01481	0.647 0.579	0.01511	7.892 7.725	7.809	9.316	27.7 ± 0.7 Ma
MS-28	Río Verde	granito de biotita + hornblenda	biotita	0.001425	0.01347 0.01302	0.486 0.412	0.01325	7.949 7.836	7.793	9.296	24.4 ± 0.6 Ma
MS-34	Río Grande	granito de biotita	biotita	0.001372	0.01234 0.01266	0.461 0.522	0.01250	7.584 7.695	7.64	9.114	23.6 ± 0.6 Ma
MS-35	Jamitepec	tonalita de hornblenda	hornblenda	0.001754	0.001821 0.001836	0.219 0.286	0.001829	0.827 0.922 0.872	0.874	1.042	29.9 ± 1.1 Ma
MS-42	Río Verde	granodiorita de hornblenda + biotita	hornblenda	0.001621	0.002003 0.001975	0.236 0.365	0.001989	1.034 1.023	1.029	1.227	27.7 ± 1.0 Ma

constantes usadas

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ /año}$$

$$(\lambda_{\beta} + \lambda_{\epsilon}) = 0.581 \times 10^{-10} \text{ /año}$$

$$^{40}\text{K/K} = 1.193 \times 10^{-4} \text{ g/g}$$

V) MODELOS PETROGENÉTICOS

La composición mineralógica y afinidad calcálcica de los intrusivos del área de Río Verde, así como las características de otros complejos plutónicos del occidente de México, sugieren que el magma que les dió origen fue generado en un ambiente de margen continental activo. Debido a la complejidad tectónica del Terreno Xolapa y a sus inciertas relaciones con los terrenos adyacentes, es de particular interés conocer acerca de la vinculación de estos magmas con las rocas encajonantes a diferentes niveles, es decir, el Complejo Xolapa y el Complejo Oaxaqueño.

Una vez que los magmas han sido segregados de la fuente, sufren gran variedad de procesos durante su ascenso a través de la corteza continental. Dichos procesos son, entre los más importantes, la mezcla de magmas, contaminación y cristalización fraccionada, los cuales producen cambios en la composición del magma original y se reflejan en las diferentes relaciones isotópicas y comportamiento de elementos traza del conjunto plutónico.

Los diferentes minerales que componen una roca pueden incorporar o excluir a los elementos traza con mayor selectividad que la que hacen con los elementos mayores. Estas preferencias ejercen tal influencia en la distribución de los elementos traza durante los procesos ígneos que su análisis lleva a suposiciones acerca de la naturaleza y composición del magma original.

Las tres hipótesis más probables para explicar el origen de las variaciones composicionales que se encuentran dentro del conjunto ígneo que constituye el Batolito de Río Verde (intrusivos Jamiltepec, Río Verde y Río Grande) son a) fusión parcial de una fuente común y cristalización fraccionada, b) contaminación variable de un magma parental por rocas corticales más antiguas, c) combinación de asimilación y cristalización fraccionada de un magma parental común

V.1 Conceptos antecedentes de los modelos petrogenéticos

V.1.1 Fraccionamiento

El fraccionamiento puede ser definido como la formación de una variedad de sustancias a partir de un material parental inicial y cualquier proceso que modifique su composición química original será denominado fraccionamiento. El término diferenciación es usado en la petrología como un sinónimo de fraccionamiento, el cual consiste en la variación de la composición química. Cada proceso de fraccionamiento está dirigido a la migración o transporte de átomos de un elemento específico relativo a otros. La clasificación de los procesos de fraccionamiento de acuerdo a Cox et al (1979) es la siguiente:

a) sistemas que involucran sólo líquidos

En realidad, los cuerpos magmáticos no son completamente independientes de la roca encajonante, pero se puede suponer que la influencia de ésta sea despreciable en las partes centrales de algún cuerpo de magma y se puede considerar entonces como un sistema completamente líquido. El único mecanismo posible de fraccionamiento en un líquido homogéneo es la *difusión*. Los elementos pueden migrar a través del cuerpo a diferentes tasas en respuesta a gradientes de temperatura y presión y entonces producir un líquido fraccionado. Es posible que este mecanismo no sea capaz de producir cantidades muy grandes de rocas diferenciadas.

b) sistemas que involucran sólido+líquido

Estos sistemas son de extrema importancia ya que son capaces de causar grandes cambios composicionales en todos los tipos de magmas. Las condiciones necesarias para su ocurrencia se encuentran durante la fusión parcial (cuando el magma es formado), durante la migración del magma, cuando está en contacto con la roca encajonante y finalmente durante la cristalización del magma.

c) sistemas que involucran líquido+vapor

Este mecanismo se refiere al hecho que los magmas contienen cantidades variables de constituyentes volátiles disueltos, de los cuales los más abundantes son H₂O y CO₂. Estos constituyentes se concentran en vesículas y cavidades miaróliticas, enriqueciendo la composición global de la roca, al menos localmente, en estos constituyentes. Sin embargo, este mecanismo no ha demostrado tener gran efectividad en los procesos de fraccionamiento.

d) sistemas que involucran líquido+sólido+vapor

En sistemas magmáticos bajo condiciones de baja presión de confinamiento son capaces de coexistir las tres fases y entonces operan varios procesos de fraccionamiento al mismo tiempo (difusión+inmiscibilidad de líquidos+fraccionamiento cristal-líquido+transferencia de volátiles+...)

V.1.2 Fusión Parcial

Cualquier magma debe originarse por la fusión parcial de una roca pre-existente, ya sea en el manto o en la corteza. La fusión de la roca fuente es raramente completa de tal forma que los cuerpos de magma migran de su fuente de origen dejando algún residuo refractario. Los productos de la fusión parcial o anatexis, no tienen la misma composición que su fuente. El fraccionamiento de los elementos traza durante la fusión parcial pueden ser modelado en cuatro formas distintas (Shaw, 1970, Allegre & Minster, 1978):

Caso 1: las fases minerales en la roca fuente son fundidas en las proporciones en que están presentes en la roca y el líquido formado es removido del sistema. En este caso, el coeficiente de partición volumétrico K , es constante (K_0) y está dado por $K_0 = k^a x^a + k^b x^b + \dots$, donde k^i es el coeficiente de partición de un elemento entre una fase mineral y un fundido, y x^i es la abundancia modal de i en la roca.

Caso 2: las fases se funden en proporción a su abundancia modal, como en el caso anterior, pero el fundido permanece en equilibrio con el residuo cristalino.

Caso 3 (Rayleigh melting): los minerales en la roca no se funden de acuerdo a su proporción de abundancia, y como resultado el coeficiente de partición K , se transforma a P , en donde $P = k^a p^a + k^b p^b + \dots$ y p^i es la fracción de la fase i que contribuye al fundido, de tal forma que $p^a + p^b + \dots = 1$. En este caso, el fundido es removido continuamente del sistema tan pronto como es formado, de tal forma que no hay posibilidad de reacción entre éste y el residuo cristalino. En este tipo de fusión la composición volumétrica está cambiando continuamente. La concentración de un elemento en el líquido relativa a la fuente será:

$$\frac{CL}{Co} = \frac{1}{F} (1 - (1 - P/K_0) (1/F)^P) \quad \text{(ec. V.1)}$$

Donde F es la fracción de roca fundida

Caso 4 (Batch melting): los fundidos permanece en equilibrio con el residuo sólido, pero las fases minerales de la roca fuente son fundidas en proporciones diferentes a su proporción modal. Bajo estas condiciones, la concentración de un elemento en el líquido (CL) está relacionado a aquella en la fuente original sin fundir (Co) por la expresión

$$\frac{CL}{Co} = \frac{1}{Ko + F(1-P)} \quad [\text{ec. V.2}]$$

V.1.3. Cristalización fraccionada (FC)

Cuando un magma solidifica lo hace dentro de un rango de temperatura y no a una sola. La temperatura a la cual comienza esta cristalización es la temperatura *liquidus* y a la que finaliza es la temperatura *solidus*. Cualquier magma que exista a una temperatura entre *solidus* y *liquidus* consistirá de una mezcla de líquido y sólido, es decir, cristales de uno o más minerales suspendidos en el líquido que serán removidos de éste inmediatamente sin entrar en equilibrio y cambiando la composición volumétrica del magma. La distribución de los elementos traza en un magma en cristalización se puede predecir mediante las siguientes ecuaciones:

Si todos los productos cristalinos permanecen en equilibrio químico con el magma (cristalización en equilibrio), la concentración del elemento traza en el líquido (CL) relativo al líquido original (CL_o) antes de que comience la cristalización será:

$$\frac{CL}{CL_o} = \frac{1}{F+D-FD} \quad [\text{ec. V.3}]$$

en donde F es la fracción de líquido restante y D es el coeficiente de distribución volumétrica.

Para el caso de cristalización fraccionada perfecta (fraccionamiento de Rayleigh):

$$\frac{CL}{CL_o} = (1-F)^{D-1} \quad [\text{ec. V.4}]$$

El enriquecimiento de elementos incompatibles durante la cristalización fraccionada perfecta es comparable al que ocurre durante la cristalización en equilibrio hasta que el magma haya cristalizado al 75% aproximadamente. Sin embargo, para elementos altamente compatibles, los dos modelos difieren significativamente.

Dado un conjunto de elementos traza y coeficientes de partición fundido-mineral (D) se puede utilizar la ecuación de Rayleigh para calcular las proporciones de dichos elementos traza en las fases cristalizantes para una cantidad dada de cristalización fraccionada.

