

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS PALEOZOICAS DEL SUR DE SONORA Y NORTE DE SINALOA, MÉXICO.

TESIS

Para obtener el Grado de:

Maestro en Ciencias-Geología

PRESENTA:

ANGÉLICA BOURJAC DE ANDA



Director:

Dr. Ricardo Vega Granillo

Hermosillo, Sonora, Agosto de 2017

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencias Exactas y Naturales (Conacyt) por permitirme ser becario (Número de becario: 710864/586109) dentro del programa de Maestría en Ciencias Geología 2015-2017 de la Universidad de Sonora.

Agradezco el apoyo del Departamento de Geología como de la División de Ciencias Exactas y Naturales y por el financiamiento y apoyo por parte del proyecto del Ciencias Básicas Conacyt titulado: Petrografía, deformación, termobarometría, geoquímica y geocronología de las rocas metamórficas del norte de Sinaloa y sur de Sonora, a cargo del Dr. Ricardo Vega Granillo.

Doy gracias a todas las personas que me apoyaron en la realización de este trabajo. Primeramente agradezco al Dr. Ricardo Vega Granillo, por guiarme durante mi formación, por todas sus enseñanzas, consejos, paciencia y aliento. A los maestros; Dr. Jesús Roberto Vidal Solano, Dr. Francisco Paz Moreno, Dr. Juan Carlos García y Barragán y M.C. Saúl Herrera Urbina, por la revisión de esta tesis y sus consejos durante este trabajo.

RESUMEN

En la región de Navojoa-Álamos, sur de Sonora, México, aflora un conjunto de rocas meta-volcánicas intercaladas con rocas meta-sedimentarias que experimentaron un evento de metamorfismo regional orogénico. Los afloramientos de rocas metamórficas se ubican principalmente en tres áreas aisladas: Tesia, Francisco Villa y Mocúzari, donde son intrusionadas por cuerpos plutónicos y sobreyacindas por conjuntos sedimentarios y volcánicos mesozoicos y cenozoicos. Aunque la correlación litológica-estratigráfica entre estas tres áreas es incierta, en este trabajo se agrupó a los conjuntos metamórficos bajo el término general e informal de Complejo Álamos. En el norte de Sinaloa afloran rocas meta-sedimentarias de la Formación Río Fuerte atribuidas al Paleozoico con base en su contenido fosilífero y de circones detríticos. Se realizaron estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos del Complejo Álamos y de la Formación Río Fuerte, con el fin de establecer su clasificación, contexto tectónico y proveniencia. Los estudios geoquímicos mostraron que los protolitos de las rocas meta-volcánicas corresponden a rocas ígneas de composición máfica, intermedia y félsica, con un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. No obstante, presentan tres espectros diferentes en los diagramas de tierras raras y de multielementos. En base a los datos se observa que las rocas metamórficas con protolitos ígneos de composición máfica, reflejan una tendencia química similar a basaltos de dorsales medio oceánicas enriquecidas (E-MORB), y las rocas metamórficas con protolitos ígneos de composición intermedia a félsica, reflejan un magmatismo producido en zonas de subducción. La determinación geocronológica por medio de U-Pb en circones detríticos de la Formación Río Fuerte, indican que los grupos principales son: 336, 473, 536, 590, 627 y 1048 Ma. Un *sill* aplítico en la secuencia metasedimentaria produjo una edad de 158 Ma (U-Pb circón). El Complejo Álamos de las áreas de Tesia y Mocúzari tienen grupos principales con picos en: 1014, 1191, 1206, 1423, 1611, 1684 y 1773 Ma. En la primera área también se encontraron picos menores más jóvenes de 338, 432, 561 y 620 Ma. Un conglomerado basal de la secuencia sedimentaria que cubre en discordancia al Complejo Álamos produjo picos principales de 574, 523, 498, 376, 992-1245 Ma. Esta secuencia se ha correlacionado con base en su litología con la Formaciones Arrayanes del Grupo Barranca de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano en Sonora central. Esta relación geológica implica que el Complejo Álamos fue metamorfoseado antes del Triásico Tardío, por lo que se propone que dicho metamorfismo se asocia con la colisión entre bloques gondwanianos contra el borde sur de Laurencia para producir el supercontinente Pangea. La Formación Río Fuerte se depositó en una cuenca oceánica entre Laurencia y Gondwana, cercana a un arco inactivo peri-

