



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE GRANITOIDES
EN EL ÁREA DE TIERRA COLORADA, GUERRERO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A

GUILLERMO ARMANDO HERNANDEZ PINEDA

Director de tesis: Dr. Luigi Solari

Mayo, 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-511

SR. GUILLERMO ARMANDO HERNÁNDEZ PINEDA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Luigi A. Solari y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE GRANITOIDES EN EL ÁREA DE TIERRA
COLORADA, GUERRERO**

- I INTRODUCCIÓN**
- II ANTECEDENTES**
- III METODOLOGÍA ANALÍTICA**
- IV GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE GRANITOIDES**
- V DISCUSIÓN**
- VI CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 4 de mayo de 2005

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg


Guerrera Perfecta

Hermosísima,

el vientre prestado por tu madre, prestado a los dioses te mantuvo caliente y tranquila.

Pero saliste y te encontraste en un mundo de locos, donde los guerreros se han ido. Y tú no sabes que hacer y luchas, pero como te han dejado tan sola no lograrás reconocer al enemigo y peleas contra dragones de espejo, no son y te engañan.

Y tu guerrera no sabes que hacer, buscas algún guerrero que te diga donde y hos a los simples soldados, así te hemos roto a palos el corazón mil veces, y tu, perfecta guerrera sigues de pie, buscando, preguntando; porque sabes que hay algo que te llama y te dice que sigas. Son ellos.

Así que estas tu ahí, parada mirando, esperando que vengan por ti, esos que te olvidaron en este tiempo maldito, sin vergüenza. Fuiste arrancada de tu tierra y esta no te ha querido adoptar porque sabe que no eres de aquí.

Sigue amor que los guerreros ya llegaron y te llevaron donde debes; o tal vez haya algún otro guerrero que te logre encontrar.

No aquel guerrero que tu creías, porque él no era guerrero, era tu simple reflejo, tu pensaste que el tenia la fuerza, pero no eras tú, siempre tú.

Perdonanos, no sabemos luchar, no sabemos porqué, ni como estamos tan perdidos que te queremos que así no nos hundimos, creo que lo hacemos más.

- Alicia Villalpando Álvarez -

En memoria de Alicia y Agustín

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México porque en sus aulas y corredores crecí como persona y recibí la formación de lo que hoy en día soy.

A mis padres Elsa y Armando por traerme a este mundo, por ser mi sostén y haberme enseñado más de lo que ustedes creen. A mi querido hermano Rodrigo, porque desde tu nacimiento me cambiaste la vida y me obligaste a ser mejor y dejarte un buen ejemplo.

A mis sinodales quines participaron profundamente en la realización de esta tesis. Luigi Solari de quien tanto he aprendido y bajo su supervisión este trabajo se llevo a cabo. Dante Morán quien con sus consejos ha ayudado a que me supere en mi trabajo. Alfredo Victoria por ser un gran consejero académico y amigo. Peter Shaaf por quien el mundo de la isotopía me tiene fascinado. Y Enrique González quien me ayudó a entender en las aulas, lo complejo que es mi país geológicamente.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología porque este trabajo se desarrolló bajo su auspicio, al igual que los apoyos económicos que me ha otorgado.

A toda mi familia. Al apoyo y ejemplo de Víctor, Pepe y Fabiola quienes son mi modelo de lucha y superación. A Gris, Liliana y Orlando, porque la sangre siempre llama y nos enseña a tendernos la mano. A mis tíos María Elena, Martha y Enrique, Mireya y Ricardo, Emma, Nestor y Marisol, Manuel y Lilia, porque en ellos siempre he encontrado cobijo. A mi tía Cármen por tener siempre una luz prendida en casa para mi llegada.

A mis abuelitos, Martha y Esteban, Josefina y Agustín, porque ustedes sembraron la semilla de mi existencia, porque sus cuidados y enseñanzas de la vida me fortalecen.

A Doris por tenerme paciencia y quererme como yo te quiero. Por ser mi compañera en esto que llamamos vida. Por nuestro amor y los logros por los que luchamos día con día. Por nuestra vida de pareja.

A Alice que donde quiera que te encuentres, sabes que te quiero mucho y te extraño cada día que pasa. Porque dejaste huella profunda en mi ser.

A mis amigos Oswaldo, Enrique y Luisa, que a pesar de no podernos ver a menudo, siempre estamos juntos en mente y corazón.

A Igor, mi carnal de andanzas por la escuela. Al Lucho (Luis Alonso) por aquellos tiempos de prepa y los muchos GOYA's que hemos vitoreado en el Estadio Universitario al lado de nuestros amados PUMAS. A David y Pedro, por estar ahí

cuando los necesite y haberme enseñado que la frontera es uno mismo. A Val, porque el caer es levantarse y crecer. A mi buen Augusto, por darme un gran ejemplo de humildad y sabiduría. A Daniel, por enseñarme sin darte cuenta, que la vida tiene muchos significados.

A Cris por ser nuestra compañera de casa, y que con nuestras discusiones podemos aprender de los mundos separados por el Atlántico. A mi pareja favorita, Rodrigo y Judith, porque ustedes son el claro ejemplo de amor y seres humanos.

A mis amigos y compañeros de la alberca, en especial a Raúl Porta por ser un gran entrenador y amigo. A Dante y Manolo, por ser grandes amigos y motivadores. A Pancho e Isaac, por ser los diablillos que siempre estuvieron aconsejándome para bien.

A mis compañeros y amigos de la nueva aventura llamada posgrado. A Mario, Rosalva, Hugo, Lina, Juan Ramón, Liz, Berlaine, Rafa y todos los demás que por aquello de la buena memoria no los he mencionado.

A todos los colaboradores de esta tesis. A Jesús Solé por haber realizados las mediciones en el fechamiento K-Ar. A Ma del Sol Hernández Bernal, Gabriela Solís Pichardo, Teodoro Hernández Treviño y Juan Julio Morales, por haber contribuido con las mediciones en el análisis de Rb-Sr y enseñado muchos de los procedimientos en mis muestras en el LUGIS. A Rufino Santa Cruz y Patricia Girón por haber realizado los análisis de Fluorescencia de Rayos X. A Juan Pablo Bernal por las mediciones en el ICP-MS. A Sonia Ángeles por haberme auxiliado con las imágenes y estudios de microscopio electrónico. A Leticia Alba, Barbara Martiny y Consuelo Macías por todos sus consejos en la separación de minerales.

A mis maestros, quienes me brindaron su conocimiento para mi formación profesional.

A todos ustedes y a todos aquellos que han cruzado su andar con el mío. Muchas gracias.

Guillermo

INDICE

	Página
Resumen	i
Abstract	ii
I. INTRODUCCIÓN	
I.1 Localización	1
I.1.1 Fisiografía	
I.1.2 Vías de acceso	
I.2 Justificación	2
I.3 Objetivos y Metas	3
II. ANTECEDENTES	
II.1 Marco Geológico	4
II.1.1 Terreno Chatino	
II.1.2 Terreno Mixteco	
II.1.3 Terreno Guerrero	
II.2 Marco Tectónico	8
II.3 Trabajos Previos	9
III. METODOLOGÍA ANALÍTICA	16
III.1 Análisis por ICP-MS y XRF	17
III.2 Metodología de Fechamiento K-Ar	17
III.2.1 Generalidades	
III.2.2 Obtención de relaciones isotópicas	
III.3 Metodología de Fechamiento Rb-Sr	20
III.3.1 Generalidades	
III.3.2 Química ultrapura	
III.3.3 Obtención de relaciones isotópicas	
III.4 Metodología de Fechamiento U-Pb	25
III.4.1 Generalidades	
III.4.2 Catodoluminiscencia de Zircones	
III.4.3 Metodología analítica de fechamiento por U-Pb	
III.4.4 Obtención de relaciones isotópicas	

IV. GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS GRANITOIDES	33
IV.1 Descripción petrográfica de las muestras	35
IV.1.1 Granitoides	
IV.1.2 Gneises	
IV.1.3 Pegmatitas	
IV.2 Geoquímica	48
IV.2.1 Elementos Mayores y Traza	
IV.2.2 Tierras Raras (REE)	
IV.2.3 Granitoides	
IV.2.4 Gneises	
IV.2.5 Pegmatitas	
IV.3 Geocronología	60
IV.3.1 Intrusivo San Juan del Reparó	
IV.3.2 Granito El Salitre	
IV.3.3 Granitoide Las Piñas	
IV.3.4 Granito El Pozuelo	
V. DISCUSIÓN	73
VI. CONCLUSIONES	78
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80

RESUMEN

El sur de México está conformado por un mosaico de terrenos sospechosos. Tres de estos caracterizados por diferentes basamentos cristalinos (Guerrero, Mesozoico; Mixteco, Paleozoico; Zapoteco, Precámbrico), están bordeados hacia la trinchera por el terreno Chatino, cuyo basamento lo conforma el Complejo Xolapa, conformado por rocas metamórficas de medio a alto grado en facies de anfibolita, con repetidas intrusiones de cuerpos graníticos y granodioríticos, con o sin deformación.

Se determinaron por diferentes metodologías edades de algunos cuerpos intrusivos que presentan firma geoquímica de arco magmático, afectados por diferentes grados de deformación dúctil y que conforman el área de Tierra Colorada, que es considerada como la posible zona de sutura al norte del Complejo Xolapa.

El granito El Salitre arrojó una edad de 55.3 ± 2.6 Ma (Rb-Sr, Ms-Kfs-WR); el granito protomilonítico Las Piñas arrojó edades de cristalización de 57.6 ± 1.8 (U-Pb, Zr) y de deformación dúctil (con cinemática normal-izquierda) fechada en 45.3 ± 4.3 Ma (Rb-Sr, Bt-WR) y 50.5 ± 0.6 (K-Ar, Bt); el granito El Pozuelo se fechó en 129 Ma (U-Pb, Zr).

La combinación de estos datos con otros previamente publicados, sugiere que en el área existe un magmatismo granítico calcoalcalino, con pulsos constantes cada ~ 35 Ma, fechados en ~ 165 Ma, ~ 130 Ma, $\sim 55-60$ Ma, y $\sim 30-35$ Ma. Esto indica una continuidad temporal de la subducción en la trinchera mesoamericana desde el Jurásico, con un hiatus durante el Cretácico medio (deposición de la plataforma Guerrero-Morelos). La falta de magmatismo se puede explicar con la llegada, en frente del sur de México, de un microcontinente, posiblemente representado por el bloque Chortís o el terreno Guerrero.

ABSTRACT

The south of Mexico is conformed by a mosaic of suspect terranes. Three of them, characterized by different crystalline basements (Guerrero, Mesozoic; Mixteco, Paleozoic; Zapoteco, Precambrian), are bordered toward the trench by the Chatino terrane, with the Xolapa Complex as representing its basement, made up of amphibolite facies metamorphic rocks, affected by repeated granitic and granodioritic intrusions, with or without deformation.

Some of such intrusions, belonging to the Tierra Colorada area, and showing a volcanic arc geochemical signature and affected by a different degree of ductile deformation, were dated by different methodologies. The Tierra Colorada area is considered as the possible northern suture zone of Xolapa Complex.

El Salitre granite yielded a 55.3 ± 2.6 Ma (Rb-Sr, Ms-Kfs-WR) age; the protomylonitic Las Piñas granite has a crystallization age of 57.6 ± 1.8 (U-Pb, Zr) and ductile deformation (normal-left movement) dated at 45.3 ± 4.3 Ma (Rb-Sr, Bt-WR) and 50.5 ± 0.6 (K-Ar, Bt); El Pozuelo deformed granite was dated at 129 Ma (U-Pb, Zr).

These data combined with others previously published, suggest that this area registered calcalkaline magmatism every ~ 35 Ma. These pulses were dated at ~ 165 Ma, ~ 130 Ma, $\sim 55-60$ Ma and $\sim 30-35$ Ma, indicating a continuous subduction at the Mesoamerican trench since Jurassic time, with a magmatism gap during middle Cretaceous (sedimentation of the Guerrero-Morelos platform). The absence of magmatism during such gap could be explained by the arrival of a microcontinent in front of southern Mexico coast, possibly represented by the Chortís block or the Guerrero terrane.

I. INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presentan los resultados de la caracterización geoquímica y fechamientos de cuerpos intrusivos de carácter granítico, que contribuyen al mejor entendimiento de esta parte sur del territorio mexicano. Fue desarrollado en el marco del Proyecto CONACYT J-39783 “Geocronología de U-Pb, isotopía y geología estructural en las migmatitas del Complejo Xolapa, Edo. de Guerrero”, dirigido por el Dr. Luigi Solari en el Instituto de Geología, UNAM.

I.1 Localización

I.1.1 Fisiografía

El estudio se llevó a cabo con rocas pertenecientes a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Figura I.1), en su porción central cercana a la costa del Estado de Guerrero, entre el poblado de Tierra Colorada y Acapulco (Figura I.2). El terreno es de tipo montañoso disectado con valles en forma de V con arroyos secundarios al Río Papagayo. En esta zona las elevaciones mínima y máxima son de 70 msnm y 1340 msnm, respectivamente (Torres-de León, 2005).

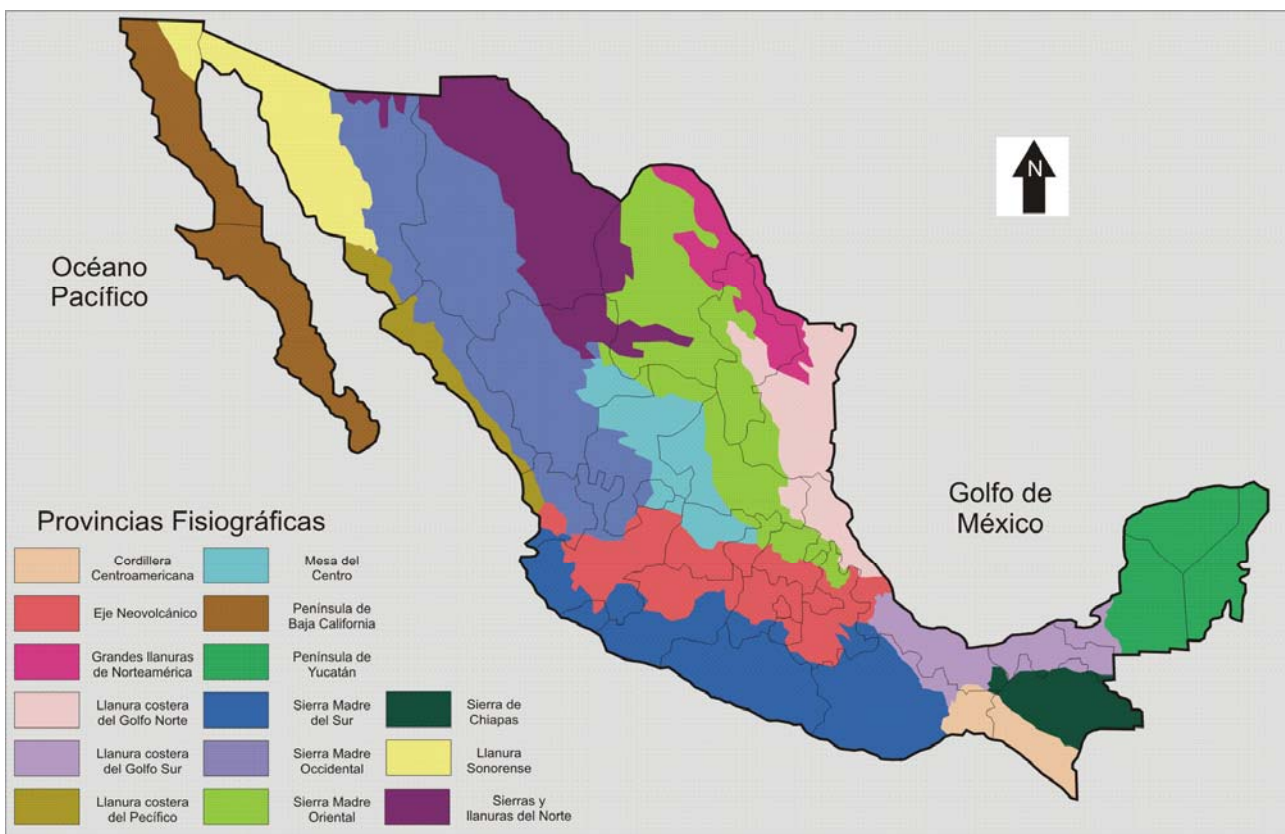


Fig.I.1. Mapa esquemático de la República Mexicana, con la división de las provincias fisiográficas.
Fuente: INEGI, 2005.

I.1.2 Vías de acceso

Las principales vías de acceso a la zona estudiada son la Autopista No.95 Cuernavaca-Acapulco (Autopista del Sol), la Carretera Federal No.95 Chilpancingo-Acapulco y la Carretera Federal No.200 Tierra Colorada-Ayutla-Cruz Grande (Figura I.2). Sin embargo, existen varios caminos no pavimentados transitables la mayor parte del año, que se ven afectados en época de lluvias, como el camino a San Juan del Reparo y el camino Tierra Colorada-Xalpatlahuac.

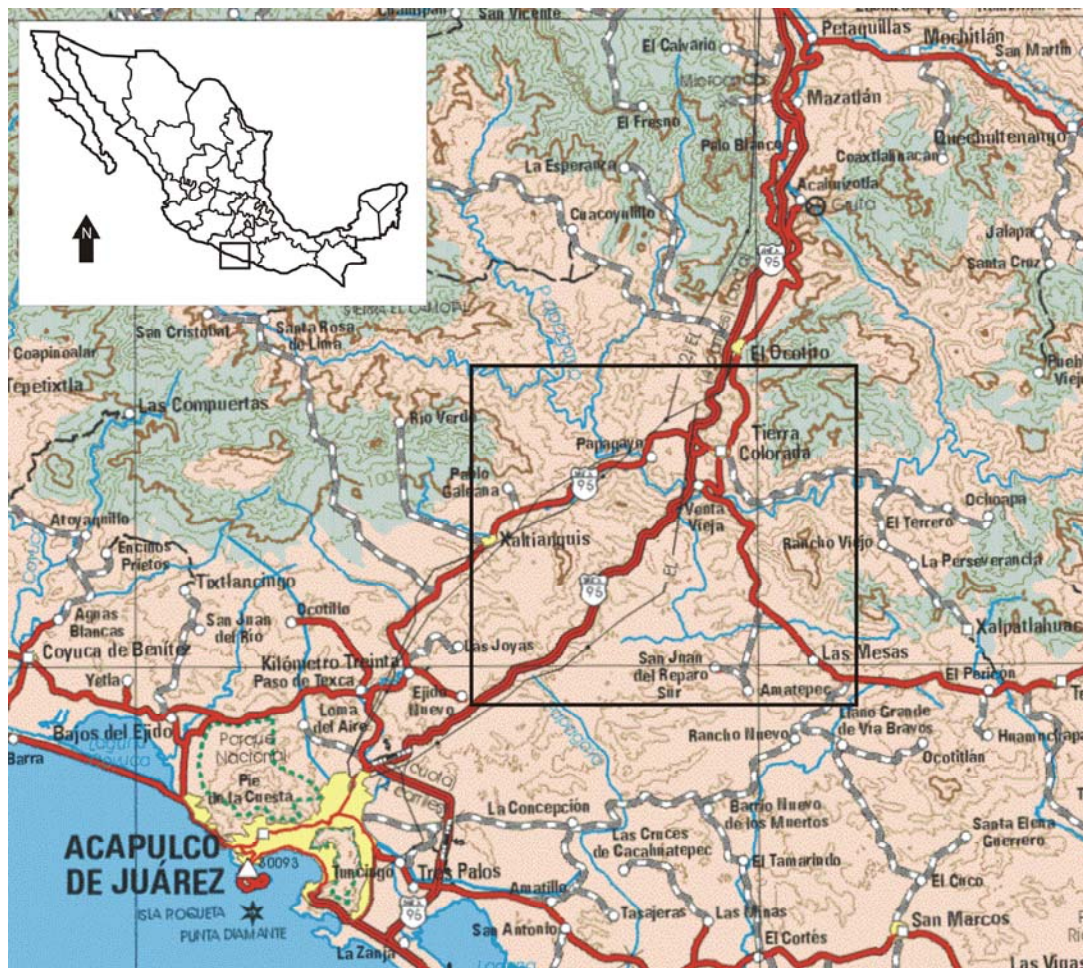


Fig.I.2. Mapa de carreteras y poblaciones del sur del estado de Guerrero. Se resalta en el recuadro la zona aproximada en la que realizaron los muestreos para los análisis del presente trabajo.

I.2 Justificación

Mucho se ha discutido acerca del origen y evolución de la zona sur de México. Sin embargo, una región relativamente poco estudiada ha sido la que comprende al Complejo Xolapa, así como la gran serie de cuerpos plutónicos que cortan esta estructura metamórfica.

Como lo menciona Torres-de León (2005), sólo existen dos trabajos dedicados a tratar de comprender la zona límite (Tierra Colorada) de esta parte tan importante en la geología mexicana (Riller et al, 1992; Herrmann et al, 1994); por lo que el complemento al estudio tectónico y estructural esta conformado por la presente investigación.

I.3 Objetivos y Metas

El objetivo principal de la tesis es caracterizar geoquímica y petrológicamente, de algunos cuerpos intrusivos que afloran en el área de Tierra Colorada, Guerrero, así como determinar sus edades por diversos métodos geocronológicos. De tal manera que se contribuya con el conocimiento general de esta zona, como parte esencial de la evolución geológica del sur de México.

Dentro de las metas particulares se encuentran:

- La realización e interpretación de análisis químicos y geocronológicos.
- Reconstruir la evolución de los intrusivos en el área de Tierra Colorada.

II. ANTECEDENTES

II.1 Marco Geológico

El Sur de México es un complejo rompecabezas constituido por varios terrenos tectonoestratigráficos; dicho concepto fue introducido por Campa y Coney en 1983. Por su parte Sedlock et al. (1993), hicieron una nueva clasificación, así como renombramiento de los terrenos que conforman el territorio mexicano (Figura II.1). El presente trabajo está basado en la división de Sedlock et al. (1993), debido a que se consideró más amplia la información que pone a disposición, con la excepción del Terreno Náhuatl, para el cual se utilizará la nomenclatura de Campa y Coney (1983) puesto que es mejor conocido como Terreno Guerrero.

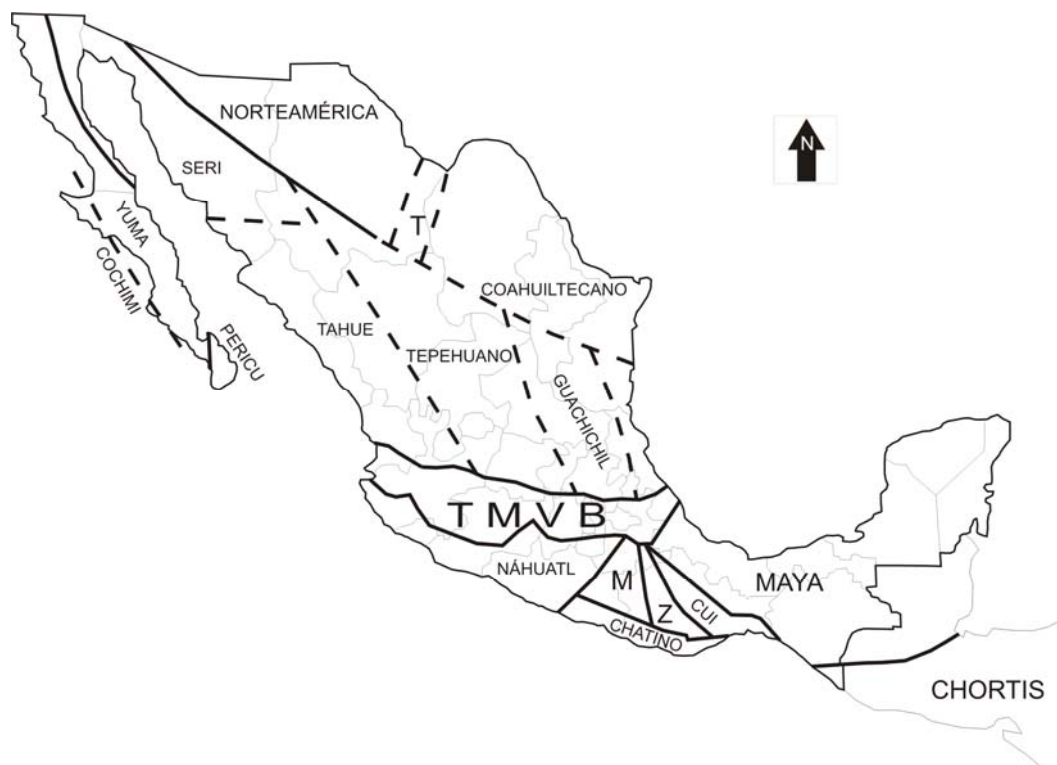


Fig. II.1. Mapa de México y Centroamérica con la división de terrenos. Abreviaciones: CUI, Cuicateco; M, Mixteco; T, Tarahumara; Z, Zapoteco; TMVB, Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Modificado de Sedlock et al. (1993).

Dickinson y Lawton (2001) presentan un trabajo en el cual consideran que bloques corticales conforman el territorio mexicano; así como de historia de acreción y fragmentación desde el Carbonífero hasta el Cretácico. En dicho trabajo, agrupan los terrenos Chatino, Mixteco y Zapoteco en lo que denominan Bloque del Sur, puesto que geocronológica y geoquímicamente, estos bloques forman parte de corteza continental con afinidad a Gondwana.

Más recientemente, Keppie (2004) realiza una revisión de terrenos tectonoestratigráficos en México, en el cual simplifica el número total de los mismos; así como replantea el significado de algunos de ellos. En su trabajo uno de los terrenos simplificados es el Chatino, puesto que considera que se trata de una prolongación del terreno Mixteco, que sufrió metamorfismo en el Mesozoico.

II.1.1 Terreno Chatino

El terreno Chatino consiste principalmente de ortogneises y paragneises que fueron intrusionados repetidamente y migmatizados en forma local, durante el Mesozoico y Cenozoico (Figura II.2. Sedlock et al., 1993). El basamento de dicho terreno se encuentra constituido por el complejo Xolapa, que fue descrito por primera vez por de Cserna (1965). Se define como un cinturón con más de 600 Km de longitud y de 50 a 150 Km de ancho que corre paralelo a la línea de costa del océano Pacífico. Está conformado por rocas metamórficas en facies de anfíbolita, como migmatitas, gneises y esquistos pelíticos (Ortega-Gutiérrez, 1981) que aún no han sido fechadas con precisión, y por ende su edad es tema de controversia. Por otro lado, las zonas de sutura, se encuentran superpuestas por intrusiones graníticas y cubiertas por rocas clásticas y volcánicas del Terciario, lo que acota la edad del complejo Xolapa y permite considerarla como pre-cenozoica (Alaníz-Álvarez, 1997).

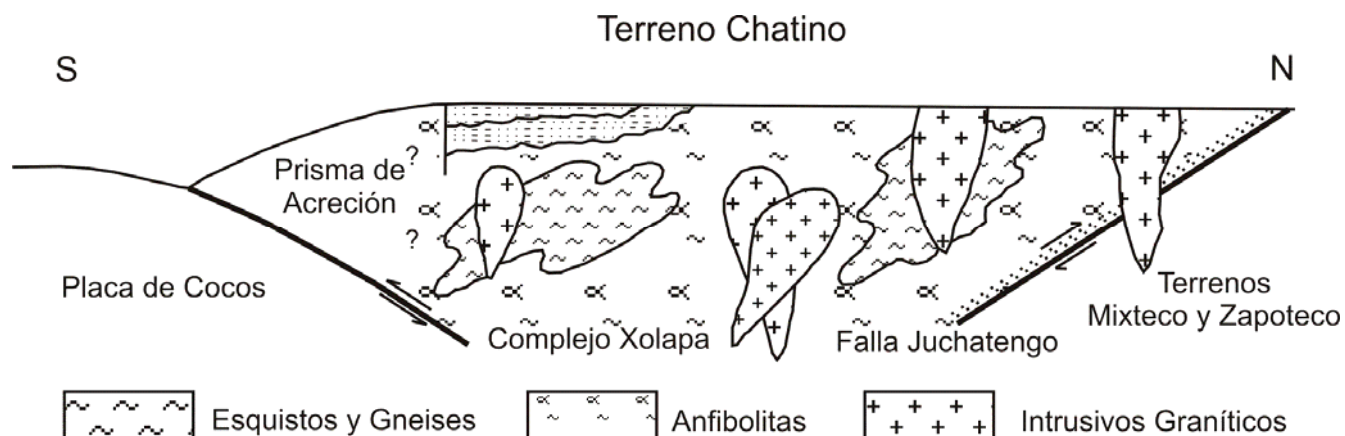


Fig. II.2. Sección esquemática del Terreno Chatino, donde se denotan los principales tipos de rocas que conforman este terreno; rocas plutónicas y metamórficas de la facies de anfíbolita. Modificado de Sedlock et al. (1993).

Este terreno se encuentra delimitado al Norte por los terrenos Zapoteco y Mixteco, al Oeste por el Guerrero y finalmente al sur por la trinchera de Acapulco.

Los límites entre los terrenos circundantes y el Chatino, se caracterizan por ser zonas miloníticas que indicarían un desplazamiento lateral izquierdo principalmente, con algunos casos que poseen componentes de desplazamiento oblicuo. Sin embargo, el límite con el terreno Guerrero se encuentra oculto por plutones cenozoicos (Sedlock et al., 1993).

No obstante que los intrusivos dificultan la identificación de los límites de los terrenos, es posible en algunas partes la delimitación por zonas miloníticas, como es el caso de la zona de falla Juchatengo

que consiste en milonitas y ultramilonitas, con un espesor promedio de 1Km y que se localiza en el área de Tierra Colorada (Ratschbacher et al., 1991). Sin embargo, aunado a la complejidad que suponen los intrusivos al ocultar los límites entre terrenos, también se encuentran plutones deformados que obedecen a la cinemática presentada por las zonas miloníticas. Dicha complejidad a lo largo del terreno Chatino, como es el caso de Tierra Colorada, sugiere prolongados eventos, posiblemente episódicos, de extensión, milonitización y la exhumación del mismo terreno (Sedlock et al., 1993).

El límite sur del terreno Chatino se encuentra en la costa pacífica; sin embargo, en una de las perforaciones del “Deep Sea Drilling Project” en la zona de la Trinchera de Acapulco, a unos 50 Km del eje de la trinchera, se encontró un cuerpo intrusivo no deformado que es asociado al grupo de plutones que cortan al complejo Xolapa, sugiriendo un truncamiento en esa margen continental (Morán-Zenteno, 1992). Y como se mencionó previamente, el complejo Xolapa se encuentra repetidamente intrusionado; no sólo por los cuerpos plutónicos terciarios, pues a éstos se les unen pegmatitas graníticas y enjambres de diques máficos a lo largo y ancho de toda su extensión.

II.1.2 Terreno Mixteco

El terreno Mixteco consta de un basamento llamado Complejo Acatlán, que está formado por los subgrupos Petlalcingo y Piaxtla (Ramírez-Espinosa, 2001), que se encuentra sobreyacido por una cobertura terrígena deformada del Pensilvánico en algunas partes, mientras que en otras es cubierto por sedimentos marinos del Jurásico (Campa y Coney, 1983) (Figura II.3).

El subgrupo Petlalcingo esta conformado por esquistos, amfibolitas, cuarzitas (Formación Chazumba) y filitas (Formación Cosoltepec), que posiblemente se derivaron de rocas sedimentarias y que están intercaladas con rocas ígneas máficas (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Keppie, 2004).

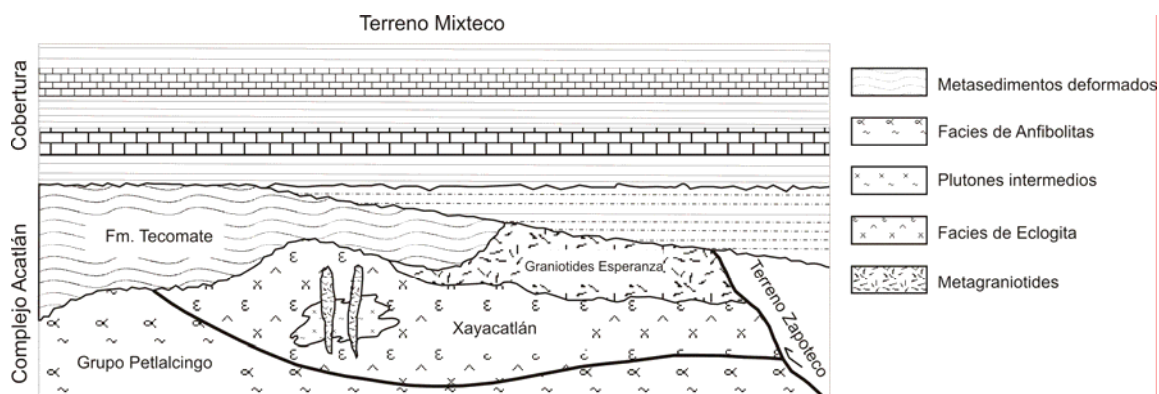


Fig. II.3. Sección esquemática del terreno Mixteco, donde se representa en forma general su disposición y caracterización litológica. Se denotan los dos principales cuerpos que conforman el basamento (Complejo Acatlán). Modificado de Sedlock et al. (1993).

Por su parte el subgrupo Piaxtla esta compuesto por la Formación Xayacatlán (en general rocas máficas eclogitizadas de afinidad oceánica) y los Granitoides Esperanza (Sedlock et al., 1993; Keppie, 2004).

II.1.3 Terreno Guerrero

El terreno Guerrero (Náhuatl para Sedlock et al., 1993) está conformado por rocas sedimentarias deformadas y metamorfoseadas y magmáticas de edad Jurásico-Cretácico (Sedlock, 1993). Se encuentra compuesto por los subterrenos Teloloapan, Arcelia-Palmar Chico y Zihuatanejo-Huetamo (Fitz-Díaz, 2004). El basamento de este terreno es el complejo Tierra Caliente, mas recientemente nombrado Complejo Arteaga (Centeno-García et al., 1993); el cual esta conformado por una asociación litológica que sugiere un ambiente de depósito marino profundo. Dicha secuencia se encuentra altamente deformada y metamorfoseada, en algunas partes alcanza la facies de esquisto verde (Centeno-García et al., 1993).

El subterreno Teloloapan es definido como una secuencia de arco, con sus rocas sedimentarias relacionadas, de edad Cretácico Temprano; las cuales fueron deformadas durante la orogenia Laramide. El espesor de esta secuencia se estima alrededor de los 3000 m, y la cubierta sedimentaria cuenta con unos 1500 m de espesor (Talavera y Suastegui, 2000). Sus rocas presentan metamorfismo de facies prehnita-pumpellita, esquistos verdes y anfibolita (baja) (Pérez-Gutiérrez, 2005).

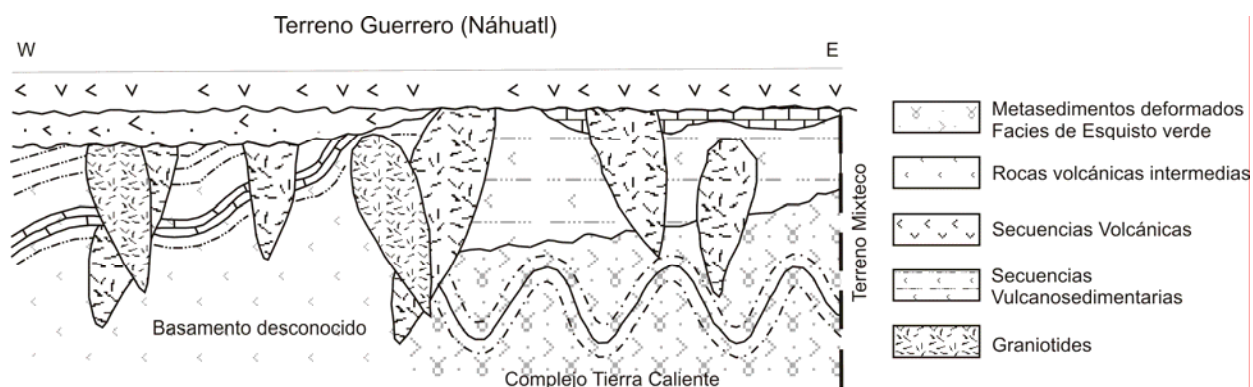


Fig. II.4. Sección esquemática del terreno Guerrero (Náhuatl), donde se resalta el Complejo Tierra Caliente como basamento, así como la serie de intrusos del Cretácico y Terciario. Modificado de Sedlock et al. (1993).

Fitz-Díaz (2004) describe al subterreno Arcelia-Palmar Chico como una unidad esencialmente volcánica, con intercalación de rocas sedimentarias silíceas y pizarras negras.