V.1.4 Contaminación cortical

Los magmas derivados del manto pueden contaminarse durante su ascenso hacia la superficie con rocas de la corteza continental o bien oceánica, dependiendo el ambiente tectónico en que se encuentren. Los efectos de esta contaminación estará en función del contraste de la composición de elementos mayores y traza y de los rasgos isotópicos entre el magma y la roca encajonante. Existen dos mecanismos por los cuales el material contaminante puede ser incorporado al magma (Hall, 1987): El primero es por la fusión del contaminante y mezcla de la fracción fundida con el cuerpo de magma. El segundo es mediante reacción química e incorporación mecánica que no implican fusión de la roca.

a) Asimilación por fusión

Para que un magma sea capaz de fundir a la roca encajonante es necesario proporcionar un calor equivalente al calor latente de fusión de la roca. Este calor puede ser obtenido en dos formas: i) si está arriba de su temperatura de *liquidus* puede perder calor por enfriamiento sin ocurrir cristalización o bien ii) abajo de su temperatura *liquidus* pierde calor por cristalización así como por enfriamiento posterior.

b) Asimilación sin fusión

Ocurre en dos etapas: i) los constituyentes de la roca encajonante (xenolitos) entran en equilibrio químico con el magma y ii) los xenocristales en equilibrio se dispersan mecánicamente en el magma, perdiendo su identidad

Cuando la contaminación cortical ocurre en cámaras magmáticas profundas, su efecto es de menor extensión y quizá más difícil de cuantificar. En cambio, a profundidades más someras ésta es más intensa.

V.2 Modelos teóricos de fusión parcial (PF) y cristalización fraccionada (FC)

Los magmas primarios en general, no están representados por la composición de las rocas que normalmente se observan en la superficie terrestre debido a los procesos de fraccionamiento que modifican su composición.

Los xenolitos que han sido acarreados por basaltos y kimberlitas, los cuales se han originado a profundidades mayores a 150Km, son comúnmente del tipo de lherzolita de granate y espinela (Wilson, 1989). Las lherzolitas de granate consisten de 4 minerales principales: olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y granate en orden de abundancia. Las lherzolitas muestran una marcada uniformidad en su mineralogía y química en comparación a otro tipo de xenolitos a los cuales están asociados. A pesar de ello, muestran una variación significativa en el contenido de componentes químicos más fundibles y por lo tanto, en su potencial de generación de magmas. Con base en ello, las peridotitas pueden ser clasificadas como fértiles (enriquecidas) o estériles (empobrecidas). En términos de la química de elementos mayores, el empobrecimiento se refleja en términos del decremento de Al, Ca, Ti, Na y K y un incremento de las relaciones $Mg/(Mg+Fe)$ y $Cr/(Cr+Al)$ (Nixon et al, 1981 in Wilson, 1989). La lherzolita de granate es el miembro más fértil de la secuencia de xenolitos, mientras que la dunita es la más estéril representando al residuo después de la extracción completa de magma basáltico de una fuente lherzolitica. Se estima que las lherzolitas de granate se encuentran a temperaturas de 850-1100°C a profundidades de 90-140Km.

La fusión parcial de una fuente lherzolitica, puede producir grandes volúmenes de magma composicionalmente uniforme. Las rocas basálticas han sido interpretadas como el producto de la fusión parcial del manto en cantidades moderadas, que han sido modificadas por procesos

subordinados de cristalización fraccionada. Los magmas producidos por fusión parcial de una lherzolita, deberían estar saturados con fases residuales del manto a temperaturas y presiones correspondientes a la profundidad de segregación. Los estudios de fusión a altas presiones en materiales peridotíticos sugieren que tres o más fases ($ol+opx+cpxAl_{fase}$) estarán presentes en el líquido con un 20-25% de fusión parcial. Dos o tres fases ($ol+opx+cpx$) entre 20-40% y una o dos fases ($ol+opx$) arriba del 40% de fusión. La fase aluminica puede ser plagioclasa, espinela o granate, dependiendo de la presión (Wilson, 1989).

De los experimentos de petrología llevados a cabo en rocas peridotíticas de plagioclasa, espinela y granate, se ha encontrado que a bajos grados de fusión parcial (<15%) pueden producirse basaltos alcalinos, tholeiitas de olivino (20-30%) y líquidos komatiíticos (40-60%) (Hall, 1987).

Por otra parte, el H_2O derivada de la corteza oceánica que se subduce, parece ser fundamental en la petrogenesis de los magmas de la zona de subducción. Entonces, los líquidos basálticos y andesíticos de estas regiones serán generados por fusión parcial de la cuña del manto hidratada por procesos de subducción.

Además, teóricamente es posible formar magmas ácidos a partir de la cristalización fraccionada de magmas basálticos, aunque la existencia de un mecanismo realista de diferenciación aún permanece por demostrar debido a los grandes volúmenes de corteza granítica existente en los arcos magmáticos y que muestran escasa contaminación cortical.

A partir de estos conceptos, se procedió a aplicar las ecuaciones de fusión parcial y cristalización fraccionada ya antes mencionadas a un conjunto de valores de una roca peridotítica fértil para obtener un espectro de tierras raras similar al de los intrusivos en estudio. Dado que los dos primeros casos de fusión parcial no contribuyen al fraccionamiento de los elementos durante la fusión son omitidos del modelado y se trabaja con las ecuaciones V.1 y V.2.

En la figura 5.1 se muestra el resultado de aplicar los modelos de las ecuaciones V.1 y V.4 respectivamente al patrón de elementos de tierras raras de una roca fuente derivada del manto. Esta roca es una lherzolita de granate con la siguiente composición mineralógica: $ol:opx:cpx:gt = 55:25:15:05$ y un contenido de REE de aproximadamente 3x condrita (Haskin, 1984). Como se ha mencionado, las lherzolitas con granate son las rocas del manto más fértiles y las que se han tomado como base en algunos modelos petrogenéticos en regiones de márgenes convergentes cordilleranos (Farmer & DePaolo, 1983, Anderson & Cullers, 1990). A este patrón de elementos se le aplicaron varios grados de fusión parcial a intervalos de 5% para cada uno de los casos (ecs. V.1 y V.2). Para ambos casos se encontró que la proporción adecuada de fusión parcial no modal de las fases minerales es de $ol:opx:cpx:gt = 05:05:80:10$. Esto se ha establecido de acuerdo al comportamiento de los patrones de REE de los intrusivos en estudio, ya que como se observó en las figuras 3.6 a,b,y c, existe un enriquecimiento de LREE atribuible a la fusión de clinopiroxenos, mientras que el patrón plano de HREE puede estar asociado a un residuo de granate. Además, estos dos minerales juegan un papel esencial al proveer el Ca y Al que constituyen en su mayor parte a los magmas basálticos.

Habiendo obtenido un espectro de REE similar al de un basalto, se procedió a aplicarle la ecuación de fraccionamiento de Rayleigh (ec. V.4). Se probaron varios grados de fraccionamiento y finalmente, se encuentra que al 45% de cristalización fraccionada en una proporción de $opx:cpx:pg = 05:05:90$ de este líquido basáltico, se obtiene un patrón de REE con la misma tendencia y valores aproximados a los de las rocas tonalíticas del Intrusivo de Jamiltepec.

De los dos modelos de fusión parcial (ecs. V.1 y V.2), se tiene que aunque se varíe la proporción de fusión de las fases minerales, el patrón no se modifica substancialmente. En realidad, los factores que más afectan a la concentración final de los elementos son: el grado fusión parcial y el valor del coeficiente de distribución de cada elemento para cada fase mineral.

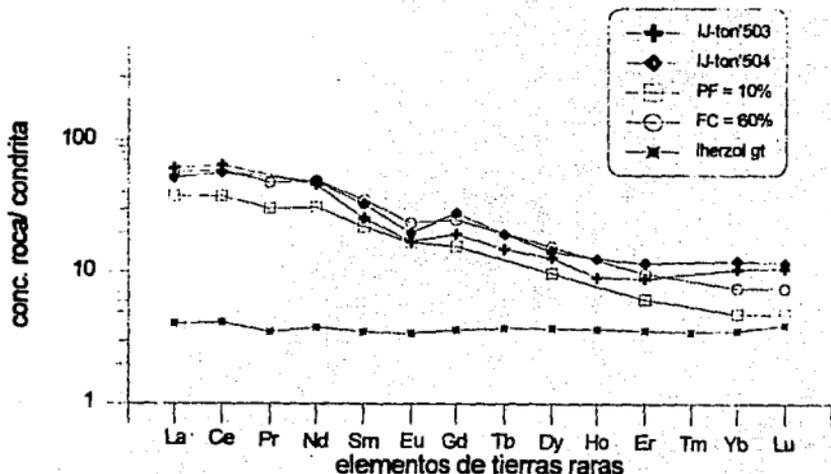


fig.5.1

Modelo de fusión parcial - cristalización fraccionada, asumiendo:

- una fuente de Iherzolita de granate (Heskin, 1984) $ol:opx:cpx:gt = 55:25:15:05$
- el modelo de fusión parcial de Rayleigh (ec. V.1) con $F=10\%$
- coeficientes de distribución tomados de Anderson (1989)
- el coeficiente de distribución volumétrica para fusión no modal (P) fué calculado con la proporción $ol:opx:cpx:gt = 05:05:80:10$
- el modelo de cristalización fraccionada de Rayleigh (ec. V.4) con $F=45\%$
- el coeficiente de distribución volumétrica para fraccionamiento no modal (P) fué calculado con la proporción $opx:cpx:pg = 05:05:90$

En esta gráfica se muestran los patrones de REE de la Iherzolita tomada como fuente del magma, la curvas producidas al aplicar los modelos de fusión parcial (PF) y cristalización fraccionada (FC) a esta roca, así como los patrones obtenidos en la medición del contenido de REE en muestras del intrusivo de Jamiltepec (IJ-ton/503 e IJ-ton/504). La curva correspondiente al $FC=45\%$ ya tiene un comportamiento similar al de las muestras 503 y 504.