gondwaniano. Por otro lado, debido a que se desconoce la edad precisa de los conjuntos volcano-sedimentarios del Complejo Álamos, se propone dos modelos hipotéticos para su origen. En el primero, se produce un arco marginal que aporta rocas volcánicas a una cuenca ubicada al sur de Laurencia (cuenca Mocúzari). Dicho sistema evoluciona a una cuenca de trasarco, donde se generan basaltos tipo E-MORB (cuenca Tesia). El segundo modelo propone que primero se produjo una cuenca marginal por fallamiento normal (cuenca Tesia) y posteriormente se generó un arco magmático por subducción hacia el sur que alimentó a una cuenca de antearco (cuenca Mocúzari). Posteriormente el Complejo Álamos fue metamorfoseado por la colisión de bloques gondwanianos generando un alto relieve orográfico más hacia el sur, del cual se derivaron los detritos del Grupo Barranca que se depositaron sobre el Complejo Álamos. Durante el Jurásico Tardío se generó magmatismo félsico asociado a un proceso de subducción en el borde occidental de Norteamérica. Este magmatismo fue seguido por la colisión del arco Alisitos contra el cratón y sus depósitos marginales a principios del Cretácico Tardío. A esta colisión le siguió la intrusión de cuerpos tonalíticos de 99 Ma y granodioríticos de 63 Ma. En el Cenozoico, la región experimentó una fase de levantamiento y erosión, y las secuencias del Complejo Álamos y Grupo Barranca, junto con los intrusivos, fueron expuestas y cubiertas por un volcanismo félsico asociado con la explosión ignimbrítica del Supergrupo Volcánico Superior (SVS), de la provincia Sierra Madre Occidental. Finalmente, toda la región experimentó un fallamiento normal que produjo un sistema de semi-grabens escalonados que bascularon a las unidades mencionadas.

INDICE

Resumen

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Metodología	2
1.3 Localización del área de estudio	3
2. ANÁLISIS DE TERRENOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS EN EL NOROESTE DE MÉXICO	5
2.1 Descripción del significado de terrenos	7
3. GEOLOGÍA REGIONAL	11
4. GEOLOGÍA LOCAL	18
5. GEOQUÍMICA	34
5.1 Elementos mayores	37
5.2 Elementos traza y Tierras Raras	42
5.3 Discriminación de ambientes tectónicos	48
6. GEOCRONOLOGÍA	51
6.1 Métodos analíticos	51
6.2 Resultados	52
6.2.1 Edades detríticas	52
6.2.2 Edades de roca ígnea	58
7. DISCUSIÓN	59
7.1 Formación Río Fuerte	59
7.2 Complejo Álamos	62
7.3 Grupo Barranca	64
8. MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA	65
9. REFERENCIAS	71

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo busca profundizar el estudio en torno a la evolución de las secuencias de rocas metamórficas que afloran en la parte sur del estado de Sonora y norte de Sinaloa, las cuales han sido descritas como metasedimentos intercalados con rocas metavolcánicas de bajo grado. Dichas unidades están cubiertas en discordancia angular por rocas sedimentarias atribuidas a la Formación Arrayanes del Grupo Barranca y, a su vez, son intrusionadas por tonalitas y después por un intrusivo granodiorítico. Finalmente son cubiertas por rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas. A pesar de que han sido cartografiadas indistintamente en cartas del Servicio Geológico Mexicano como metasedimentos del Paleozoico (cartas 1:250,000 Huatabampo G12-6 y Ciudad Obregón G12-3) y como volcanosedimentos del Jurásico Superior – Cretácico Inferior (cartas 1:50,000 Mocúzari G12-B46 y Tepahui G12-B36), se determinó que la secuencia metamórfica y su metamorfismo, es anterior al Triásico Tardío-Jurásico Temprano con base en correlaciones de campo (Bourjac, 2015). Además, en este trabajo se retoma la hipótesis de que los eventos de metamorfismo y deformación que afectaron a la secuencia metamórfica se produjeron a finales del Paleozoico con la colisión continental entre Laurentia y Gondwana (Peiffer-Rangin, 1979; Poole y Madrid, 1988; Poole *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2008). Es por ello que, para entender el origen, definir la edad máxima de depósito y la proveniencia de la secuencia metamórfica se llevó a cabo estudios geocronológicos y geoquímicos que permiten definir estos parámetros.