Por su parte el subterreno Zihuatanejo-Huetamo se encuentra a su vez dividido en cuatro ensambles litológicos (Talavera y Suastegui, 2000): i) La secuencia vulcanosedimentaria de Zihuatanejo (Rocas volcánicas y vulcanoclásticas de arco del Cretácico Temprano); ii) El Complejo Las

Ollas (Mélanges del Cretácico Temprano); iii) La secuencia sedimentaria de Huetamo (Rocas sedimentarias vulcanogénicas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano); y iv) El Complejo Arteaga (Rocas precretácicas antes mencionadas).

Estas rocas al igual que el terreno Chatino, se encuentran intrusionadas por plutones no deformados cretácicos y terciarios, así como cubiertas por rocas volcánicas terciarias.

II.2 Marco Tectónico

El territorio mexicano se ha encontrado, a lo largo de su historia, inmerso en diversos eventos tectónicos de gran relevancia. Así pues, hablar de un modelo evolutivo, es algo complicado. Y dichos modelos, así como las reconstrucciones paleogeográficas se han modificado según el avance de la ciencia y el aumento en trabajos de esta índole.

La costa sur de México se sitúa a lo largo de una margen tectónicamente activa, constituida por las placas de Norteamérica y Cocos. La actividad en esta margen es de gran complejidad, puesto que durante el Cenozoico ha sido subducida por tres placas oceánicas diferentes (Tolson, 1998).

Durante el Terciario Temprano, la placa Farallón fue subducida contra la placa Norteamericana hasta que se fragmentó la primera a los 29 Ma. Producto de dicha fragmentación, la placa Guadalupe comenzó su convergencia contra Norteamérica hasta 12.5 Ma, cuando se dio inicio a la subducción de la placa de Cocos, la cuál continua siendo consumida a lo largo de la Trinchera de Acapulco hasta el presente.

La cinemática de subducción en esta margen ha sido complicada durante todo el Cenozoico, ya que han existido variaciones en cuanto al vector de velocidad relativa entre la placa de Norteamérica y las placas que han interactuado en el sur de México (Engebretson et al., 1985); sin embargo, la oblicuidad de dicho vector se ha conservado casi constante con respecto a la trinchera (Figura II.5).

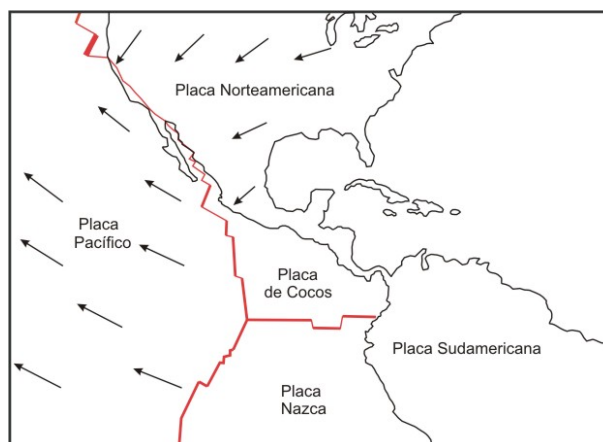


Fig. II.5. Esquema tectónico con los vectores de desplazamiento de la placa norteamericana y pacífica. Modificado de Engebretson et al. (1985).

La evolución terciaria del sur de México, permite inferir la ocurrencia de ciertos episodios complejos, tectónicamente hablando, puesto que existen evidencias como la ausencia de sedimentos pertenecientes al prisma de acreción en dicha margen. Debido a que se ha especulado mucho sobre la evolución de esta margen continental en particular, es necesario plantear a continuación los escenarios propuestos.

Uno de estos modelos sugiere que el Bloque Chortís se encontraba frente a las costas actuales mexicanas, y debido a una compleja cinemática relacionada con el desarrollo de la fosa Caimán y la placa del Caribe, se desplazó de su ubicación hasta alcanzar su posición actual (Pindell et al., 1988; Schaaf et al., 1995; Meschede y Frisch, 2002). Por otro lado, la segunda hipótesis basada en polos eulerianos de movimiento de la placa caribeña, sugiere que la ubicación del Bloque Chortís fue frente a las costas sudamericanas (Ross y Scotese, 1988; Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Sin embargo, Morán-Zenteno et al. (1996) sugiere que episodios combinados de desplazamiento lateral y erosión por subducción, están estrechamente relacionados al truncamiento de la margen sur de México.

II.3 Trabajos Previos

De Cserna (1965) fue el primero en establecer y estudiar más a fondo la secuencia de rocas metamórficas que afloran en la barranca Xolapa; reconociendo y caracterizando al complejo que a partir de ese momento llevó su nombre.

Guerrero et al. (1978) obtuvieron edades U-Pb de 165 ± 3 Ma y Rb-Sr con una isócrona de 180 ± 84 Ma en ortogneises de composición granodiorítica. De igual forma determinaron edades de 32 Ma para biotitas por Rb-Sr en los intrusivos de Xaltianguis y El Ocotito.

Alaníz-Álvarez (1988); Alaníz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez (1997), realizan una revaloración del Complejo Xolapa en su localidad tipo y lo determinan como un terreno plutónico en una margen continental convergente, de edad Jurásico-Cretácico, que puede extenderse a los principios del Cenozoico. En estos trabajos describen y cartografían unidades graníticas (principalmente plutones), un metagranito y otro granito pegmatítico deformado. Por otro lado, reportan la existencia de granitos con muscovita y granate de carácter peraluminoso.

Robinson (1990) considera al terreno Xolapa (Chatino en este trabajo) como un "Core Complex" exhumado posteriormente al desprendimiento del Bloque Chortís de la margen costera del sureste de México, el cual relaciona al desarrollo de un sistema transformante entre las placas norteamericana y caribeña. Llega a esta conjetura, gracias al análisis de zircones por el método de U-Pb en rocas migmatíticas, ortogneises e intrusivos.

Sabanero (1990) en su descripción estratigráfica del área, determina la existencia de dos grupos de rocas intrusivas: i) intrusivo sintectónico Coacoyulillo con dos edades por el método K-Ar en biotitas de 49 ± 4 Ma y en muscovitas de 57 ± 5 Ma, esta última de una pegmatita. ii) intrusivos postectónicos, que son representados por los batolitos El Ocotito de composición litológica monzonita cuarcífera y el intrusivo Xaltianguis que es una variación de granito a granodiorita. Ambos cuerpos presentan una edad por K-Ar en biotitas y feldespatos postásicos de 32 ± 3 Ma y 30 ± 2 Ma, respectivamente. En su trabajo concluye la existencia de dos fases de intrusión (sin y post) tectónica y hace énfasis en la tendencia de las edades de los intrusivos según su localización geográfica que va de 50 Ma (Acapulco), 33 Ma (Xaltianguis y El Ocotito) hasta 15 Ma (Salina Cruz).

Ratschbacher et al. (1991) hacen un trabajo estructural de la zona de Tierra Colorada, como límite del terreno Xolapa (Chatino en este trabajo) caracterizado por zonas miloníticas. La cual acota a una edad cercana a los 90 Ma, pues como límites coloca la Formación Morelos (Albiano-Cenomaniano) y el intrusivo Tierra Colorada que corta la zona milonítica, con edad de 58 ± 1 Ma por el método de Rb-Sr en roca total (WR) de Morán-Zenteno et al. (1990).

Riller et al. (1991) estudian la zona milonítica cercana a Tierra Colorada en la que proponen la existencia de desplazamientos laterales sinestrales y extensión subhorizontal. Así mismo sugieren que el magmatismo se encontró controlado por la deformación extensional antes mencionada (Figura II.6). Finalmente proponen un modelo de evolución donde predomina una exhumación diferenciada del Complejo Xolapa, ubicada en tiempo entre el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano. Sugieren también que el magmatismo Cretácico-Terciario que se encuentra a lo largo de la margen continental de México, forma una sección de corteza debilitada térmicamente, constituida por los arcos magmáticos Xolapa y Chortís entre los bloques rígidos conformados por la placa Farallón y los terrenos Mixteco y Oaxaca (Zapoteco en el presente trabajo).

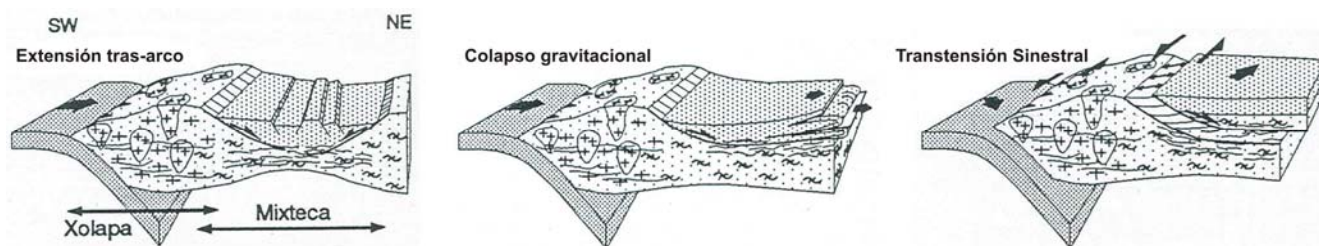


Fig. II.6. Esquemas modificados que resumen el modelo tectónico-estructural de los trabajos de Ratschbacher et al. (1991) y Riller et al. (1991).

Morán-Zenteno (1992) enfoca su trabajo al fechamiento de los principales eventos tectonotérmicos, así como a la historia de su enfriamiento en el área comprendida de Tierra Colorada y Cruz Grande (Figura II.7). Dentro de su estudio analizó rocas cristalinas pertenecientes al Complejo Xolapa como ortogneises, plutones deformados y no deformados. Para establecer las edades de enfriamiento

analizó por el método Rb-Sr concentrados de biotitas en general, con algunos casos de muscovitas y feldespatos potásicos. Identificó dos eventos tectonotérmicos; el primero que relaciona con la intrusión de los plutones deformados de apariencia ortogneisica para el Cretácico Temprano, mientras que el segundo evento magmático lo relaciona con el emplazamiento de los plutones no deformados a principios del Terciario.

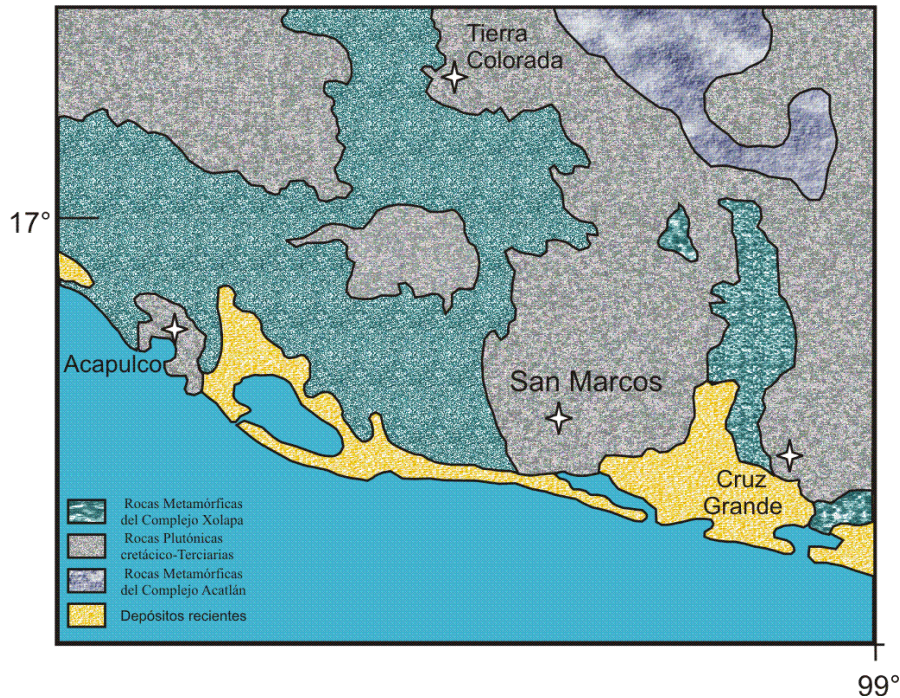


Fig. II.7. Mapa modificado de la zona de estudio de Morán-Zenteno (1992).

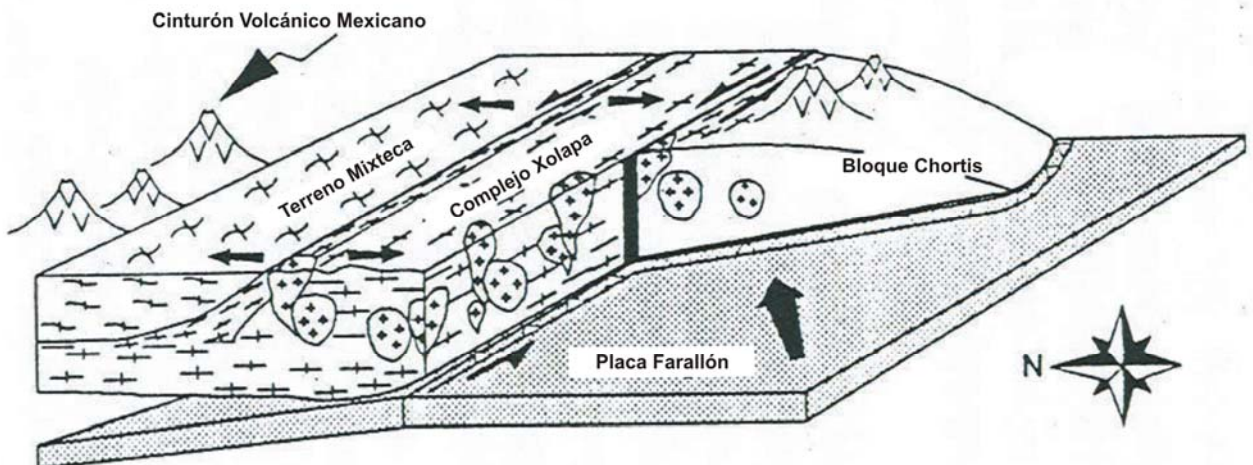


Fig. II.8. Sección esquemática del modelo evolutivo del sur de México, modificado de Herrmann et al. (1994).

Herrmann et al. (1994) realizaron estudios de U-Pb en zircones de migmatitas, rocas metaígneas, metamórficas y plutónicas; catalogando dos grupos: rocas metamórficas deformadas plásticamente (migmatitas y ortogneises), y el grupo de los plutones no deformados (Figura II.8). Durante su estudio encontraron evidencias de componentes heredados en los zircones que indican un aporte de sedimentos de corteza continental de edad grenvilliana. Ellos ubican el metamorfismo y migmatización entre 66 y 46 Ma; así mismo determinan que el magmatismo en el Complejo Xolapa terminó por el crecimiento de la corteza en esta zona por plutonismo, lo cual está caracterizado por el patrón de cristalización con tendencia hacia el este, en el que las edades se vuelven más jóvenes de 35 a 27 Ma.

Schaaf et al. (1995) por medio de datos geocronológicos y geología de campo, establecen un modelo evolutivo para la margen sur de México. En dicho modelo que apoya el truncamiento de dicha margen ocasionado por el desplazamiento del Bloque Chortís llegan a las siguientes conclusiones: i) Durante el Cretácico Temprano-Eoceno Medio, la subducción en la margen sureste de México, se llevo a cabo de manera uniforme a lo largo de la trinchera Mesoamericana con un patrón NNW-SSE. ii) La aparente migración del magmatismo entre Puerto Vallarta y Zihuatanejo estuvo condicionada por cambios en la velocidad e inclinación en la placa Farallón en lugar de un reacomodo de la trinchera, ocasionado por el desprendimiento del Bloque Chortís (Figura II.9). De tal forma que la ausencia del antearco en esta zona estuvo ocasionada por eventos de erosión tectónica. iii) La posición más al norte en la que se pudo situar al Bloque Chortís antes del desarrollo de la fosa Caimán, a los 40 Ma, es cerca de Zihuatanejo. iv) No se aprecia una migración clara en el magmatismo oligocénico del Complejo Xolapa; puesto que se tienen evidencias claras de actividad plutónica antes, durante y después del paso del Bloque Chortís. v) El desplazamiento del Bloque Chortís al SE, desde la zona de Tehuantepec, hasta su actual posición fue mas lento a comparación con el periodo 40-25 Ma.

Correa-Mora (1997) caracteriza petrológica y geoquímicamente el cuerpo intrusivo de Xaltianguis (Figura II.10). Lo determina como un granitoide calcialcalino con un espectro litológico de cuarzodioritas, granodioritas y monzogranitos, a los que les asigna una edad de 28 ± 1.5 Ma (Rb-Sr). Usando criterios petrológicos, aísla a este cuerpo de los demás intrusivos circundantes como Tierra Colorada y Acapulco; sin embargo, sugiere una posible existencia de un batolito compuesto en el cual resalta a los cuerpos de Xaltianguis, Tierra Colorada y Acapulco como apófisis de dicho batolito, productos de diferentes fases de diferenciación. Finalmente concluye que este cuerpo al igual que el de Tierra Colorada, se emplazó posteriormente al desprendimiento sinistral del Bloque Chortís, así como encajarlo en el patrón batolítico de la margen pacífica sur de México, que va del Cenomaniano al Mioceno.

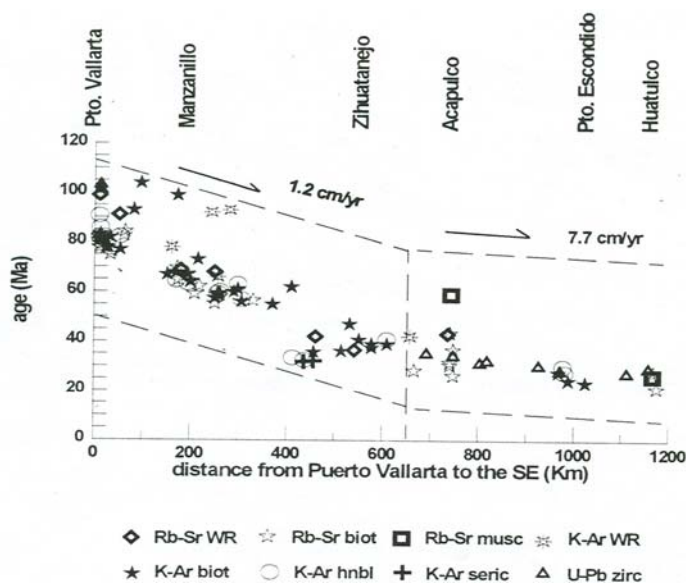


Fig. II.9. Migración propuesta por Schaaf et al. (1995), basada en la tendencia geocronológica de las edades de los intrusivos de la costa sur.

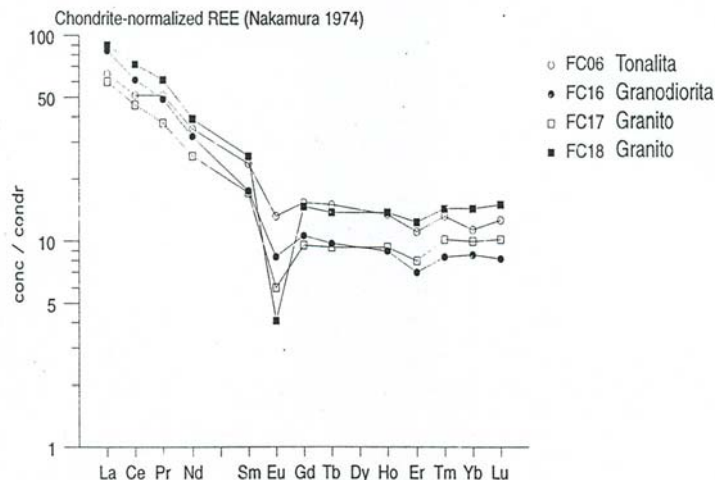


Fig. II.10. Diagrama normalizado de REE para el intrusivo Xaltianguis (Correa-Mora, 1997).

Morán-Zenteno et al. (2000) realizan estudios y caracterizaciones geoquímicas e isotópicas en las rocas magmáticas que conforman la Sierra Madre del Sur (SMS), con lo cual determinan algunos aspectos importantes: i) Que las concentraciones de sílice (SiO_2) y álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), así como de sus cuestiones petrogenéticas expresan claramente que las rocas plutónicas pertenecen a la serie calcialcalina, típicas de arcos magmáticos asociados a límites de placas convergentes. ii) El patrón general del comportamiento de tierras raras (REE) en los plutones estudiados muestra un claro enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), lo cual es característico de encontrarse en los magmas más evolucionados de arcos magmáticos. iii) En algunos intrusivos se pudo encontrar una anomalía negativa de europio (Eu), lo que es desarrollado en magmas evolucionados y que usualmente es el resultado del fraccionamiento de plagioclasas durante el ascenso del magma. Por otro lado, evidencian que los intrusivos de Tierra Colorada y Xaltianguis presentan relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente mayores a la de los cuerpos cercanos. También es clara la sugerencia de una conexión entre el plutonismo cercano a la costa, con su posible contraparte volcánica al norte (Campo Volcánico Taxco-Tilzapotla), debido a que las edades de cristalización y enfriamiento de los intrusivos resultan ser contemporáneas a los eventos volcánicos.

Ducea et al. (2004) proponen un modelo evolutivo para el sur de México, basado en nuevos fechamientos por U-Pb, que fueron realizados con análisis LA-MC-ICPMS en zircones de gneises, plutones deformados y no deformados en varios transectos (Puerto Ángel, Puerto Escondido y Acapulco). Dicho modelo sugiere que el Complejo Xolapa es parte de corteza grenvilliana perteneciente al terreno Zapoteco que ha sufrido nuevo metamorfismo en la zona de Puerto Ángel y

Puerto Escondido. Así mismo para la zona de Acapulco toma la misma consideración, sólo que en este sector es la corteza paleozoica (terreno Mixteco) la que se ve envuelta en el metamorfismo.

El trabajo de Hernández-Treviño et al. (2004) presenta el fechamiento de zircones por U-Pb en rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa, situando a esta en el Cretácico inferior con una edad de 126 ± 4 Ma. Reforzando la inquietud de establecer una correlación geocronológica de dicha formación, puesto que su extensión no es uniforme ni continua.

Torres de León (2005) realiza un trabajo geológico-estructural en el área de La Venta, en la cual estudia la deformación que presentan rocas metavolcánicas (Formación Chapolapa), granitoides (El Pozuelo y Las Piñas); así como de calizas de la Formación Morelos y las rocas metamórficas pertenecientes al complejo Xolapa. Así mismo, realizó el primer fechamiento U-Pb del intrusivo El Pozuelo en zircones, calculando una edad de 129.52 ± 0.73 Ma.

Hernández-Treviño et al. (2005) obtuvieron la edad U-Pb en zircones del intrusivo Amatlán en 67 Ma, que se encuentra deformado con fábricas miloníticas y que en ocasiones es confundido con el cuerpo Tierra Colorada o bien, con los gneises del Complejo Xolapa.

III. METODOLOGÍA ANALÍTICA

Este capítulo resume las acciones que se llevaron a cabo durante el procesado de las muestras, ya sea para la parte geoquímica, o la parte geocronológica. Los trabajos de molienda y separación de minerales se realizaron en los talleres y laboratorios del Instituto de Geología, UNAM.

La primera etapa comienza con la colección de las muestras en campo, su debido aislamiento para evitar contaminación y posibles pérdidas. Las muestras deben ser lo más sanas posibles, evitando zonas de alteración hidrotermal e intemperismo.

Las dimensiones de las rocas que fueron colectadas varían entre los 12 y 15 Kg (por muestra). Una vez en el taller de molienda, se tomaron esquirlas (chips) para los análisis de geoquímica (ICP-MS y FRX), así como se seleccionó un ejemplar de mano para realización de láminas delgadas.

Una vez realizado lo anterior, la muestra es sometida a un tratamiento mecánico, constituido por varios pasos, con previa limpieza de los aparatos a utilizar. El primer paso fue triturar la muestra por medio de una quebradora de quijadas. El segundo paso consistió en tamizar el polvo resultante con la malla 120, seguido de la trituración de la fracción más gruesa por medio de un pulverizador de discos BICO®. Debido a que uno de los principales objetivos del procesado de las muestras es la obtención de zircones, para su posterior fechamiento, todas las muestras fueron sometidas a la separación por densidad en vía húmeda a través de la Mesa Wilfley® como tercer paso. Una vez secas las fracciones resultantes, se procedió a separar en concentrados de minerales, por medio de un Separador Isodinámico Frantz®, aprovechando la susceptibilidad magnética de los minerales, a medida que se incrementa una corriente eléctrica y por consiguiente el campo magnético generado. Esto, ya que los zircones son minerales con una susceptibilidad magnética considerablemente baja, al igual que los feldespatos; sin embargo, las biotitas resultan ser fácilmente magnetizables.

Una vez que se cuenta con los concentrados minerales, el procesado varía según el estudio a realizar. Puesto que para los estudios de K-Ar y Rb-Sr se emplearon biotitas, muscovitas y feldespatos; los concentrados finales resultaron de los pasos antes descritos, siendo no necesario más que pesar las cantidades pertinentes, previa limpieza de cualquier mineral anómalo al concentrado.

Los minerales accesorios utilizados en el estudio de U-Pb, requirieron de otros procedimientos. Una vez que se obtuvo el concentrado de minerales no magnéticos, se realizó la separación por densidad con un líquido pesado (ioduro de metileno), el cual permitió obtener un concentrado de minerales pesados compuestos por zircón, esfena y pirita en su mayoría. Con una nueva separación magnética se obtiene un concentrado de minerales diamagnéticos, que estadísticamente son los mejores

ejemplares para el fechamiento. Finalmente se realizaron concentraciones de zircones por poblaciones seleccionadas manualmente bajo un microscopio binocular estereoscópico.

III.1 Análisis por ICP-MS y XRF

Una de éstas técnicas empleadas fue la Fluorescencia de Rayos X (FRX, o en inglés XRF), con la cual se analizaron los elementos mayores y algunos elementos traza. Estos estudios se realizaron en un equipo SIEMENS® SRS-3000 en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, que pertenece al Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM. Por otra parte se aplicó la técnica de ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) con el fin de analizar los elementos traza (las anteriores, sólo en algunos de los casos) y Tierras raras (REE); los cuales se llevaron a cabo en Actlabs Co. (Tucson, Arizona) y en el ICP-MS perteneciente al LUGIS del Instituto de Geología, UNAM.

III.2 Metodología del Fechamiento K-Ar

El método de fechamiento K-Ar ha sido sin duda uno de los más importantes históricamente, debido a que ha sido aplicado desde la primera parte del siglo pasado. Sin embargo, antes de adentrarse a la metodología de este sistema isotópico, es necesario resaltar ciertas características de ambos elementos.

Primero se puede mencionar que el K es un metal alcalino, cuyo número atómico es el 19 en la Tabla Periódica de los elementos y posee un radio iónico de 1.33 Å; esto determina que se trate de un elemento incompatible con respecto al manto, lo cual se encuentra con una abundancia en la Corteza terrestre de 2.6%.

Por otro lado, el Ar es un elemento perteneciente al grupo de los “gases nobles”, cuyo número atómico es 18. En general las rocas del manto están empobrecidas en Ar, por ser muy volátil y estar concentrado en la atmósfera terrestre en su mayoría, ya que después del nitrógeno y el oxígeno es el más abundante; por lo cual, el Ar que se encuentre en los minerales será en su mayoría por decaimiento radioactivo como se explica a continuación.

III.2.1 Generalidades

El sistema isotópico K-Ar se basa en el decaimiento del isótopo radioactivo ^{40}K al isótopo radiogénico ^{40}Ar , por medio la captura de electrones (“e.c.”, electron capture); dicho proceso actúa como un decaimiento β^+ en cuanto a la evolución se refiere. Es importante también mencionar que el

decaimiento del ^{40}K es ramificado, y que la principal producción de isótopos radiogénicos corresponde al ^{40}Ca . El ^{40}Ar es un producto secundario de dicha ramificación. Sin embargo, el método de fechamiento no se realiza por ^{40}Ca , debido a las complicaciones analíticas que este presenta.

El isótopo ^{40}K tiene una vida media de $T_{1/2}=1.25 \times 10^9$ años. Para esta metodología se emplean dos constantes de decaimiento (por lo antes mencionado en cuestión de la ramificación del decaimiento), como se muestra enseguida:

$$\lambda_{e.c.}=0.581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} \quad \text{y} \quad \lambda_{\text{total}}=5.513 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

en donde

$$\lambda_{\text{total}} = \lambda_{e.c.(\text{Ar})} + \lambda_{\text{Ca}}$$

Basados en lo anterior y en la ecuación general del decaimiento radioactivo, podemos construir la siguiente expresión:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_{e.c.}}{\lambda_{\text{total}}} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

donde λ : λ total
y $^{40}\text{Ar}^*$: Argón radiogénico

Ahora si se despeja la variante que interesa (t), se puede obtener la ecuación general del método

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{total}}} \ln \left[\left(\frac{\lambda_{\text{total}}}{\lambda_{e.c.}} \right) \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \right) + 1 \right]$$

Sin embargo, el término $\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \right)$, se tiene que calcular por medio de la relación que se presenta a continuación:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} = \frac{(^{40}\text{Ar}^* [\text{ppm}])(K[\text{uma}])}{(K[\text{ppm}])(^{40}\text{K}[\text{Ab}])(^{40}\text{Ar}[\text{uma}])}$$

De la cual

$^{40}\text{Ar}^*[\text{ppm}]$ es determinados por medio de dilución isotópica;
 $K[\text{ppm}]$ es medido por FRX
 $K[\text{uma}]$ y $^{40}\text{Ar}[\text{uma}]$ son los pesos atómicos correspondientes; y finalmente
 $^{40}\text{K}[\text{Ab}]$ es la abundancia natural de ese isótopo de potasio

Dada la naturaleza del ^{40}Ar al ser un gas noble, tiende a escaparse de la red cristalina de los minerales que lo contienen (principalmente micas, anfíboles y feldespatos). Las temperaturas de cierre de este sistema son más bajas (como se muestra a continuación) con respecto a sistemas isotópicos como el de U-Pb.

Mineral	Temperatura de Cierre
Muscovita	~ 350 [°C]
Biotita	~ 350 [°C]
Feldespatos	~ 230 [°C]

(Peter Schaaf, com. pers.)

El fechamiento K-Ar es aprovechado en el presente trabajo para la obtención de una edad de deformación (como se verá en capítulos subsecuentes) apoyándose con otros métodos geocronológicos.

III.2.2 Obtención de relaciones isotópicas (edades)

Las relaciones isotópicas de Ar en Biotitas de la muestra LV 0321 fueron obtenidas en el Laboratorio de Gases Nobles del LUGIS en el Instituto de Geología, UNAM. En dicho laboratorio se emplea un espectrómetro MM 1200 (Figura III.1), especialmente diseñado para medir la composición isotópica de Ne, Ar, Kr y Xe.

La concentración de K fue analizada por medio de FRX en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM.

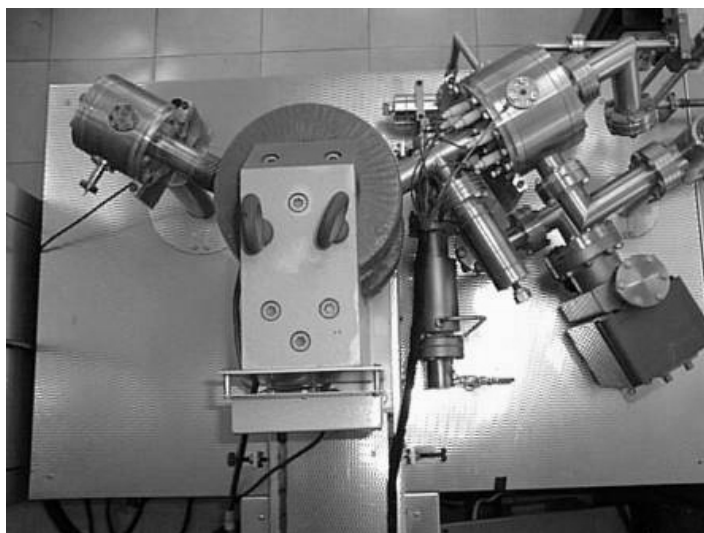


Fig.III.1. Fotografía del Espectrómetro MM 1200, del Laboratorio de Gases Nobles del Instituto de Geología, UNAM. Tomada del sitio Web personal del Dr. Jesús Solé.

En el Laboratorio de Gases Nobles se emplean los estándares HD-B1 (24.2 Ma), LP-6 (128 Ma) y B4M (18.7 Ma) para la calibración del equipo en las mediciones de K-Ar.

III.3 Metodología del Fechamiento Rb-Sr

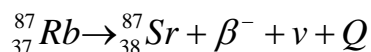
Para poder hablar del sistema Rb-Sr, es importante primero mencionar algunos aspectos básicos de estos elementos.

El Rb es un elemento perteneciente al grupo de los metales alcalinos, lo cuál lo hace un elemento incompatible con respecto al manto terrestre, y esto propicia un enriquecimiento de la corteza terrestre en este elemento. Su radio iónico es de 1.48 Å, que es muy similar al del K (1.33 Å), cuya gran abundancia en la corteza terrestre, mas la compatibilidad de los radios iónicos y las cargas atómicas, permiten la sustitución entre si. El Rb no es un elemento formador de minerales, pero se aloja en las estructuras cristalinas como una sustitución isomorfa del K.

Por otro lado, el Sr es un metal alcalino térreo y aunque existen minerales de Sr, éstos son raros y de menor ocurrencia. Así mismo, este elemento tiene un radio iónico de 1.13 Å que es similar al radio iónico del Ca (0.99 Å), por lo que existen sustituciones isomorfas entre ellos. El Sr es un elemento compatible con respecto al manto, y debido a esto, las rocas corticales contarán con abundancias pequeñas de dicho elemento.

III.3.1 Generalidades

El método de fechamiento Rb-Sr se basa en el decaimiento radioactivo de lo isótopos $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$, ocasionado por un decaimiento β^- , que consiste en la emisión de una partícula beta, y que se expresa de la siguiente manera:



En la expresión anterior, β^- representa la partícula beta, ν es un antineutrino y Q es la energía del decaimiento.

La vida media del ^{87}Rb es $T_{1/2} = 48.813 \times 10^9$ años, de ahí que se puede obtener la constante de decaimiento por medio de la siguiente expresión:

$$\lambda = \frac{\text{Ln}2}{T_{1/2}}$$

resultando de la ecuación anterior el valor de $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$.

Para poder establecer la edad de un mineral o roca mediante este sistema, es necesario determinar el incremento de isótopos de ^{87}Sr a partir del decaimiento del ^{87}Rb ; esto se puede realizar por medio de la siguiente relación matemática:

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

Debido a que analíticamente los resultados se presentan como relaciones isotópicas, transformaremos esta expresión en la ecuación general del sistema Rb-Sr, con respecto al isótopo estable ^{86}Sr , de tal forma que queda:

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

Donde el subíndice m significa obtenido de la medición y la i valor inicial.

Ahora, si despejamos la incógnita t , que en este caso representará la edad del sistema

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + 1}{\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)} \right]$$

Sin embargo, existe una dificultad en la ecuación anterior, debido a que dos de sus términos no se obtienen de forma directa. Puesto que la relación $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i$ inicial se deberá obtener por el método de la isócrona; así como la relación $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ se determina por medio de la siguiente expresión, que requiere de datos obtenidos por dilución isotópica.

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} * \frac{[^{87}\text{Rb}]_N}{[^{86}\text{Sr}]_N} * \frac{\text{Sr}_{\text{pesoAtómico}}}{\text{Rb}_{\text{pesoAtómico}}}$$

Donde:

Rb = concentración de Rb en la muestra (ppm)
 Sr = concentración de Sr en la muestra (ppm)

$[^{87}\text{Rb}]_N$ = Abundancia natural del Rb (27.85%)
 $[^{86}\text{Sr}]_N$ = Abundancia natural del Sr

El método de la isócrona se basa en la construcción de un diagrama llamado con el mismo nombre, a través de una regresión lineal (Figura III.2).

Generalmente se utilizan diferentes minerales cogenéticos o el análisis de diferentes muestras de roca total "WR" (Whole Rock).

La ecuación (1) se define como una expresión de la línea recta del tipo:

$$y = b + xm$$

De tal manera que se permite construir una gráfica cuyo eje de las abscisas representa la relación $\left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)$ mientras que el de las ordenadas se construirá con la relación $\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)$. Esta metodología se fundamenta en el hecho de que los minerales sean comagmáticos y por tal motivo tengan una relación inicial igual, y obedeciendo las temperaturas de cierre para este sistema isotópico.