Para el caso de los intrusivos de Río Verde y Río Grande, este modelado no tuvo resultados tan buenos, ya que el ajuste de las curvas fué menor. Esto, posiblemente es debido a que dichos plutones sufrieron mayor grado de contaminación y por ello no es posible representar su espectro por medio de modelos simples,

V.3 Modelos Teóricos de Asimilación

A continuación se hacen las consideraciones referentes al caso de mezcla entre dos componentes con rasgos geoquímicos y edades diferentes (Faure, 1986).

1) mezcla binaria para datos de Sr

Si se tienen la mezcla de los componentes A y B en la proporción

$$f = \frac{A}{B+A} \quad [\text{ec. V.5}]$$

entonces la concentración de cualquier elemento X en dicha mezcla será

$$X_M = X_A f + X_B (1-f) \quad [\text{ec. V.6}]$$

El valor para la Geología de ese factor de mezcla yace en el hecho que produce correlaciones lineares entre las concentraciones de pares de elementos. Además, el valor del parámetro de mezcla f puede ser determinado en una muestra en un conjunto de mezclas de dos componentes a partir de la concentración observada de cualquier elemento en esta mezcla:

$$X_M = f(X_A - X_B) + X_B \quad \text{entonces} \quad f = \frac{X_M - X_B}{(X_A - X_B)} \quad [\text{ec. V.7}]$$

Las mezclas de dos componentes que tienen diferentes relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en sus componentes A y B también presentan diferentes concentraciones de Sr dando con ello

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = \frac{\text{Sr}_A \text{Sr}_B \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \right]}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} + \frac{\text{Sr}_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A - \text{Sr}_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \quad [\text{ec. V.8}]$$

lo cual equivale a la ecuación de una hipérbola

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = \frac{a}{\text{Sr}_M} + b \quad [\text{ec. V.9}]$$

La hipérbola de mezcla puede ser transformada en una línea recta al graficar $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M$ vs $1/\text{Sr}_M$. Esto permite derivar la ecuación de mezcla a partir de la medición de estos parámetros en un conjunto de muestras que se supone se han formado por la mezcla de dos componentes. Debe recordarse que esta misma línea recta nos permite verificar la validez de una isocrona (cap.3).

El problema es que se contaría con un sistema de 2 ecuaciones y 4 incógnitas, por lo que se asigna o bien concentraciones de Sr a los componentes A y B, o bien una relación $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$.

En la figura 5.2 se muestra el comportamiento de epsilon Sr y de la concentración de Sr para el caso de una mezcla binaria y la posición del los intrusivos estudiados. Estas curvas fueron obtenidas mediante el uso de las ecuaciones V.6 y V.8. En ellas se tomaron valores de f (porcentaje de mezcla) desde 0 hasta 1 con intervalos de 0.1. Para los valores del miembro A (corteza continental) los valores isotópicos del a) Complejo Oaxaca (Ruiz et al, 1988) y b) Complejo Xolapa (datos medidos en migmatitas de Punta Tortugas, Pto. Escondido), mientras que para el miembro B (manto) los valores de Farmer & De Paolo (1983)

Para el caso de mezcla binaria, así como para el modelo de AFC se tomaron los datos de Farmer & De Paolo como los correspondientes a magmas provenientes del manto, ya que estos son los encontrados en la región de Great Basin para un ambiente de arco continental y son valores muy cercanos a los valores de xenólitos del manto localizados en San Luis Potosí (Schaaf, 1990).

Como puede verse en esta figura, los tres intrusivos no tienen una amplia dispersión en los valores de epsilon Sr como en el caso de su contenido de Sr. De las dos curvas calculadas de mezcla binaria, los puntos no siguen claramente la trayectoria de alguna de ellas, en cambio, se agrupan cerca del punto inicial que representa a las rocas del manto y de cierta forma tienden más hacia la curva de mezcla de rocas del manto y rocas del complejo Oaxaca que hacia la producida por la asimilación del complejo Xolapa.

ii) mezcla binaria para datos de Sr y Nd

La ecuación de mezcla a partir de mediciones isotópicas de un conjunto de rocas que relaciona a ambos elementos es

$$a R_{M,X} + b R_{M,Y} + c R_{M,Y} + d = 0 \quad [\text{ec. V.10}]$$

donde

$$a = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_B \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_A \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$b = \text{Nd}_A \text{Sr}_B - \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

$$c = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$d = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_A (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B - (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_B (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

y f será:

$$f = \frac{X_B (R_{B,X} - R_{M,X})}{R_{M,X} (X_A - X_B) - R_{A,X} X_A + R_{B,X} X_B} \quad [\text{ec. V.11}]$$

$$R_{M,X} (X_A - X_B) - R_{A,X} X_A + R_{B,X} X_B$$

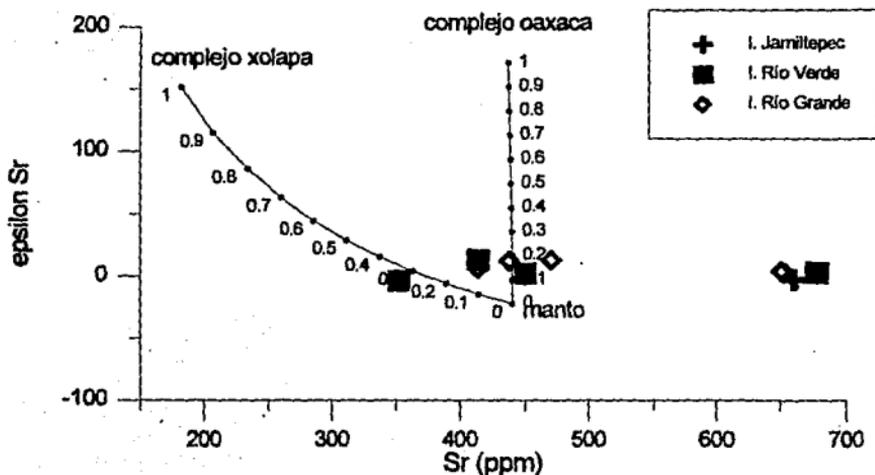


fig.5.2

Modelo de mezcla binaria con datos del contenido de Sr y de epsilon Sr utilizando las ecuaciones V.8 y V.8.

- a) Mezcla de rocas del Complejo Oaxaqueño - magmas derivados del manto superior.
 b) Mezcla de rocas del Complejo Xolapa - magmas derivados del manto superior.

Componente del manto (Farmer & DePaolo, 1983):

Sr=440 (ppm), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7029329$ (recalculado para 24.4Ma)

Componente cortical del Complejo Oaxaqueño (Ruiz et al., 1988a):

Sr=436.1 (ppm), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.716797$ (recalculado para 24.4Ma)

Componente cortical del Complejo Xolapa (medido en migmatitas de Punta Tortugas, Pto. Escondido, Oax.)

Sr=182 (ppm), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.716165$ (recalculado para 24.4Ma)

Los valores indicados a lo largo de estas curvas, en el intervalo [0-1], corresponden a F (porcentaje de mezcla)

Con los datos isotópicos obtenidos en las rocas graníticas del área de Río Verde se ha calculado mediante la ecuación V.11 y el sistema Rb-Sr, el factor f en el caso de que éstas provinieran de la mezcla binaria de un magma proveniente del manto y a) rocas del Complejo Xolapa o bien b) del Complejo Oaxaqueño. Los valores encontrados del factor de mezcla f son variables, siendo el caso a) el que presenta valores más altos de contaminación. En ambos casos, las muestras del Intrusivo Jamiltepec presentan porcentajes menores de mezcla (21-25%), el Intrusivo de Río Verde valores de 24-40% y el de Río Grande es el más contaminado con valores de 29-40% (tabla V.1). También, con esta misma ecuación se hicieron los cálculos correspondientes al sistema Sm-Nd con rocas del Complejo Oaxaca (tabla V.1). En este caso, los factores de mezcla para los intrusivos de Jamiltepec, Río Verde y Río Grande son 16.6%, 13.5-22.6% y 25.7% respectivamente. En estos cálculos de porcentajes de contaminación, se observa que el sistema Rb-Sr indica valores mayores de contaminación para las mismas muestras que los obtenidos en el sistema Sm-Nd.

En la figura 5.3 se muestra la curva de mezcla binaria obtenida en el caso que rocas del Complejo Oaxaca se mezclaran con magmas provenientes del manto así como los puntos correspondientes a rocas del Batolito de Río Verde. En esta gráfica se muestra que aunque los puntos no yacen sobre la línea de mezcla binaria si muestran una tendencia a dicho comportamiento y sobre todo, acercándose más hacia el miembro del manto. La curva fué calculada con la ecuación V.10.

Todas estas ecuaciones nos permiten construir modelos hipotéticos de dos componentes de composición conocida o derivar la ecuación de mezcla a partir de dos muestras que son mezcla de esos dos componentes. Sin embargo, los conjuntos de rocas formados por mezclas binarias frecuentemente no yacen a lo largo de la curva esperada debido a que sus composiciones isotópicas y concentraciones son modificados por procesos posteriores, tales como cristalización fraccionada, contaminación - asimilación de un tercer componente, alteración por fluidos hidrotermales, intemperismo, etc.