1.1 Objetivos

Objetivo General

Plantear un modelo de evolución tectónico-metamórfica del área del sur de Sonora y norte de Sinaloa.

Objetivos específicos

- Estudio geoquímico de elementos mayores y trazas, con el fin de caracterizar las rocas, definir su petrogénesis e identificar su ambiente tectónico.
- Determinar la edad del metamorfismo y de la secuencia metamórfica, utilizando la técnica radiométrica de U-Pb por LA-MC-ICPMS.
- Establecer el comportamiento estructural de las rocas metamórficas.
- Determinar la proveniencia de las rocas metamórficas.

1.2 Metodología

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación y análisis bibliográfico de la información existente. Se realizó trabajo de campo consistió en un reconocimiento general de los afloramientos representativos de las rocas del área de interés, seguido de un muestreo de rocas para estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos. La elaboración de las secciones delgadas para el estudio petrográfico se llevó a cabo en el laboratorio de laminado del Departamento de Geología de la UNISON. La revisión, descripción y toma de imágenes del estudio petrográfico se realizó en el Departamento de Geología de la UNISON. La preparación de las muestras para estudios geoquímicos se hizo en el Laboratorio de la Estación Regional del Noroeste de la UNAM, en el cual las muestras fueron trituradas utilizando una quebradora de quijadas de acero inoxidable; la pulverización fina se realizó utilizando un molino de canicas de ágata. El análisis químico para la determinación de elementos mayores, elementos traza y Tierras Raras se llevó a cabo en los laboratorios Chemex, Canadá, con ICP-MS e ICP-AES. Las muestras para los estudios geocronológicos mediante el método U-Pb, fueron tratadas en el Laboratorio de Arizona LaserChron Center de la Universidad de Arizona (Tucson, Arizona, E.U.A.), Finalmente, con la obtención de los resultados analíticos se procedió al tratamiento, discusión e interpretación de

éstos, y a la confección y edición de planos, figuras y tablas, para finalizar con la elaboración del manuscrito de la tesis.

1.3 Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en la porción sureste del Estado de Sonora, dentro de los municipios de Navojoa y Álamos; y en el norte de Sinaloa dentro del municipio de El Fuerte (Figura 1). Cubre una superficie de aproximadamente 450 km². Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia se encuentran en cinco cartas topográficas a escala 1:50,000 de INEGI. Cabe aclarar que el énfasis se hizo en las secuencias metamórficas y, localmente, en las unidades que interactúan con ellas, ya sea como intrusiones, o que cubren las secuencias en discordancia angular. La cartografía general tuvo como referencia básica trabajos realizados por el Servicio Geológico Mexicano.

Se trabajó la porción sureste de la carta Gabriel Leyva (G12B35), la porción centro-occidental y la porción nororiental de la carta Conicarit (G12B46), la porción sudoriental de la carta Tepahui (G12B36) y finalmente se trabajó al oriente de la carta El Maquipo (G12B67) y al occidente de la carta Agua Caliente Grande (G12B68).