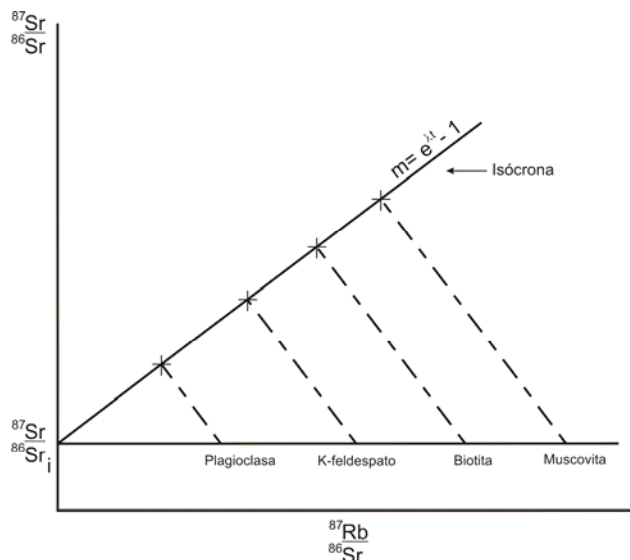


Fig. III.2. Esquema del fundamento teórico de la construcción de un diagrama de isócrona.

A continuación se presentan las temperaturas de cierre de los minerales que fueron utilizados en el desarrollo de la presente investigación:

Mineral	Temperatura de Cierre
Muscovita	~ 400 [°C]
Biotita	~ 300 [°C]
Feldespatos	~ 200 – 300 [°C]

(Peter Schaaf, com. pers.)

III.3.2 Química Ultrapura

La finalidad en esta etapa es la de obtener concentrados de elemento, en este caso el Rb y el Sr con dos objetivos, la primera es la dilución isotópica (metodología para determinar concentraciones); y la segunda para poder medir sus relaciones isotópicas. Puesto que la metodología seguida para estos análisis se implementó en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), se describen a continuación los pasos realizados.

Pesado y spike:

Las muestras se colocaron en bombas de teflón de 15ml y se pesaron en una balanza de 5 dígitos. El pesado está basado en diferencias de peso, para evitar de esa forma errores analíticos con la balanza; esto se lleva a cabo pesando la bomba vacía y cerrada, posteriormente se le agrega el concentrado mineral ó el polvo de roca total, y finalmente se vuelve a pesar cerrando la bomba. Los concentrados minerales que se utilizaron variaron entre los 100 y 150 mg.

Después de haber obtenido el peso de las muestras, se procedió a añadirles un spike (trazador) cuya cantidad queda en función de la concentración de Sr o Rb de las mismas. El pesado del spike se llevó de la misma manera, por diferencias de peso.

El trazador o spike, es añadido como parte de la dilución isotópica para la determinación de concentraciones y como auxiliar en las mediciones isotópicas, ya que el trazador contiene una concentración conocida de elemento y enriquecida artificialmente en alguno de sus isótopos (p.ej. ^{84}Sr y el ^{87}Rb).

Digestión:

La separación química se llevó a cabo dentro del Laboratorio de Química Ultrapura, que cuenta con cuartos ultralimpios y filtros especiales para mantener con la mayor pureza posible el aire. Se utilizaron los ácidos HCl, HNO_3 , HF y HClO_4 en grado analítico; también se utilizó agua con calidad MR y MQ.

El proceso de digestión comenzó con añadir 7 ml de HF al 40% a las muestras en las bombas, y calentándolas en cajas de aire puro aproximadamente a 90°C , por un lapso de 3 días (hasta que se disolvió toda la muestra). Posteriormente se dejó evaporar el líquido, para obtener una pasta compuesta por fluoruros. Para eliminar el flúor, se añadió 3 gotas de HClO_4 al 70% y 3 gotas de agua MQ, dejándolas evaporar para obtener un residuo con cloratos. Seguido de lo anterior, se añadieron 7 ml de 6N HCl y se dejó reposar por un par de horas, para obtener cloruros. Al residuo se le agregó 15 ml de 2N HCl, esperando que todo se convirtiera en una solución, calentando la muestra para lograr esto.

Después se vaciaron los 15 ml de solución en vasos de teflón de 50 ml, y se limpiaron las bombas de teflón con 2 veces 10 ml de 2N HCl y reincorporando esa sustancia con la demás en los vasos de teflón de 50 ml.

Split de Rubidio:

Para un buen funcionamiento del espectrómetro de masas, y que no haya interferencia entre los isótopos de ^{87}Rb y ^{87}Sr ; el tratamiento del rubidio se llevo a cabo por separado. Se realizó una

alicuotización de la solución digerida, consistente en el 20% del total de la muestra, para poder extraer el Rb, y por último se les agrego spike de Rb, previos cálculos del volumen requerido.

Separación de elementos:

La separación se llevó a cabo en columnas de intercambio iónico, dichas columnas son de vidrio de cuarzo, de 17.5 cm de alto, un radio interno de 0.9 cm y cuentan con un relleno de 16 cm de resina catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200-400).

La separación de los elementos se logró a partir de la combinación de volumen, tipo y normalidad del ácido usado. De manera resumida se presenta a continuación el listado de acciones a tomar para lograr lo anterior.

Para la separación de Sr

Preparación de muestras	Disolución de la muestra en 1.5 ml de 2N HCl y centrifugar 30 min.
Preparación de las columnas	Acondicionar la resina con 30 ml de 2N HCl. Sacar la muestra con pipeta Pasteur, colocar directo a la resina y dejar asentar. Pipetear 4 veces con 1 ml de 2N HCl y dejar asentar cada vez. Agregar 16 ml de 2N HCl y dejar pasar totalmente.
Separación de Sr	Agregar 160 ml de 2N HCl. Agregar 10 ml de 6N HCl. Agregar 15 ml de 6N HCl y recuperar solución de Sr.
Limpieza de columnas	Agregar 160 ml ~6N HCl.

Para la separación de Rb, se tiene el mismo procedimiento hasta la preparación de las muestras y las columnas, y los pasos subsecuentes son los siguientes.

Separación de Rb	Agregar 63 ml de 2N HCl. Agregar 10 ml de 2N HCl y recuperar solución de Rb.
Limpieza de columnas	Agregar 220 ml de ~ 6N HCl.

Una vez que se obtuvo el concentrado del elemento de las muestras, se procedió a evaporar toda la solución, quedando como resultado una pasta de cloruros, lista para cargarse en el espectrómetro de masas.

III.3.3 Obtención de relaciones isotópicas

Los análisis de Sr se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con ocho colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática (Figura III.3). Las mediciones de Rb se realizaron en un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM.

Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos, analizándose 60 relaciones isotópicas por cada elemento. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) se refieren a los errores durante la medición; en los últimos dos dígitos $2 SE(M) = 2\sigma_{abs}/\sqrt{n}$. Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$. Los valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710237 \pm 21$ ($\pm 1\sigma_{abs}$, $n=317$).

La incertidumbre relativa de $^{87}Rb/^{86}Sr = \pm 2\%$, la reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb y Sr es de $\pm 4.5\%$ y $\pm 1.8\%$ respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.06 ng de Rb y 1.5 ng de Sr (blancos totales). Los diagramas de isócrona se obtuvieron con el programa Isoplot (Ludwig, 2004).

Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>).

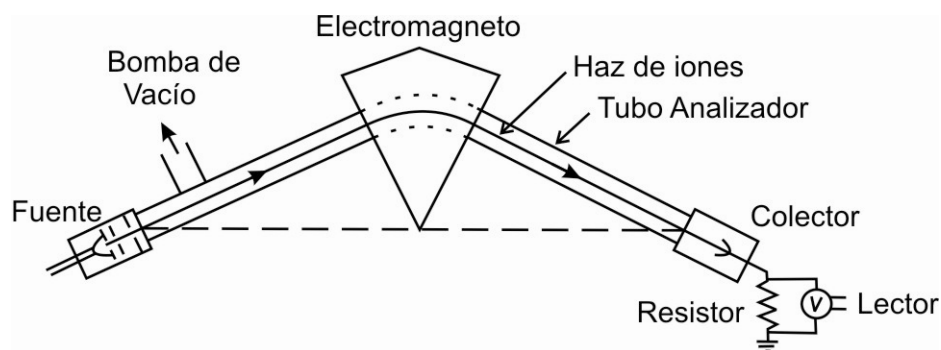


Fig.III.3. Esquema generalizado de la espectrometría de masas por medio de un colector Faraday. Modificado de Faure & Mensing (2005).

III.4 Metodología del Fechamiento U-Pb

Esta metodología ha provocado grandes avances en la materia de la geocronología, puesto que en los últimos 30 años se han podido implementar técnicas cada vez más sofisticadas, lo que resulta en una gran herramienta para comprender mejor ciertos procesos geológicos.

Mencionando algunos aspectos sobre los elementos que están inmiscuidos en este sistema de decaimiento, se pueden resaltar lo siguiente.

El uranio es un elemento perteneciente al denominado grupo de los actínidos, cuyo número atómico es 92. Sus valencias más estables son +3 y +4, siendo de tal manera el radio iónico 1.1 y 0.97 Å, respectivamente. Por otro lado, es incompatible en cuanto al manto se refiere, y se presenta como un elemento muy soluble.

El plomo por su parte es un metal, perteneciente a la familia IV-A, cuyo número atómico es 82 y radio iónico de la valencia +2 es 1.20 Å, también resulta ser un elemento incompatible con respecto al manto, aunque un poco menos soluble que el uranio.

III.4.1 Generalidades

Todos los isótopos naturales de U (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U) son radioactivos, así mismo, de los cuatro isótopos estables del Pb, sólo el ^{204}Pb no es radiogénico ya que los demás son producto del decaimiento en cadena del U y Th. Esta metodología se sustenta los decaimientos de los isótopos radioactivos ^{238}U y ^{235}U a los radiogénicos ^{206}Pb y ^{207}Pb , respectivamente; que se pueden expresar de la siguiente manera.



En las expresiones anteriores, ${}^4_2\text{He}$ representa las partículas α emitidas, β^- representa la partícula beta negativa y Q es la energía del decaimiento.

Para esos isótopos se han determinado las siguientes vidas medias ($T_{1/2}$) y constantes de decaimiento (λ):

${}^{238}\text{U}$	${}^{235}\text{U}$
$T_{1/2}=4.47 \times 10^9$ años	$T_{1/2}=7.04 \times 10^8$ años
$\lambda_{238}=1.55 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$\lambda_{235}=9.85 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$

Sabiendo esto, se pueden construir las expresiones que determinen el decaimiento con respecto al isótopo no radiogénico de plomo (^{204}Pb), de tal manera que se pueden obtener las ecuaciones siguientes.

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoy}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{--- (1)}$$

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoy}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{--- (2)}$$

Ahora se despeja la incógnita "t" de (2) y (1), resultando

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoy}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right] \quad \text{--- (3)}$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoy}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right] \quad \text{--- (4)}$$

Debido a que en este método no se emplean las isócronas, se divide (3) entre (4), quedando

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_{\text{hoy}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_i + \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right) \quad \text{--- (5)}$$

Sin embargo, el término final de la ecuación (5) es una relación trascendental que no tiene solución por métodos algebraicos, por lo que se han logrado obtener soluciones a través del tiempo, conformando tablas con dichos valores.

Por otro lado, Wetherill (1956, 1963) le dio solución a esta problemática y también a la pérdida de Pb y a la ganancia de U, al construir el diagrama de la concordia (Figura III.4), en donde relaciona $\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} \right)$ en el eje de las abscisas y $\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} \right)$ en las ordenadas.

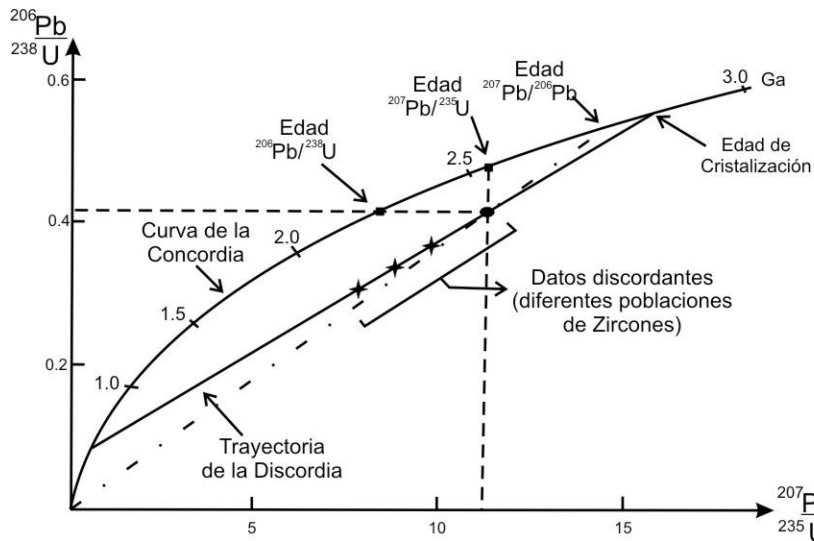


Fig. III.4. Diagrama de la Concordia. En la figura es posible apreciar los datos que se obtienen de un diagrama de este tipo; así como la Discordia y su significado.

Las muestras cuyas relaciones isotópicas alojen sus datos a lo largo de la curva de la concordia, reciben el nombre de “edades concordantes”. Dichas edades, se interpretan como edad de cristalización del cuerpo, es decir, una edad de cristalización magmática.

Cuando los datos obtenidos, no se alojan a lo largo de la Concordia, se denominan discordantes. Gracias a estos, en ocasiones es posible la construcción de una línea llamada Discordia, la cual tendrá una intersección superior y otra inferior con la Concordia. Esto se presenta cuando los minerales fechados, tienen una historia geológica compleja.

La intersección superior de la discordia, es relacionada a un proceso magmático; es decir, cuando cristalizó un magma; mientras que la intersección inferior representa usualmente un proceso metamórfico. Sin embargo, en el caso que en un cuerpo magmático estén presentes núcleos heredados en los zircones, es posible que la intersección inferior sea la edad de un evento magmático y la superior corresponda a la edad de los protolitos de dichos núcleos.

Para este método de fechamiento se utilizaron zircones, debido a su gran contenido de uranio que en general va hasta los 1400 ppm, en diferentes muestras (LV 0321, XO 0201 y XO 0502), así como la alta temperatura de cierre que tienen para este sistema (~700-800°C).

Por otro lado, se colectaron poblaciones de zircones basados en la clasificación tipológica (Figura III.5) de Pupin (1980), para el posterior fechamiento de cada población por separado, con la finalidad de obtener edades de cristalización de los intrusivos.

La clasificación tipológica ofrece información directa del medio en el que cristalizaron los zircones, esto es apreciable por medio de los índices que conforman la clasificación (Figura III.4): T, directamente relacionado con la temperatura de cristalización (500 a >900°C); A, correlacionable con la química general del cuerpo magmático (Pupin, 1988).

III.4.2 Catodoluminiscencia de Zircones

La principal problemática para el fechamiento exitoso de zircones, que pueden pertenecer a rocas polimetamórficas, radica en que las herramientas tradicionales, como el microscopio binocular estereoscópico o el microscopio petrográfico, no permiten reconocer estructuras internas para una correcta selección de material (Poller et al., 1997).

Esta problemática puede ser resuelta por medio de la implementación de la catodoluminiscencia en zircones (CL-method); puesto que esta técnica permite reconocer estructuras internas en los cristales previamente pulidos, gracias a las propiedades de algunos elementos contenidos en dichos minerales. Creando así contrastes entre elementos como sobrecrecimientos, zonamientos y núcleos heredados;

que permitirán interpretaciones evolutivas de las rocas a las cuales pertenecen los zircones (Poller et al., 1997).

En este trabajo se le aplicó CL a diversos cristales de las muestras LV 0321, XO 0502 y XO 0201 montadas en laminillas de vidrio por medio de resina UV, con un luminoscopio marca Nuclide®, modelo ELM-3R de 115V, con una frecuencia de 60Hz monofásica. Los resultados se presentan en el siguiente capítulo.

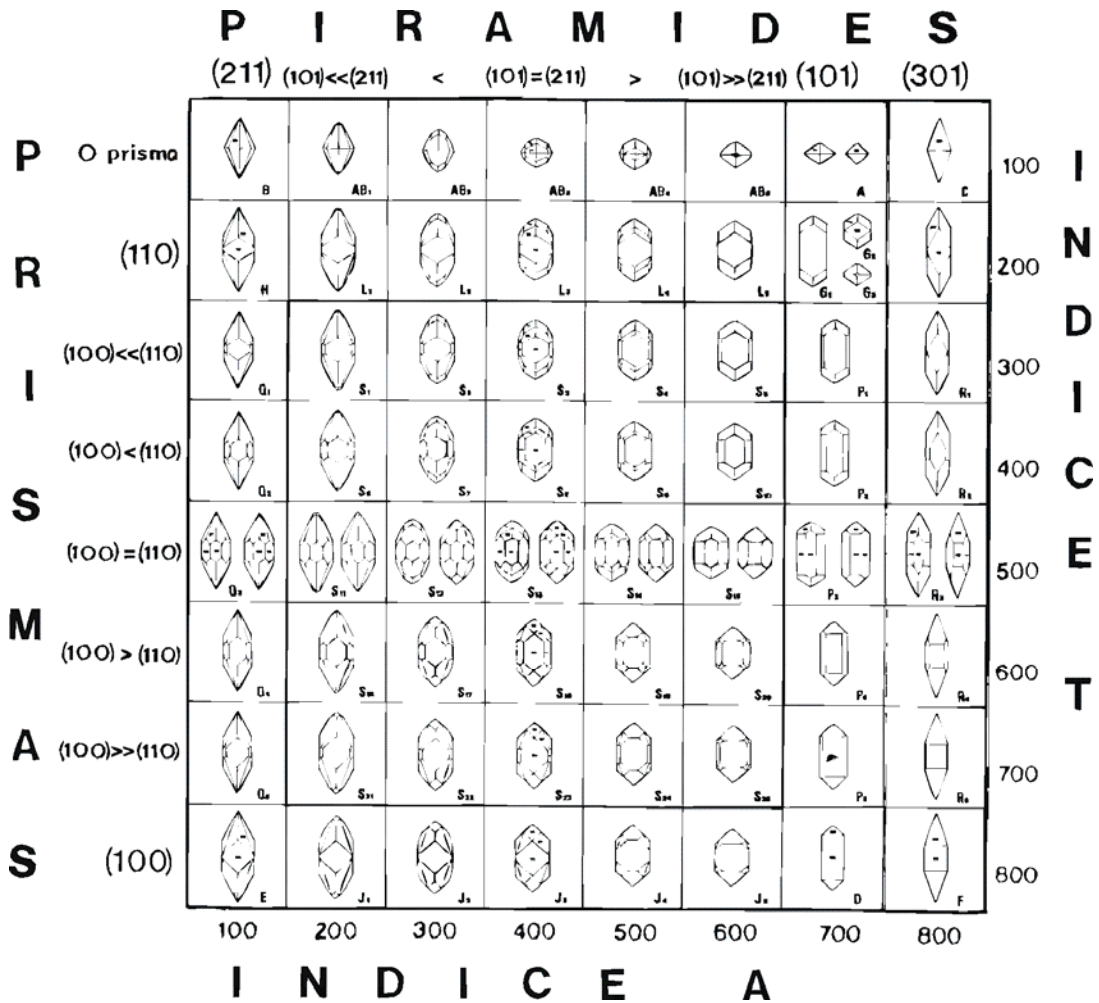


Fig. III.5. Clasificación tipológica de zircones (Pupin, 1980).

III.4.3 Metodología analítica de fechamiento por U-Pb

Esta etapa consiste principalmente en la obtención de concentrados de U y Pb; lo cual se logra por medio de una metodología bien establecida, que se describe a continuación.

Abrasión de Zircones:

Con la finalidad de evitar errores en las mediciones debidas a pérdidas recientes de Pb en las superficies de los cristales, se realizó su abrasi3n por medio de abraders. Los zircones son colocados dentro de estas c3psulas junto con cristales de pirita (calidad gema) como abrasivo, en una relaci3n

numérica de 2 cristales de pirita de similar tamaño por cada cristal de zircón. Los abreders cuentan con una entrada de aire a presión para hacer circular los zircones y su abrasivo. Se sometieron durante 4 hrs. a presión constante de 4 psi y finalmente un periodo de 2 hrs. A 2 psi, para lograr un pulido de mejor calidad.

Como parte final de la abrasión se limpiaron los cristales de cualquier residuo de pirita, calentándolos en un beaker de pyrex con 4M HNO₃ por 30 minutos entre 70-80°C, eliminando posteriormente cualquier residuo de ácido con agua MQ y alcohol etílico.

Pesado y lavado final:

Las muestras de zircones seleccionados bajo microscopio binocular se pesaron en microcápsulas de aluminio en una micro-balanza de precisión, capaz de pesar con una precisión de ± 1 pg. Posteriormente se introdujeron en bombas de teflón tipo Parrish con 8M HNO₃ y se calentaron a 90°C por 30 minutos (Parrish, 1987).

Digestión:

Después del lavado con el 8N HNO₃, se cambió éste ácido por una mezcla de 16M HNO₃+HF(concentrado) y se metieron las bombas Parrish en un Liner de teflón, que finalmente se introdujo en una bomba de digestión de acero durante cuatro días en un horno a 240°C (Parrish, 1987).

Al igual que las metodologías para Rb y Sr, la química isotópica se realizó en laboratorios de química ultrapura; en esta ocasión en el Laboratorio de Química Ultrapura (LQUP) del Instituto de Geología. Se utilizó HCl, HNO₃, HF, HBr y H₃PO₄ destilados 3 o 4 veces, en un destilador de Teflón (Mattinson, 1972).

Spike:

Las muestras digeridas se dejan enfriar y después evaporar. Se les añadió 10 μ l de spike ²⁰⁵Pb-²³⁵U, y finalmente se diluyen en 50 μ l de 0.5M HBr.

Separación de elementos:

Para la separación de U y Pb se usaron columnas de intercambio iónico de teflón, con un volumen reservorio de 1ml, que contenían alrededor de 40 μ l de resina aniónica Eichrom AG1 X8 (100-200 mesh) en solución. De forma resumida, a continuación se enlistan las acciones tomadas para la separación.

Preparación de muestras	Agregar ~1ml 6M HCl y calentar a 90°C por 2 hrs.
Lavados	Añadir en orden las cantidades de: 1 ml MQ, 0.5 ml 6M HCl, 1 ml MQ, 0.5 ml 6M HCl, 10 gotas MQ.
Preparación de las columnas	Poner 2 gotas de 0.5M HBr, y repetir. Agregar 3 gotas de 0.5M HBr.
Carga de la muestra	La muestra digerida y con spike se añade a la columna, ésta viene en 40ul de 0.5M HBr.
Colección de Lavados de U	Agregar 2, 5, 5 y 8 gotas de 0.5M HBr respectivamente, dejando fluir completamente antes de adicionar las subsecuentes.
Evaporación de U	Sacar el vial y evaporar en la parrilla a ~5 ul el U+HBr. Añadir 4 gotas de 6M HCl. Evaporar 1 gota de 5 ul. Añadir 50 ul 6M HCl (Solución de carga para colección de U).
Colección de Pb	Dejando fluir totalmente antes de la siguiente adición, añadir respectivamente 2, 5, 8 y 8 gotas de 6M HCl. Finalizando al agregar 1 gota de 0.5M H ₃ PO ₄ y evaporar en la parrilla la solución obtenida a 90°C.
Lavados	Meter la columna en un vaso de pyrex de 20 ml para lavarlos. Agregar 1 ml MQ y posteriormente 1 ml de 6M HCl.
Carga de los lavados de U	La solución previamente colectada consistente en 50 ul de 6M HCl, se carga y se le añaden 5 gotas de 6M HCl (dos veces), 10 y 12 gotas de 6M HCl, dejando fluir en cada caso la totalidad de los ácidos.
Colección de U	Agregar 10 gotas de MQ (dos veces). Adicionar 500 ul de MQ. Finalmente añadir 1 gota de 0.5M H ₃ PO ₄ en el vial de recolección y dejar evaporar a 90°C.

De tal manera que las muestras quedaron listas para la carga en los filamentos del espectrómetro de masas.

III.4.4 Obtención de relaciones isotópicas (edades)

Las alícuotas colectadas de Pb y U se cargaron en filamentos de Re (previamente desgasificado); y las relaciones isotópicas se midieron en un espectrómetro de masas multi colector Finnigan[®] MAT262. Dicho espectrómetro esta equipado con un sistema de conteo de iones utilizado para medir los picos ²⁰⁴Pb, mientras que los otros picos son captados por medio de los colectores Faraday.

El error entre los conteos Faraday/SEM es a lo largo de la medición de un magazín de 13 muestras, de 0.01% que expresa una ganancia constante y estable del espectrómetro. Los errores en la determinación de las relaciones U/Pb son generalmente de $\pm 0.5\%$, con base en análisis de zircones estándares 91500. Los errores para los análisis se calcularon utilizando el programa PbDat (Ludwig, 1991) y los diagramas de concordia se realizaron usando el programa Isoplot (Ludwig, 2004).

IV. GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS GRANITOIDES

En el presente capítulo se presentan los resultados de la petrografía, análisis geoquímicos y geocronológicos obtenidos durante la realización de este trabajo.

Los cuerpos plutónicos estudiados se encuentran en su mayoría ubicados dentro del área delimitada por Torres-de León (2005), entre las coordenadas 17° 03' y 17° 10' 30" de latitud norte; y 99° 27' 30" y 99° 37' 30" de longitud oeste (Figura IV.1). Sin embargo, algunas muestras fueron colectadas de cuerpos que no pertenecen a esta área y su ubicación se muestra en la figura IV.2.

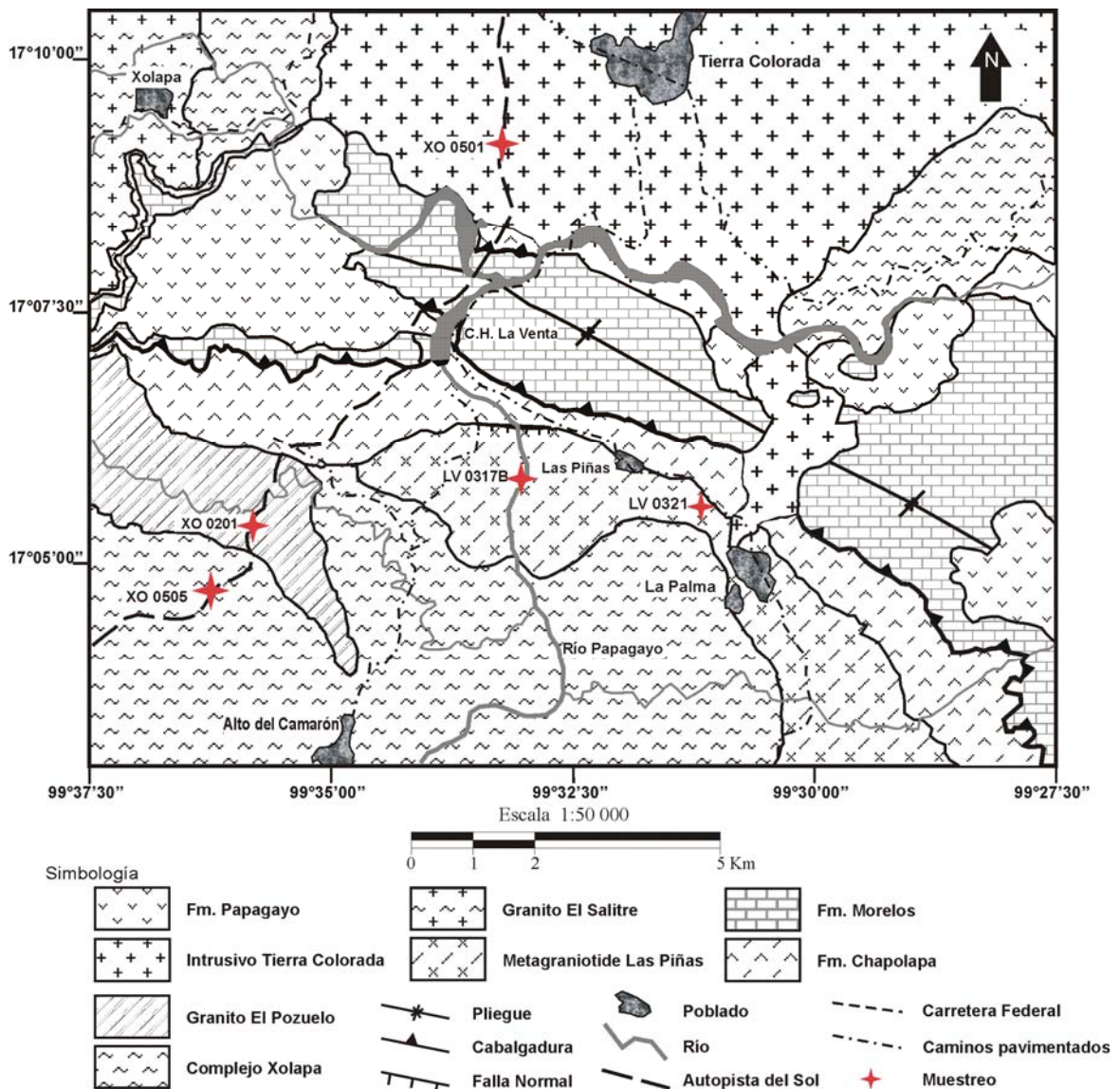


Fig. IV.1. Mapa geológico de la región estudiada. Se resalta la localidad de los muestreos para análisis petrográficos, geoquímicos y fechamientos. Modificado de Torres-de León (2005). Claves: LV 0317B (El Pozuelo, facies porfídica); LV 0321 (Las Piñas, granito); XO 0201 (El Pozuelo, facies foliada); XO 0501 (Tierra Colorada, granito); XO 0505 (En gneis de estauroлита, pegmatita).

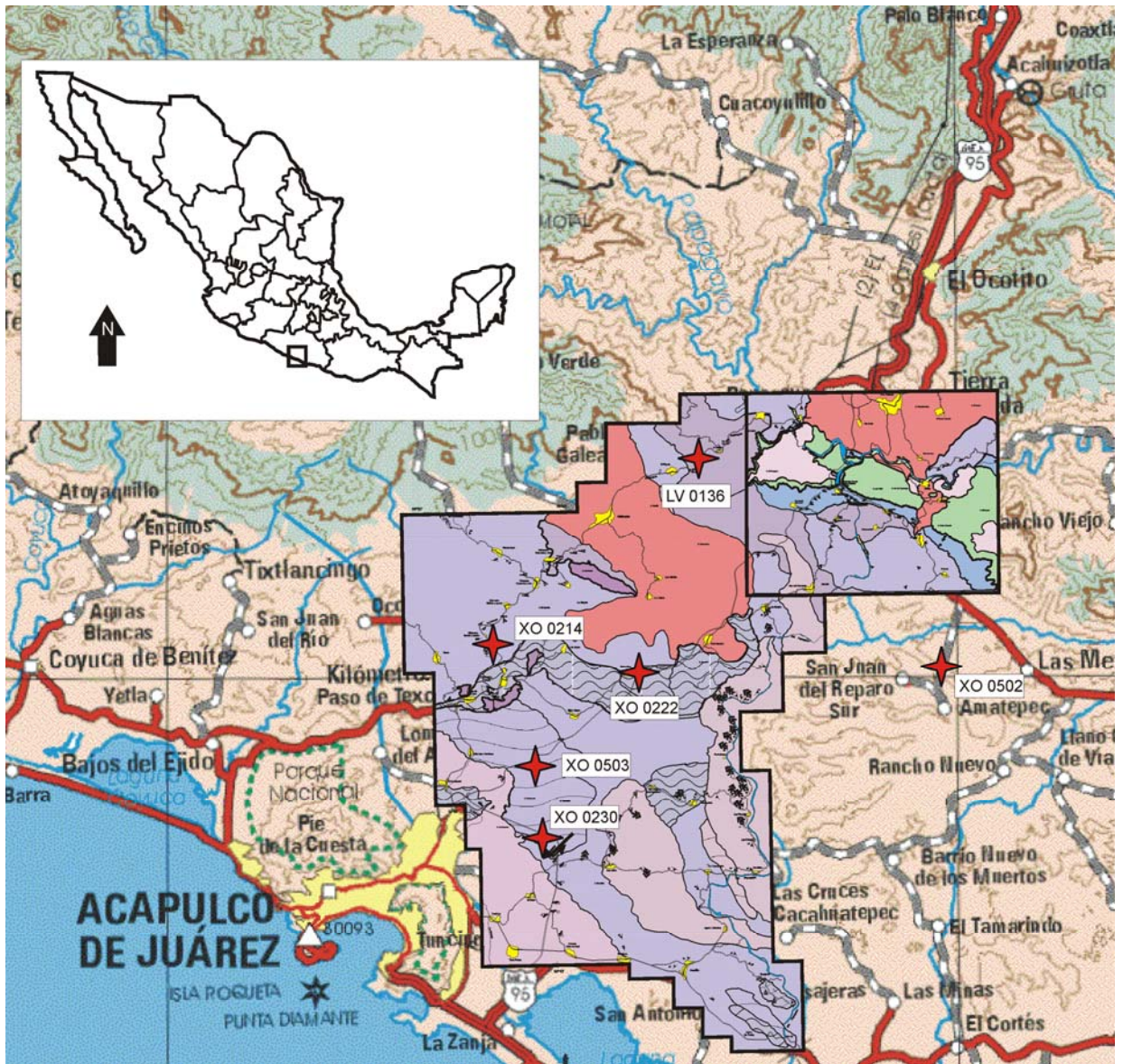


Fig. IV.2. Mapa esquemático regional del estudio. Se resalta la localidad de los muestreos para análisis petrográficos, geoquímicos y fechamientos en el sector Tierra Colorada Acapulco. En el recuadro superior derecho se marca el área delimitada por Torres-de León (2005). Modificado de Villacura et al. (2004). Claves: LV 0136 (El Salitre, granito); XO 0214 (Puente del rancho, ortogneis); XO 0222 (Sabanillas, pegmatita); XO 0230 (Diamante, ortogneis); XO 0502 (San Juan del Reparó, intrusivo); XO 0503 (En gneis de biotita, pegmatita).

IV.1 Descripción petrográfica de las muestras

IV.1.1 Granitoides

Granito El Salitre

Clave: LV 0136

Coordenadas: N 17°08'52.7"
W 99°38'00.0"

Esta roca presenta una textura cristalina, constituida por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, muscovita y granate. Se encuentra poco alterada y no se aprecia deformación alguna macroscópicamente.

Petrográficamente se trata de un cuerpo granítico poco deformado, constituido por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa (Oligoclasa) aunque un poco subordinada. Algunos cristales de feldespato potásico y cuarzo presentan una textura gráfica (Figura IV.1-A), cuyos intercrecimientos son microcristales de cuarzo y feldespato principalmente. Es importante la presencia de feldespatos con textura mirmequítica. Los cristales de cuarzo y feldespato potásico presentan una notable extinción ondulante, producto de la deformación; así mismo, estos dos minerales se encuentran en forma de cataclastos y como sobrecrecimientos en los cristales de mayor tamaño, propiciando lo que se conoce como textura de corona (Figura IV.1-D).

Como minerales accesorios este granitoide presenta muscovita y clorita; ambas pueden ser diferenciadas no sólo por sus características ópticas, sino por que también su ocurrencia es notablemente diferente. Las muscovitas se aprecian magmáticas, sanas, sin alteración alguna y en ocasiones es posible ver su maclado (Figura IV.1-B). También es común encontrar cristales de muscovita en las cuales los planos de cruce se encuentran algo deformados; aunque no obedecen o presentan una cinemática clara. La clorita está principalmente alojada en rellenos de fractura (Figura IV.1-C y E); sin embargo, se puede descartar su origen como consecuencia de intemperismo, puesto que en algunas zonas de la lámina delgada se presentan ambas (muscovita y clorita), sin evidencias de estar siendo alterada la muscovita. A esto se le puede sumar el efecto que existe regionalmente, ya que al ser una zona que sufrió diferentes eventos intrusivos, no se descarta el origen de la clorita como producto de fluidos hidrotermales (Figura IV.1-F).

En esta muestra no fue posible encontrar zircones como minerales accesorios, ni en láminas delgadas ni en concentrados para geocronología. Los granates fueron encontrados en su mayoría durante la separación magnética para concentrados minerales para fechamiento, y su presencia evidencia un carácter aluminoso de este intrusivo.



Fig.IV.1. Fotomicrografías de la muestra LV 0136 [nícoles cruzados]. A) Vista general de la roca, con textura gráfica (al centro). B) Principales diferencias entre dos muscovitas, una magmática y la otra poco deformada. C) Se aprecia una clorita rellenando una fractura (centro), y la extinción ondulante del cuarzo. D) Textura coronaria, entre dos fenocristales, el feldespato se aprecia con una ligera seritización. E) Muscovita junto con clorita de relleno, inmersas en cristales de feldespato visiblemente deformados. F) Muscovita maclada magmática, cortada por una clorita de relleno de fractura.

Granito Las Piñas

Clave: LV 0321

Coordenadas:	N	17°05'43"
	W	99°31'33"

Se trata de un granito protomilonítico, inequigranular y constituido principalmente por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa (Oligoclasa). Los minerales accesorios de mayor proporción son la biotita y la clorita (~ 5%), cuya ocurrencia está asociada a planos de foliación (Figura IV.2-A y B).