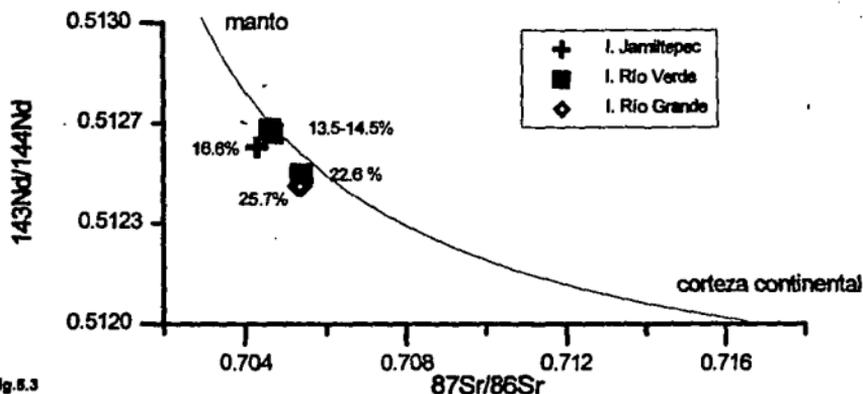


fig.5.3

Modelo de mezcla binaria con datos de Sr y Nd tomando como componentes a rocas del Complejo Oaxaca y magmas derivados del manto superior utilizando la ecuación V.10.

Componente del manto (Farmer & DePaolo, 1983):

$Nd=19$ (ppm), $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.5128832$ (recalculado para 24.4Ma)

Componente cortical del Complejo Oaxaqueño (Ruiz et al., 1986b):

$Nd=89$ (ppm), $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.512008$ (recalculado para 24.4Ma)

Los valores indicados junto a los puntos correspondientes a los intrusivos estudiados, corresponden a los porcentajes de mezcla obtenidos al aplicar la ecuación V.11 (Tabla V.1)

V.4. Modelos teóricos de Asimilación-Cristalización Fraccionada (AFC)

De Paolo (1981) desarrolló ecuaciones que describen el comportamiento de la concentración de los elementos traza y de las relaciones isotópicas que toman lugar durante los procesos de AFC. Para cualquier elemento traza:

$$CL = CL_o F^{(z)} + \frac{r}{r-1+D} C^* (1-F \cdot (z)) \quad [\text{ec. V.12}]$$

en donde

CL_o = conc. elemento en el magma original

CL = conc. elemento en el magma contaminado

C* = conc. elemento en el contaminante

r = relación entre la tasa de asimilación y la tasa de cristalización fraccionada

D = coeficiente de distribución volumétrico

z = (r-1+D)/(r-1)

F = fracción de magma restante

en esta ecuación se asume que D y r son constantes.

Para las relaciones isotópicas se tiene:

$$L = L_o + * - L_o(1 - (CL_o/CL)F^{-z}) \quad [\text{ec. V.13}]$$

donde L, L_o y * son relaciones isotópicas con subíndices similares a la ecuación anterior.

Estas ecuaciones son generalmente aplicables a cualquier magma y a cualquier contaminante y pueden ser utilizadas para modelar la interacción del magma y la roca encajonante. Para el caso de cristalización fraccionada perfecta en la cual no existe asimilación, r=0 y la ecuación se reduce a la ecuación de fraccionamiento de Rayleigh.

En la figura 5.4 a y b se muestran las curvas calculadas con la ecuación V.13, de acuerdo a las relaciones de De Paolo. Se tomaron como constantes valores de D y r para el Sr y los valores de rocas del manto de Farmer & De Paolo (1983). Como componente cortical se asume a) el Complejo Oaxaca (Ruiz *et al.*, 1988) y b) el Complejo Xolapa (datos de Punta Tortugas). Como se observa, se ha variado el valor de D (coeficiente de distribución volumétrico) en el rango 0.01 hasta 2, lo cual implica que este elemento se comporta desde compatible hasta incompatible dentro del magma. Asimismo, el valor de r (relación asimilación / cristalización fraccionada) se ha variado de 0.1, 0.5 y 0.9, es decir, se asume que la relación r representa fenómenos en los que impera la FC sobre la A (r = 0.1), la FC actúa dos veces más que la A (r = 0.5) y la FC y A actúan en proporciones casi iguales (r = 0.9).

Dentro de estas variaciones de parámetros (r y D), los puntos correspondientes a los intrusivos de Río Verde y Río Grande no se ajustan a alguna de las curvas calculadas, independientemente de los parámetros que se varíen. Es de notar que la mayoría de los puntos se mantienen cerca del miembro del manto y a la curva donde D=1 (mezcla binaria), sobre todo cuando se utiliza al Complejo Oaxaqueño como miembro cortical. Sin embargo, los puntos con valores más altos de Sr (650ppm), tienden a acercarse a la trayectoria marcada por valores bajos de D para cualquiera de las razones de r. Este hecho sugiere que el magma parental de estos cuerpos no sufrió, al menos en las fases iniciales, un intenso fraccionamiento de la plagioclasa.

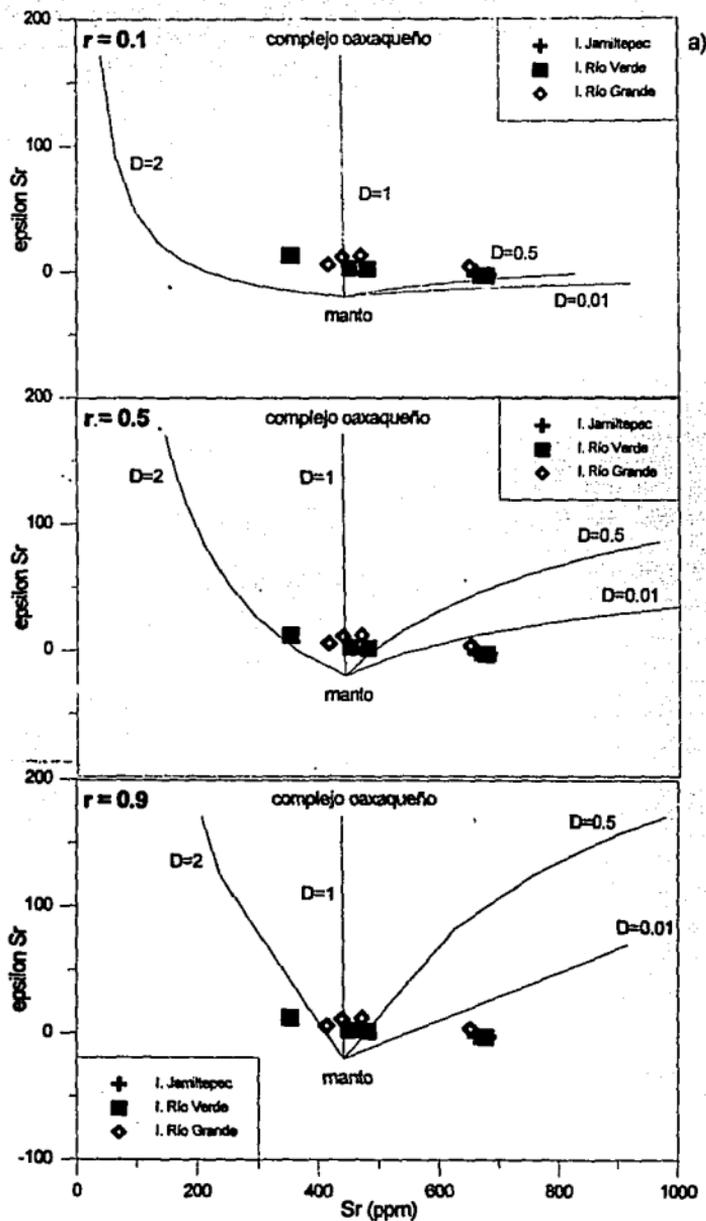


fig.5.4

Modelos de Asimilación-Cristalización Fraccionada (AFC) calculados con la ecuación V.13

Los parámetros de las componentes del manto y del Complejo Oaxaqueño son los que se han utilizado en la figura 5.2

a) componentes: Complejo Oaxaca y magma derivado del manto superior variando los parámetros de r (0.1, 0.5 y 0.9), así como D (0.001, 0.5, 1.0 y 2.0)

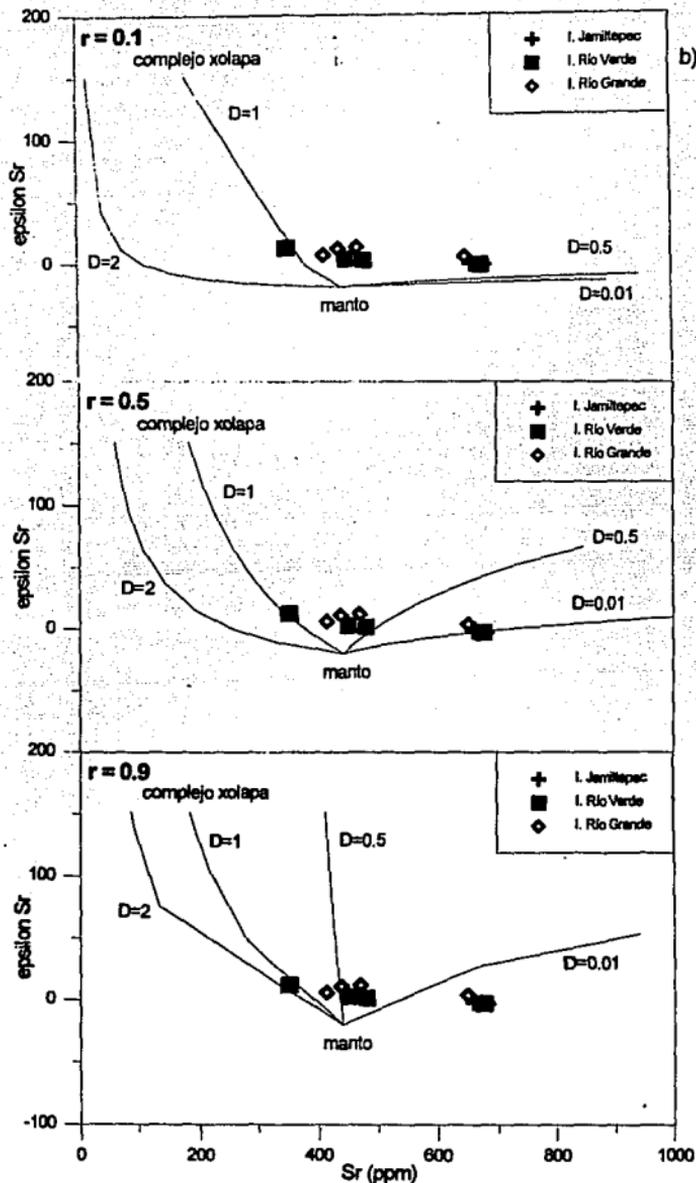


fig. 5.4

Modelos de Asimilación-Cristalización Fraccionada (AFC) calculados con la ecuación V.13