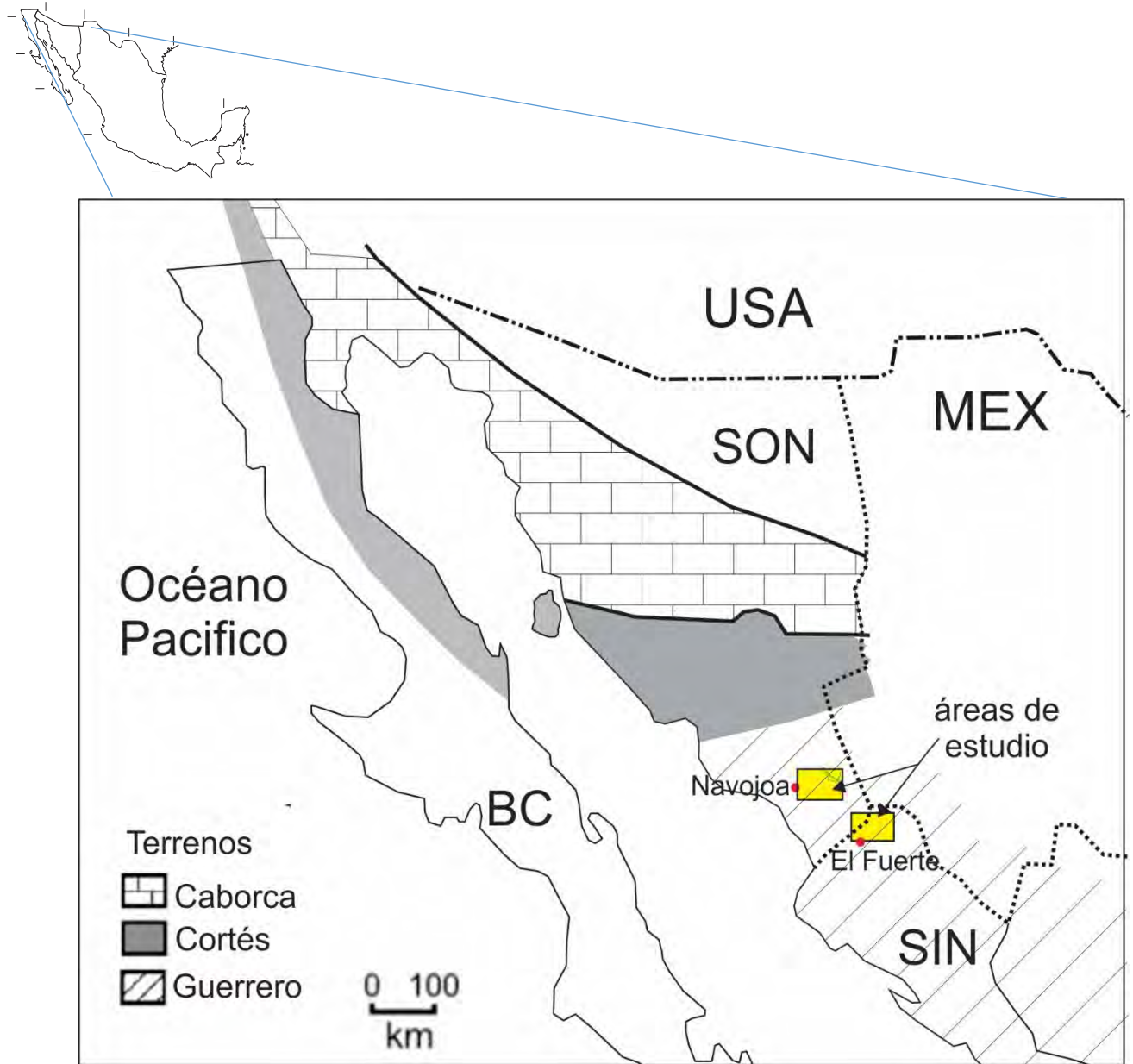


Figura 1. Mapa de localización de las áreas de estudio, mostrando los terrenos tectono-estratigráficos del NW de México. Tomado de Centeno-García *et al.* (2008).

2. ANÁLISIS DE TERRENOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS EN EL NOROESTE DE MÉXICO

En este capítulo se describe la terminología de los terrenos tectonoestratigráficos, además de la descripción y características de los principales terrenos tectonoestratigráficos que se encuentran en la parte noroeste de México (estados de Sonora y Sinaloa), utilizando principalmente la clasificación propuesta originalmente por Campa y Coney (1983).