El cuarzo en esta muestra en general se presenta con una extinción marcadamente ondulante y formando bandeamientos, productos de la deformación sufrida por este cuerpo. Es posible identificar recristalización dinámica en especial en el cuarzo, lo que indica que ésta deformación sucedió a temperaturas medianamente bajas (~ 500°C). Las antes mencionadas bandas, presentan inmersas en ellas cataclastos de feldespato potásico y plagioclasa (Figura IV.2-C y D).

Los feldespatos presentan una incipiente sericitización (Figura IV.2-A), producto de la milonitización y/o la presencia de fluidos hidrotermales en escala regional, lo que también podría explicar la cierta orientación en la clorita al encontrarse evidencias como su crecimiento orientado perpendicularmente a los planos de fractura.

Como minerales accesorios (<1%), es importante la gran cantidad de titanita y de zircón que se aprecia en dicha sección; sin embargo, la mayoría se encuentran fracturados y rotos (Figura IV.2-D), sin duda alguna, debido a la deformación de esta roca.

Algunas secciones de biotita sanas se encuentran deformadas sensiblemente, y esto se denota por la geometría de sus planos de exfoliación. En una lámina orientada, son apreciables las estructuras de deformación, conformadas por los denominados "pez de mica" (Figura IV.2-E). Dichas estructuras denotan una cinemática dextral en lámina delgada. Sin embargo al ser extrapoladas en forma regional este desplazamiento resulta normal con una componente lateral izquierda.

Los cataclastos presentan una deformación frágil interna, pues se aprecian fracturas que obedecen a la cinemática de la milonitización (Figura IV.2-F).

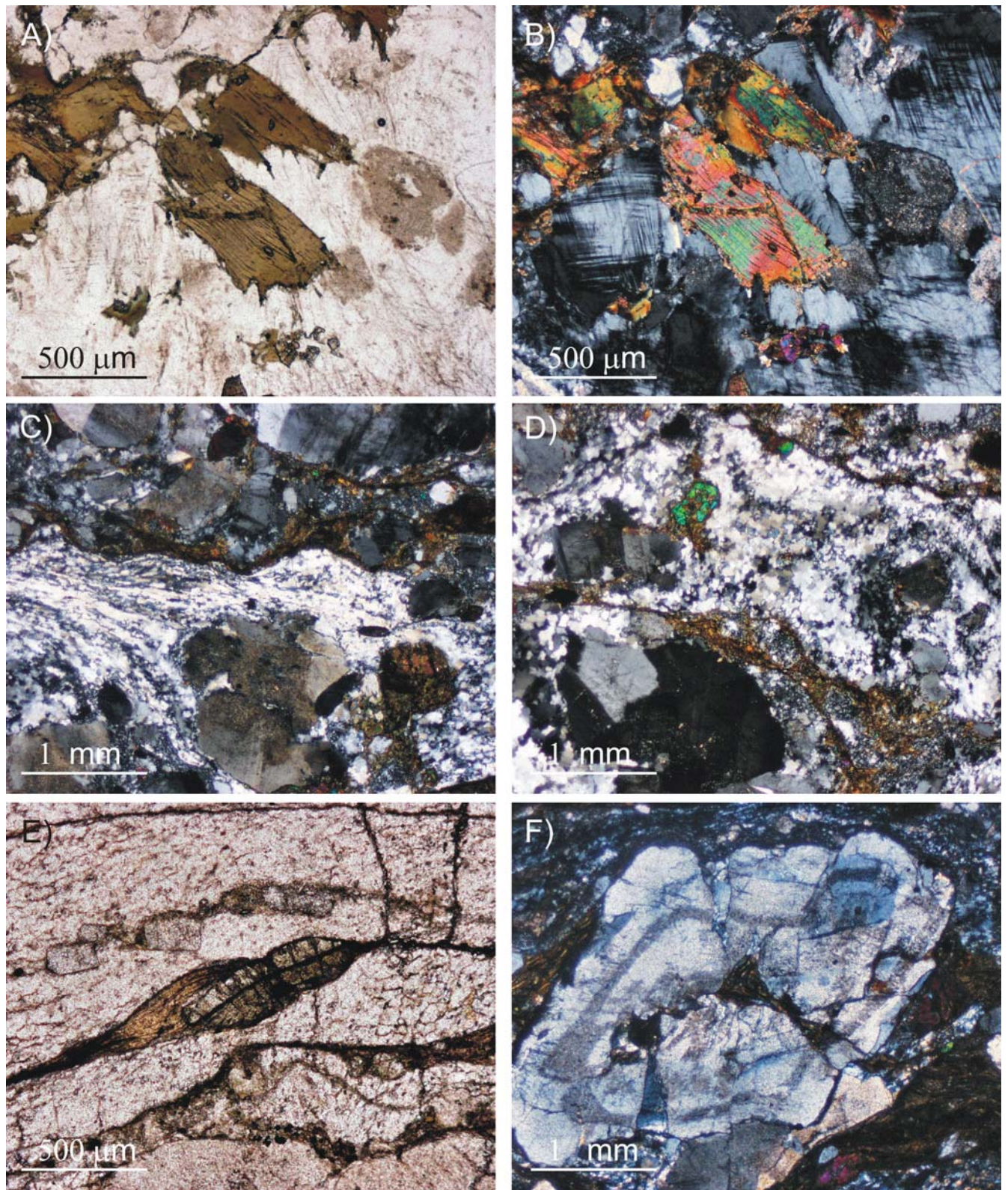


Fig.IV.2. Fotomicrografías de la muestra LV 0321 [A y E: luz paralela]; [B,C, D y F: nícoles cruzados]. A) Vista general de la roca, con la presencia de Bt deformada. B) Bt deformadas entre cristales de Kfs, que presenta incipiente seritización. C) Bandeamiento constituido por Qz, con cataclastos de Kfs y Bt inmersos. D) Banda de Qz con cataclastos de Kfs y se aprecia una titanita euhedral fracturado. E) "Pez de mica" desarrollado por la deformación, se aprecian también cataclastos de Kfs en especie de imbricación. F) Cristal deformado de Kfs, que presenta fracturamiento interno, producto de la intensa deformación.

Granito El Pozuelo (facies porfídica)

Clave: LV 0317B

Coordenadas: N 17°06'12"
W 99°33'04"

Granito deformado, constituido principalmente por cuarzo y feldespato potásico, con plagioclasa (albita) subordinada. Los feldespatos se presentan como porfidoclastos inmersos en una matriz de cuarzo y plagioclasa. El régimen de deformación se aprecia en los porfidoclastos de feldespato que presentan fracturamiento interno, que pueden llegar a medir 3 cm de diámetro en el ejemplar de mano (Figura 4.19 de Torres de León, 2005). En esta escala no es posible apreciar minerales secundarios.

Los bordes de los cristales de cuarzo y feldespato, se denotan muy marcados y con juntas triples, producto de la deformación a la que fueron sometidos (Figura IV.3-A). Así mismo, es posible apreciar la extinción marcadamente ondulante del cuarzo y de algunos cristales de plagioclasa. Los cristales de feldespato que fueron identificados como microclinas se encuentran incipientemente sericitizados.

Esta muestra presenta clorita poco abundante (Figura IV.3-B), así como la presencia de zircones como minerales accesorios fracturados, presumiblemente debido a la deformación del intrusivo.

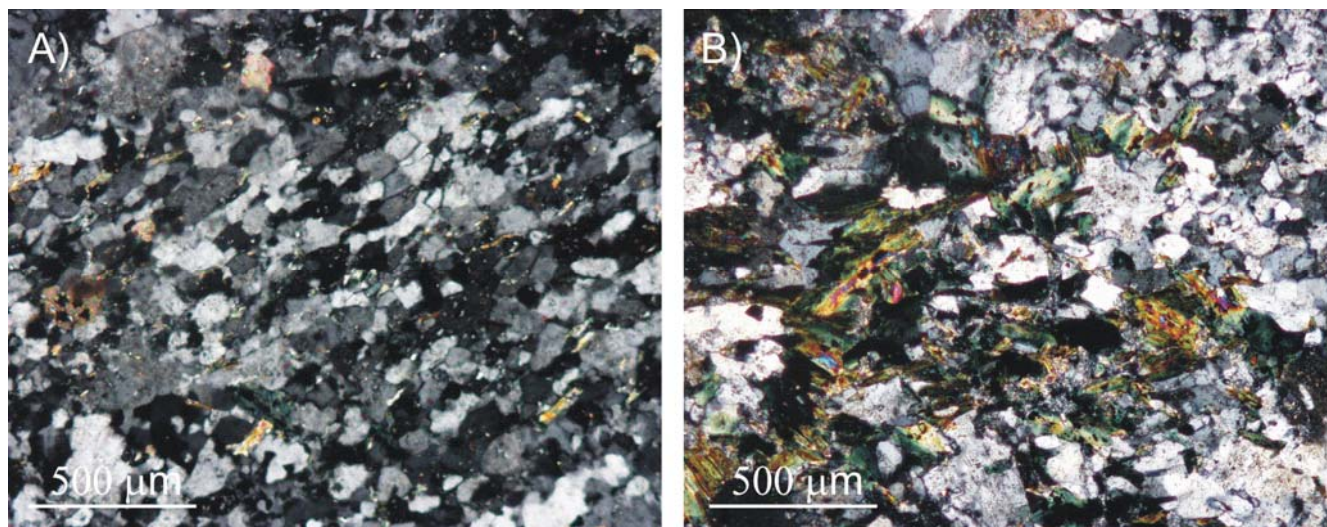


Fig. IV.3. Fotomicrografías de la muestra LV 0317B [nícoles cruzados]. A) Matriz cuarzo-feldespática, que presenta los bordes muy marcados y alineados. B) Presencia de Clorita como mineral secundario.

Granito El Pozuelo (Facies foliada)

Clave: XO 0201

Coordenadas: N 17°05'11.2"
W 99°35'52.7"

Ejemplar catalogado como granito, constituido principalmente por feldespato potásico y cuarzo, con plagioclasa (albita) restringida (Figura IV.4-A). Presenta textura inequigranular y con orientación en

los cristales, propiciando una textura foliada. Este cuerpo contiene biotita y clorita, principalmente determinando los planos de foliación (Figura IV.4-B).

El cuarzo presenta extinción ondulante; sin embargo, los feldespatos y plagioclasas no presentan una extinción ondulante muy evidente, por lo que éste cuerpo se deformó posiblemente a un nivel somero. Los microcristales, producto de la recristalización dinámica, presentan orientación paralela a los planos de foliación.

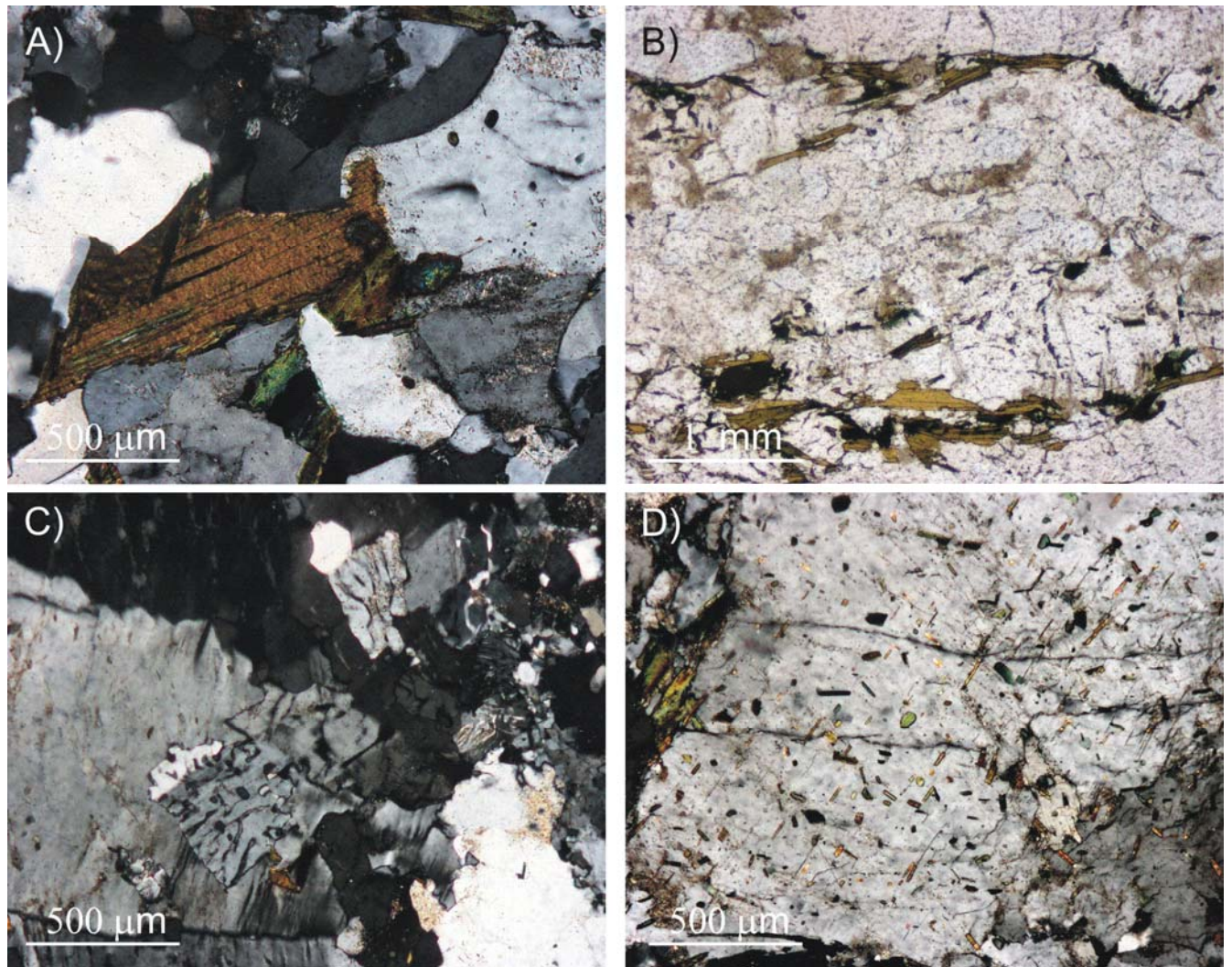


Fig.IV.4. Fotomicrografías de la muestra XO 0201 [A, C y D: nícoles cruzados] [B: luz paralela]. A) Vista general de la roca, con la presencia de Qz, Kfs, Pl y Bt. B) Bt deformadas entre cristales de Kfs, denotando el régimen de deformación. C) Presencia de texturas gráficas y mirmequíticas, como relicto de la textura original. D) Kfs con inclusiones de Bt y Chl orientadas.

Generalmente los cristales tienen bordes muy marcados, producto de la deformación a la que fueron sujetos; sin embargo, conservan aun relictos de su textura original, como maclas de Carlsbad sin deformar y texturas mirmequíticas y graníticas (Figura IV.4-C).

Algunos cristales de feldespato, presentan inclusiones de clorita, unas con orientación y otras con un arreglo caótico (Figura IV.4-D). La cinemática de ésta muestra en una lámina orientada, denota

una deformación con cinemática izquierda. Sin bien en lámina delgada los cristales de zircón no se pudieron encontrar, sí se obtuvo concentrados de zircón para el fechamiento de este cuerpo.

Granito Tierra Colorada

Clave: XO 0501

Coordenadas: N 17°08'41.5"
W 99°33'11.5"

Esta muestra en ejemplar de mano se presenta sana y de color gris claro, con planos de foliación. Por lo que se determino como un cuerpo intrusivo con deformación local, constituido por cuarzo y feldespato potásico y plagioclasa (Oligoclasa) como minerales primarios y biotita como accesorio, definiendo los planos de foliación.

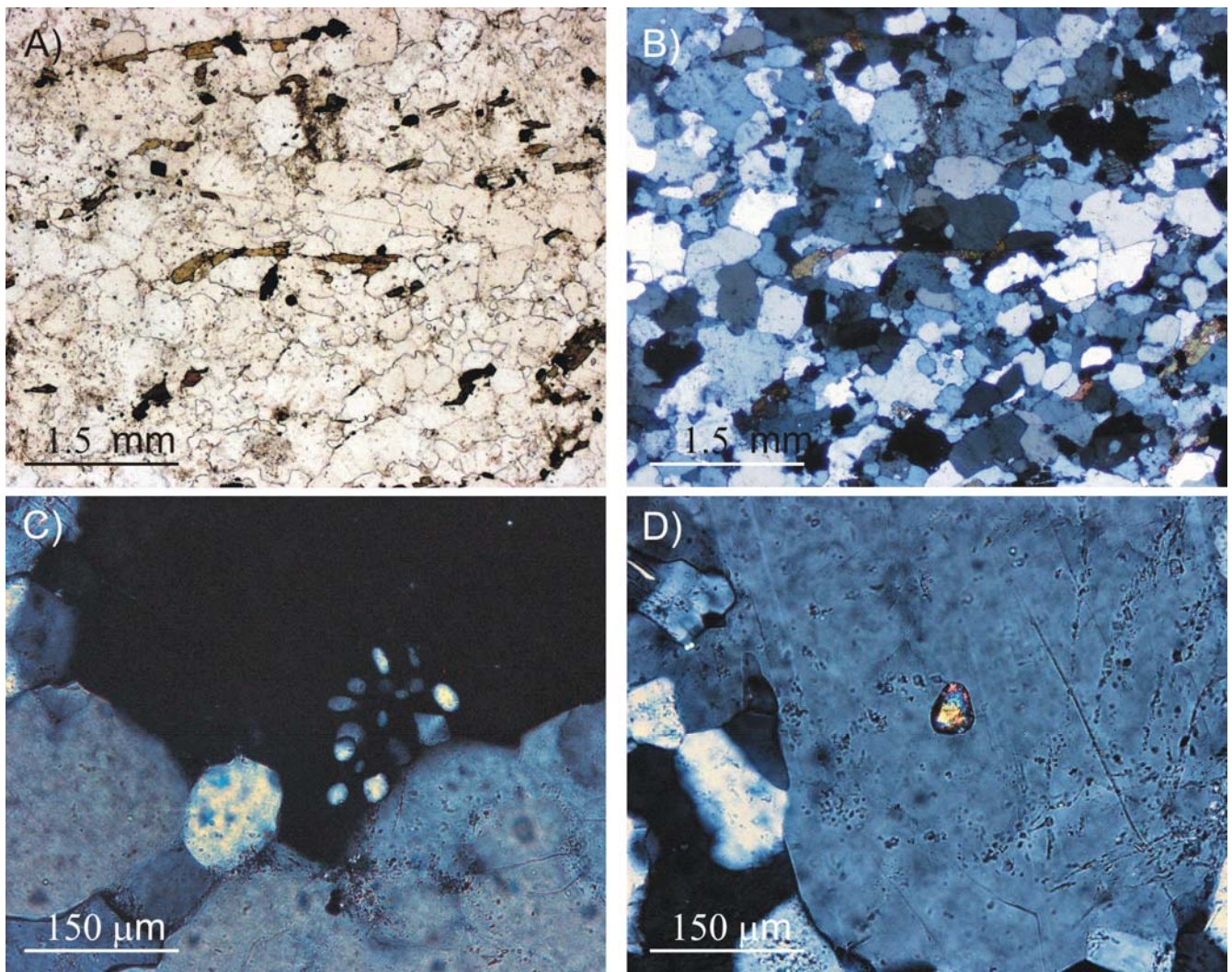


Fig.IV.5. Fotomicrografías de la muestra XO 0501 [A: luz paralela]; [B, C, y D: nicoles cruzados]. A) Vista general de la roca con luz paralela, la Bt y mt son evidentes, definiendo planos de foliación. B) Qz y Kfs deformados con bordes suturados. C) Presencia de textura gráfica entre cristales de Qz y Kfs. D) Zircón inmerso en un cristal de Kfs.

Granito-granodiorita con textura equigranular, donde el cuarzo y el feldespato potásico son predominantes, aunque la plagioclasa está presente en ~20% (Figura IV.5-B). Estos minerales se presentan ligeramente alineados y con los bordes remarcados, producto de la deformación a la que fueron sujetos; así como los minerales accesorios se encuentran definiendo planos de foliación (Figura IV.5-A y B). Dichos minerales accesorios son principalmente biotita subhedral sin cloritización de color pardo, y magnetita (esta definida al procesar los concentrados de minerales con el separador isodinámico Frantz®).

En algunos cristales es posible apreciar una textura gráfica, si no muy evidente, sí se puede reconocer a mayores aumentos (20x), ésta se presenta en los límites de los cristales de cuarzo y feldespato potásico (Figura IV.5-C).

Además de la magnetita y la biotita, contiene una importante cantidad de zircones como mineral accesorio de alta importancia para futuros fechamientos por el método de U-Pb. Es posible encontrarlos en sección delgada, por su alto relieve y color de interferencia. Los zircones se aprecian subhedrales y sin fracturamiento aparente (Figura IV.5-D).

Intrusivo San Juan del Reparó

Clave: XO 0502

Coordenadas:	N	16°59'57.2"
	W	99°31'13.4"

Este cuerpo de roca en ejemplar de mano se presenta sano sin alteración evidente, ni deformación alguna. Está compuesto principalmente por feldespato potásico y plagioclasa, con cuarzo en menor porcentaje (18-20%). Los minerales accesorios apreciables son biotitas de color negro y magnetita.

En lámina delgada esta roca tiene una textura equigranular y es evidente que la composición mineralógica es controlada por la plagioclasa en su mayoría, permitiendo clasificarla como una tonalita (Figura IV.6-B). El mineral accesorio característico de esta roca es la biotita de color pardo, sin alteración ni deformación alguna (Figura IV.6-A).

Las plagioclasas se encuentran zoneadas evidenciando un enfriamiento progresivo en equilibrio sin diferenciación, lo que es acorde al carácter mineralógico de este intrusivo (Figura IV.6-B). Así mismo, las plagioclasas pueden presentar inclusiones de lo que parece ser feldespato; sin embargo, no se descarta que se trate de cuarzo por su extinción paralela, pues por el tamaño de los microcristales exfolvidos, no fue posible identificarlos con precisión (Figura IV.6-C).

Otro carácter petrográficamente notable es la ocurrencia de una gran cantidad de minerales accesorios como el zircón y apatitos (Figura IV.6-D). Los zircones se encuentran euhedrales y de buen tamaño, llegando a medir hasta 400 μm de largo y 200 μm de ancho; sin embargo es posible

apreciar en ocasiones intercrecimientos de zircón y apatito, lo que como se verá posteriormente dificultó el fechamiento de zircones por el método de U-Pb (Figura IV.6-D).

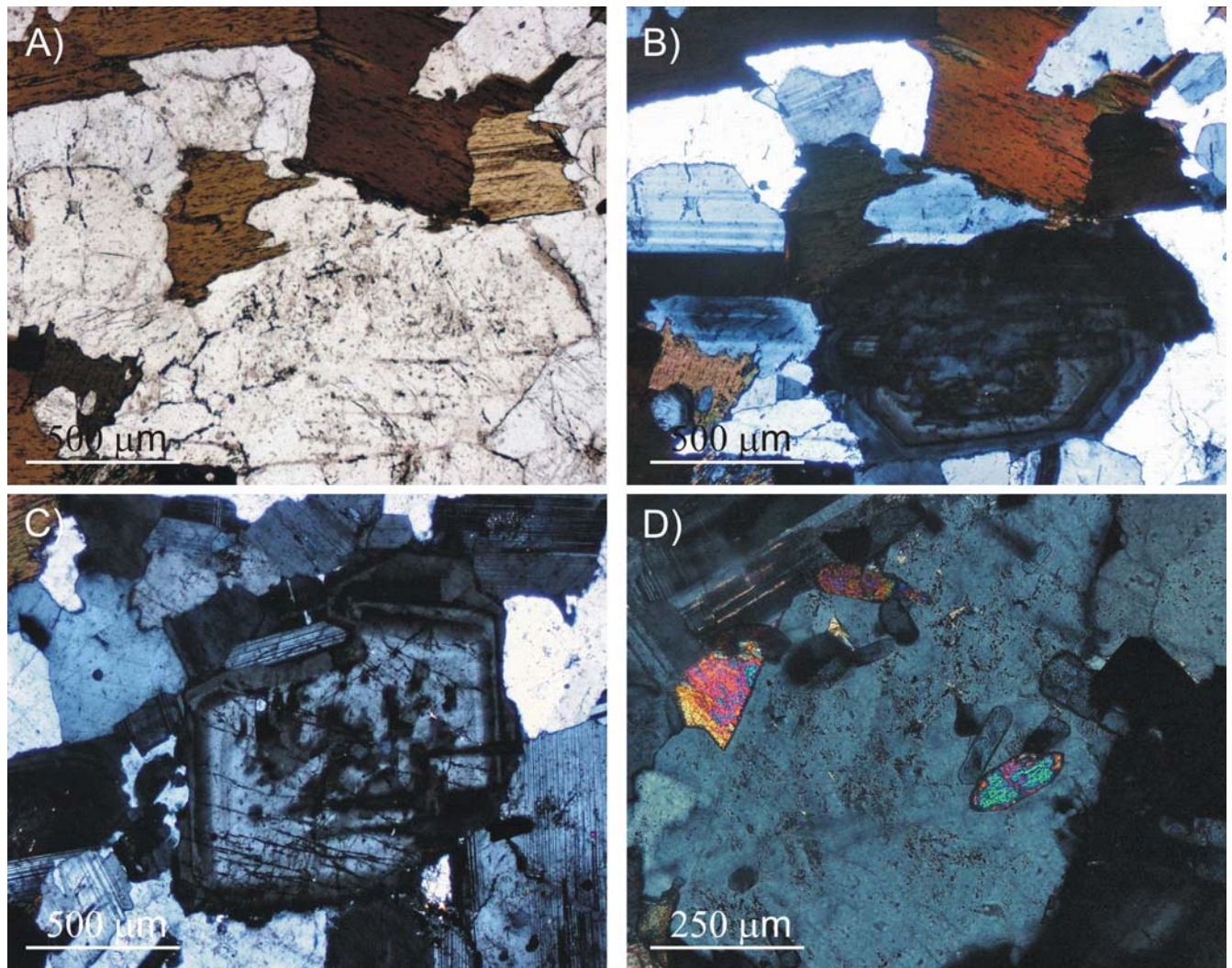


Fig.IV.6. Fotomicrografías de la muestra XO 0502 [A: luz paralela]; [B, C y D: nícoles cruzados]. A) Vista general de la roca, con la presencia de Qz, Kfs, Pl y Bt. B) Bt deformadas entre cristales de Kfs, denotando el régimen de deformación. C) Presencia de textura de exclusión entre una plagioclasa y lo que parece ser feldespato o cuarzo. D) Inclusiones de zircones y apatitos en un cristal de Kfs.

IV.1.2 Gneises

Ortogneis Puente del Rancho

Clave: XO 0214

Coordenadas: N 16°59'22.1"
W 99°47'45.5"

Roca inequigranular granítica, con abundante feldespato potásico y cuarzo, con presencia de plagioclasa (oligoclasa) un tanto subordinada. El feldespato más abundante es la ortoclasa; sin embargo, existe microclina pero restringida (Figura IV.10-A).

Como mineral secundario se encuentra la clorita que obedece a un bandeamiento típico de un gneis (Figura IV.10-B). Este mineral presenta pleocroismo y una birrefringencia anómala en tonos azules.

Es posible apreciar cataclastos inmersos en las bandas micáceas (Figura IV.10-B); dentro de estos cristales, es posible ver texturas internas de deformación frágil, en un tipo de porfidoclastos de feldespato imbricados (Figura IV.10-A).

De este cuerpo se obtuvieron concentrados de zircones para su posterior fechamiento, sin embargo, no fueron objeto de estudio en este trabajo.

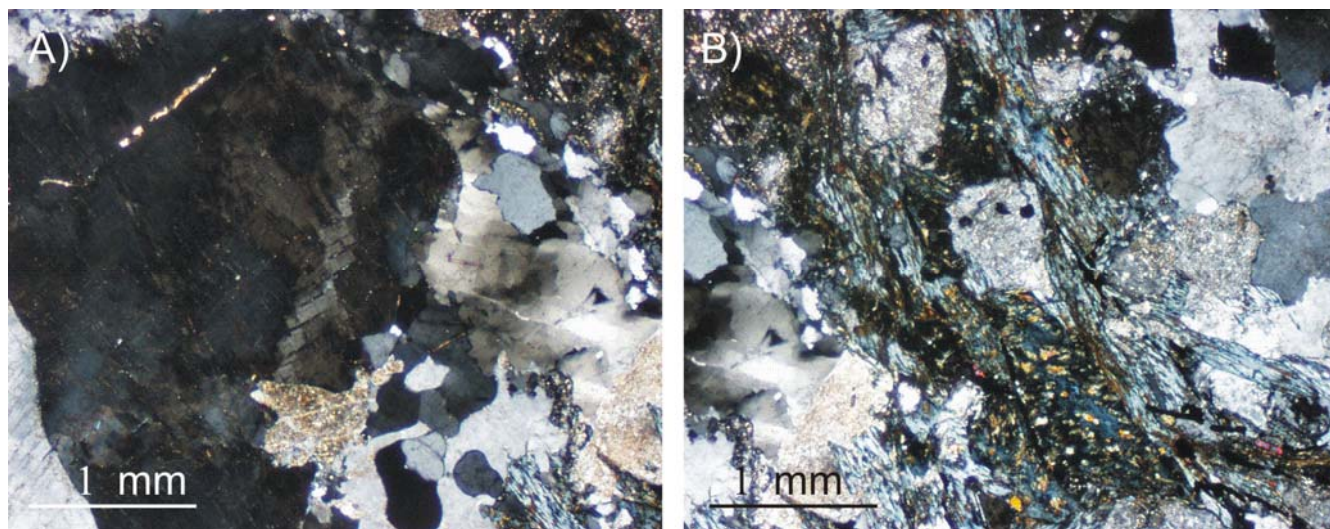


Fig. IV.10. Fotomicrografías de la muestra XO 0214 [nícoles cruzados]. A) Cristales de Kfs y Qz principalmente, con bordes muy marcados; se aprecia un porfidoclasto con deformación frágil interna en forma de cataclastos imbricados. B) Presencia de Clorita como mineral secundario, formando bandeamientos de textura gneisica con cataclastos inmersos.

Ortogneis Diamante

Clave: XO 0230

Coordenadas:

Viaducto Diamante
Km 13.300

Muestra sana de composición granodiorítica, constituida principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas (oligoclasa-andesina) (Figura IV.11-A). Los cristales de esta muestra se presentan equigranulares, con los bordes marcados y generando juntas triples entre ellos en la mayoría de los casos (Figura IV.11-B). Los cristales de cuarzo de mayor tamaño presentan una extinción ondulante, así mismo, las plagioclasas en ocasiones presentan esta ondulación (Figura IV.11-C).

Como minerales accesorios se presentan la biotita de color pardo y hornblendas de color verde. En algunas ocasiones es posible apreciar cierta cloritización de las biotitas; sin embargo, ésta no resulta muy penetrativa (Figura IV.11-D).

Al igual que para el ortogneis Puente del Rancho, se obtuvieron concentrados de zircón en esta muestra que no son objeto de estudio del presente trabajo.

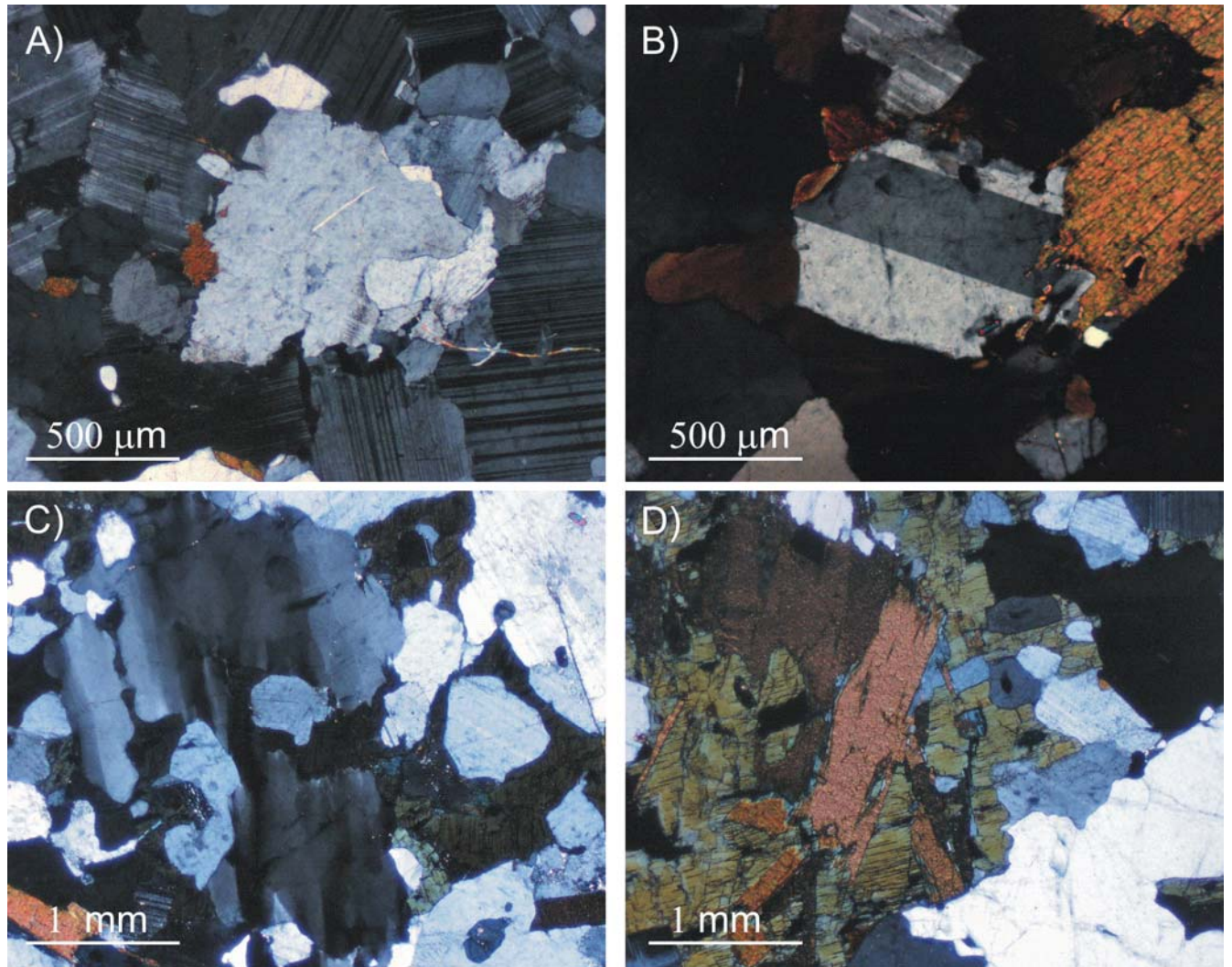


Fig.IV.11. Fotomicrografías de la muestra XO 0230 [nícoles cruzados]. A) Vista general de la roca, con la presencia de Pl, Kfs y Qz, con presencia restringida de máficos. B) Kfs con macla de Carlsbad, con bordes marcados y juntas triples entre los cristales; se encuentra también una porción de Hbl. C) Qz con extinción ondulante. D) Presencia de los minerales máficos, Hbl verde y Bt parda, aunque se encuentra con algunas partes cloritizadas, pero poco penetrativa.

III.1.3 Pegmatitas

Cortando Migmatitas antes de Sabanillas

Clave: XO 0222

Coordenadas: N 16°59'07.8"
W 99°43'09.0"

Pegmatita granodiorítica, compuesta por plagioclasas sódicas (Oligoclasa-Andesina), feldespato potásico y cuarzo subordinado. Tiene una textura equigranular y magmática, los cristales son de gran tamaño y de subhedrales a euhedrales, sanas sin alteración alguna.

Los feldespatos presentan maclas de Carlsbad, mientras que las plagioclasas tienen comúnmente textura mirmequítica hacia los bordes de fenocristales que tengan colindancia con cuarzo (Figura IV.7-A). En ocasiones es posible apreciar las plagioclasas con maclas de Carlsbad y polisintéticas.

Los minerales accesorios que se encuentran en esta roca son biotitas de color pardo y hornblendas pardas y verdes; todas se aprecian magmáticas y subhedral a euhedrales sin alteraciones (Figura IV.7-B).

En algunas partes es posible apreciar cortes basales de apatitos, que se comportan como minerales isotrópicos de relieve moderado, de casi todas las ocurrencias subhedral y euhedral (Figura IV.7-C). También es posible observar zircones de buen tamaño y sin fracturas y en su mayoría euhedrales (Figura IV.7-D). Se encontró granate en abundancia durante la separación mineral, sin embargo, no se pudo encontrar evidencia de éstos en lámina delgada.