Los parámetros de las componentes del manto y del Complejo Xolapa son los que se han utilizado en la figura 5.2

b) componentes: Complejo Xolapa y magma derivado del manto superior variando los parámetros de r (0.1, 0.5 y 0.9), así como D (0.001, 0.5, 1.0 y 2.0)

Tabla V.1

calculo del factor de mezcla con datos de Sr
utilizando como componentes a rocas del Complejo Xolapa y rocas del manto

muestra	intrusivo	Rm	Ra	Rb	Xa	Xb	fmez %
503	Jamillepec	0.704287	0.714392	0.702898	182	440	24.94
504	Jamillepec	0.704270	0.714392	0.702898	182	440	24.67
505	Río Verde	0.704518	0.714454	0.702901	182	440	28.23
506	Río Verde	0.704678	0.714534	0.702905	182	440	30.31
507	Río Verde	0.704227	0.714558	0.702906	182	440	23.62
508	Río Verde	0.705387	0.714558	0.702906	182	440	33.54
509-a	Río Grande	0.704905	0.714558	0.702906	182	440	33.36
510	Río Grande	0.705314	0.714558	0.702906	182	440	38.64
511	Río Grande	0.705380	0.714558	0.702906	182	440	39.45
512	Río Grande	0.704751	0.714558	0.702906	182	440	31.26

calculo del factor de mezcla con datos de Sr
utilizando como componentes a rocas del Complejo Oaxaqueño y rocas del manto

muestra	intrusivo	Rm	Ra	Rb	Xa	Xb	fmez %
503	Jamillepec	0.704287	0.716497	0.702898	182	440	21.57
504	Jamillepec	0.704270	0.716497	0.702898	182	440	21.33
505	Río Verde	0.704518	0.716519	0.702901	182	440	24.57
506	Río Verde	0.704678	0.716552	0.702905	182	440	26.53
507	Río Verde	0.704227	0.716561	0.702906	182	440	20.57
508	Río Verde	0.705387	0.716561	0.702906	182	440	34.92
509-a	Río Grande	0.704905	0.716561	0.702906	182	440	29.3
510	Río Grande	0.705314	0.716561	0.702906	182	440	34.11
511	Río Grande	0.705380	0.716561	0.702906	182	440	34.85
512	Río Grande	0.704751	0.716561	0.702906	182	440	27.41

calculo del factor de mezcla con datos de Nd
utilizando como componentes a rocas del Complejo Oaxaqueño y rocas del manto

muestra	intrusivo	Rm	Ra	Rb	Xa	Xb	fmez %
503	Jamillepec	0.512587	0.512005	0.513010	68.91	19	16.66
505	Río Verde	0.512649	0.512006	0.513012	68.91	19	13.5
506	Río Verde	0.512633	0.512009	0.513017	68.91	19	14.5
508	Río Verde	0.512499	0.512009	0.513018	68.91	19	22.62
510	Río Grande	0.512456	0.512009	0.513018	68.91	19	25.73
511	Río Grande	0.512456	0.512009	0.513018	68.91	19	25.73

parámetros calculados con la ec. V.11, en donde:

- Rm= relación isotópica de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ (o bien $143\text{Nd}/144\text{Nd}$) medida en la roca
 Ra= relación isotópica recalculada de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ (o bien $143\text{Nd}/144\text{Nd}$) asumida para la corteza
 Rb= relación isotópica recalculada de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ (o bien $143\text{Nd}/144\text{Nd}$) asumida para el manto
 Xa= concentración de Sr (o Nd) asumida en la corteza
 Xb= concentración de Sr (o Nd) asumida en el manto
 fmez= porcentaje de contaminación cortical

DISCUSIÓN

La presencia de cuerpos batolíticos calcalcalinos es una particularidad del registro mesozoico y terciario del occidente de Norteamérica. Estos cuerpos graníticos son principalmente de tipo "I" y en menor grado de tipo "S", evidenciando la presencia de un ambiente de arco magmático. La gama amplia de valores isotópicos iniciales que registran estos plutones, indica fuentes heterogéneas de las magmas y diversos grados de asimilación cortical.

En la gran masa granítica denominada como Batolito de Río Verde se han delimitado tres cuerpos diferentes mediante criterios cartográficos, petrográficos y geoquímicos y que en este trabajo se han denominado: Intrusivo Jamiltepec, Intrusivo Río Verde e Intrusivo Río Grande. La composición que muestran varía de tonalita hasta granito, con biotita y hornblenda como minerales accesorios principales. De acuerdo al análisis de la distribución de las rocas en los diagramas de álcalis dentro del campo subalcalino (fig. 3.1), a su posición en el diagrama AFM en el campo calcalcalino (fig. 3.2), con valores del Índice A/CKN menor a 1.1 (fig. 3.3), y relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas (tabla III.3), este conjunto plutónico se clasifica como perteneciente al tipo "I".

La distribución lineal de los puntos correspondientes a las muestras analizadas en las gráficas de elementos mayores vs SiO_2 (fig. 3.4 a-h), así como $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ vs SiO_2 (fig.4.8) sugiere que, los intrusivos de Jamiltepec y Río Verde provienen de una misma fuente, ya que las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para ambos plutones son similares, aunque el intrusivo de Río Verde muestra mayor grado de contaminación. En cambio, las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del Intrusivo de Río Grande, son mayores e indican una fuente distinta con mayor grado de cristalización fraccionada y asimilación. Apoyando esta idea, las diferencias en las edades obtenidas con el método de K-Ar en concentrados de hornblenda y biotita en los tres cuerpos, descartan un magma parental común, ya que muestran que el emplazamiento de ellos ocurrió en tiempos distintos.

Se ha tratado de explicar el origen de la fuente de los magmas calcalcalinos mediante dos mecanismos; el primero de ellos está asociado a la fusión parcial de la placa oceánica que subduce en el borde continental (Morris, 1995, Yagodzinski *et al.*, 1995). En este caso, los magmas producidos presentan altos contenidos de Sr (> 1200 ppm) y alúmina (> 15%), relaciones $[\text{La}/\text{Ce}]_n$ (30-45) que indican empobrecimiento de HREE y residuo de granate en la fuente, patrones de REE

similares a los MORB, relaciones bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (≈ 0.702) y valores altos de ϵNd ($\approx +8.5$). Por otra parte, el segundo mecanismo está asociado a la fusión de la cuña del manto (McCulloch, 1992, Roberts & Clemens, 1993, Brown *et al.*, 1984). Este mecanismo origina rocas con incrementos de algunos elementos incompatibles (Ta, Nb, Hf, Y), contenidos más bajos de Sr (< 1200 ppm) y alúmina ($< 15\%$), relaciones de $(\text{La}/\text{Ce})_n$ y ϵNd bajas y valores más altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Al comparar los datos geoquímicos del Batolito de Río Verde con los datos de rocas asociadas a cada uno de los mecanismos de origen de los magmas, se observa que éstos son afines a los rasgos asociados a una fuente constituida por la cuña del manto, sin que haya un aporte significativo de material de la corteza oceánica subducida.

Se han formulado tres hipótesis probables para explicar las variaciones composicionales de las rocas estudiadas: a) fusión parcial de una roca fuente del manto y posterior cristalización fraccionada sin contaminación significativa, b) contaminación variable de un magma parental por rocas corticales más antiguas y c) combinación de procesos de asimilación y cristalización fraccionada de un magma parental común.

Para poner a prueba la primera hipótesis se llevó a cabo un modelado (fig. 5.1) tomando como fuente una lherzolita de granate (ol:opx:cpx:gt = 55:25:15:10), por ser el tipo de roca del manto más fértil. De los diferentes parámetros que se variaron, se obtuvo que si se funde parcialmente 10% a esta roca lherzolitica en proporción no modal ol:opx:cpx:gt = 05:05:80:10, y posteriormente se le aplica 45% de cristalización fraccionada en proporción opx:cpx:plg = 05:05:90, el patrón de REE es similar al de las muestras del intrusivo de Jamiltepec. Sin embargo, al tratar de hacer un tratamiento similar con los intrusivos de Río Verde y Río Grande, no es posible obtener un buen ajuste de las curvas, debido muy probablemente al mayor grado de asimilación de estos magmas, descartando entonces una evolución en común. Esta asimilación es sugerida por las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altas de las muestras del plutón de Río Grande

La construcción del diagrama de $1/\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 3.11) indica una 'falsa isocrona', lo cual puede ser producto de la mezcla de dos o más magmas o bien, puede reflejar los efectos de la contaminación cortical. Entonces, para la segunda hipótesis, en donde un magma parental asimila a las rocas corticales que atraviesa, fueron de gran utilidad los modelos de mezcla binaria. Para este caso (fig. 5.2), se han tomado valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocas del manto y de rocas del Complejo Oaxaqueño y Complejo Xolapa. Se calcularon las curvas del comportamiento de estos sistemas isotópicos en el caso de que las rocas del manto se hubieren mezclado con corteza continental. La posición de las rocas del Batolito de Río Verde en tal diagrama se acerca a valores bajos de f (% de

mezcla) en la curva de contaminación producida por el Complejo Oaxaqueño, mientras que, por otra parte, estos puntos no muestran gran afinidad con la curva de contaminación producida por el Complejo Xolapa. Sin embargo, existen puntos que se alejan totalmente de ambas tendencias, sugiriendo que puede existir otro componente que haya contaminado al magma parental. También, se observa que los porcentajes de contaminación son más bajos para el plutón de Jamiltepec (16.6-25%) que para los de Río Verde (13.5-40%) y de Río Grande (25-40%) (tabla V.1). El porcentaje de contaminación de los intrusivos proporcionado por el sistema Rb-Sr es mayor al proporcionado por el sistema Sm-Nd para las mismas rocas. Ya que el sistema Sm-Nd es más resistente a los procesos de alteración, entonces los porcentajes más bajos de mezcla mostrados por este sistema (13.5-25.7%), probablemente sean más aproximados a los sufridos por el magma en su etapa de emplazamiento. Otros cuerpos oligocénicos de la franja plutónica del terreno Xolapa, muestran también valores relativamente bajos de contaminación cortical. Por ejemplo, en el área de Acapulco la máxima contaminación en plutones no deformados es de 35% (Morán-Zenteno, 1992).