La complejidad de la evolución geológica en México, no ha permitido a la fecha, comprender en su totalidad a los terrenos tectono-estratigráficos de México, ya que existen discrepancias entre diferentes autores. En el NW de México, las rocas de la región de Navojoa-Álamos fueron agrupadas por Campa y Coney (1983) dentro del Terreno Guerrero (Figura 2). Más adelante, Sedlock *et al.* (1993), quienes también hicieron un mapa de Terrenos de México, dividen al terreno Guerrero en tres terrenos: Náhuatl, Tepehuano y Tahue, quedando la región de Navojoa-Álamos dentro del Terreno Tahue (Figura 3). Estudios más recientes de Centeno-García *et al.* (2008), establecen que el terreno Guerrero es un terreno compuesto conformado por cinco terrenos: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan, quedando la región de Navojoa-Álamos también en el terreno Cortés (Figura 4).



Figura 2. Terrenos tectónico estratigráficos de México. Los límites de terrenos son líneas sombreadas. Terrenos sobreyacientes (traslape) poseen un patrón de puntos. (Campa y Coney, 1983).

2.1 Descripción del significado de terrenos

Según Coney (1989), un *terreno tectonoestratigráfico* es una entidad geológica de extensión regional caracterizada generalmente por secuencias estratigráficas coherentes en la que la continuidad de depósito puede ser establecida. Por definición, la secuencia litológica distintiva representa una historia geológica diferente, en cierto grado, de los terrenos adyacentes o cercanos al interior cratónico. El basamento puede o no puede ser preservado o conocido. Si la secuencia litológica original fue destruida por una intensa deformación o metamorfismo, las tramas y litologías resultantes pueden definir el terreno. Por definición, los límites de un terreno son discontinuidades mayores en la estratigrafía o litología por lo que una falla está presente o se puede sospechar de su presencia. El mismo autor describe varios tipos de terrenos. Los terrenos estratigráficos se caracterizan por una sucesión estratigráfica observable. Los terrenos fragmentados son los que han perdido una estratigrafía coherente por un intenso fallamiento o plegamiento. Muchos “*mélanges*” son de este tipo de terreno. Los terrenos metamórficos y/o plutónicos están formados por complejos cristalinos definidos por litologías y tramas particulares. Los terrenos compuestos tal vez son el resultado de la amalgamación o unión de dos o más terrenos antes de que finalizara la acreción al margen continental. El término “amalgamado” hace referencia a un superterreno que está formado por dos o más sub-terrenos. El término de terreno compuesto puede ser también usado para describir un terreno con una complejidad interna poco entendida, donde un número de sub-terrenos son sospechosos pero no probados. A continuación se presentan los diferentes terrenos tectonoestratigráficos que han sido definidos en el NW de México.

Terreno Caborca

El terreno Caborca fue definido por Campa y Coney (1983), como un basamento Paleoproterozoico cubierto por una secuencia sedimentaria muy gruesa del Precámbrico Tardío a Paleozoico, considerando que tiene una secuencia muy similar a la de la Cordillera del sureste de Nevada y sur de California. Rocas marinas del Triásico Tardío y depósitos continentales de la Formación Barranca y rocas clásticas y volcanoclásticas del Jurásico Temprano al Jurásico Tardío (Anderson y Silver, 2005) cubren discordantemente a las rocas paleozoicas. Una de las hipótesis acerca del origen del Terreno Caborca es que este terreno pertenece a un fragmento cratónico de Norteamérica, el cual se desplazó aproximadamente unos 800 km a lo largo del borde occidental de Norteamérica mediante la megacizalla Mojave-Sonora en el Jurásico Medio (Anderson y Silver, 1979; 2005). Sedlock *et al.* (1993), renombran al Terreno Caborca como Terreno Seri. Sin

embargo, su descripción es similar a la de Campa y Coney (1983), además agrupan dentro del mismo terreno a las secuencias de miogeoclinal y eugeoclinal.