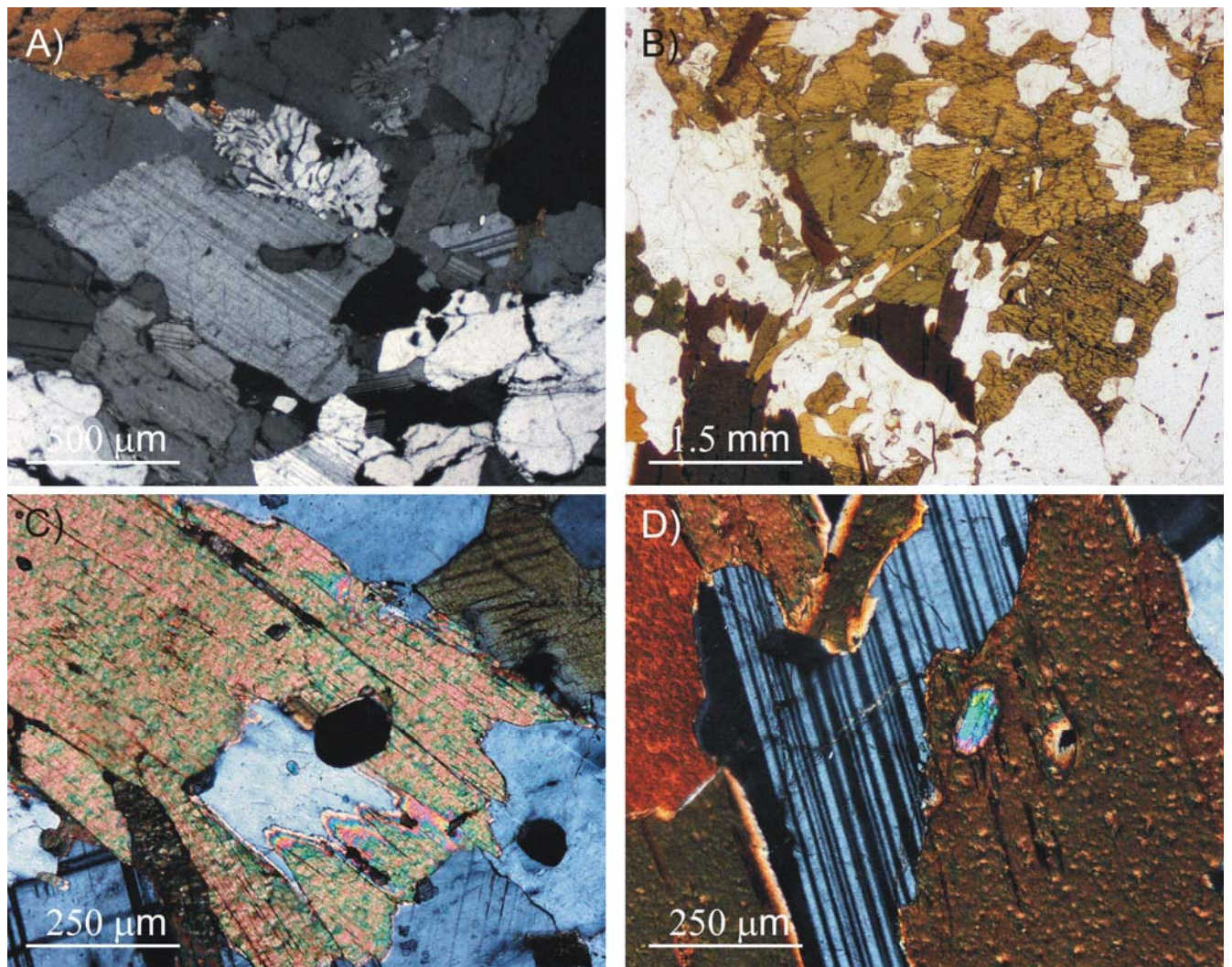


Fig.IV.7. Fotomicrografías de la muestra XO 0222 [A, C y D: nícoles cruzados]; [B: luz paralela]. A) Vista general de la roca, con la presencia de Qz, Kfs, Pl y hornblenda. B) En la imagen se aprecian dos tipos de Hbl verdes, una parda y finalmente las Bt, todos los cristales en una matriz cuarzo-feldespática C) Apatitos en sección basal (apariencia isotrópica). D) Zircón euhedral contenido en Bt, este tipo de cristales, se encuentran bastante diseminados por la roca.

Cortando Gneis de Biotita

Clave: XO 0503

Coordenadas: N 16°56'21.0"
W 99°46'55.2"

Caracterizada por cristales de gran tamaño que sobrepasan los 2 cm, esta roca en afloramiento es leucocrática y deformada, cortando un cuerpo gnéisico de biotita. La roca esta sana sin alteración penetrativa, aunque se presenta poco fracturada.

Petrográficamente está constituida por cuarzo y feldespato potásico en casi su totalidad (Figura IV.8-A), con la presencia de biotita, rellenando fracturas. Los cristales de cuarzo tienen una extinción ligeramente ondulante, producto de la deformación a la que fueron sometidos, así como bordes sutilmente suturados (Figura IV.8-B).

En esta muestra se encontraron zirrones euhedrales al procesar la muestra para fechamiento, sin embargo, éstos concentrados no fueron objeto de estudio de esta tesis.

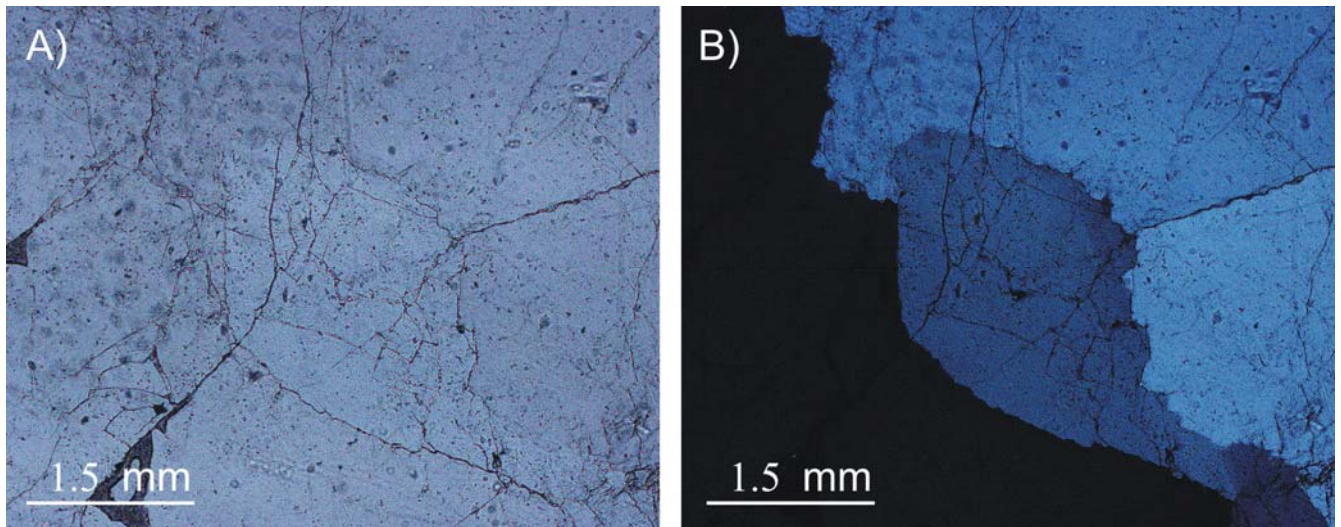


Fig.IV.8. Fotomicrografías de la muestra XO 0503 [A: luz paralela]; [B: nicoles cruzados]. A) Vista general de la roca, con la presencia de Qz, Kfs, los cristales son de gran tamaño. B) Los bordes de los cristales se presentan en forma de sutura, aunque ligeramente.

Cortando Gneis de Estaurolita

Clave: XO 0505

Coordenadas: N 17°05'11.2"
W 99°35'52.7"

Este cuerpo pegmatítico se encuentra fuertemente plegado y cortando una secuencia de gneises de estaurolita. Mineralógicamente está contituido por cuarzo, feldespato potásico, granate y muscovita; sin embargo, ésta última se pudo apreciar rellenando fracturas.

La petrografía permitió identificar la extinción del cuarzo y feldespato potásico en forma ondulate, así como sus bordes suturados (Figura IV.9-B). En la lámina delgada se pudo corroborar la ocurrencia de la muscovita en forma de relleno de fracturas y se determinó como relleno post

plegamiento, puesto que las muscovitas se encuentran sin deformación y sus planos de cruceo se encuentran perpendiculares a la dirección de la fractura a la que rellenan (Figura IV.9-A y B).

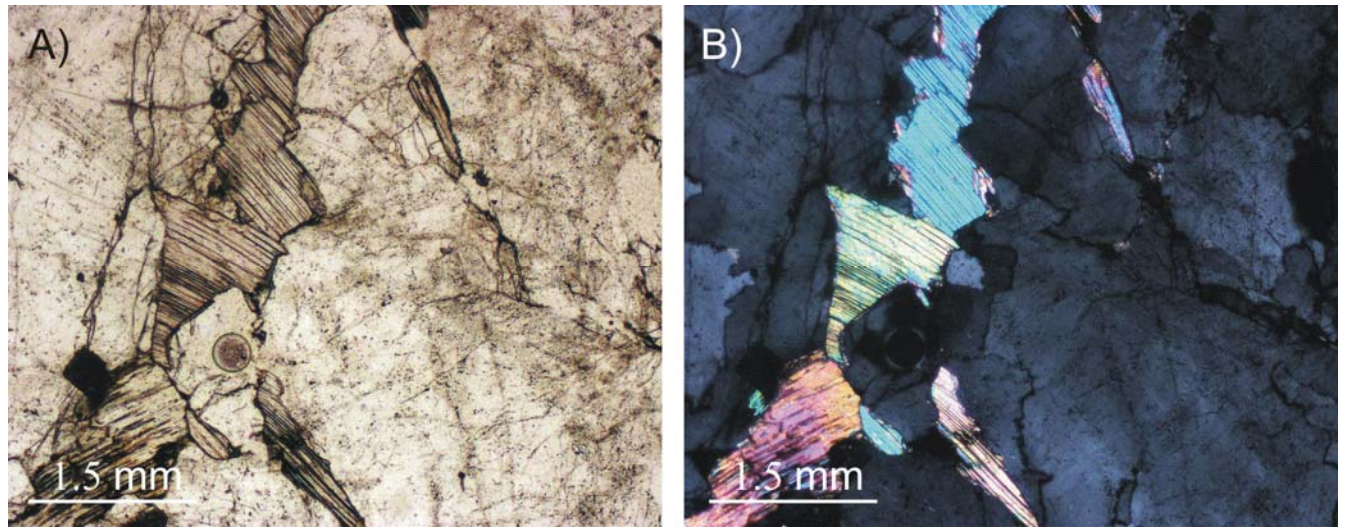


Fig.IV.9. Fotomicrografías de la muestra XO 0505 [A: luz paralela]; [B: nícoles cruzados]. A) Vista general de la roca, con la presencia de Qz, Kfs, Pl y Ms. B) Ms entre cristales de Kfs relleno de fracturas, denotando el régimen de deformación en los cristales de Kfs por sus bordes suturados y extinción ondulante del Qz.

IV.2 Geoquímica

Los resultados de los análisis químicos fueron normalizados a 100% con FeO y Fe₂O₃ recalculados según Irvine y Baragar (1971) (tabla IV.2).

Debido a que la geoquímica actualmente es la herramienta más poderosa para poder comprender los procesos que originan a los granitoides, así como su evolución, es importante mencionar algunos de sus usos en las rocas graníticas (Clarke, 1992):

1. Clasificación de las muestras
2. Establecimiento de relaciones petrogenéticas, entre cuerpos espacialmente asociados.
3. Revelación de procesos de diferenciación.
4. Comprensión de la fuente de los granitoides
5. Conocimiento de ambientes tectónicos de la fuente de los intrusivos graníticos

Dentro del presente trabajo uno de los principales objetivos fue la caracterización geoquímica de los cuerpos estudiados; y para esto, se requirió el uso de dos técnicas diferentes en el estudio de la composición química de las muestras.

IV.2.1 Elementos Mayores y Traza

De forma general, los datos geoquímicos se subdividen en elementos mayores y traza; esto es con base en el porcentaje total del peso de la muestra analizada.

Los elementos mayores se presentan en forma de óxidos, puesto que los análisis químicos arrojan esta forma como resultados. Dichos elementos son: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. La concentración de estos elementos está controlada por los principales minerales formadores de rocas como cuarzo (SiO_2), plagioclasa (CaO , Na_2O y Al_2O_3), feldespato potásico (K_2O y Al_2O_3) en una muestra; así mismo, los minerales ferromagnesianos controlaran el porcentaje de FeO y MgO que se presentara en la roca en cuestión.

Los elementos traza (porcentaje menor que 0.1% o bien 1000 ppm), cuentan con dos formas al menos de clasificarlos. La primera está basada en la compatibilidad del elemento con la fase líquida o sólida de un sistema magmático, cuando comienza la cristalización; lo que determina que un elemento sea compatible o incompatible. Mientras que la segunda se basa en la relación existente del radio iónico y la carga iónica de un elemento, denominado potencial iónico (Rollinson, 1993). Esta clasificación, permite agrupar como elementos de bajo campo de fuerza (LFSE) al Cs, Rb, K, Ba, Sr, Th, U y Pb; mientras que los elementos de alto campo de fuerza (HFSE) son Zr, Hf, Nb, Ta, Ti y P.

Por otro lado, algunos elementos como los de transición (Cr, Ni, Sc, V, Co, Cu y Zn), el grupo del platino (Os, Ir, Ru, Rh, Pt y Pd) y los metales refractarios (Mo, W y Re) pueden ser excluidos de las clasificaciones anteriores.

Para el desarrollo de este trabajo, se empleo el programa de cómputo Igpert 04[®] for Windows[®] para la elaboración de diagramas de discriminación de elementos mayores y/o traza como Harker (1909), Cox et al. (1979), Sun y Mc Donough (1989).

IV.2.2 Tierras Raras (REE)

Geoquímicamente el término "Tierras Raras" (REE-Rare Earth Element), se encuentra restringido a los elementos pertenecientes a la serie de los lantánidos (Ver Tabla IV.1).

Número Atómico	Símbolo	Valencia	Nombre
57	La	+3	Lantano
58	Ce	+3, +4	Cerio
59	Pr	+3	Praseodimio
60	Nd	+3	Neodimio
61	Pm	+3	Prometio
62	Sm	+3	Samario
63	Eu	+3, +2	Europio
64	Gd	+3	Gadolinio
65	Tb	+3	Terbio
66	Dy	+3	Disprosio

67	Ho	+3	Holmio
68	Er	+3	Eritronio
69	Tm	+3	Tulio
70	Yb	+3	Yterbio
71	Lu	+3	Lutecio

Tabla IV.1. Lista de los elementos que conforman el grupo de las Tierras Raras (REE).

El comportamiento geoquímico de los REE ha sido tema de investigación exhaustiva por un largo periodo de tiempo (Haskin et al., 1968; Evensen et al., 1978; Clark, 1984; Henderson, 1984; Henderson, 1996), no sólo por su carácter intrínseco debido a que son elementos diferentes con conductas muy similares, sino también por su utilidad en la solución de problemas petrológicos y mineralógicos.

Los REE son muy electropositivos, por lo que generalmente sus compuestos son iónicos y se encuentran sustituyendo a elementos de radio catiónico grande, gracias a que cuentan con un radio iónico grande. Algo que resulta muy determinante en el comportamiento y propiedades de estos elementos es el arreglo de los electrones alrededor del núcleo atómico.

Las abundancias de los REE en la Corteza Terrestre son bajas, aunque no tanto como el Au, Hg o In. Siete de los REE cuentan con abundancias comparables con elementos económicamente importantes como el Sn, W o As (entre 1 y 10 ppm). Y por otro lado, otros cuatro REE pueden presentar abundancias entre los 15 y 100 ppm; sin embargo, de todos los REE, el Ce es el de mayor abundancia en la Corteza Terrestre con una concentración promedio de 30 ppm (Henderson, 1996).

El estudio geoquímico de estos elementos ha permitido establecer una normalización de los REE en cualquier tipo de roca. Esto resulta particularmente apropiado si se utilizan gráficas (plots), cuya normalización (usualmente con condritas) permite eliminar el efecto de oscilación de las abundancias de acuerdo al número atómico. En este trabajo se construyeron los diagramas normalizados con respecto a condritas de Sun y Mc Donough (1989) por medio del paquete Igpert 04[®] para Windows[®].

Tabla IV.2. Resultados de los análisis de química de roca total de las muestras estudiadas (Elementos mayores en % y elementos traza en ppm).

	Granitoides						Gneises		Pegmatitas		
	LV0136	LV0321	LV0317B	XO0201	XO0501	XO0502	XO0214	XO0230	XO0222	XO0503	XO0505
SiO ₂	74.28	70.57	74.81	75.52	73.54	61.65	67.93	70.09	71.41	73.81	77.07
Al ₂ O ₃	15.40	15.33	12.98	12.82	13.70	19.05	15.80	14.75	15.08	15.05	14.11
Fe ₂ O ₃	0.66	2.28	1.60	2.33	2.94	5.06	3.72	4.20	2.63	0.51	0.37
MnO	0.01	0.04	0.04	0.03	0.05	0.09	0.05	0.08	0.05	0.01	0.02
MgO	0.09	0.93	0.20	0.18	0.54	1.56	0.79	0.96	0.64	0.23	0.23
CaO	1.27	2.52	1.28	1.18	2.04	5.03	2.06	3.65	3.83	1.89	1.65
Na ₂ O	4.54	4.22	4.01	3.51	3.63	4.78	3.58	3.91	3.57	3.28	5.61
K ₂ O	3.67	3.57	3.89	4.21	3.25	1.91	5.35	1.84	2.43	5.16	0.91
TiO ₂	0.04	0.39	0.13	0.16	0.24	0.64	0.57	0.44	0.30	0.04	0.02

Geoquímica y Geocronología de los Granitoides

P ₂ O ₅	0.05	0.15	0.05	0.04	0.06	0.24	0.14	0.09	0.07	0.01	0.01
TOTAL	100.00	100.00	98.99	10.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
ACNK**	1.12	1.00	0.99	1.03	1.04	1.00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Sc	4	4	4	2	7	5	8	12	7	1	1
Zr	17	130	130	138	213	384	295	168	94	64	25
Be	4	3	2	2	2	2	1	2	1	2	5
V	-5	49	-5	5	8	58	26	49	37	5	5
Cr	-20	-20	-20	-20	207	151	-20	-20	-20	165	221
Co	-1	3	-1	1	4	8	4	5	3	2	2
Cu	-10	-10	-10	20	1	13	11	-10	-10	5	7
Zn	-30	60	33	34	31	79	41	77	32	2	3
Ga	17	18	16	15	n.d.	n.d.	16	17	13	n.d.	n.d.
Ge	1.0	0.8	1.4	1.1	n.d.	n.d.	0.9	1.2	0.9	n.d.	n.d.
Rb	117	106	130	140	102	45	108	88	69	124	37
Sr	115	691	66	73	175	640	198	171	206	181	132
Y	11.0	10.3	30.7	27.7	34.8	11.3	21.6	30.5	14.4	1.4	19.7
Zr	14	133	130	143	200	337	287	177	92	42	3
Nb	6.5	5.5	7.0	7.0	6.4	5.4	8.6	7.1	5.9	1.2	2.3
Sn	4	3	2	3	4	0	1	2	1	-3	-2
Cs	2.5	6.8	1.7	3.3	1.5	1.1	1	3	1.8	2.2	1
Ba	97	1,130	832	1,197	1,024	727	2,127	506	1,193	664	58
La	10.2	29.3	27.4	30.2	29.7	23.2	50.50	27.2	10.0	1.8	2.42
Ce	21.0	56.7	50.8	56.2	56.9	41.6	100.5	54	22.7	3.9	4.8
Pr	2.42	6.49	5.80	5.61	6.61	4.83	10.30	5.4	2.68	0.27	0.36
Nd	9.8	24.2	20.2	20.5	26.9	19.9	40.2	21.1	11.7	1.3	1.81
Sm	2.41	4.16	4.31	4.27	6.18	3.52	6.77	4.6	2.80	0.32	0.67
Eu	0.399	1.088	0.570	0.485	0.856	1.192	1.31	0.95	0.908	0.525	0.340
Gd	2.38	2.96	4.00	4.22	6.21	2.88	5.97	4.80	2.83	0.10	1.11
Tb	0.40	0.40	0.68	0.74	1.10	0.39	0.78	0.83	0.46	0.04	0.35
Dy	2.06	1.82	4.15	4.55	6.36	2.10	3.99	4.96	2.70	0.24	2.66
Ho	0.34	0.30	0.84	0.92	1.37	0.42	0.76	0.99	0.51	0.05	0.67
Er	0.93	0.84	2.71	2.88	3.71	1.19	2.28	3.05	1.50	0.12	1.90
Tm	0.133	0.122	0.422	0.486	0.555	0.171	0.339	0.465	0.223	0.020	0.292
Yb	0.81	0.78	2.75	3.06	3.29	1.11	2.27	2.99	1.39	0.07	1.50
Lu	0.114	0.119	0.461	0.452	0.481	0.201	0.341	0.445	0.200	0.016	0.227
Hf	0.8	4.1	3.8	4.2	6.0	7.8	6.8	4.4	2.4	1.7	0.3
Ta	1.10	0.50	0.74	0.70	0.40	0.37	0.61	0.39	0.60	0.07	0.30
W	0.5	-1	0.5	57.7	n.d.	n.d.	-1	-1	-0.5	n.d.	n.d.
Tl	1.22	1.43	1.10	1.26	n.d.	n.d.	0.81	0.65	0.46	n.d.	n.d.
Pb	38	29	16	20	13	8	17	9	10	27	24
Bi	0.3	2	0.2	0.2	n.d.	n.d.	0.2	0	0.2	n.d.	n.d.
Th	4.41	9.40	11.25	15.7	16.6	5.0	12.02	9.10	3.0	0.0	1.83
U	4.33	4.28	3.04	4.76	2.94	1.16	1.38	1.96	1.27	0.34	7.58

** ACNK = (moles Al₂O₃) / (moles CaO+moles Na₂O+moles K₂O)

n.d. = no detectado

n.o. = no obtenido

Tabla IV.3. Estándares de Referencia Geoquímica utilizados en la medición de elementos mayores por FRX. Medidos en el programa analítico FULLMDIL.QAN

Estándares	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %
NIMP	51.18	0.20	4.27	12.78	0.22	25.35	2.67	0.38	0.09	0.02
JB1A	52.16	1.30	14.51	9.10	0.15	7.75	9.23	2.74	1.42	0.26
NIMN	52.65	0.20	16.47	8.95	0.18	7.56	11.47	2.47	0.25	0.04
NIMS	63.54	0.05	17.16	1.44	0.01	0.48	0.68	0.41	15.40	0.14
QL01	65.55	0.62	16.18	4.35	0.09	1.00	3.17	4.20	3.60	0.25
JG1	72.31	0.25	14.25	2.21	0.06	0.76	2.15	3.37	3.92	0.09
NIMG	75.73	0.09	12.13	1.96	0.02	0.05	0.77	3.36	5.04	0.02
IG2	98.01	0.08	0.29	0.86	0.01	0.17	0.00	0.14	0.02	0.00
ES3	4.63	0.07	1.07	0.62	0.06	0.79	50.86	0.08	0.52	0.42
ES4	2.88	0.04	0.74	0.38	0.06	20.47	29.35	0.07	0.26	0.01
BCU3	50.58	1.75	16.17	9.53	0.14	8.17	8.04	3.86	1.15	0.54
BEN	38.20	2.61	10.07	12.84	0.20	13.15	13.87	3.18	1.39	1.05
DTN	36.45	1.40	59.20	0.66	0.01	0.04	0.04	0.04	0.12	0.09
DTS1	40.47	0.00	0.32	8.69	0.12	49.65	0.14	0.00	0.00	0.00
ALI	69.34	0.01	18.59	0.08	0.00	0.04	0.38	10.59	0.14	0.04
FKN	65.02	0.02	18.61	0.09	0.01	0.01	0.11	2.58	12.81	0.02

IV.2.3 Granitoides

En general el contenido de SiO₂ en los granitoides estudiados se encuentra entre 73.54 y 74.81%, con la excepción del intrusivo Las Piñas, con un ligero decremento de sílice (70.57%), y del cuerpo de San Juan del Reparó, el cual se puede determinar como el menos evolucionado de los cuerpos analizados por su contenido bajo en sílice (61.65%).

En el diagrama TAS (Álcalis Totales vs. Sílice) modificado por Wilson (1989) para rocas plutónicas, se determinó que todos los intrusivos son granitos, con la excepción del intrusivo San Juan del Reparó (XO 0502) el cuál se encuentra clasificado como tonalita (Figura IV.10-A). Todas las muestras se encuentran en el campo de los intrusivos subalcalinos (Figura IV.10.A). Al construir el diagrama de Streckeisen (1974), los intrusivos obtuvieron una clasificación modal (IUGS) entre monzogranito y granodiorita, y de nuevo el cuerpo San Juan del Reparó se clasificó como una tonalita (Figura IV.10-B).

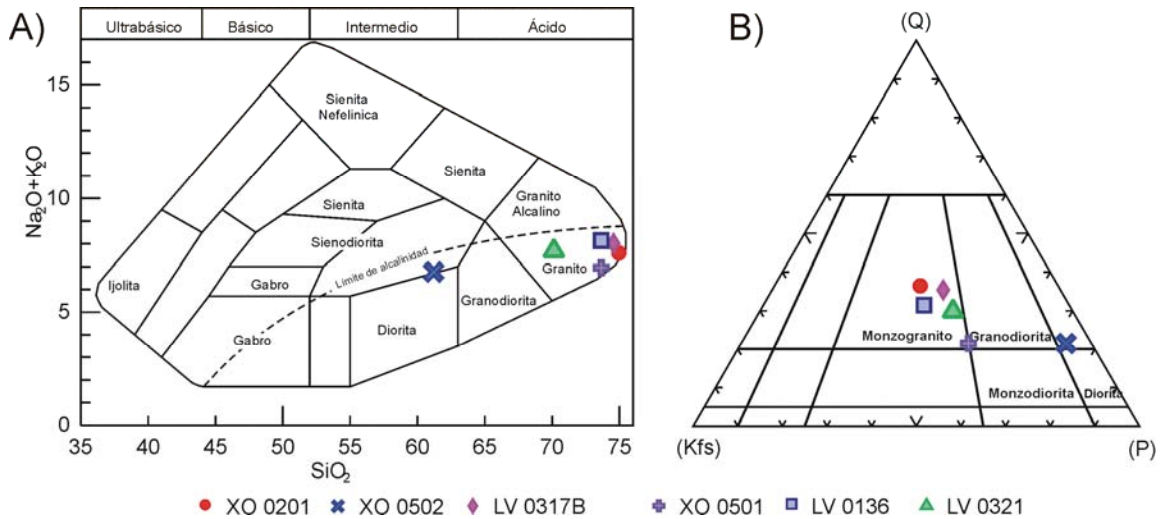


Fig.IV.10. Diagramas de clasificación basados en la composición química. A) Diagrama TAS para rocas plutónicas, modificado por Wilson (1989). B) Clasificación de rocas plutónicas basado en la composición modal IUGS. Claves: LV 0136 (El Salitre); LV 0317B (El Pozuelo, facies porfídica); LV 0321 (Las Piñas); XO 0201 (El Pozuelo, facies deformada); XO 0501 (Tierra Colorada); XO 0502 (San Juan del Reparó).

También el diagrama A de la figura IV.12 permite caracterizar a todos los cuerpos como magmas subalcalinos, por su contenido de sílice y álcalis. El diagrama propuesto por Maniar y Piccoli (1989) permite distinguir entre los granitoides peraluminosos (saturados en aluminio) y metaluminosos (subsaturados en aluminio); y únicamente dos muestras resultaron de éste último tipo, el intrusivo El Pozuelo en su facies foliada (XO 0201) y El Pozuelo en su facies porfídica (LV 0317B) (Figura IV.11-B).

La clasificación tipológica de los granitos, fue propuesta por primera vez por Chappell y White en 1974, en donde discutieron la existencia de dos tipos de granitos; “I” al ser provenientes de corteza ígnea y “S” por ser derivados de corteza sedimentaria, en los que las características químicas tienden a conservarse.

Al construir el diagrama ACNK ($Al_2O_3/CaO+NaO+K_2O[mol]$) vs SiO_2 propuesto por Chapell y White (1974) se puede concluir que todos los cuerpos se comportan como granitos tipo “I” al poseer un índice $ACNK > 1.1$ (Figura IV.11-D). La excepción del granito El Salitre explicaría la ausencia de zircones como cristales accesorio en este cuerpo (LV0136), ya que se trata de un intrusivo tipo S y éstos cuerpos al ser producidos por fusión de corteza metasedimentaria, está empobrecido en ciertos elementos, así mismo como la gran abundancia de un mineral rico en alúmina como la muscovita.

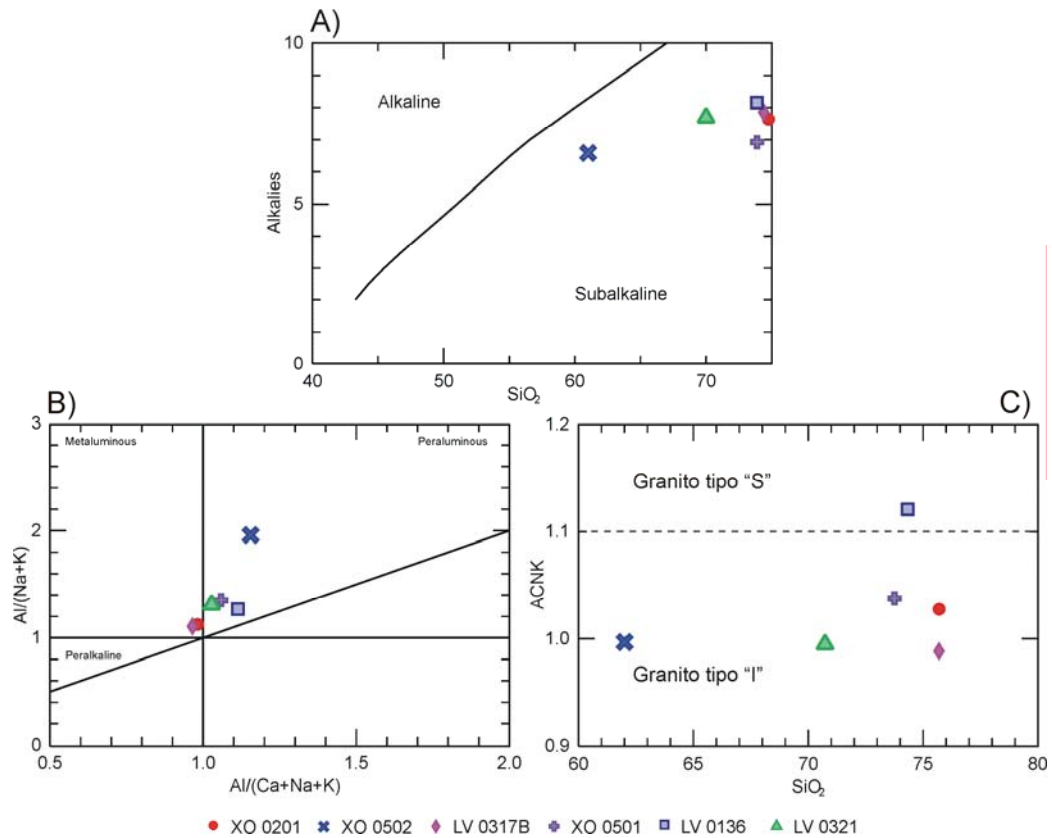


Fig.IV.11. Diagramas de discriminación basados en composición química. A) Diagrama de identificación de la serie alcalina y subalcalina. C) Diagrama del índice Shand's propuesto por Maniar y Piccoli (1989), basado en el índice de saturación de aluminio. D) Diagrama ACNK de Chappell y White (1974) para tipología de granitos. Claves: LV 0136 (El Salitre); LV 0317B (El Pozuelo, facies porfídica); LV 0321 (Las Piñas); XO 0201 (El Pozuelo, facies deformada); XO 0501 (Tierra Colorada); XO 0502 (San Juan del Reparó).

Utilizando diagramas de variación de elementos mayores (tipo Harker, 1909, Figura IV.12), se puede establecer la comparación entre los cuerpos analizados, con el fin de comprender más aún el posible origen de los mismos.

Como se intuyó antes, y se confirma con estos diagramas Harker, existen dos cuerpos intrusivos menos evolucionados con respecto a los demás, que presentan los porcentajes menores de SiO_2 . Así mismo se pudo denotar que el comportamiento del granitoide Las Piñas se presenta con un contenido alto en Na_2O ; sin embargo, también lo hace para CaO y MgO , en comparación con los demás intrusivos exceptuando al de San Juan del Reparó, con lo cual se podría estar evidenciando su carácter intermedio con tendencia félsica.

Es importante denotar, que el carácter peraluminoso del granito El Salitre queda bien manifestado en este diagrama (Figura IV.12), al tener el contenido mayor de Al_2O_3 después del de San Juan del Reparó, por la presencia de muscovita en grandes cantidades, producto de su origen (granito tipo S).

El contenido de Fe_2O_3 (total) es muy variado, puesto que estos cuerpos contienen hornblenda y/o biotita en general. Pero el contenido mayor lo presenta el intrusivo de San Juan del Reparó (~5%),

puesto que contiene una gran cantidad de magnetita; esto se logró identificar al momento de la separación de minerales para fechamiento.

Una posible explicación para la disposición del diagrama en cuanto a contenido de P_2O_5 y TiO_2 (Figura IV.12), es la ocurrencia de minerales accesorios como apatito y titanita. Debido a que el intrusivo Las Piñas (LV0321) cuenta con una importante cantidad de titanita en los concentrados finales de minerales y una subordinada ocurrencia de apatito. Por su parte, el intrusivo San Juan del Reparó contiene la mayor cantidad de fósforo de las muestras analizadas por su contenido alto de apatito, que se pudo evidenciar durante la separación de poblaciones de zircones (que se verá más adelante).

Finalmente, los contenidos de K_2O evidencian el comportamiento e incluso la composición mineralógica de estos cuerpos, puesto que altos contenidos de éste óxido indican la presencia de feldespatos potásicos, como es el caso del granito El Pozuelo (XO 0201) (Figura IV.12).

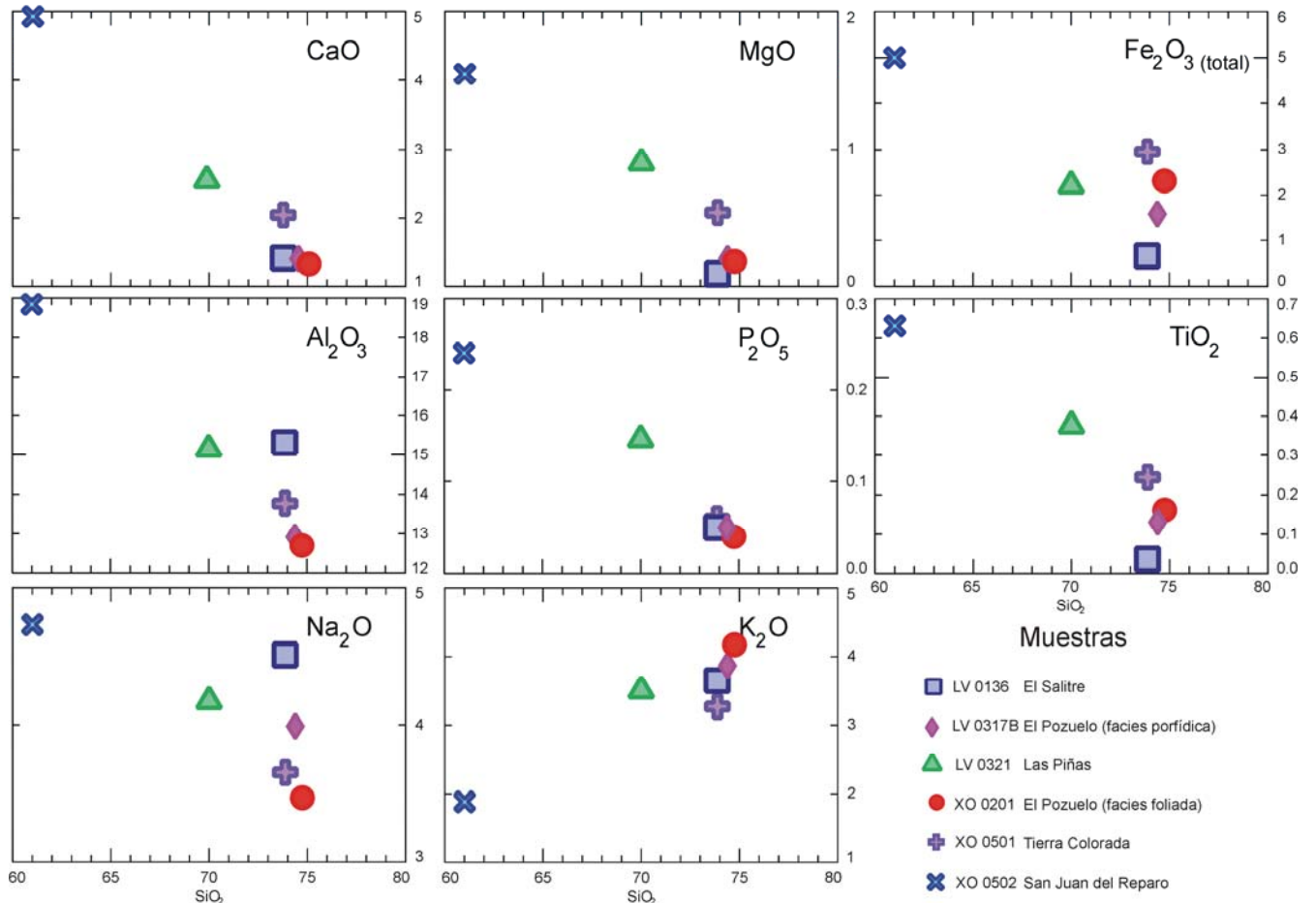


Fig.IV.12. Diagramas de variación de elementos mayores "Harker". Se pueden establecer comparaciones entre los intrusivos analizados, y se pueden denotar patrones como evolución entre ellos.