Para la tercera hipótesis, asimilación-cristalización fraccionada (AFC), se tomaron como elementos nuevamente a valores de rocas del manto y de los complejos Oaxaqueño y Xolapa (fig. 5.4a y b). Al graficar los datos de las muestras analizadas en el diagrama de las curvas resultantes, éstos no siguen alguno de los varios casos contemplados, en cambio, se localizan en las cercanías de la posición de la componente de manto y en la curva $D=1$ (caso de mezcla binaria). Esto, aunado a otros rasgos geoquímicos (patrón de tierras raras y pequeña anomalía de Eu) y petrográficos (zoneamiento de plagioclasas), nos hace pensar que las relaciones isotópicas son debidas principalmente a procesos de contaminación y asimilación de la corteza continental y que el fenómeno de cristalización fraccionada se realizó posteriormente en condiciones de equilibrio, sin que este proceso modificara los rasgos isotópicos del magma ya contaminado. Además, la cristalización fraccionada sería el mecanismo que explique el desarrollo de las fases más graníticas.

Las edades obtenidas por el método de K-Ar en concentrados de biotita y hornblenda, indican que este segmento del terreno Xolapa evolucionó en dirección W-E. El plutón de Jamiltepec es el más antiguo ($29.9 \pm 1.1\text{Ma}_{\text{hbl}}$ y $27.7 \pm 0.7\text{Ma}_{\text{blo}}$), con fases máficas e intermedias y con menor grado de contaminación, el cuerpo de Río Verde registra edades de $27.7 \pm 1.0\text{Ma}_{\text{hbl}}$ y $24.4 \pm 0.6\text{Ma}_{\text{blo}}$ con composición granodiorítica principalmente, mientras que el de Río Grande representa el emplazamiento más joven ($23.5 \pm 0.6\text{Ma}_{\text{blo}}$), con fases intermedias y félsicas y mayor grado de contaminación.

Las rocas plutónicas de esta porción del terreno Xolapa asimilaron a la corteza por la cual cruzaron. A pesar de ello, las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son en general bajas (0.7042-0.7053). Este hecho puede explicarse tomando en cuenta la edad oligocénica de los plutones, la cual implica poco Sr radiogénico y relaciones isotópicas bajas, pero también se puede pensar que la corteza en la cual fueron emplazados era muy joven, o era antigua pero estaba rejuvenecida o bien, tenía poco espesor.

Una posibilidad es que los magmas se hubieran emplazado en una corteza muy joven. Se ha mencionado que el mismo Complejo Xolapa podría estar rejuvenecido debido a los importantes aportes magmáticos que ocurrieron durante el Cretácico (Morán-Zenteno, 1992). Sin embargo, las curvas de los modelos de mezcla que toman al complejo metamórfico Xolapa como miembro cortical no se ajustan bien a los puntos de los plutones terciarios. Además, las edades modelo y de zircones del complejo Xolapa obtenidas por otros autores (Morán-Zenteno (1992), Hermann *et al.*, (1994)), sugieren que esta secuencia metamórfica podría ser derivada del mismo Complejo Oaxaqueño.

La posición de los puntos correspondientes a los intrusivos del área estudiada en las curvas de los modelos de Asimilación y Asimilación - Cristalización Fraccionada, es más afine al caso de que el magma se hubiera contaminada con el Complejo Oaxaqueño. En este caso, se apoyaría la idea que el arco se habría edificado al borde de la corteza continental con poco espesor, constituida por el Complejo Oaxaqueño, descartando entonces, el origen alóctono del terreno Xolapa.

Por otra parte, existe cierta incompatibilidad entre las texturas observadas en los plutones, tasas de enfriamiento y sus dimensiones. Las principales texturas desarrolladas en estas rocas consisten de perfitas, zoneamiento de plagioclasas y mirmequitas. La presencia del zoneamiento de las plagioclasas indica por lo general enfriamiento rápido y condiciones de equilibrio durante la cristalización fraccionada. Esta textura se desarrolla principalmente en el intrusivo de Jamiltepec. La tasa de enfriamiento para este plutón en el intervalo de 530-300°C es de 104.5°C/Ma. En cambio, los plutones de Río Verde y Río Grande presentan textura perfitica con abundancia, la cual es interpretada como producto de desmezcla de feldespato durante un enfriamiento lento y somero. Además, la tasa de enfriamiento para el intervalo de 530-300°C en el plutón de Río Verde es de 69.7°C/Ma, la cual es mucho menor que la presentada por el intrusivo de Jamiltepec. Este tipo de texturas y diferencia en las tasas de enfriamiento, también apoyan la idea de que estos cuerpos fueron emplazados y evolucionados en forma independiente y en tiempos diferentes.

A partir de las tasas de enfriamiento, obtenidas de la temperatura de cierre de la hornblenda y biotita, se ha estimado mediante ecuaciones sencillas de calor en un espacio semi-infinito (Turcotte, 1982), las dimensiones que debería tener un cuerpo intrusivo, de tal forma que en el intervalo de 530-300°C presenten las tasas de enfriamiento calculadas en los intrusivos estudiados. Para el Intrusivo de Jamiltepec (104.5°C/Ma), se obtuvo que éste debe tener un diámetro de 6.6km, mientras que para el Intrusivo de Río Verde (69.7°C/Ma), las dimensiones requeridas son de 8.1km. Es decir, cuanto más grande sea la masa granítica, tanto más lento será su enfriamiento. Dicho tiempo de enfriamiento es una función exponencial, por lo que para cuerpos con dimensiones mayores a 5km, la diferencia en la edad de diferentes sistemas minerales, para la misma roca, debería ser muy alta. En este trabajo, en cambio, se obtuvieron diferencias entre la edad de hornblenda y biotita de 2.2 y 3.3Ma, las cuales son muy pequeñas en relación a los centenares de kilómetros cuadrados en que se ha calculado la superficie expuesta de cada plutón. Estos resultados, nos hacen pensar por una parte que los tres cuerpos delimitados en esta investigación, en realidad están constituidos por la unificación de varios cuerpos con dimensiones menores. Por otra parte, y de acuerdo a reportes previos en otras regiones (DSDP Legg 66 (Bellon, 1982, Moore *et al.*, 1982, Watkins, 1982), se considera que estas tasas altas de enfriamiento fueron producidas por una exhumación muy rápida de los plutones inmediatamente después de su cristalización ($\approx 750^\circ\text{C}$), no importando sus dimensiones.

Las edades obtenidas con K-Ar en biotitas y hornblendas en los intrusivos del Batolito de Río Verde están en el rango de 29.9-23.5Ma y son compatibles con los datos registrados por Herrmann *et al.* (1994) a partir de zircones en el Intrusivo de Río Verde (28Ma), pero muestran gran diferencia comparados con la edad de 18Ma obtenida por Guerrero-García (1975) con Rb-Sr en biotita y roca total en el mismo intrusivo. Estos cuerpos plutónicos son correlacionables con episodios volcánicos en regiones vecinas, que cubren terrenos con basamentos de edad precámbrica y paleozoica. Hacia el norte, en los terrenos Oaxaca y Mixteco, las secuencias mesozoicas se encuentran cubiertas en forma discordante por depósitos continentales relacionados al desarrollo de grabenes terciarios, así como por tobas silíceas del Eoceno (49.9Ma), y derrames andesíticos del Oligoceno-Mioceno cuya edad varía desde 25.9-19.3Ma, que se extienden por varias localidades del estado de Oaxaca (Ferrusquía-Villafranca, 1992).

Por la distribución de las grandes masas batolíticas a lo largo de la margen occidental de México, se infiere que el emplazamiento de éstas y del Batolito de Río Verde debió ocurrir en un paleoarco oligocénico aproximadamente paralelo a la margen actual, aunque la trinchera que le originó se localizaba más alejada hacia el W que la actual.

Las variaciones en la edad de los plutones de la margen continental desde Puerto Vallarta hasta Huatulco muestran una migración del magmatismo con dirección NW-SE. Si se grafica la distancia contra la edad del plutonismo se observa que existen dos segmentos con diferentes tasas de migración. El tramo Puerto Vallarta-Zihuatanejo (650km) tiene un decremento de edad de 100 a 40Ma, dando una velocidad de migración de 10.8 km/Ma. En cambio, en el segmento de Acapulco hasta Huatulco (550km) existe un decremento de la edad de 33-21 Ma y velocidad de migración de 45.8 km/Ma, la cual es significativamente más alta. También, algunos autores han observado la falta de terrenos de tras-arco y han propuesto que el truncamiento del margen continental y la extinción de la actividad magmática, es el resultado del desplazamiento del punto triple trinchera-trinchera-transformante y al paso del bloque Chortis hacia el SE, desde una posición adyacente a Puerto Vallarta (Ratschbacher et al., (1994), Sedlock et al., (1993)). Sin embargo, no es clara la correlación de unidades mesozoicas del sur de México y el norte del bloque Chortis.