Terreno Cortés

Algunos autores como Campa (1985), Coney y Campa (1987), Stewart (1988), Campa y Coney (1983), González-León (1989), Roldán-Quintana *et al.* (1993), Pérez-Segura *et al.* (1995), separaron las secuencias paleozoicas marinas de aguas más profundas de las secuencias de plataforma, a las cuales denominaron Terreno Cortés. El terreno Cortés aflora discontinuamente en un cinturón de unos 140 km de largo y 50 km de ancho (Stewart *et al.*, 1990) orientado este-oeste, en la parte centro-sur del estado de Sonora, así como en la parte centro-suroeste del estado de Baja California. Este terreno originalmente fue considerado como parte del terreno Caborca (Campa y Coney, 1983) o su equivalente denominado terreno Seri (Sedlock *et al.*, 1993). En los mapas actuales se ubica el terreno Cortés al sur del terreno Caborca (ej. Centeno-García *et al.*, 2008). El límite sur del terreno Cortés es incierto y sólo se ha establecido de manera tentativa en la porción sur del Estado de Sonora, con base en afloramientos aislados e información geoquímica (Pérez-Segura *et al.*, 1995).

El terreno Cortés se caracteriza por una secuencia sedimentaria constituida por pedernal, cuarcita y carbonatos del Ordovícico Tardío-Devónico así como por rocas arenosas y pelíticas, con poco pedernal y caliza del Carbonífero al Pérmico (Keppie *et al.*, 2004). Algunas unidades contienen capas masivas de barita. En las rocas sedimentarias se han encontrado fósiles de radiolarios, graptolitos y conodontos principalmente, y escasos braquiópodos. Se considera que estos conjuntos se depositaron en un contexto de eugeoclinal (ej. Stewart y Poole, 2002). El término eugeoclinal proviene de la teoría antigua del geosinclinal la cual indicaba que en dichas cuencas se depositaron sedimentos intercalados con rocas volcánicas, generalmente asociados con arcos de islas o márgenes continentales activos. En la literatura revisada de las secuencias sedimentarias que conforman el terreno Cortés no se describen intercalaciones de rocas volcánicas (ej. Stewart y Poole, 2002; Poole *et al.*, 2005), por lo que el término eugeoclinal, además de anacrónico se considera impreciso. En otras referencias a estos conjuntos sedimentarios se les denomina como de talud y cuenca (Poole *et al.*, 2005) o como de aguas profundas (Stewart y Poole, 2002). Se considera que las secuencias de talud y cuenca se depositaron a lo largo del borde sur de Laurencia. Estos conjuntos cabalgan aproximadamente hacia el norte a los conjuntos de plataforma marina, por lo que serían alóctonos. El Terreno Cortés debió acrecionarse al Terreno Caborca entre el

Pérmico y Triásico Medio (Stewart *et al.*, 1990), ya que la sutura entre ambos terrenos está cubierta de manera discordante por rocas del Grupo Barranca asignado al Triásico Tardío (Stewart y Roldán-Quintana, 1991).

Terreno Alisitos

Este terreno, de unos 300 km de largo y 30 km de ancho, es un terreno de arco oceánico que yace al oeste del batolito de las Montañas Peninsulares de Baja California. Está formado principalmente por una secuencia volcanoclástica formada por rocas efusivas y explosivas de composición silícica a intermedia, así como por derrames máficos intercalados con rocas hidroclásticas, todos cortados por numerosos diques (Busby *et al.*, 2006). Se considera que la secuencia es del Cretácico Temprano (Aptiano-Albiano), pero fechas U-Pb sugieren que la secuencia entera, de más de 4000 m de espesor, se depositó entre 111 y 110 Ma (Busby *et al.*, 2006). Este terreno posiblemente incluye rocas viejas que se extienden en el tiempo hasta el Triásico Tardío o Jurásico. Este terreno es intrusionado por plutones del Cretácico y ha sido parcialmente metamorfoseado (ej. Alsleben *et al.*, 2012). Este terreno se ha correlacionado con rocas de la parte sur de Sonora y norte de Sinaloa (Superterreno Guerrero), además puede también formar parte de Baja California Sur. Recientes estudios geofísicos sugieren que el terreno Alisitos continúa paralelamente al borde de Baja California y no dobla hacia el interior del continente como había sido propuesto (Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 2008). Busby *et al.*, (2006) consideran al arco Alisitos como un arco oceánico que se formó aledaño al margen continental a lo largo de una zona de subducción que buzaba hacia el oriente, formado en un régimen de deformación extensional.