En un diagrama multielemento de trazas normalizados con respecto al manto primitivo según los valores de Sun y McDonough (1989), es posible identificar ciertos procesos y condiciones particulares

y generales de los cuerpos estudiados. Todos los cuerpos presentan un enriquecimiento en LILE por su grado de incompatibilidad, mientras que elementos como Nb (HFSE) están empobrecidos, lo que es concordante con cuerpos derivados de magmas evolucionados. Es posible apreciar una anomalía positiva de Pb y U, comportamiento común en intrusivos graníticos desarrollados en zonas donde el papel de la subducción es marcado (Figura IV.13-A).

El granito El Salitre (LV0136) tiene una anomalía negativa muy marcada de Zr (Figura IV.13-A), lo que explica la ausencia de zircones previamente mencionada, en esta muestra y es concordante con su carácter peraluminoso. Es importante señalar que la anomalía negativa de Ba refiere a una movilización de este elemento como producto de la deformación y/o metamorfismo (Ilnicki, 2004).

Por otro lado, el intrusivo de San Juan del Reparó (XO 0502) cuenta con la mayor proporción de Zr, indicando la gran abundancia de zircones localizados en dicha muestra (Figura IV.13-A); así mismo denota su carácter menos evolucionado, pues cuenta con una anomalía positiva en Sr y el valor menor de Rb, siendo un comportamiento inverso a lo normal para magmas diferenciados.

Al construir el diagrama multielemento normalizado con condritas para REE según los valores de Sun y McDonough (1989), se pueden encontrar dos tendencias claras entre los intrusivos: la primera es la que caracteriza a la mayoría de ellos, que es el fraccionamiento de plagioclasa, identificado por la anomalía negativa de Eu; mientras que la segunda es aquella donde los cuerpos no presentan dicha anomalía, llegando a ser apreciable un ligero enriquecimiento en este elemento por parte del intrusivo San Juan del Reparó (XO 0502) (Figura IV.13-B). Sin embargo, la tendencia general de los intrusivos en su comportamiento es el típico de rocas pertenecientes a ambientes tectónicos corticales, al ser enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE), y presentar una pendiente decreciente en dirección a las tierras raras pesadas (HREE); sin embargo, se pueden encontrar agrupados los cuerpos en dos secciones en cuanto al contenido de HREE, el cual puede estar denotando patrones en su génesis (Figura IV.13-B).

El diagrama B de la figura IV.13 muestra la formación de dos grupos de intrusivos; la superior caracterizado por los granitoides Tierra Colorada y el Pozuelo, y el inferior compuesto por los intrusivos Las Piñas, El Salitre y San Juan del Reparó. El agrupamiento permite intuir una diferenciación de los granitoides en dos grupos de acuerdo a su comportamiento de HREE, sugiriendo la presencia de granate en el grupo superior. Sin embargo, esto no es congruente con la mineralogía de dichos cuerpos, ya que a ninguno se le encontró granate en lámina delgada ni en la separación de minerales.

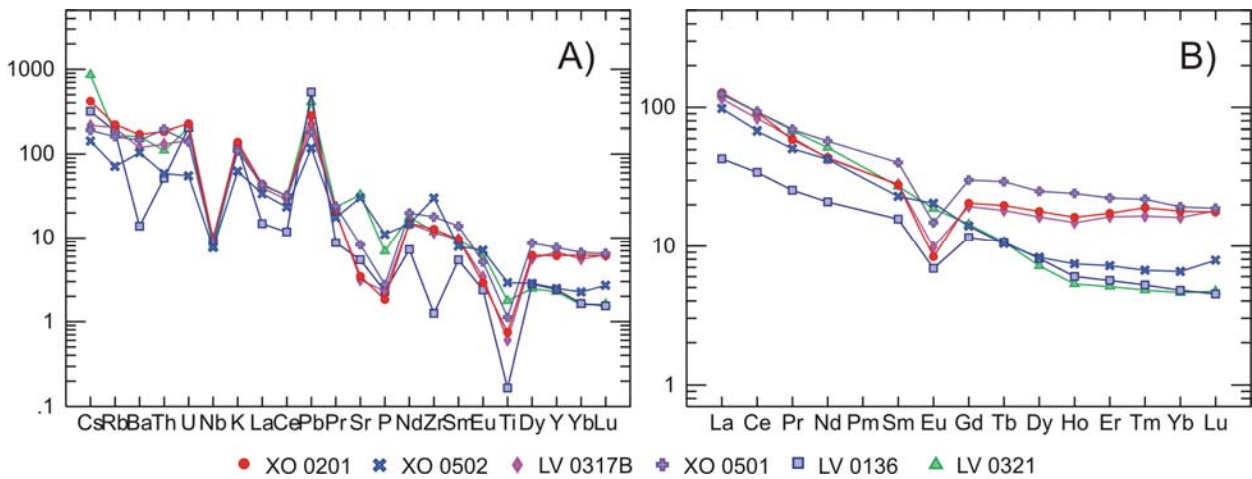


Fig.IV.13. Diagramas multielemento normalizados con los valores de Sun y McDonough (1989). A) Elementos traza incompatibles, normalizados con respecto al Manto Primitivo. B) Tierras Raras (REE) normalizadas con respecto a Condritas. Claves: LV 0136 (El Salitre); LV 0317B (El Pozuelo, facies porfídica); LV 0321 (Las Piñas); XO 0201 (El Pozuelo, facies deformada); XO 0501 (Tierra Colorada); XO 0502 (San Juan del Reparó).

Finalmente de los granitoides se puede mencionar que para el diagrama Yb+Ta vs Rb de ambientes tectónicos propuesto por Pearce et al. (1984), todos resultaron como Granitos de Arco Volcánico (VAG) (Figura IV.14).

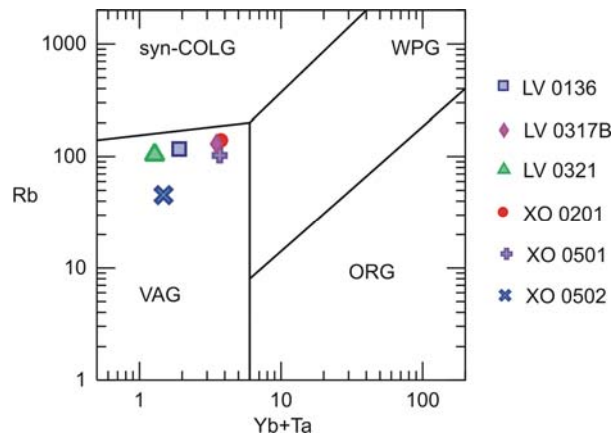


Fig.IV.14. Diagrama de ambientes tectónicos Yb+Ta vs Rb (Pearce et al., 1984). (syn-COLG) Granitos Sin-colisionales. (WPG) Granitos Intraplaca. (VAG) Granitos de Arco Volcánico. (ORG) Granitos Orogénicos. Claves: LV 0136 (El Salitre); LV 0317B (El Pozuelo, facies porfídica); LV 0321 (Las Piñas); XO 0201 (El Pozuelo, facies deformada); XO 0501 (Tierra Colorada); XO 0502 (San Juan del Reparó).

IV.2.4 Gneises

Los cuerpos gnéisicos estudiados cuentan con un contenido de sílice variable de medio a alto, entre 67.93 y 70.09% (Tabla IV.2), como se puede entender a partir de su clasificación química por medio del diagrama TAS modificado por Wilson (1989); en el cuál se concluye que ambos cuerpos presentan posiciones parecidas a granitos, con la diferencia que el ortogneis Puente del Rancho (XO 0214) cuenta con química de granito alcalino (Figura IV.15).

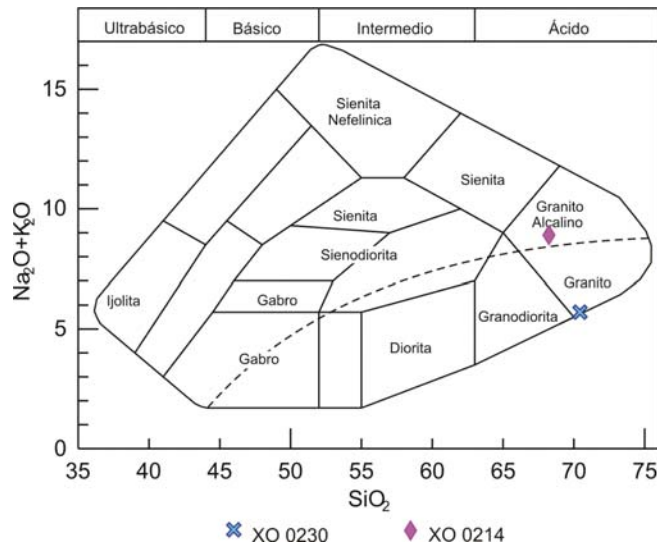


Fig.IV.15. Diagrama TAS para rocas plutónicas, modificado por Wilson (1989). Claves: XO 0230 (Diamante); XO 0214 (Puente del Rancho).

Con el diagrama AFM se pudo determinar que los protolitos de estos ortogneises pertenecieron a una serie magmática calcialcalina (Figura IV.16-A), mientras que existe una notada diferencia entre ellos en cuanto al contenido de aluminio total se refiere; puesto que el ortogneis Puente del Rancho (XO 0214) se encuentra subsaturado en aluminio (metaluminoso), al contrario del ortogneis Diamante (XO 0230) que es peraluminoso (saturado en aluminio) (Figura IV.16-B).

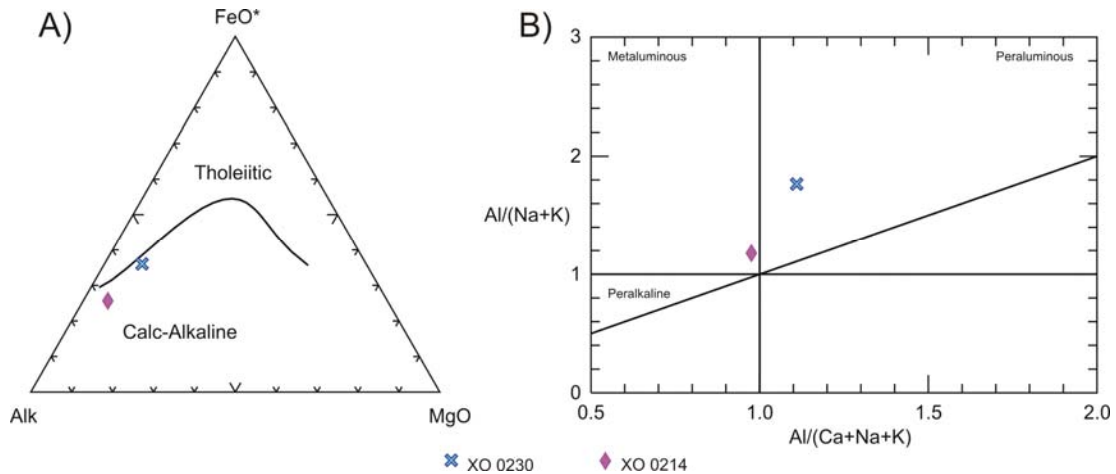


Fig.IV.16. Diagramas de origen y comportamiento químicos. A) Diagrama AFM, que identifica la serie magmática de las muestras analizadas. B) Diagrama del índice Shand's propuesto por Maniar y Piccoli (1989), basado en la saturación de aluminio. Claves: XO 0230 (Diamante); XO 0214 (Puente del Rancho).

Los ortogneises estudiados tienen un comportamiento concordante con cuerpos graníticos, lo que confirma la idea anterior, al construir el diagrama de elementos traza normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Sin embargo, presentan comportamientos distintos

principalmente en elementos como el Cs y el Ba (Figura IV.17-A), éste ultimo puede obedecer a movilizaciones producto del metamorfismo (Ilnicki, 2004). Es también claro que el patrón de REE que presentan estas muestras (Figura IV.17-B) corresponde a rocas de afinidad cortical, pues se encuentran enriquecidos en LREE, así mismo se aprecia en ambos cuerpos el fraccionamiento de plagioclasa, identificado por medio de la anomalía de Eu.

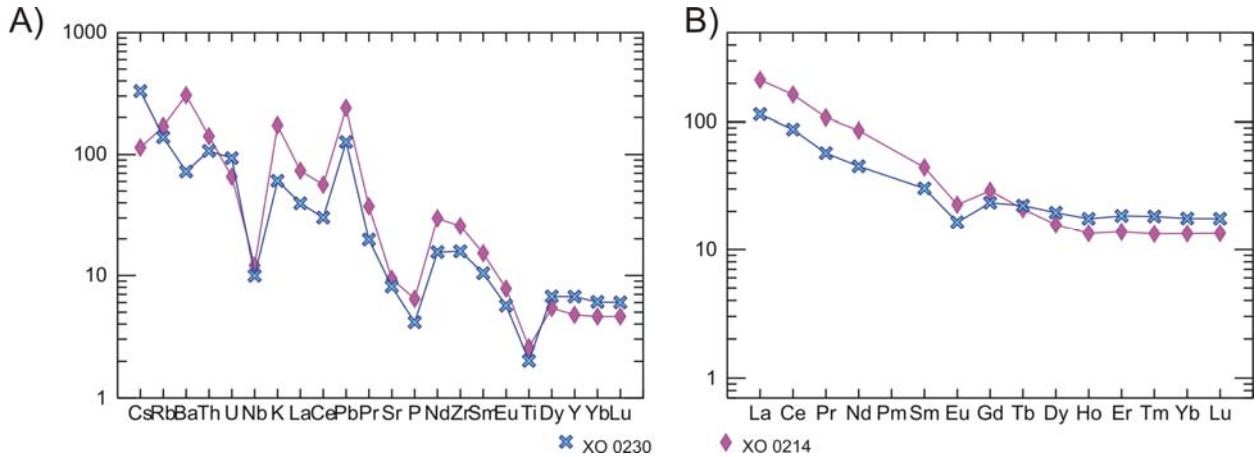


Fig.IV.17. Diagramas multielemento normalizados con los valores de Sun y McDonough (1989). A) Elementos traza, normalizados con respecto al Manto Primitivo. B) Tierras Raras (REE) normalizadas con respecto a Condritas. Claves: XO 0230 (Diamante); XO 0214 (Puente del Rancho).

Los cuerpos gnésicos estudiados por medio del diagrama de ambiente tectónicos propuesto por Pearce et al. (1984), se pudieron determinar como de arco volcánico (Figura IV.18).

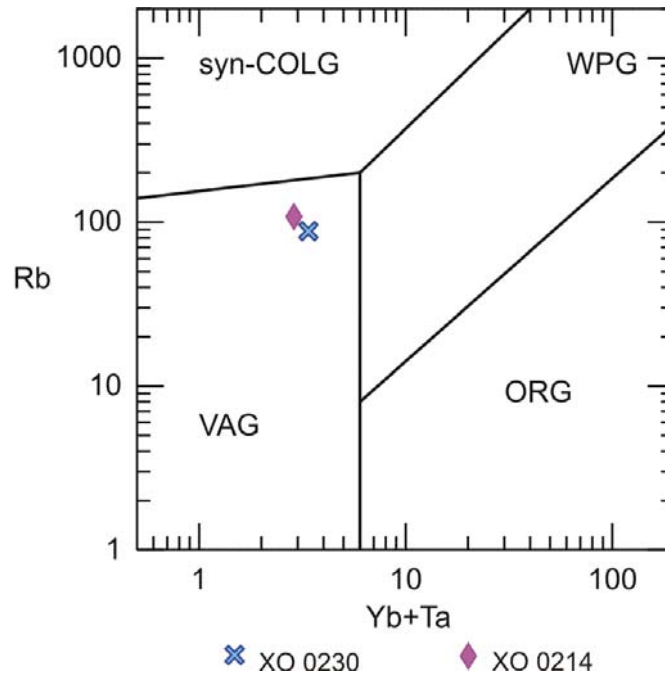


Fig.IV.18. Diagrama de ambientes tectónicos Yb+Ta vs Rb (Pearce et al., 1984). (syn-COLG) Granitos Sin-colisionales. (WPG) Granitos Intraplaca. (VAG) Granitos de Arco Volcánico. (ORG) Granitos Orogénicos. Claves: XO 0230 (Diamante); XO 0214 (Puente del Rancho).

IV.2.5 Pegmatitas

Los cuerpos de pegmatitas estudiados presentaron contenidos altos de sílice, que van del 71.41 al 77.07%, comportamiento acorde a la naturaleza de este tipo de rocas. Sin embargo, su clasificación modal (IUGS) mostró un rango de composición entre monzogranito (XO 0503 y XO 0505) y granodiorita (XO 0222) (Figura IV.19-A). Por otra parte, se identificaron dentro de la serie magmática calcialcalina por medio del diagrama AFM (Figura IV.19-B).

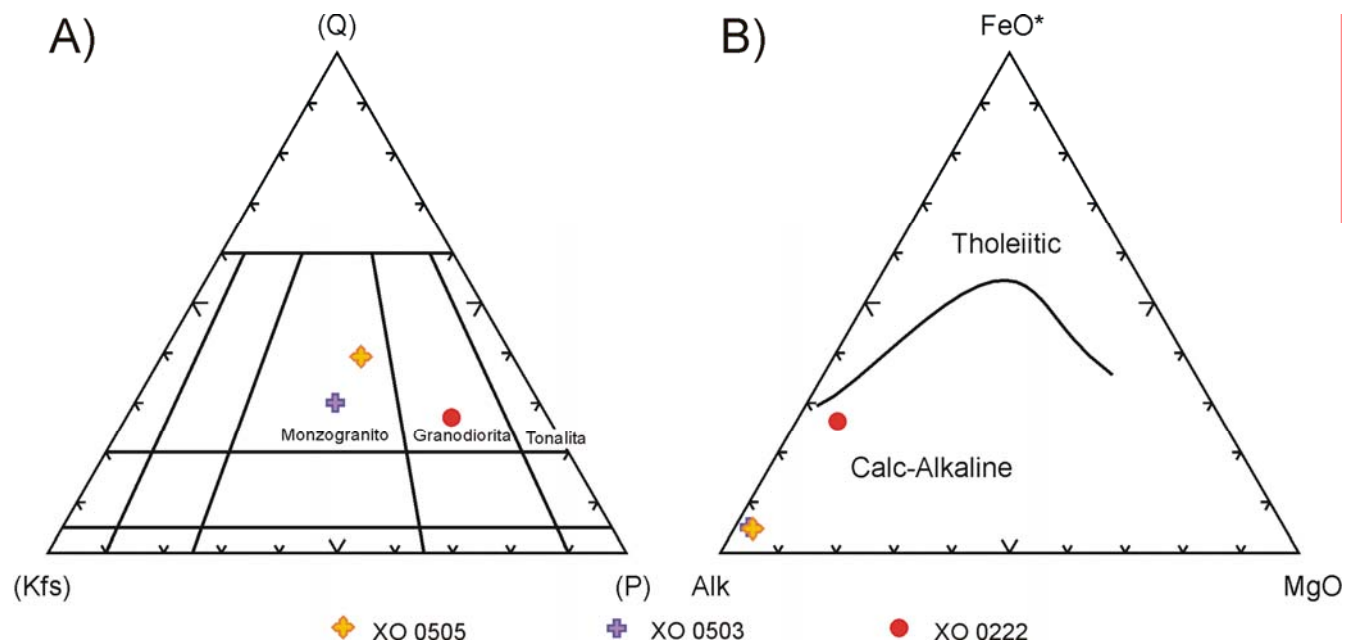


Fig.IV.19. A) Diagrama de clasificación de rocas plutónicas, basado en la composición modal (IUGS). B) Diagrama AFM, para identificación de serie magmática. Claves: XO 0222 (Sabanillas); XO 0503 (En gneis de bt); XO 0505 (En gneis de st).

IV.3 Geocronología

Como tercera parte de este capítulo y segundo objetivo principal del presente trabajo, se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis e implementación de las técnicas geocronológicas descritas en el capítulo anterior.

IV.3.1 Intrusivo San Juan del Reparó (XO 0502)

Para este intrusivo se aplicó la técnica de fechamiento por U-Pb, presentándose algunas dificultades durante su proceso, ya que se encontraron intercrecimientos de apatitos con los zircones en imágenes de Microscopio electrónico de barrido (Figura IV.20), lo que propició una más detallada selección del material para fechar. En la Figura IV.21 se aprecian la clasificación tipológica (Pupin, 1980) de los zircones pertenecientes a esta muestra, en la que las pirámides y prismas están desarrollados equilibradamente.

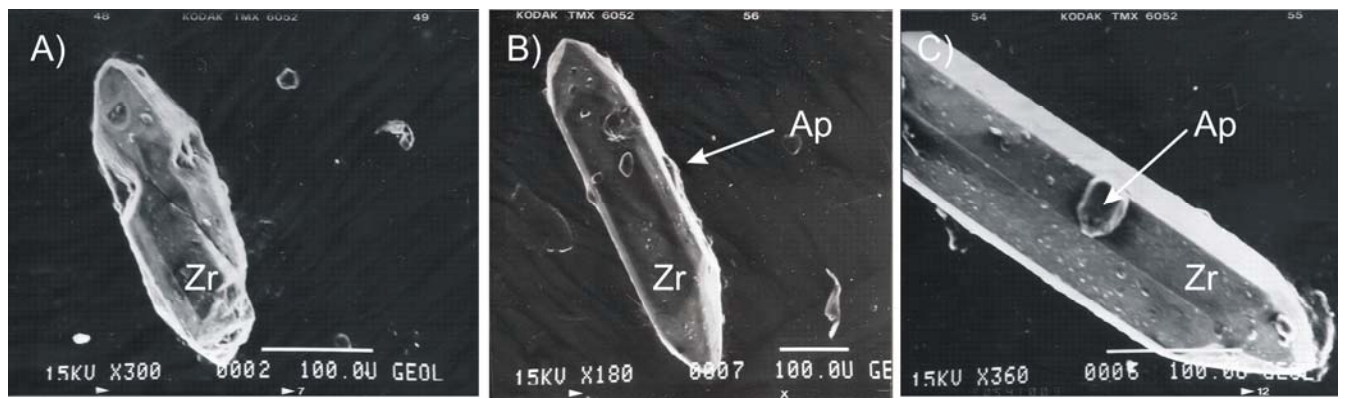


Fig.IV.20. Fotomicrografías en Microscopio Electrónico de Barrido. A) Zircón con pequeños sobrecrecimientos de zircón. B) Zircón con intercrecimiento de apatito. C) Microcristal de apatito sobrecrecido en un zircón.

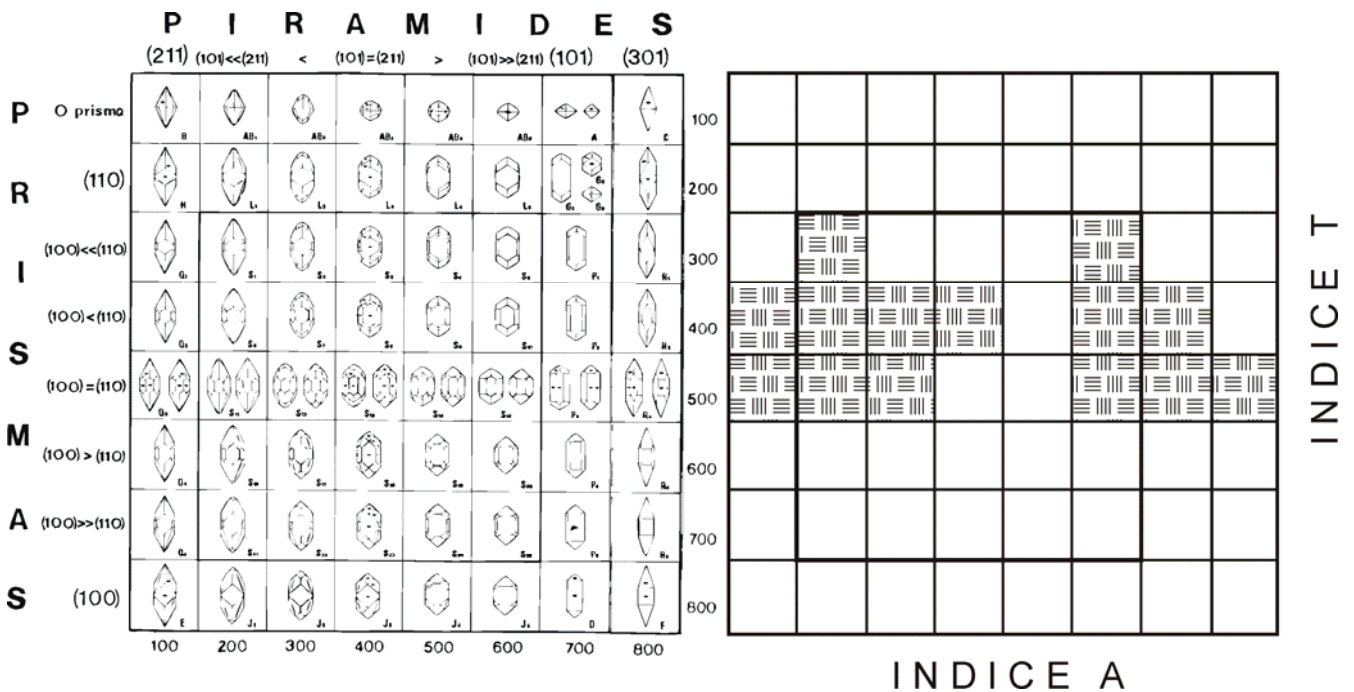


Fig.IV.21. Esquema de la clasificación tipológica (Pupin, 1980) para los zircones de la muestra XO 0502.

En imágenes de catodoluminiscencia los cristales de zircón se pueden apreciar sin núcleos heredados, con un zoneamiento magmático bien definido (ej. Figura IV.22-C,E,G,J,M). Sin embargo, algunos cristales presentaron fracturas, que se asumieron como producto de la molienda (Figura IV.22-D,F,L), así como las antes mencionadas inclusiones (Apatitos?).

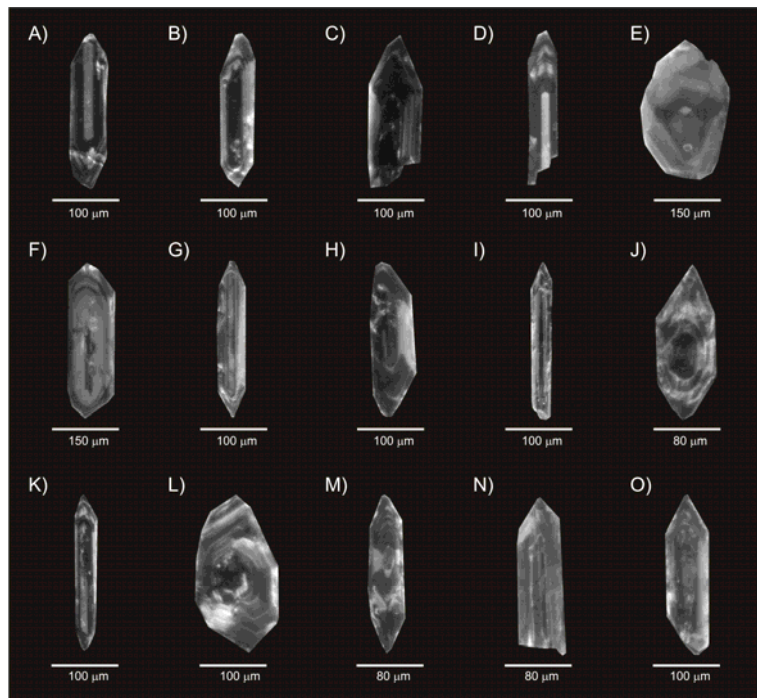


Fig.IV.22. Fotomicrografías de CL en zirrones de la muestra XO 0502. Se presentan generalmente sin núcleos heredados, pero con algunos casos de fracturamiento (F), y en especial la presencia de inclusiones (B, H, N, O).

La morfología de las diferentes poblaciones de zirrones presentan las proporciones dimensionales 5:1 en forma recurrente, llegando en algunos casos hasta de 8:1. Es notable señalar, que de esta muestra, los cristales en su mayoría fueron de gran tamaño, alcanzando hasta los 800 μm de largo. El color dominante fue el ámbar, con algunas morfologías incoloras (Figura IV.23).

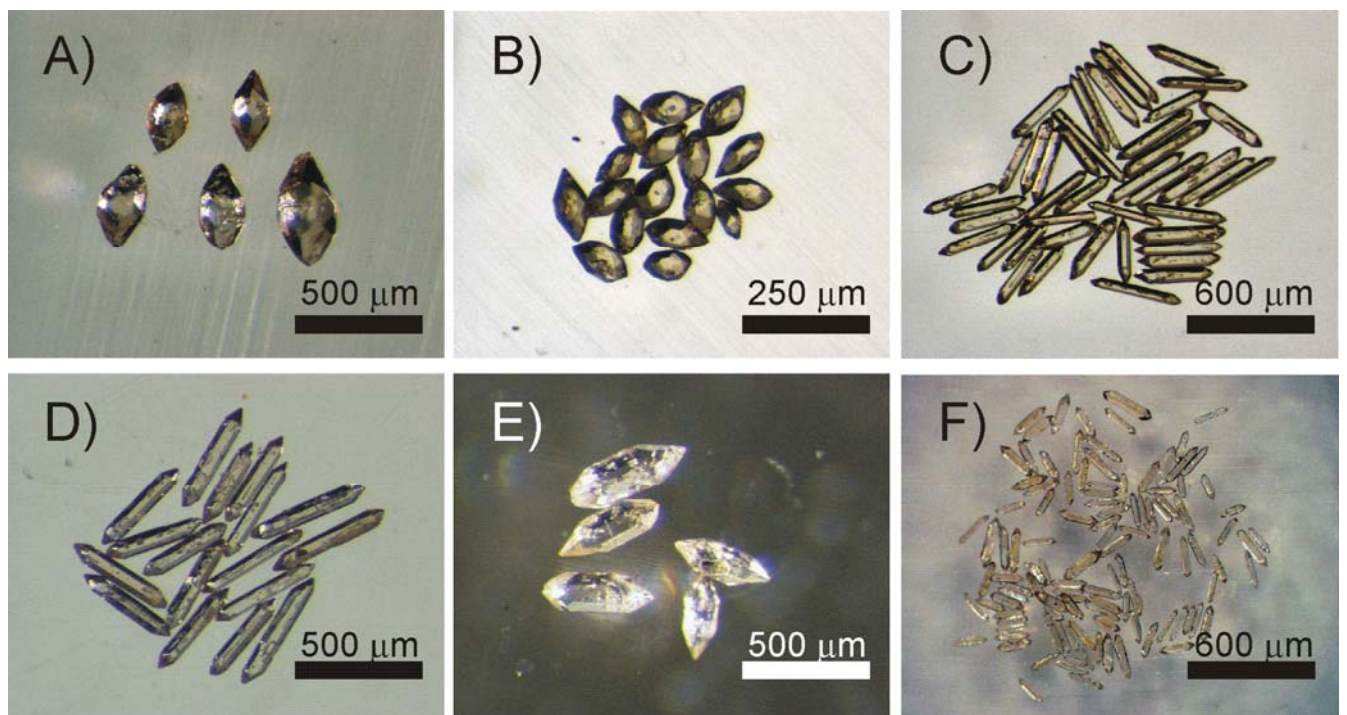


Fig.IV.23. Fotomicrografías de poblaciones de zirrones de la muestra XO 0502.

Únicamente se logró un dato concordante a 31.5 ± 0.5 Ma (Figura IV.24), puesto que la edad de dicho intrusivo resultó menor a la esperada, y con esto la cantidad de Pb radiogénico también. Por lo tanto, las edades ($^{207}\text{Pb}^*/_{235}\text{U}$) resultaron con errores mayores al 10%, y así sólo se consideraron las edades ($^{206}\text{Pb}^*/_{238}\text{U}$), ya que presentaron errores entre 0.978 y 4.7% para obtener una edad estadística que se asemeja a la edad concordante obtenida y pudiera considerarse como preliminar de este cuerpo intrusivo (Tabla IV.4; Figura IV.25).

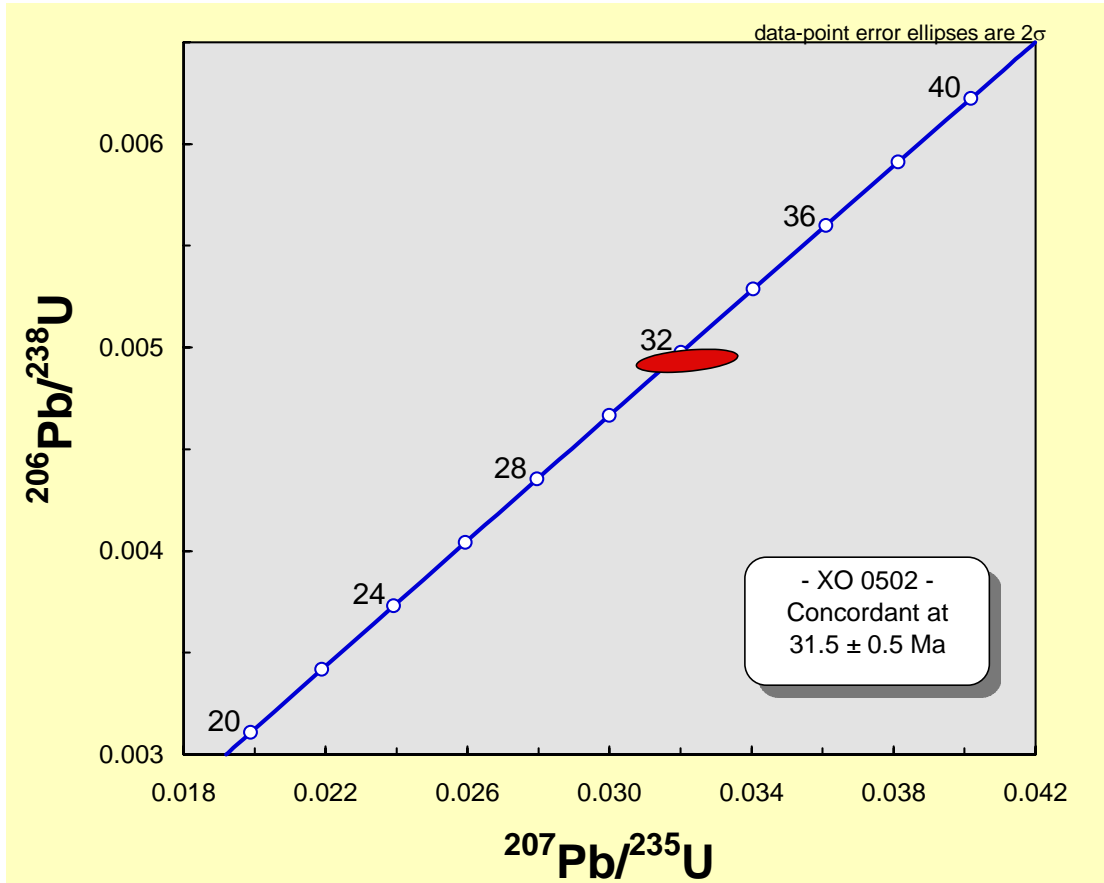


Fig.IV.24. Diagrama de la concordancia de U-Pb para el intrusivo de San Juan del Reparó, edad concordante a 31.5 ± 0.5 Ma de la población XO 0502-A. Obtenido con Isoplot v.3 (Ludwig, 2004)

Muestra	Foto	Weight	U	Pb rad.	206/204	206*/238	207*/235	206*/238	206*/238	207*/235	207*/235	207*/206*
	Fig. IV.23	(mg)	ppm	ppm	(raw)	(rad.)	(rad.)	Age (Ma)	%err	Age (Ma)	%err	Age (Ma)
XO0502 I	A	0.082	86.16	1.31	35.56	0.00481	0.06612	30.94	4.71	65.01	10.00	1617.77
XO0502 IV	B	0.100	120.93	2.21	35.01	0.00517	0.04539	33.22	2.53	45.08	12.80	732.34
XO0502 VIII	D	0.077	134.77	1.55	41.30	0.00479	0.0537	30.82	3.73	53.11	11.00	1227.60
XO0502 A	F	0.500	169.42	0.45	129.57	0.0049339	0.0322169	31.73	0.98	32.20	3.60	67.31

Tabla.IV.4. Resultados obtenidos del fechamiento U-Pb en poblaciones de zircones de la muestra XO0502.