El magmatismo del terreno Xolapa no se ajusta al magmatismo del bloque Chortis, ya que este no presenta rocas magmáticas oligocénicas, implicando que ambos terrenos no estuvieron yuxtapuestos durante este tiempo (Schaaf *et al.* in review). Además, las franjas miloníticas del terreno Xolapa en la región de Tierra Colorada, que se han asociado al despegue del bloque Chortis, se encuentran intrusionadas por granitoides de 28-34Ma (Morán-Zenteno, 1992, Herrmann et al., 1994), sugiriendo un magmatismo post-desplazamiento, a diferencia del área de Chacalapa y Huatulco, en donde existen granitoides de 27Ma que tienen carácter tanto pre- como post-tectónicos (Tolson *et al.* 1993, (Rodríguez-Lazos, com.per). La distribución y edad de los plutones del terreno Xolapa respecto a las zonas de deformación milonítica, con rasgos de desplazamiento lateral izquierdo, sugiere que los plutones fueron generados durante y posteriormente al despegue del bloque Chortis.

La presencia de cuerpos dioríticos calcialcalinos en las cercanías del eje de la actual trinchera, así como la proximidad de la cadena de batolitos oligocenos a ésta, indican que posteriormente al paso del punto triple TTT, que desplazó al bloque de Chortis, existieron procesos que removieron grandes volúmenes de corteza continental. Un proceso que podría explicar este truncamiento del borde continental, es la erosión tectónica asociada a períodos de rápida convergencia. En la perforación del sitio 493 del DSDP, se alcanzó un basamento diorítico de 35.3Ma debajo de 650m de arcillas y arenas de edad Pleistoceno a Mioceno inferior (22-24Ma), con un *hiatus* en el Mioceno medio. La secuencia del Mioceno inferior, muy arenosa en la base, es transgresiva sobre el cuerpo diorítico (Bellon, 1982). De acuerdo a la edad del plutón y de su relación con el prisma sedimentario

en la trinchera actual, se establece que el levantamiento del plutón debió ocurrir en el intervalo 35-24Ma y el truncamiento continental durante el Mioceno tardío, antes que la presente subducción.

Tomando en cuenta la edad de los intrusivos de Jamiltepec, Río Verde y Río Grande, y la relación del prisma de acreción en la trinchera actual, el levantamiento debió ocurrir en un tiempo muy próximo a su emplazamiento. Además, los datos de geobarometría en hornblendas, indican que el emplazamiento de los plutones ocurrió en promedio a 15km de profundidad y por lo tanto, previamente al truncamiento continental, también existió una exhumación que llevó a los plutones hasta la superficie y removió al menos 15km del espesor cortical que les suprayacía.

CONCLUSIONES

- El Batolito de Río Verde es una masa granítica de composición calcialcalina, meta y peraluminosa, con fases de tonalita-granodiorita-granito, originada en un ambiente de arco magmático.
- El Batolito de Río Verde es la unión de al menos tres cuerpos plutónicos emplazados durante el Oligoceno en diferentes eventos. La edad provista por el método de K-Ar para el Intrusivo de Jamiltepec es de $29.9 \pm 1.1\text{Ma}_{\text{hbl}}$ y $27.7 \pm 0.7\text{Ma}_{\text{blo}}$, $27.7 \pm 1.0\text{Ma}_{\text{hbl}}$ y $24.4 \pm 0.6\text{Ma}_{\text{blo}}$ para el Intrusivo de Río Verde y $23.5 \pm 0.6\text{Ma}_{\text{blo}}$ para el Intrusivo de Río Grande. Las tasas de enfriamiento relativamente rápidas son consideradas como producto de una rápida exhumación de los plutones.
- Los procesos de fusión parcial (10%) de rocas lherzolíticas con granate, ocurridos en la cuña del manto, además de procesos de cristalización fraccionada (45%) durante el ascenso pueden explicar, al menos para la fase tonalítica del intrusivo de Jamiltepec, el origen y evolución de este plutón. Sin embargo, para los intrusivos de Río Verde y Río Grande, los procesos de asimilación de la corteza y grado de diferenciación fueron más intensos.
- El grado de contaminación cortical de los plutones del Batolito de Río Verde, determinado a partir de las relaciones isotópicas de Sr y Nd, indican valores relativamente bajos (13.5-40%). Sin embargo, el sistema Rb-Sr muestra porcentajes mayores de contaminación que el sistema Sm-Nd para las mismas muestras.

- Los modelos de mezcla binaria aplicados a los valores isotópicos de Sr y Nd, se comportan de tal forma que apoyan la idea que el arco magmático terciario fué edificado sobre el borde continental del terreno Oaxaca. El espesor del mismo sería pequeño y por ello, la contaminación producida sería en porcentajes relativamente bajos.
- La profundidad de emplazamiento inferida para el Intrusivo de Río Verde, a partir del geobarómetro de Al_{Tot} , es de aproximadamente 15km (4.368 ± 0.6 kbar). De ello, se interpreta que el emplazamiento del magma ocurrió a profundidades someras y que su rápido enfriamiento se asocia al levantamiento intenso que lo llevó hasta la superficie, removiendo 15km de espesor cortical.
- Del análisis regional de la edad de los plutones cretácicos-terciarios ubicados a lo largo de la margen suroccidental de México, se desprende que el magmatismo se desarrolló en dos segmentos: Puerto Vallarta-Zihuatanejo y Acapulco-Huatulco, en donde el segundo es el que presenta una tasa de migración mayor que el primero. Este plutonismo está relacionado probablemente a un paleoarco paralelo a la trinchera actual. La falta de correlación entre los intrusivos terciarios del terreno Xolapa y las rocas magmáticas del norte del bloque Chortis, implica que el Chortis tuviera una posición más septentrional anterior a 36Ma y que la mayoría de los intrusivos fueron generados después del paso sinistral de Chortis.
- Los procesos de erosión tectónica, son un mecanismo que pueden explicar la falta de complejos maduros de acreción y el truncamiento del borde continental. A partir de la configuración del prisma acrecional en la trinchera, se infiere que el levantamiento de los plutones debió ocurrir en tiempos muy cercanos a su emplazamiento y enfriamiento, mientras que el truncamiento continental tuvo lugar antes del final del Mioceno tardío.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer la asesoría y apoyo recibidos durante todos estos años por los Dres. Dante J. Morán-Zenteno, Jaime Urrutia-Fucugauchi y Harald Böhnel, quienes me han asesorado en todo momento.

También agradezco la revisión crítica del manuscrito y comentarios de los Dres. Fernando Ortega-Gutiérrez, Peter Schaaf, Raymundo Martínez-Serrano y Gerardo Carrasco-Núñez.

Las siguientes personas contribuyeron en el desarrollo del presente trabajo con valiosas sugerencias, comentarios y análisis de laboratorio: Joaquín Ruiz, Elena Centeno-García, Tom Musselmann, Faustino Juárez-Sánchez, Pedro Corona-Chávez, Gustavo Tolson, Jorge Nieto-Obregón, Alfredo Victoria-Morales, Rosaura Calva-Guerra.

En especial, un reconocimiento a la valiosa ayuda de Teodoro Hernández-Treviño en varias etapas de este trabajo.

De igual forma, se reconoce el apoyo financiero de CONACyT quien otorgó beca de estudios y a los proyectos de la DGAPA, de los cuales forma parte este trabajo.

REFERENCIAS

Alaniz-Alvarez, S., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, Tesis de Ingeniero Geólogo (inédita), 52pp.

Allègre, C.J. and Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 1-25.

Alva-Valdivia L.M., Urrutia-Fucugauchi J., Böhnel H., Morán-Zenteno D.J., 1991. Aeromagnetic anomalies and paleomagnetism in Jalisco and Michoacan, southern Mexico continental margin. *Tectonophysics*, 192, 169-190

Anderson D.L., 1989, *Theory of the Earth*. Blackwell Cientific, Boston, 366pp.

Anderson J.L., ed., *The Nature and origin of Cordilleran Magmatism: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Memoir 174. *Preface*.

Anderson J.L. and Cullers R.L., 1990. Middle to upper crustal plutonic construction of a magmatic arc; an example from the Whipple Mountains metamorphic core complex; in Anderson J.L., ed., *The Nature and origin of Cordilleran Magmatism: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Memoir 174

Bard, J.P., 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Netherlands: D. Reidel Publishing Company., 264pp.

Barth, A., 1990. Mid-crustal emplacement of mesozoic plutons, San Gabriel Mountains, California, and implications for the geologic history of the San Gabriel Terrane, in Anderson J.L. Ed., *The Nature and origin of Cordilleran Magmatism: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Memoir 174.

Bellon, H., Maury, R.C. and Stephan, J.F., 1982. Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry and geodynamics. Initial report of the Deep Sea Drilling Project, V. LXVI, National Science Foundation, National Ocean Sediment Coring Program, 723-730.

Böhnel, H., Alva-Valdivia, L., González-Huesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D., and Schaaf, P., 1989. Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrane, southern Mexico continental margin, in: Hillhouse J.W. (Ed), *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*. Geophysical Monograph 50, IUGG Volume 5, 73-91.

Brown G.C., Thorpe R.S. and Webb P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, 141, 413-426.

Campa, M.F. and Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1040-1051.