El Terreno Vizcaíno, ubicado en la península de Vizcaíno y en las islas de Cedros y Margarita, es considerado como un terreno compuesto ya que está formado por rocas oceánicas incluidas bajo el término de Ofiolita Vizcaíno, y sobrepuestas tectónicamente sobre rocas continentales (Campa y Coney, 1983). La Ofiolita Vizcaíno que se ha datado como del Triásico Tardío (221 Ma; Kimbrough y Moore; 2003) es intrusionada y cubierta por rocas magmáticas jurásicas de arco. El terreno también incluye una ofiolita del Jurásico Medio (173 Ma) que aflora en la isla de Cedros (Kimbrough y Moore, 2003).

Terreno Guerrero

El terreno Guerrero fue definido por Campa y Coney (1983), como un terreno compuesto, con al menos tres secuencias separadas, cuyas edades van desde el Jurásico Tardío a Cretácico Medio y que están compuestas por secuencias volcánicas y sedimentarias submarinas, aunque en Zacatecas se han encontrado rocas del Triásico Tardío que se atribuyen a este terreno (McGehee, 1976). Los tres subterrenos que componen al Terreno Guerrero son: (1) Teloloapan-Ixtapan, (2) Zihuatanejo y (3) Huetamo. La estratigrafía en cada uno es diferente, así como el grado metamórfico y estilo de deformación. El subterreno Teloloapan-Ixtapan, está constituido por una secuencia de andesitas con sedimentos volcánicos. Este subterreno se consideró de edad Jurásico Tardío a Cretácico Temprano con base en fósiles. El subterreno Zihuatanejo consta de rocas volcánicas andesíticas intercaladas con calizas del Albiano. El subterreno Huetamo consta de una secuencia volcánica y una cubierta sedimentaria. La edad de este subterreno va del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano.

Posteriormente, Sedlock *et al.* (1993) dividieron al terreno Guerrero de Campa y Coney (1983) en tres terrenos denominados Náhuatl, Tepehuano y Tahue, siendo este último el que comprende las áreas de estudio. El terreno Tahue fue descrito como una secuencia de rocas meta-sedimentarias del Paleozoico Medio de origen desconocido, que se acrecieron a América del Norte en el Jurásico Tardío, aunado a rocas volcánicas y plutónicas del Jurásico al Cenozoico, que se formaron en un contexto de arco magmático a lo largo del margen occidental de Norteamérica.

Otros Terrenos

El terreno Sonobari fue propuesto por Campa y Coney (1983), como un terreno de afloramiento limitado subyaciendo al terreno Guerrero, a lo largo del margen oeste de la Sierra Madre Occidental, en el sur de Sonora y norte Sinaloa. Fue descrito como un complejo meta-plutónico cuyos sus orígenes y relaciones eran desconocidos, hasta que estudios recientes en la región, y que se describirán con más detalle adelante, han ayudado a aclarar la historia de este terreno.

El terreno San José de las Rusias (Malpica y de la Torre, 1980) comprende rocas sedimentarias paleozoicas depositadas en una cuenca oceánica, las cuales contienen graptolitos del Ordovícico (Poole *et al.*, 2010).

3. GEOLOGIA REGIONAL

Este capítulo lejos de tratar de describir de manera exhaustiva la geología regional de Sonora, Sinaloa y Baja California debido a que la misma es muy extensa y compleja, describe de manera muy general los conjuntos litológicos que son, o han sido considerados como, correlacionables con los encontrados en el área de estudio.