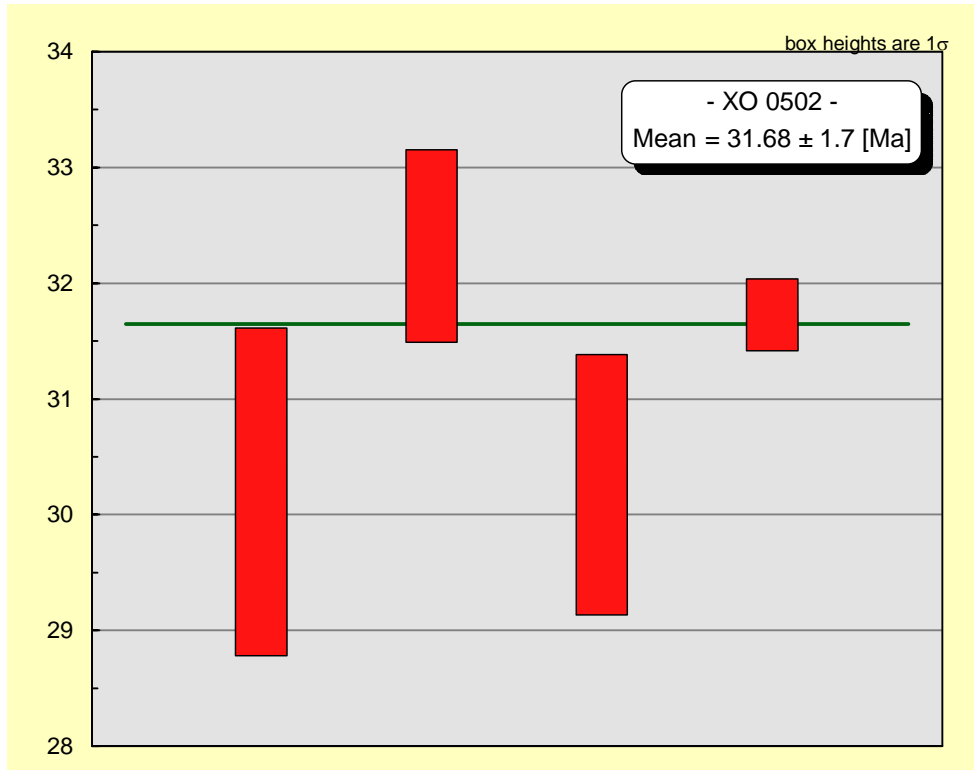


Fig.IV.25. Obtención de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ por medios estadísticos, considerando errores analíticos, con un 95% de confiabilidad del resultado. Obtenido con Isoplot v.3 (Ludwig, 2004)

IV.3.2 Granito El Salitre (LV 0136)

El granito El Salitre como se describió en un principio cuenta con muscovita en abundancia, lo mismo que feldespato potásico; sin embargo, éste cuerpo cuenta con una anomalía negativa de Zr en los diagramas de elementos traza, lo cuál es típico de rocas peraluminosas, y por ello éste cuerpo no contiene zircones. Por tal motivo, se obtuvo la edad de enfriamiento del intrusivo de 55.3 ± 2.6 Ma (Eoceno Medio), por medio del método de la isócrona de Rb-Sr construida con dos fracciones de muscovita (Mu1 y Mu2), Feldespato potásico (Kfs) y Roca total (WR); que corresponden a una relación inicial de $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right) = 0.7086 \pm 0.0034$ (1σ). Dichos resultados se presentan en la Tabla IV.5, así como el diagrama de isócrona en la figura IV.26.

Muestra	Código (Lugis)	Minerales	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	1 sd*	2 SE(M)	n	Concentración(ppm) (Dilución isotópica)	
								Rb	Sr
LV0136 Mu1	2546 GH ID	muscovita	149.566	0.827377	45	15	35	556.1	10.9
LV0136 Mu2	2547 GH ID	muscovita	125.116	0.805748	48	16	35	556.3	13.0
LV0136 Kfs	2548 GH ID	feldespato	2.749	0.710537	37	10	54	165.7	174.5
LV0136 WR	2549 GH ID	WR	3.243	0.711552	39	11	55	133.9	119.5

Tabla.IV.5. Resultados obtenidos de la geoquímica isotópica de Rb-Sr de minerales y roca entera de la muestra LV 0136.

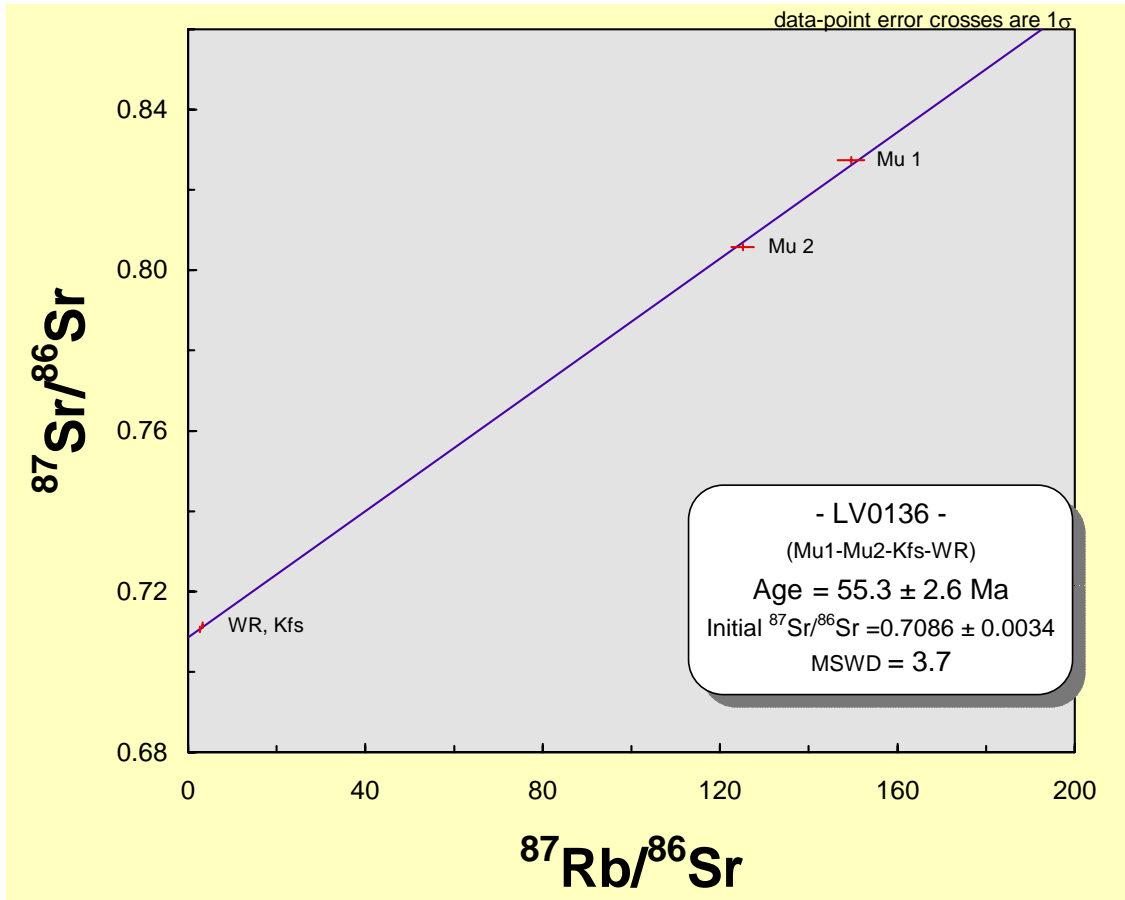


Fig.IV.26. Diagrama de la isócrona de Rb-Sr construida con dos fracciones de muscovita (Mu1, Mu2), feldespato potásico (Kfs) y roca total (WR). Muestra LV0136. Obtenido con Isoplot v.3 (Ludwig, 2004)

IV.3.3 Granitoide Las Piñas (LV 0321)

Los resultados de los análisis para el fechamiento K-Ar de biotitas de ésta muestra, se muestran en la tabla IV.6. La edad obtenida a partir de este sistema isotópico se estableció en 50.5 ± 0.6 Ma (Eoceno Medio). Dicha edad se ha interpretado como el cierre del sistema para la biotita que se encuentra formando planos de foliación de dicha milonitización, lo que podría indicar la edad de la milonitización.

Muestra Mineral	K (%)	$^{40}\text{Ar}^* \times 10^{-10}$ (mol/g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	Edad (Ma)	1 σ (Ma)
LV 0321- Bt	6.64	5.896	93.1	50.5	± 0.6

Tabla.IV.6. Resultados obtenidos para el fechamiento K-Ar de biotita de la muestra LV0321.

Por otra parte, esta cuerpo se estudió por diversos sistemas isotópicos a demás del K-Ar; ya que también se obtuvo una edad por isócrona de Rb-Sr (Bi-WR) a la cual le corresponde una relación

inicial $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right) = 0.70487 \pm 0.00071$ (Figura IV.27) y una edad de enfriamiento de 45.3 ± 4.3 Ma (Eoceno Medio) que se interpreta como edad de enfriamiento del plutón. Los resultados se presentan en la tabla IV.7.

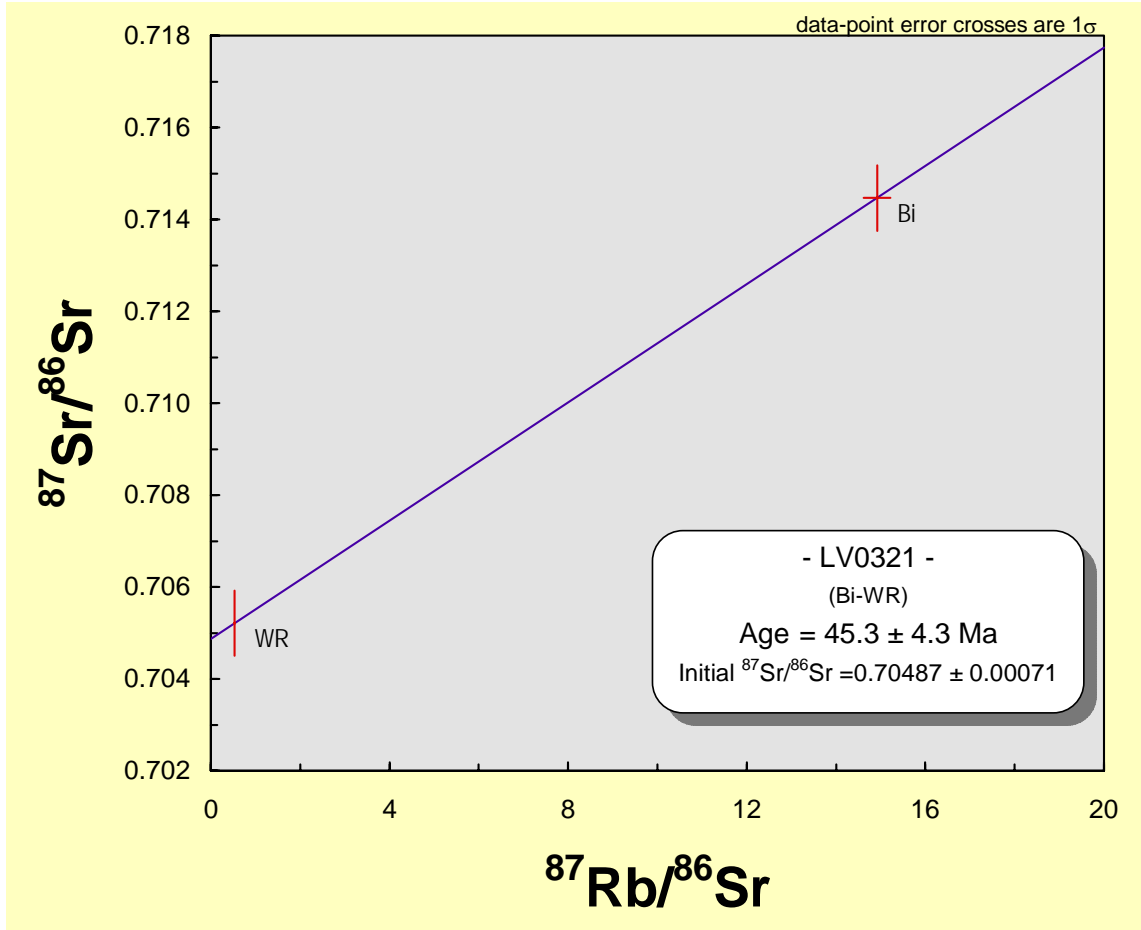


Fig.IV.27. Diagrama de la isócrona de Rb-Sr construida con biotita (Bi) y roca total (WR). Muestra LV0321. Obtenido con Isoplot v.3 (Ludwig, 2004)

Muestra	Código (Lugis)	Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	2 SE(M)	n	Concentración (ppm) (Dilución isotópica)	
								Rb	Sr
LV0321 Bi	2550 GH ID	biotita	14.920	0.714466	37	10	56	567.5	110.2
LV0321 WR	2552 GH ID	granito	0.527	0.705210	38	10	56	109.0	598.4

Tabla.IV.7. Resultados obtenidos de la geoquímica isotópica de biotita y roca total de la muestra LV0321.

El estudio geocronológico se completó con el análisis de zircones por medio del sistema U-Pb, dichos cristales fueron clasificados, como se mencionó en el capítulo de la metodología y anteriormente el presente, por su tipología (Pupin, 1980), con resultados variables (Figura IV.28), puesto que se encontraron dos grupos principales, en los que se diferencian entre si, por el mayor desarrollo de los prismas en uno de los grupos, mientras que el otro desarrolló más sus pirámides.

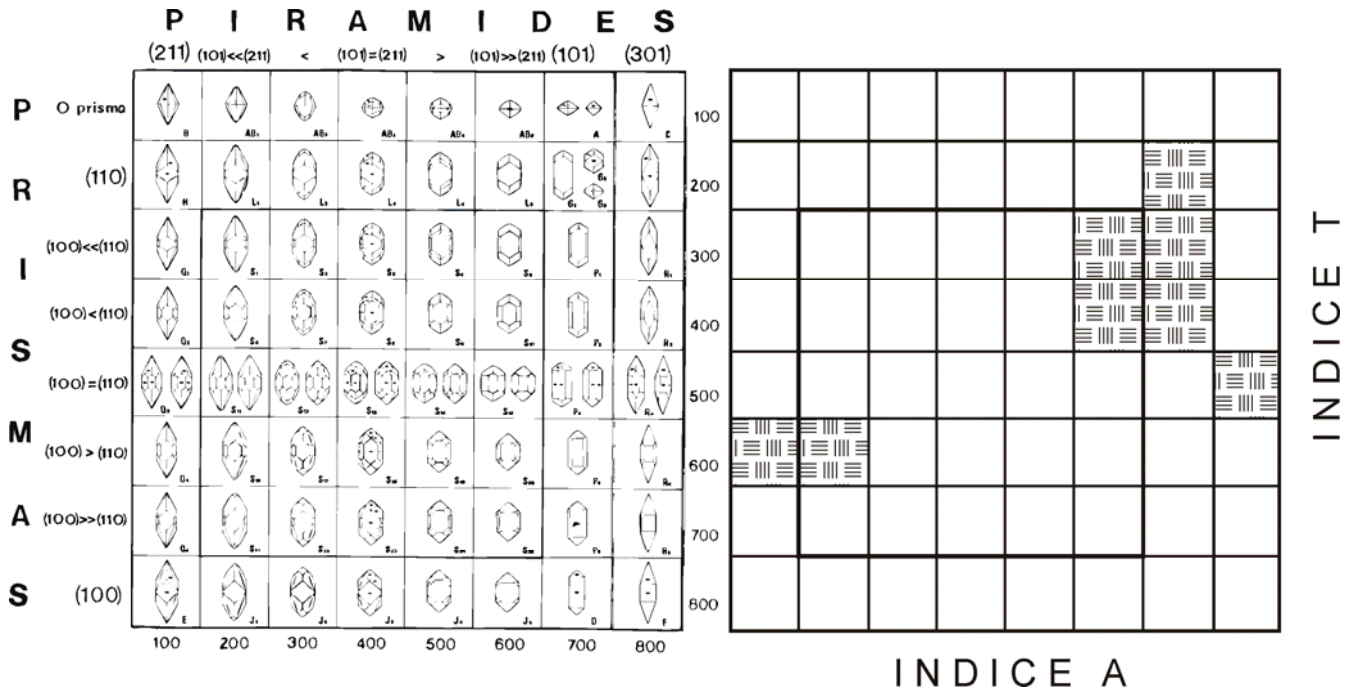


Fig.IV.28. Esquema de la clasificación tipológica (Pupin, 1980) para los zircones de la muestra LV 0321.

En catodoluminiscencia se identificaron núcleos heredados redondeados en casi todas las poblaciones de esta muestra sin aparente morfología preferencial (ej. Figura IV.29-A,E,G,I,O,Q). También se encontraron cristales fracturados y con relleno en dichas fracturas (Figura IV.29-G,P,Q). En algunos casos es posible encontrar cristales euhedrales magmáticos, es decir, sin núcleos heredados (Figura IV.29-D,H,K,L). En general es apreciable el zoneamiento de los cristales; sin embargo, en ocasiones puede llegar a confundirse con núcleos heredados sin redondear, lo que dificulta su interpretación (Figura IV.29-M,P).

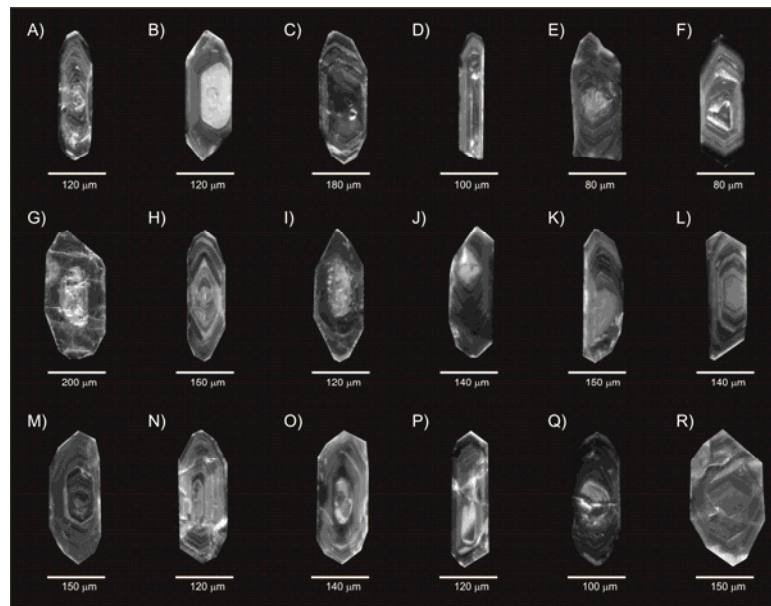


Fig.IV.29. Fotomicrografías de CL en zirrones de la muestra LV 0321. En general los cristales presentan núcleos heredados y algunas fracturas rellenas.

Las relaciones espaciales de los cristales analizados en general son de 3:1. Fueron seleccionadas y estudiadas poblaciones de cada grupo según la clasificación tipológica (previamente vista). El color de las poblaciones fue el ámbar con un ligero tinte rosado (Figura IV.30).

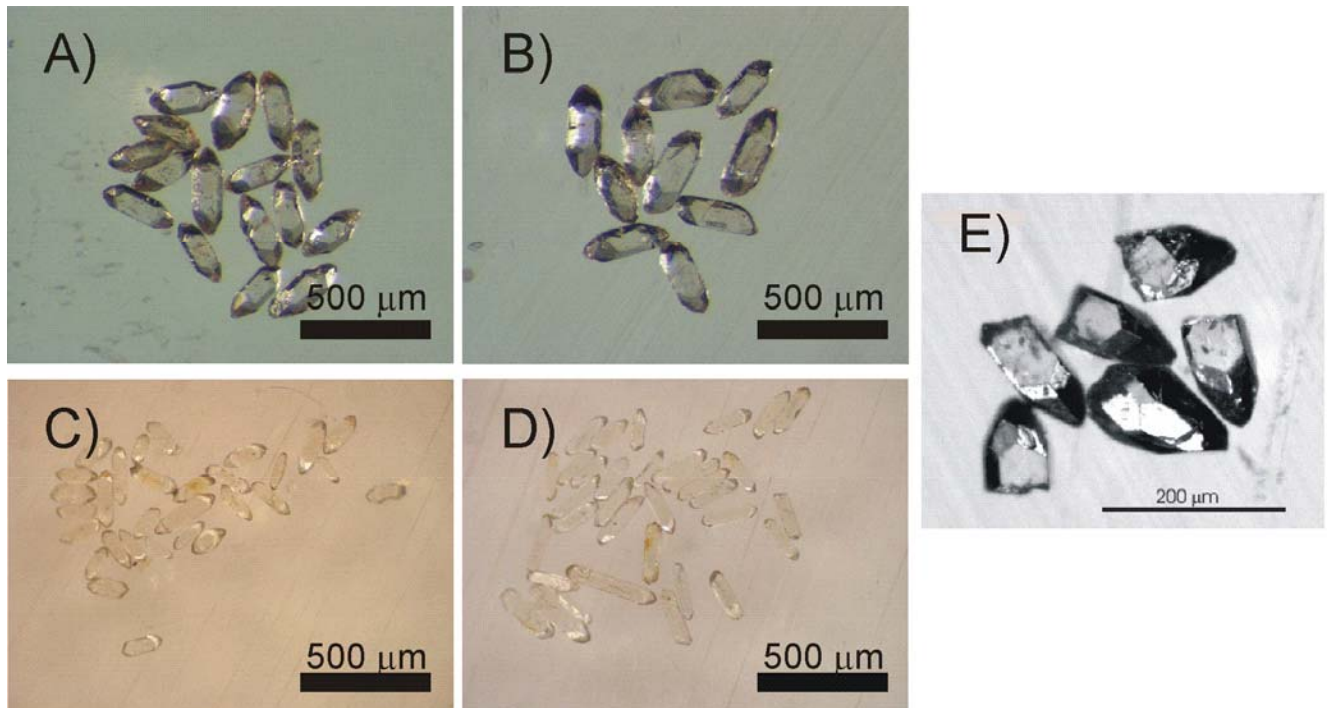


Fig.IV.30. Fotomicrografías de poblaciones de zirrones de la muestra LV 0321.

La concordia construida a partir de las cuatro poblaciones de zirrones seleccionadas, permitió establecer una edad de 54.2 ± 5.8 Ma a partir de la intersección inferior y una edad para la intersección superior de 915 ± 67 Ma (Figura IV.31). Sin embargo, al excluir el punto más discordante

de las cuatro poblaciones (LV 0321-8), la edad se pudo acotar mejor, siendo establecida a 57.6 ± 1.7 Ma (Eoceno Inferior) en la intersección inferior y tomada como la edad de cristalización del granito Las Piñas. Mientras que la intersección superior se estableció en 1146 ± 130 Ma que corresponde a la edad de cristalización de los núcleos heredados en esta muestra, y se relaciona a una edad grenviliana (Figura IV.31). Los resultados de éste análisis se muestra en la tabla IV.8.

Muestra	Foto Fig.IV.30	Weight (mg)	U ppm	Pb rad. Ppm	206/204 (raw)	206*/238 (rad.)	207*/235 (rad.)	206*/238 Age (Ma)	206*/238 %err	207*/235 Age (Ma)	207*/235 %err	207*/206* Age (Ma)
LV 0321 6	D	0.080	709.25	1.86	267.16	0.0114605	0.0851852	73.46	0.49	83.01	1.28	367.25
LV 0321 A	B	0.124	901.85	1.23	449.53	0.0101889	0.0717663	65.35	0.66	70.37	1.08	244.66
LV 0321 8	E	0.049	775.79	2.08	211.77	0.0097104	0.0659436	62.30	0.78	64.84	1.78	159.90
LV 0321 7	C	0.124	569.33	0.83	803.20	0.021187	0.179085	135.15	0.59	167.27	0.67	649.91

Tabla.IV.8. Resultados obtenidos del fechamiento U-Pb en poblaciones de zircones de la muestra LV0321.

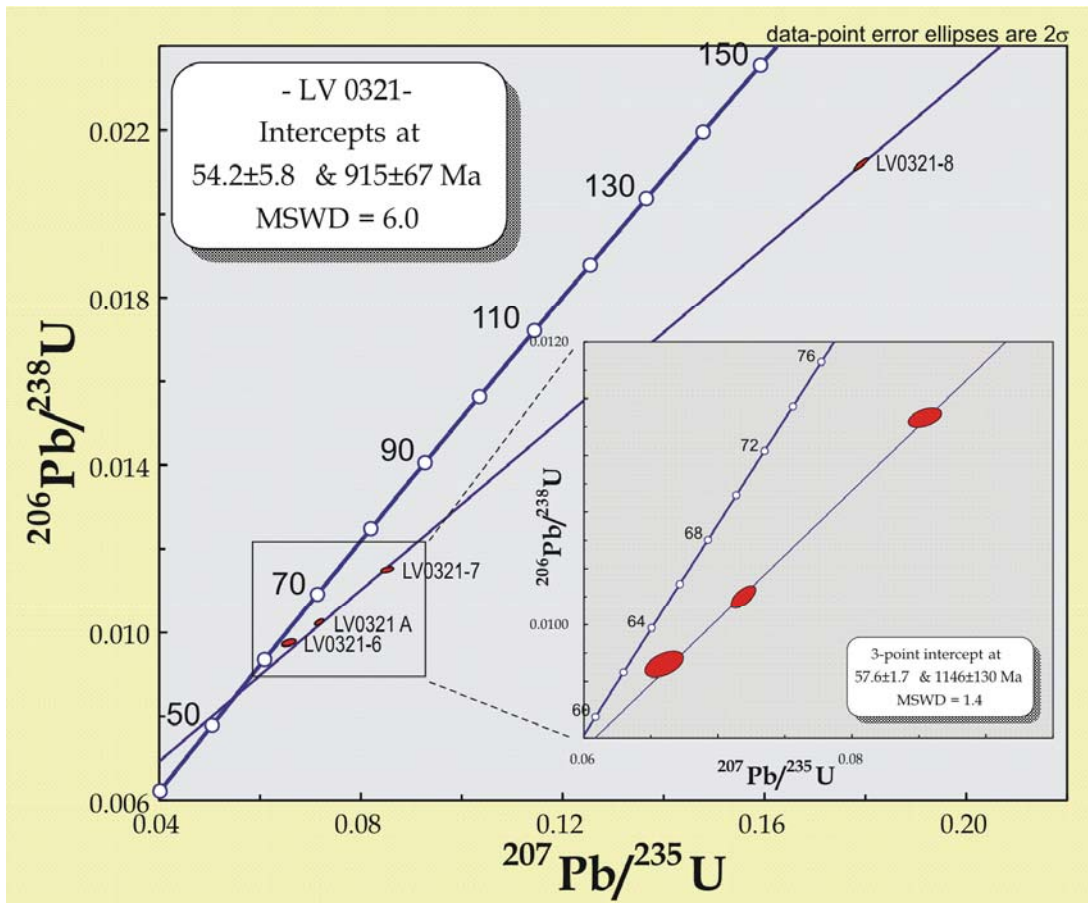


Fig.IV.31. Diagrama de la concordia de U-Pb del intrusivo Las Piñas. Para cuatro poblaciones: La intersección inferior es a 54.2 ± 5.8 Ma y la intersección superior es de 915 ± 67 Ma. Para tres poblaciones: La intersección inferior es de 57.6 ± 1.7 Ma (edad de cristalización), mientras que la intersección superior es a 1146 ± 130 Ma (edad de cristalización del núcleo heredado). Obtenido con Isoplot v.3 (Ludwig, 2004)

IV.3.4 Granito El Pozuelo (XO 0201)

Este intrusivo se fechó con la metodología de U-Pb en zircones que fueron clasificados tipológicamente (Pupin, 1980), permitiendo denotar que el granito El Pozuelo cuenta con cristales cuyas morfologías desarrollaron en mayor medida los prismas con respecto a las pirámides (Figura IV.32).

En catodoluminiscencia no se encontraron núcleos heredados en las poblaciones de esta muestra (Figura IV.33). Se encontraron cristales con fracturas interpretadas como producto de la molienda (Figura IV.33-C,D). La mayoría de cristales son euhedrales, magmáticos y con zonamiento bien definido (Figura IV.33).

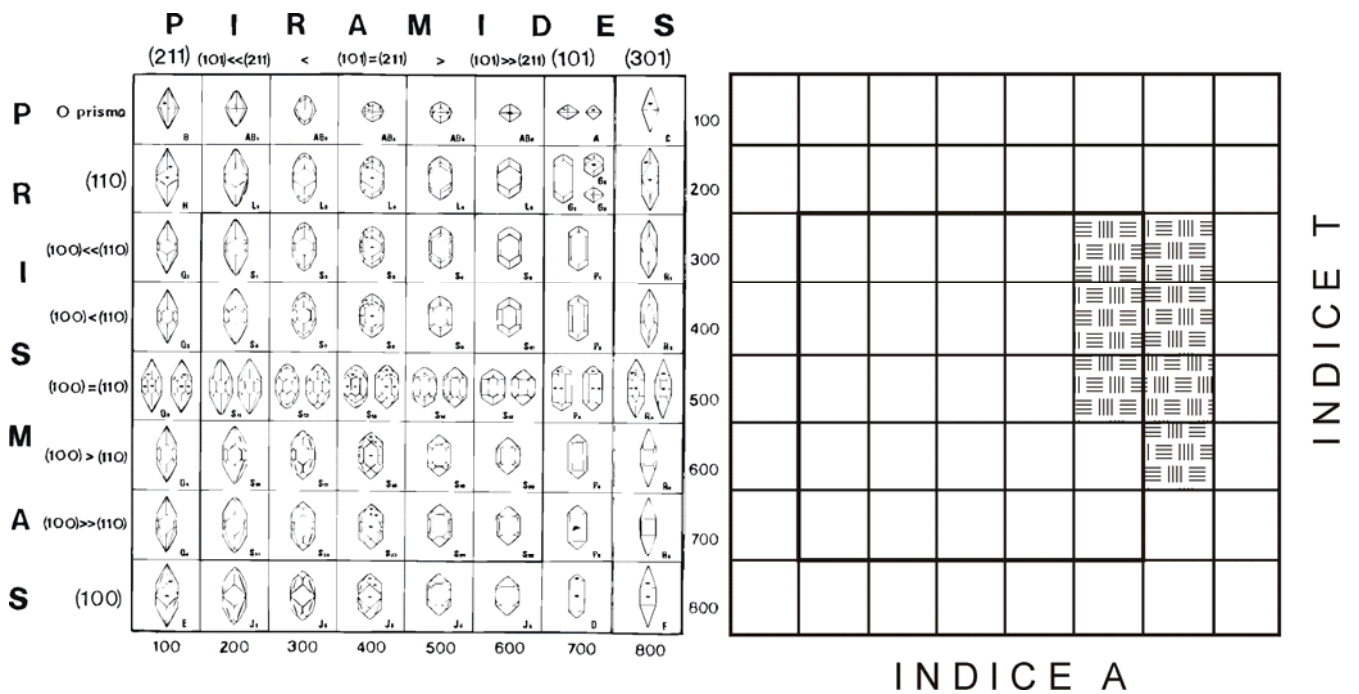


Fig. IV.32. Esquema de la clasificación tipológica (Pupin, 1980) para los zircones de la muestra XO 0201.

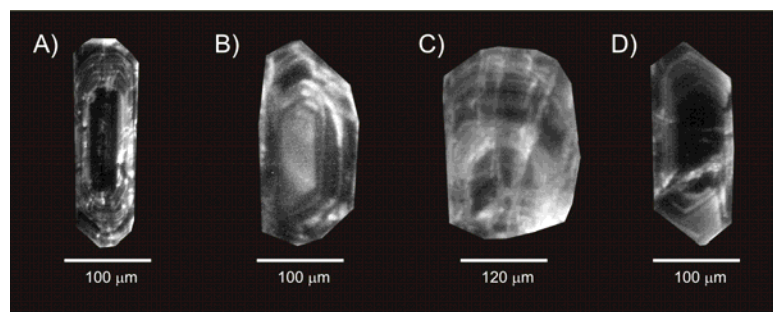


Fig. IV.33. Fotomicrografías de CL en zircones de la muestra XO 0201. No se presentan núcleos heredados, pero con algunos casos de fracturamiento (C). El zonamiento se aprecia magmático y bien definido.

Los zircones que se utilizaron para el fechamiento y en general toda la muestra, contaba con inclusiones de magnetita (Figura IV.34). Sus relaciones largo-ancho conservaron la tendencia 2:1. Las poblaciones en general fueron incoloras, salvo un ligero tinte rosado, posiblemente debido a las antes mencionadas inclusiones (Figura IV.34).

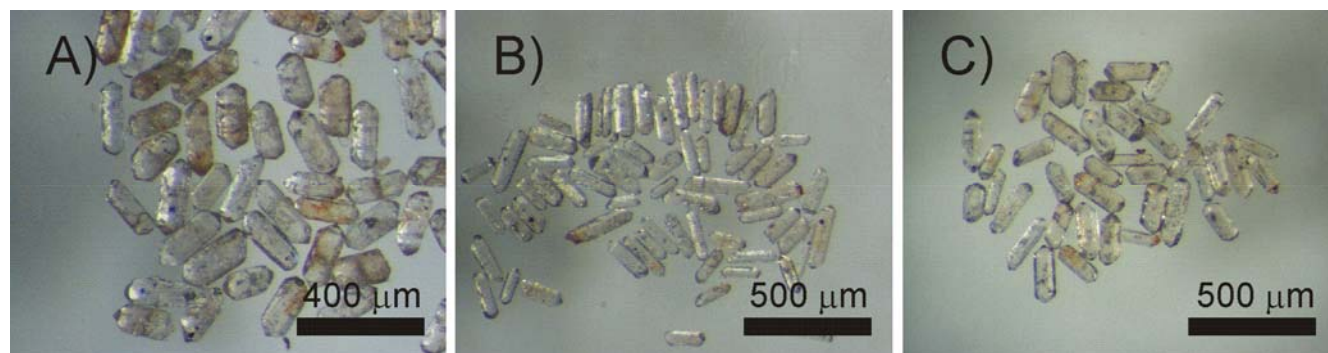


Fig.IV.34. Fotomicrografías de poblaciones de zircones de la muestra XO 0201.

Los resultados geocronológicos (Tabla IV.9) permitieron determinar dos edades concordantes a 128 y 129 Ma, y aunque otras poblaciones se lograron fechar con éxito, se decidió descartarlas puesto que tenían una ligera tendencia a ser discordantes (Figura IV.35).

Muestra	Foto Fig.IV.34	Weight (mg)	U ppm	Pb rad. Ppm	206/204 (raw)	206*/238 (rad.)	207*/235 (rad.)	206*/238 Age (Ma)	206*/238 %err	207*/235 Age (Ma)	207*/235 %err	207*/206* Age (Ma)
XO0201 b	B	0.100	1010.13	1.08	771.86	0.0207769	0.14194	132.56	0.19	134.77	0.73	173.82
XO0201 H	**	0.026	544.44	5.16	125.18	0.0199644	0.135503	127.43	0.86	129.03	2.84	158.60
XO0201 I	**	0.034	747.23	0.03	925.61	0.0202257	0.135985	129.08	0.56	129.46	1.52	136.43
XO0201 L	C	0.035	1419.78	0.57	540.90	0.0195183	0.134079	124.61	1.55	127.76	2.62	186.68
XO0201 M	A	0.026	820.00	20.90	236.00	0.019977	0.137817	127.50	0.59	131.10	1.19	196.60
XO0201 P	**	0.033	541.00	11.60	641.00	0.0200553	0.134932	128.01	0.73	128.52	1.38	138.05

Tabla.IV.9. Resultados obtenidos del fechamiento U-Pb en poblaciones de zircones de la muestra XO0201.