Carfantan, J.C., 1983. Les ensembles géologiques du Mexique Meridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. *Geofis. Int.*, 22-1, 9-37.

Chapell B.W. and White, A.J.K., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

Clarke, D.B., 1992. *Granitoid rocks*. London: Chapman and Hall, 273pp.

Coney, P.J., and Campa, M.F., 1987. Lithotectonic terrane map of Mexico (west of the 91st meridian): U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF 1874-D, scale 1:2,500,000

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

- Coney, P.J., 1989. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. *Journal of structural geology*, 11, 107-125.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. London, Allen and Unwin, 450pp.
- Cserna, Z., de, 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, Bol., 62, 77pp.
- DePaolo, D., 1981. Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth and planetary science letters*, 53, 189-202.
- Donnelly, T.W., Horne, G.S., López-Ramos, E., 1990. Northern Central: The Maya and Chorlís blocks, in: Dengo, G. and Case, J.F. (Eds). The caribbean region. Boulder Colorado, Geol. Soc. Am., *The Geology of North America*, V.H.m 37-76.
- Farmer, G.L., DePaolo, D., 1983. Origin of mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the Northern Great Basin, *Journal of Geophysical Research*, 88, 3379-3401.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology, 2nd. ed. New York. John Wiley & Sons.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1992. Contribución al conocimiento del Cenozoico en el sureste de México y de su relevancia en el entendimiento de la evolución geológica regional. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas, Tomo 4, 40-44.
- Freydier, C., Talavera-Mendoza, O., Tardy, M., Lapierre, H., Coulon, C., Ortiz-Hernández L., Yta, M. and Martínez-Reyes, J., 1993. Birth, growth and accretion of mesozoic intra-oceanic island arc (Guerrero Terrane) in the Mexican cordillera. Proceedings of the first Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, Mexico, 50.
- Gastil, R.G., Krumenacher, D., Dupont, J., Bushee, J., Jensky, W., Barthelmy, D., 1976. La zona batolítica del sur de California y el occidente de México: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 37, 84-90.
- Gastil, R.G., Morgan, G., Krumenacher, D., 1981. The tectonic history of peninsular California. In: W.G. Ernst (Ed), *The geotectonic development of California* (Rubey Vol. 5) Prentice Hall, 285-305.
- Gastil, R.G., Diamond, J., Knaack, C. Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick B. and Erskine B., 1990. The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California, California, in Anderson, J.L., ed., *The Nature and origin of Cordilleran Magmatism*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 174.
- Grajales-Nishimura, M., 1988. Geology, geochronology, geochemistry and tectonic implications of the Juchatengo green rocks sequence, State of Oaxaca, Southern Mexico. The University of Arizona, M.S. Thesis (inédita), 145pp.
- Guerrero-García, J.C., 1975. Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology. Univ. of Texas at Dallas, Ph.D. Thesis (inédita), 131pp.
- Hall, A., 1987. *Igneous petrology*. England, Longman Scientific & Technical, 573pp.
- Hammarstrom, J.M. and Zen E. an, 1986, Aluminium in hornblende; an empirical igneous geobarometer: *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.

Harrison, T.M. and McDougall, I., 1980. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 35-44.

Haskin, L.A., 1984. Petrogenetic modelling - use of Rare Earth Elements. In: Henderson, P. (editor), *Developments in Geochemistry 2: Rare Earth Elements Geochemistry*, Elsevier, 510pp.

Herrmann, U., Nelson, B., 1992. U-Pb and Sm/Nd isotope analyses of the Xolapa Terrane in Southern Mexico and tectonic implications. 13. *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium. Abstracts*

Herrmann, U., Nelson, B. and Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13, 2, 455-474.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons: *American Mineralogist*, 72, 231-239.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

Jarrard, R.D., 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14, 780-783.

Köhler, H., Schaaf, P., Morán-Zenteno, D. and Solís-Pichardo, G., 1993. Age and origin of granitoids along the Pacific coast of Mexico. *Proceedings of the first Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane conference*. Guanajuato, México.

Malfait, B.T. and Dinkelman, M.G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 251-272.

McCulloch, M.T., 1993. The role of subducted slabs in an evolving earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 115, 89-100.

Moore, J.C., Watkins, J.S., Shipley, T.H., McMillen, K.C., Bachman, S.B., and Lundberg, N., 1982. Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin: Synthesis of results from the Legg 66 of the Deep Sea Drilling Project, southern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 847-861.

Morán-Zenteno, D., Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H., González Torres, E., 1988. Paleomagnetismo de rocas jurásicas del norte de Oaxaca y sus implicaciones tectónicas. *Geof. Int.*, 27, 485-518.

Morán-Zenteno D.J., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Tesis Doctoral (inédita), UACPyP-CCH, UNAM.

Morán-Zenteno, D., Schaaf, P., Köhler, H., Böhnell, H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Consideraciones acerca de la petrogénesis de los intrusivos de la región de Acapulco, basadas en datos isotópicos de Sr y Nd. *Contribuciones a la tectónica del occidente de México*, Monografía 1. Unión Geofísica Mexicana (Delgado-Argote L.A. y Martín-Barajas A. Eds.), 327-349.

Morris P.A., 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, 23, 5, 395-398.

Morse, S.A., 1970. Alkali feldspars with water at 5Kb pressure, *Journal of petrology*, 11, 221-251.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofis. Int.*, 20 (3), 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F. y Corona-Esquivel, R., 1986. La Falla de Chacalapa: sutura críptica entre los terrenos Zapotecos y Chatino. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, 11.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, L.M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G. y De la Fuente, M., 1990. Ocean-continent transect H-3. *Geol. Soc. Am.*
- Palme H., Suess H.E. and Zeh H.D., 1981. Abundances of the elements in the solar system. In *Landolt-Bornstein, Group VI: Astronomy, Astrophysics, Extension and Supplement 1, Subvolume a* (ed. in chief K.H. Hellwege), pp. 257-272. Springer Verlag, Berlin.
- Peccerillo A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Cont. Min. Pet.*, 58, 63-81.
- Pitcher, W.S., 1982. Granite type and tectonic environment. in *Mountain Building Processes*, K.Hsu, editor, Academic Press, 19-40.
- Rangin, C., 1981. Aspectos geodinámicos de la porción noroccidental de México. *Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, Revista*, 5, 186-194.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U. and Frisch, W., 1991. Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, 19, 1233-1236.
- Riller, U., Ratschbacher, L., Meschede, M., Herrmann, U., and Frisch, W., 1991. Left-lateral transtension along the northern boundary of the Xolapa complex, southern Mexico. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union (supplement)*, october 29, 248.
- Robinson, K.L., Gastil, R.G., Campa, M.F., and Ramírez J., 1989. Early Tertiary extension in southwestern Mexico and exhumation of the Xolapa metamorphic core complex. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, 22, 78.
- Ruiz J., Patchett P.J. and Arculus R.J., 1988a. Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths. Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. *Cont. Min. Petrol.* 99, 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988b. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.
- Salinas-Prieto, J.C., 1984. Los límites sur y occidental del Terreno Mixteco. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 45, 73-86.
- Sánchez-Rubio, G., 1972. Las migmatitas de Puerto Escondido, Oaxaca. *Univ. Nal. Autón. México. Fac. Ingeniería, Tesis de Ingeniero Geólogo (Inédita)*, 47pp.
- 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. Inauguraldissertation zur Erlangung des Doktorgrades. (Inédita), der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno D.J., Hernández-Bernal M.S., Solís-Pichardo G., Tolson G., Köhler H. Migration of magmatism and Paleogene tectonic offset in SW Mexico: Evidence from igneous rock geochronology. *Tectonics (in review)*.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper, 278.

Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 273-243.

Streckeisen A., LeMaitre R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 136, 2, 169-206.

Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Morán-Zenteno, D., Victoria-Morales, A., Hernández-Treviño, J.T., 1993. Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca. *Contribuciones a la tectónica del occidente de México*, Monografía 1. Unión Geofísica Mexicana (Delgado-Argote L.A. y Martín-Barajas A. Eds.) 327-349.

Turcotte D.L. and Schubert G., 1982. *Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley & Sons, New York.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. Reconnaissance paleomagnetic investigation of Cretaceous limestones from southern Mexico. *Geof. Int.*, 20 (3), 203-218.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1983. Paleomagnetism and rock magnetism of selected intrusive igneous bodies from southern Mexico: I- Reconnaissance study of the Acapulco and Tierra Colorada intrusives. *Geofis. Int.*, 22, 39-56.

Urrutia-Fucugauchi, J. and Valencio, D., 1986. Paleomagnetic study of mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico. *Geofis. Int.*, 25, 485-502.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1988. Paleomagnetic study of the Cretaceous Morelos Formation, Guerrero State, southern Mexico, *Tectonophysics*, 147, 121-125.

Vidal-Serratos R., 1991. *Estratigrafía y tectónica de la región de Zihuatanejo, Estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur*. Instituto de Geología, UNAM, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UAH, Sociedad Mexicana de Mineralogía. *Convención sobre la evolución Geológica de México, Memoria*. Resúmenes 231-233.

Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clingenbeard, J.P., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, R.S., Wardlaw, M.S., Gunn, S.H. and Smith, B.M., 1990. Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, in Anderson J.L. Ed., *The Nature and origin of Cordilleran Magmatism: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Memoir 174.

Watkins Joel S., McMillen Kenneth J., Bachman Steven B., Shipley Thomas H., Moore J., Casey and Angevine Charles, 1982. *Tectonic Synthesis*, Legg 66. *Transect and Vicinity*.

Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. London: Chapman and Hall, 466pp.

Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 107, 5, 505-519.

York, D., 1967. The best isochron. *Earth Planetary Science Letters*, 2, 479-482.