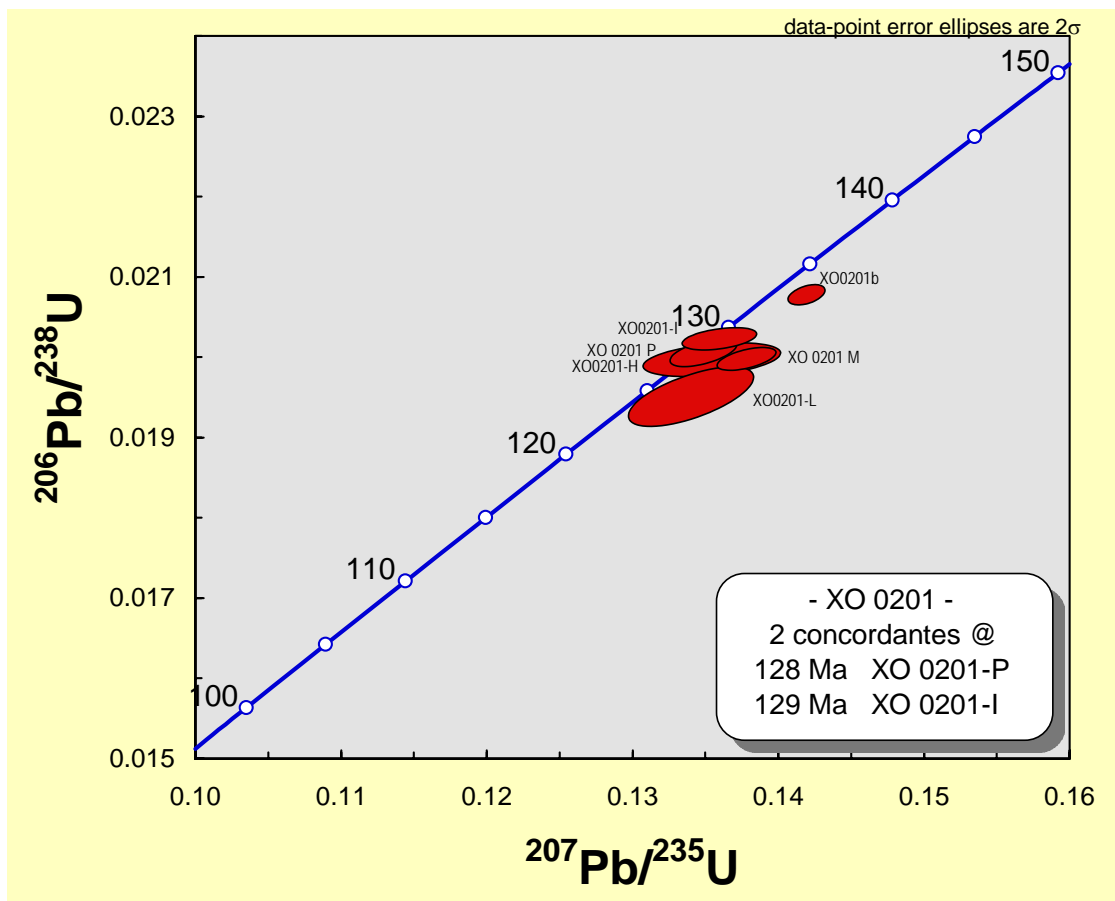


Fig.IV.35. Diagrama de la concordia de U-Pb del granito El Pozuelo. Presenta dos edades concordantes a 128 Ma (XO 0201-P) y 129 Ma (XO 0201-I). Obtenido con Isoplot v.3 (Ludwig, 2004).

V. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos a lo largo del desarrollo de este trabajo permiten establecer ciertas observaciones generales.

Los ortogneises sugieren dos tipos de protolito granítico, pues los patrones geoquímicos corresponden a granitos alcalinos y subalcalinos, con comportamientos en elementos traza de rocas con afinidad cortical. Estos cuerpos se considera que puedan tener edades aproximadas de 180 - 160 Ma (Torres-de León, 2005), ya que existen un grupo de edades obtenidas por diferentes metodologías en ortogneises a lo largo del Complejo Xolapa (p.ej. 165 ± 3 Ma, U-Pb y 180 ± 84 Ma, Rb-Sr: Guerrero et al., 1978). A estos cuerpos se les atribuye el metamorfismo de las secuencias metasedimentarias (esquistos, mármoles y paragneises) que se interpretan como las rocas más antiguas pertenecientes a este complejo metamórfico, indicando de esta manera la existencia de uno o más eventos de magmatismo para este periodo (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann et al., 1994; Ducea et al., 2004; Torres- de León, 2005; Pérez-Gutiérrez, 2005).

El granito El Pozuelo constituye el cuerpo plutónico más antiguo entre los estudiados, con una edad concordante U-Pb de 128 – 129 Ma en zircones. Se encontró deformado, con planos de foliación incipiente constituidos por biotitas, aún sin llegar a considerarse como un ortogneis. Este cuerpo evidencia otro evento de magmatismo para el Cretácico Temprano, y su fechamiento es consistente a los trabajos que geocronológicamente respaldan esta idea, tales como Moran-Zenteno (1992), Herrmann et al. (1994), Ducea et al. (2004) y Torres-de León (2005). Generalmente se ha relacionado este evento de intrusión como el productor del metamorfismo regional que dio origen a los ortogneises y migmatitas del Complejo Xolapa (Corona, 1997), aunque Pérez-Gutiérrez (2005) haya señalado como el mismo cuerpo granítico corte las migmatitas, a lo largo del autopista del Sol. Así mismo, la actividad plutónica permite intuir la existencia de su contraparte volcánica, como parte del arco volcánico producido por la subducción desde el Jurásico (Engebretson et al., 1985; Herrmann, 1994).

Se ha sugerido que el intrusivo El Pozuelo puede representar la parte plutónica de la Formación Chapolapa debido a sus edades U-Pb de 126 ± 4 Ma (Hernández-Treviño et al., 2004); 133.2 ± 0.7 Ma y 129.7 ± 0.8 Ma (Campa e Iriondo, 2004). Pero al comparar los datos de geoquímica en de Cserna (1994) con los obtenidos en este trabajo, no fue posible descartar o reafirmar esta idea, ya que el comportamiento de las HREE y elementos compatibles presentan una tendencia muy similar, llegando a ser casi iguales, caso contrario a los elementos incompatibles y LREE que tienen comportamientos totalmente distintos (Figura V.1A y B).

Un cuerpo notablemente deformado (LV 0317B) con apariencia gnéssica se identificó en los diagramas multielemento y de REE como una facies porfídica del intrusivo El Pozuelo (previamente asignado al granito Las Piñas por Torres de León, 2005), ya que los patrones en HREE antes mencionados son idénticos a este cuerpo (Figura V.1). Así mismo, el patrón presentado por los LREE puede estar influenciado por lo que se interpreta como contaminación durante el emplazamiento del intrusivo Las Piñas, puesto que éstos elementos son muy incompatibles y de fácil movilización por fluidos; contrario a los elementos compatibles que preservan la firma del magma parental. Sin embargo, hasta la fecha no se ha podido establecer la edad del cuerpo LV 0317B, por lo que la aseveración anterior se debe tomar con reservas de un futuro fechamiento.

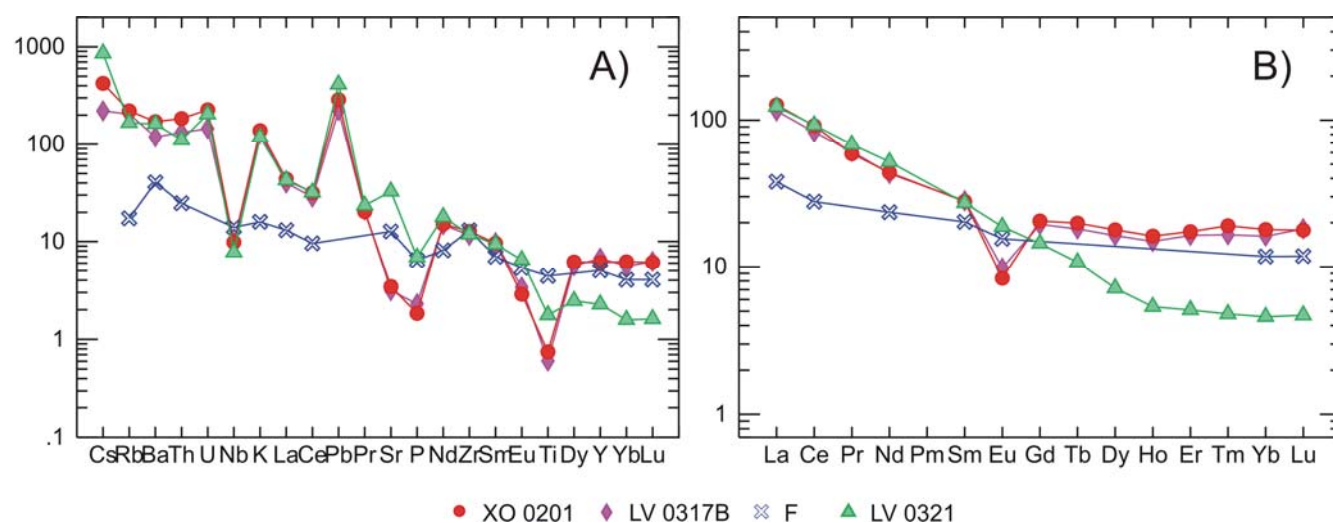


Fig.V.1. Diagramas multielemento normalizados con los datos de según Sun y McDonough (1989). A) Elementos traza normalizados con respecto al Manto Primitivo. B) Tierras Raras (REE) normalizadas con respecto a Condritas. Claves: XO 0201 (El Pozuelo, facies deformada); LV0317B (El Pozuelo, facies porfídica); F (Formación Chapolapa, de Cserna, 1994); LV 0321 (Las Piñas, granito protomilonítico).

Torres-de León (2005) atribuye una edad de entre 60 y 80 Ma al granitoide Las Piñas basándose en relaciones de campo; sin embargo, en el presente trabajo se obtuvo una edad U-Pb discordante en zircones de 57.6 ± 1.7 Ma, con lo que este cuerpo pertenece al evento de emplazamientos plutónicos que Morán-Zenteno (1992) propone se desarrolló a ~ 55 Ma.

El granito Las Piñas se encuentra deformado por la zona milonítica perteneciente a la falla La Venta, cuya edad era sólo intuida por relaciones estratigráficas. La edad de esta falla se restringía en algún momento entre el depósito de las calizas de la Formación Morelos (Cretácico Temprano-Albiano, ~ 90 Ma) y el emplazamiento del intrusivo Tierra Colorada (34 ± 0.4 Ma U-Pb, Herrmann, 1994). Edades obtenidas en las biotitas sensiblemente deformadas del granito protomilonítico Las Piñas, que forman indicadores cinemáticos (peces de mica) y extrapolados a nivel regional concuerdan con un desplazamiento normal con una componente izquierda. Las edades de 50.5 ± 0.6 Ma (K-Ar) y $45.3 \pm$

4.3 Ma (Rb-Sr) representan el primer fechamiento de la deformación dúctil de la zona milonítica de La Venta. La diferencia de estas edades puede evidenciar una re-homogenización incompleta del sistema Rb-Sr durante la deformación de las biotitas del granito Las Piñas.

La cercanía de las edades de cristalización (U-Pb) y las de deformación (K-Ar, Rb-Sr) podrían sugerir que el emplazamiento de este cuerpo se dio en forma somera y sintectónica al desarrollo de la zona milonítica de La Venta, cuyo desplazamiento sinistral es asociado al desprendimiento del Bloque Chortis de la margen sur de México, creando un truncamiento de la misma (Morán-Zenteno, 1992; Ratschbacher et al., 1994; Herrmann, 1994; Schaaf et al., 1995), o bien, a eventos de acortamiento continental de erosión por subducción, debido a la subducción oblicua en dicha margen (Morán-Zenteno et al., 1996).

Gracias a este estudio se pudo corroborar que el granito protomilonítico Las Piñas es una facies milonitizada del llamado gneis La Palma (Mu 13, muestra de Herrmann, 1994; Torres-De León, 2005), debido a los patrones de elementos traza que concuerdan en su comportamiento general (Figura V.2 A y B). Pero por su edad no puede ser considerado como gneis, sino como un intrusivo deformado. Aunado a lo anterior, la pegmatita XO 0222 con una edad U-Pb preliminar en zircones de ~60 Ma (Solari, com. pers.) se encuentra asociada a este intrusivo por su cercanía en edades y la similitud de las líneas de los diagramas multielemento, en especial en Dy, Y, Yb y Lu (Figura V.2A y B). Las diferencias en dichos patrones (por ej. Pb) se pueden explicar por dos motivos, el primero es el carácter de la química de las pegmatitas y el segundo es la gran movilidad que tienen estos elementos (Figura V.2A y B).

El granito El Salitre se determinó como producto de la fusión parcial de corteza sedimentaria (granito tipo S, Chappell y White, 1974), por su mineralogía (Ms+Grt), química (granito peraluminoso) y sus relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas (0.7086). La edad Rb-Sr de éste cuerpo (55.3 ± 2.6 Ma; Ms-Kfs-WR) permite suponer una relación contemporánea con el intrusivo Las Piñas. Dicha contemporaneidad y la naturaleza de estos intrusivos (Las Piñas tipo I y El Salitre tipo S, Chappell y White, 1974) sugieren que el granito El Salitre se encuentra relacionado al mismo evento térmico que generó al granito Las Piñas.

Estas suposiciones quedan de manifiesto observando los diagramas multielemento, al sobreponer el patrón del granito El Salitre con los previamente identificados como pertenecientes a Las Piñas (LV 0321, Mu 13, XO 0222); ya que los elementos asociados a fuentes magmáticas como los HREE (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu) tienen el mismo comportamiento, con algunas variaciones mínimas que llegan hasta las 3 ppm (Figura V.2-C y D).

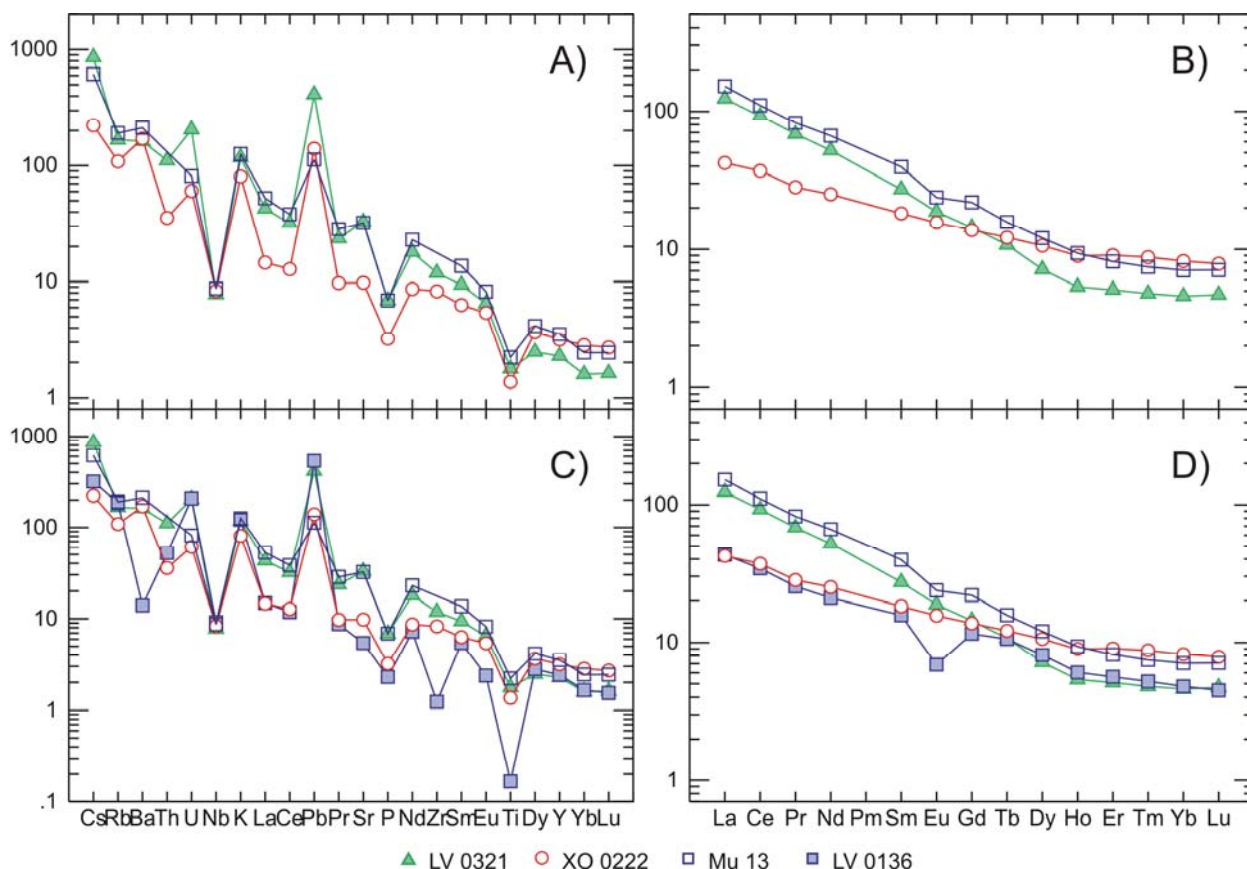


Fig.V.2. Diagramas multielemento normalizados con los datos de Sun y McDonough (1989). A y C) Elementos traza incompatibles, normalizados con respecto al Manto Primitivo. B y D) Tierras Raras (REE) normalizadas con respecto a Condritas. Claves: LV 0321 (Las Piñas, facies milonítica); XO 0222 (Pegmatita en las migmatitas de Sabanillas); Mu 13 (gneis La Palma, Herrmann, 1994); LV 0136 (El Salitre, leucogranito).

Durante el desarrollo de la presente investigación, existió la especulación sobre la denominación de la muestra XO 0501, pues Torres-de León (2005) en su trabajo cartográfico considera como granito Tierra Colorada a todo el plutón que morfológicamente se puede identificar en las cercanías del poblado con el mismo nombre (Figura IV.1). Sin embargo, Hernández-Treviño et al. (2005) identificaron la existencia de dos cuerpos intrusivos en lugar de uno solo (Amatlán y Tierra Colorada), por medio del fechamiento U-Pb en zircones obteniendo una edad de 67 Ma, que difieren de la edad del Tierra Colorada de 34 Ma (Herrmann, 1994). Por esto, la importancia de la determinación del origen de la muestra antes mencionada, resultando perteneciente al intrusivo Tierra Colorada (Figura V.3).

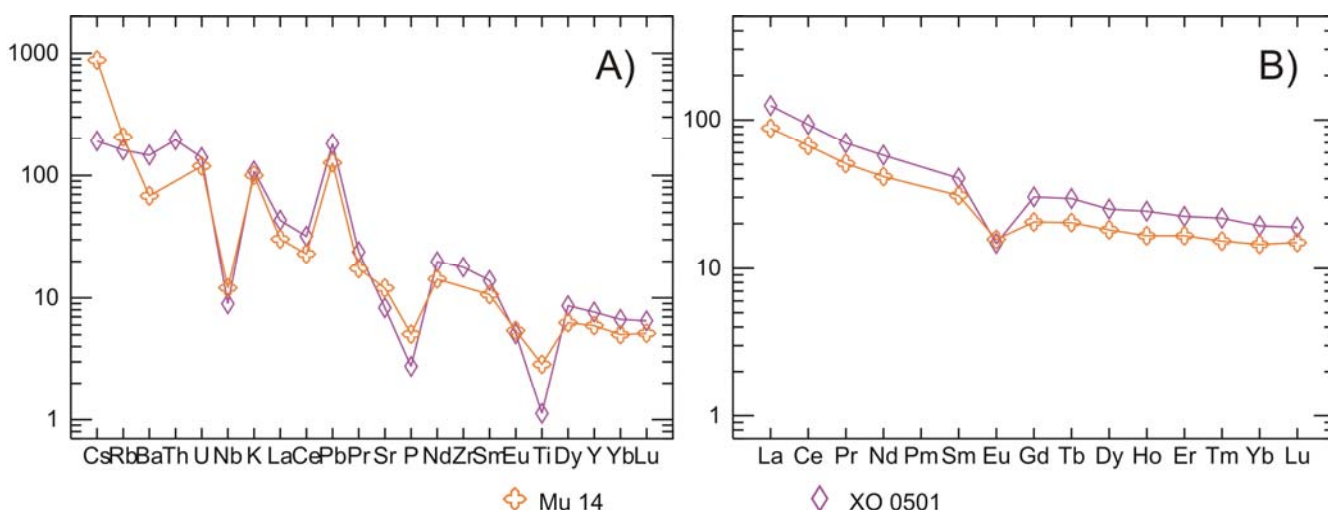


Fig.V.3. Diagramas multielemento normalizados con los valores de Sun y McDonough (1989).
 A) Elementos traza incompatibles, normalizados con respecto al Manto Primitivo.
 B) Tierras Raras (REE) normalizadas con respecto a Condritas. Claves: XO 0501 (Tierra Colorada); Mu 14 (Tierra Colorada, Herrmann, 1994).

El intrusivo de San Juan del Reparó que se encuentra sin deformación, con una composición tonalítica cuyo comportamiento de HREE sugiere una fuente mantélica diferente a los demás cuerpos estudiados (Figura IV.15-B), pues implica el fraccionamiento de granate durante la generación del magma (Fig.V.4-A y B); por lo tanto indica que debió ser producido por un evento tectonotérmico distinto. Ésta hipótesis quedó demostrada con los fechamientos U-Pb preliminares en zircones, con lo que se obtuvo una edad concordante de 31.5 ± 0.5 Ma; implicando que se trata del mismo evento térmico que produjo los intrusivos de Tierra Colorada (34 Ma) y Xaltianguis (30 Ma).

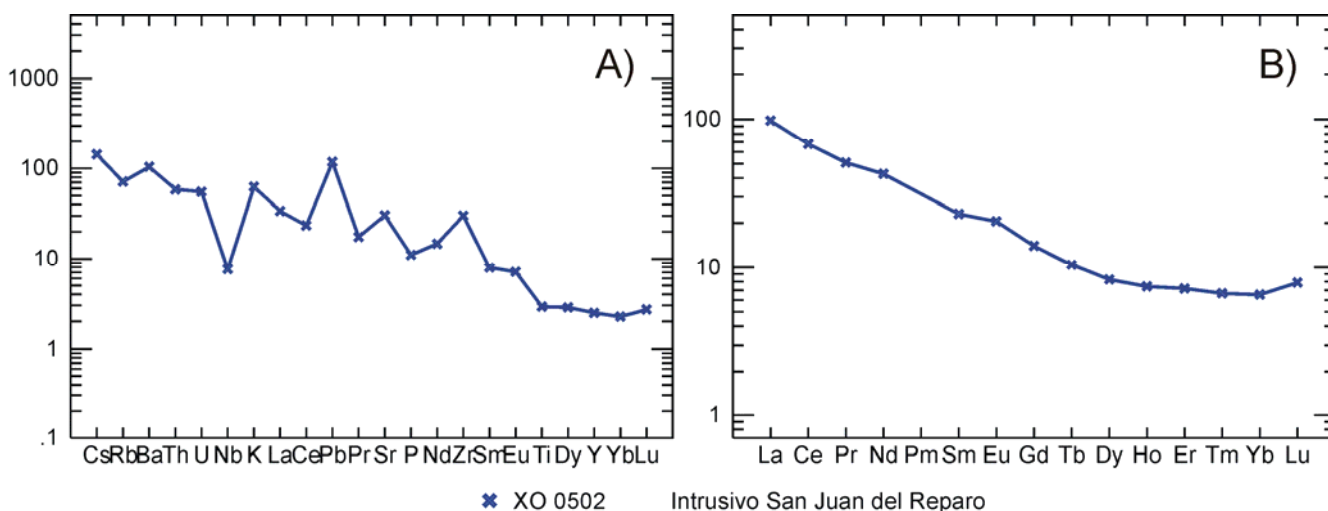


Fig.V.4. Diagramas multielemento normalizados con los valores de Sun y McDonough (1989).
 A) Elementos traza incompatibles, normalizados con respecto al Manto Primitivo. B) Tierras Raras (REE) normalizadas con respecto a Condritas.

VI. CONCLUSIONES

El estudio petrográfico y geoquímico permitió concluir que los cuerpos intrusivos analizados pertenecen a un ambiente tectónico de arco magmático, cuyas composiciones graníticas-granodioríticas concuerdan con los posibles protolitos de los ortogneises. Así mismo, los plutones presentan diversos estilos de deformación dúctil, permitiendo relacionar estrechamente los eventos magmáticos y la deformación con el metamorfismo del terreno Chatino.

Se documentaron 4 eventos de intrusión con base a los datos geocronológicos:

↪ La edad de ~32 Ma del intrusivo San Juan del Reparó, por primera vez fechado en este trabajo, ubica a este cuerpo como perteneciente al evento tectonotérmico correlacionable con los intrusivos de Tierra Colorada y Xaltianguis (28-32 Ma). La generación de esta serie de plutones identifican el cese de la historia magmática intrusiva de la región.

↪ El granito protomilonítico Las Piñas (~57 Ma) se emplazó en forma posiblemente sintectónica a la franja milonítica La Venta, cuyas edades K-Ar y Rb-Sr de las biotitas representan el primer fechamiento directo de la deformación dúctil (45-50 Ma). Dicha intrusión propició la fusión parcial de la secuencia metasedimentaria circundante, originando al granito El Salitre (~55 Ma) sin deformación penetrativa.

↪ La edad del granito El Pozuelo es concordante a 128-129 Ma (U-Pb en zircones), y su química identificó la existencia de una facies deformada y otra porfídica.

Estos cuerpos sensiblemente deformados pertenecen al grupo de intrusivos que podrían haber generado el segundo evento de metamorfismo regional ubicado entre los 120 y 130 Ma; resultando de éste, los ortogneises y las migmatitas cuyos protolitos seguramente son los plutones más antiguos y las secuencias de paragneises respectivamente.

↪ Los ortogneises identifican el evento de intrusión más antiguo dentro del complejo Xolapa ubicado a 160-180 Ma, que está relacionado al primer evento de metamorfismo en las secuencias sedimentarias clásticas y calcáreas.

Finalmente queda de manifiesto que el Complejo Xolapa ha experimentado eventos continuos de intrusión, metamorfismo y deformación, desde su instauración como un arco magmático activo en la margen sur de México en el Jurásico. Los pulsos de magmatismo granítico calcoalcalino se identificaron cada ~35 Ma, fechados en ~165 Ma, ~130 Ma, ~55-60 Ma, y ~30-35 Ma.

La falta de magmatismo durante el Cretácico se puede explicar con la llegada de un microcontinente en el sur de México, posiblemente representado por el bloque Chortís o el terreno Guerrero.

BIBLIOGRAFÍA

- Alaníz-Álvarez, S.A., 1988. "Geología y petrología del complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Edo. De Guerrero". Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. 52pp.
- Alaníz-Álvarez, S.A., Ortega-Gutiérrez, F., 1997. "Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la barranca de Xolapa, estado de Guerrero". Boletín de Mineralogía, Sociedad Mineralógica Mexicana, v. 13, No. 1. p. 3-32.
- Barker, F. 1979. "Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin". Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam, p.1-12.
- Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983. "Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico". Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M.F., Iriando, A., 2004. "Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos". IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro. 338pp.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. "Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data". Geology, v. 21, p.419-422.
- Chappell, B.J., y White, A.J.R., 1974. "Two contrasting granite types". Pacific Geology, v.8, p.173-174.
- Clark, A.M., 1984. "Mineralogy of the rare earth elements", in Rare Earth Element Geochemistry, Developments in geochemistry. Elsevier, p. 201-225.
- Clarke, D. B., 1992. "Granitoid Rocks". Ed. Chapman & Hall. New York. 283pp.
- Corona, P., 1997. "Deformazione, metamorfismo e meccanismi di segregazione migmatitica nel complesso plutonico-metamorfico del Terreno Xolapa, Messico". Tesi di Dottorato, Università Degli Studi di Milano. 78pp.
- Correa-Mora, F., 1997. "Estudio Petrológico y Geoquímico del Complejo Intrusivo de Xaltianguis, Guerrero, México". Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería-UNAM. 50pp.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. "The interpretation of igneous rocks". George, Allen and Uwin. London.
- De Cserna, Z., 1965. "Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur, entre Chilpancingo y Acapulco". Boletín del Instituto de Geología, UNAM, v. 62, 75pp.
- De Cserna, Z., Pantoja-Alor, J., Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., 1994. "Calc-alkaline volcanic rocks in the pre-upper Jurassic basement of south-central México – A Late Paleozoic-Early Mesozoic convergent plate margin?". Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, No. 2. p. 253-256.
- Dickin, A.P., 1995. "Radiogenic Isotope Geology". Cambridge University Press, 452pp.

- Dickinson, W.R. y Lawton, T.F., 2001. "Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico". *GSA Bulletin*, v.113, No. 9, p. 1142-1160.
- Ducea, M., Gehrels, G., Shoemaker, S., Ruíz, J. Valencia, V., 2004. "Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology". *GSA Bulletin*, v. 116, No. 7-8, p. 1016-1025.
- Engebretson, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985. "Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin". Geological Society of America, Special Paper 206, 64pp.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. "Rare earth abundances in chondritic meteorites". *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 119-1212.
- Faure, G. & Mensing, T.M., 2005. "Isotopes, Principles and Applications". 3era edición. John Wiley & Sons. New York, 897 pp.
- Fitz-Díaz, E., 2004. "Historia de deformación de rocas sedimentarias cretácicas de Valle de Bravo, Edo. de México, y resultados preliminares de microtermometría de la deformación". Tesis de Maestría, UNAM. 90pp.
- Guerrero-García, J.C., Silver, L.T., Anderson, T.H. 1978. "Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.39, p. 22-23.
- Harker, A., 1909. "The natural history of igneous rocks". Methuen, London.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Windelman, T.R., 1968. "Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths", in *Origin and Distribution of the elements*. Pergamon, p. 889-991.
- Henderson, P., 1984. "Rare Earth Element Geochemistry". *Developments in Geochemistry*. Elsevier, v. 2, 510pp.
- Henderson, P., 1996. "Chapter one: The rare earth elements, introduction and review". *Rare earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits*. Chapman & Hall, p. 1-18.
- Hernández-Treviño, T., Torres-de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, M.S., Morales-Contreras, J., 2004. "Edad de la Formación Chapolapa en la localidad del río Cochoapa al Oeste del Ocotito, Estado de Guerrero". IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro. 338pp.
- Hernández-Treviño, T., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Martínez-Serrano, R., Hernández-Bernal, M.S., Morales-Contreras, J.J., Torres-de León, R., 2005. "Edad de U-Pb del granito de Amatlán, Tierra Colorada, Guerrero". *GEOS-Unión Geofísica Mexicana-Reunión Anual*, v. 25, No.1. 338pp.
- Herrmann, U.R., 1994. "The Origin of a Terrane: U/Pb zircon systematics, Geochemistry and Tectonics of Xolapa Complex (Southern Mexico)". Ph.D. thesis *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*. 92pp.
- Ilnicki, S., 2004. "Petrogenesis of amphibolites from the Szklarska Poręba belt (West Sudetes): inferences from geochemical modeling". *Mineralogical Society of Poland, Special Paper* 24.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.8, p. 523-548.

- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005. "Tectonic implications of Alternative Cenozoic Reconstructions of Southern Mexico and the Chortis Block". *International Geology Review*, v. 46, No. , p 473-491.
- Keppie, J.D., 2004. "Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 billion year Odyssey". *International Geology Review*, v.46, No.9, p. 765-794.
- La Roche, 1992. "A cationic homologue of the QAP triangle (quartz,alkali feldspar-plagioclase), a major feature of plutonic rock petrology". *C.R. Acad.Sci. Paris*, v.315, Serie II, p. 1687-1693.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D.J., Viera, F. y Chávez, G., 1995. "Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores de rocas ígneas". *Actas INAGEQ*, v.1, p. 203-208.
- Ludwig, K.R., 1991. "PbDat-A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotope Data, Version 1.24 88-542: Reston", Va. U.S. Geological Survey.
- Ludwig, K.R., 2004. "Isoplot/Ex, ver. 3, a geochronological toolkit for Microsoft Excel", Berkeley, California Geochronology Center.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M., 1989. "Tectonic discrimination of granitoids". *Geological Society of America Bulletin*, v.101, p. 635-643.
- Mattinson, J.M., 1972. "Preparation of Hydrofluoric, Hydrochloric, and Nitric Acids at ultralow lead levels". *Analytical Chemistry*, v. 44, No.9, p.1715-1716.
- Meschede, M. y Frisch, W., 2002. "The evolution of the Caribbean Plate and its relation to global plate motion vectors: Geometric constraints for an Inter-American origin". En: T.A. Jackson (Editor), *Caribbean geology into the third millennium*. Transactions of the 15th Caribbean Geological Conference. University of West Indies Press, Kingston, Jamaica, p. 1-14.
- Morán-Zenteno, D.J., Köhler, H., Von Drach, V., Schaaf, P., 1990. "The geological evolution of Xolapa terrane, southern Mexico, as inferred from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data." *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium: Munich, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie*, p.40.
- 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". Ph. D. thesis UNAM. 186pp.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chavez, P., Tolson, G., 1996."Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constrains". *Earth Planetary Science Letters*, v. 141, p. 51-65.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000. "Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.LIII, p. 27-58.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. "Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance". *Geofísica Internacional*, v. 20, p. 177-202.
- Ortega Gutiérrez, F., Elías Herrera, M., Reyes Salas, M., Macías Romo, C., López R., 1999. "Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern

- Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections". *Geology*, v.27, p. 719-722.
- Parrish, R.R., 1987. "An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology". *Chemical Geology*, v.66, p. 99-102.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of Petrology*, v.25, p. 956-983.
- Pérez-Gutiérrez, R., 2005. "Geología y evolución estructural del Complejo Xolapa, entre los Ríos Papagayo y La Sabana, noreste de Acapulco, Guerrero". Ms thesis, UNAM. 80pp.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J. y Haxby, W., 1988. "A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution". *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Poller, U., Liebetrau, V., Todt, W., 1997. "U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses". *Chemical Geology*, v. 139, p. 287-297.
- Pupin, J. P., 1980. "Zircon and granite petrology". *Contributions to Mineral Petrology*, v. 73, p. 207-220.
- Pupin, J.P., 1988. "Granites as indicators in pelogeodynamics". *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, v. 43, No.2, p. 237-262.
- Ramírez-Espinosa, J., 2001. "Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system". Ph. D. thesis University of Arizona, 170pp.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1991. "Second look at suspect terranes in southern Mexico". *Geology*, v.19, p.1233-1236.
- Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1992. "Left, lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico". *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, No. 3-4, p.237-249.
- Robinson, K.L., Gastil, R.G., Girly, M.S., 1990. "Eocene intra-arc transtension: the detachment of Chortis block from south western Mexico". *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22. 78pp.
- Rollinson, Hugh R., 1993. "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation". *Geochemistry Series*, Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, New York. 252pp.
- Ross, M.I. & Scotese, C.E., 1988. "A hierarchical model of the Gulf of Mexico and Caribbean region". *Tectonophysics*, v.155, p. 139-168.
- Sabanero, H., 1990. "La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos, determinada por la acreción constructiva-transformante del Terreno Xolapa". Tesis de Licenciatura, ESIA-IPN. 126pp.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. "Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence". *Tectonics*, v. 14, No. 5, p. 1339-1350.

- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. "Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico". Geological Society of America, Special Paper 278, 153pp.
- Streckeisen A., y Le Maitre, R.W., 1979. "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". Neues Jahrb. Mineral. Abh., v.136, p. 169-206.
- Sun, S.S., y McDonough, W.F., 1989. "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes". Saunders A.D. and Norry M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geological Society of London, Special Publication No.42, p. 313-345.
- Talavera-Mendoza, O. y Suastegui, M.G., 2000. "Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic". Journal of South American Earth Sciences, v.13, p. 297-324.
- Tolson, G., 1998. "Deformación, Exhumación y geotectónica de la Margen Continental de Oaxaca: Datos Estructurales, Petrográficos y Geotermobarométricos". Ph.D. thesis, UNAM, 98pp.
- Torres De León, R., 2005. "Geología, Petrografía, Estructuras y Tectónica en el área de La Venta, Guerrero". Ms thesis, UNAM, 108pp.
- Villacura, B., Pérez Gutiérrez, R., Torres de León, R., Solari, A., 2004. "Mapa Geológico del Área comprendida entre Tierra Colorada y Acapulco (Gro.)". IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro. 338pp.
- Wetherill, C. W., 1956. "Discordant uranium-lead ages". Transcripts of the American Geophysicist Union, v. 37, p. 320-326.
- Wetherill, C. W., 1963. "Discordant uranium-lead ages-Pt.2, Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium". Journal of Geophysics Resumes, v. 68, p. 2957-2865.
- Wilson, M., 1989. "Igneous Petrogenesis". Unwin Hyman, London.