Paleozoico

Sonora centro

La era Paleozoica en Sonora central, está conformada por una potente secuencia sedimentaria marina de plataforma somera, rica en fósiles, la cual incluye unidades del Cámbrico al Pérmico inferior (ej. Poole *et al.*, 2005). Las rocas que forman estas secuencias son predominantemente calizas, dolomías, areniscas, limolitas y lutitas. En contraste con las unidades de plataforma, se han descrito secuencias con edades similares formadas por pedernales, limolitas, areniscas y menores estratos calcáreos con fósiles como radiolarios, graptolitos y conodontos, las cuales contienen localmente depósitos estratiformes de barita y algunos de forma masiva (Poole *et al.*, 2005). Debido a que no se conocen referencias de rocas volcánicas intercaladas con las secuencias paleozoicas de aguas más profundas, ni de rocas plutónicas de dicha edad intrusionando a los conjuntos de plataforma, se considera que el margen sur de Laurencia debió haber sido más bien un margen continental pasivo más que uno activo. El contexto estructural general en esta parte de Sonora a fines del Paleozoico es el cabalgamiento de las secuencias paleozoicas de talud y cuencas sobre las secuencias más o menos contemporáneas de plataforma (Poole *et al.*, 2005). Las secuencias alóctonas están fuertemente plegadas y muestran numerosas fallas inversas de bajo ángulo como puede apreciarse en el área de la mina Barita de Sonora.

Sur de Sonora-norte de Sinaloa

El primer trabajo donde se reportan rocas atribuibles al Paleozoico en el norte de Sinaloa, es realizado por De Cserna y Kent (1961), quienes cartografiaron a las rocas metamórficas de la región como Complejo Sonobari, al cual consideran como de edad paleozoica. Más adelante Mullan (1978), detalla la cartografía y describe de una manera general las rocas y la estructura de la región, describiendo las rocas de la porción oriental bajo el término de Grupo Río Fuerte, el cual consideró conformado por las formaciones Río Fuerte, Corral Falso, Topaco y el Granito Cubampo,

que afloran al oriente del poblado El Fuerte. Dicho autor reconoce que estas rocas fueron metamorfoseadas en la facies de esquisto verde principalmente y le asigna una edad del Paleozoico Tardío (Carbonífero-Pérmico) con base en su correlación con rocas sedimentarias que afloran 80 km al sureste de la región El Fuerte, en la región de San José de Gracia, Sinaloa (Carrillo-Martínez, 1971). Sin embargo, reportes de conodontos ordovícicos provenientes de la Formación Río Fuerte (Poole *et al.*, 2005, 2010) y de graptolitos ordovícicos en las rocas de San José de Gracia (Poole *et al.*, 2010) precisan que las edades asignadas originalmente son más amplias o deben precisarse. Salgado-Souto (2006) y Vega-Granillo *et al.* (2011) indican que la subdivisión de las formaciones Río Fuerte y Corral Falso carece de bases estratigráficas por lo que la integraron en una sola unidad, la Formación Río Fuerte.

Las primeras fechas isotópicas U/Pb del Grupo Río Fuerte se realizaron en metacuarcitas de la Formación Río Fuerte las cuales arrojaron edades máximas de depósito del Ordovícico Tardío (Vega-Granillo *et al.*, 2008). Los autores citados mencionan que los diagramas de edades de circones detríticos son bastante similares a los encontrados en el ensamble Ixcamilpa del Complejo Acatlán del sur de México localizado parcialmente en los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca. Además, indican que las edades sugieren una procedencia gondwaniana, tal y como había sido considerado para el Complejo Acatlán (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2007).

Un granito deformado y diques asociados, ambos de carácter hiperaluminoso denominados Granito Cubampo y aplita nodular respectivamente, intrusionan a la Formación Río Fuerte. Estas rocas fueron fechadas mediante el método de U-Pb en circones, arrojando edades del Jurásico Tardío, de 151 a 155 Ma (Vega-Granillo *et al.*, 2011). Vega-Granillo *et al.* (2011) indican que mantos de aplita nodular, originalmente considerados como riolitas (Mullan, 1978), siguen la foliación de la Formación Río Fuerte. Estas rocas ígneas presentan un metamorfismo heterogéneo probablemente asociado con zonas de cizalla dúctil. Además de estos granitos jurásicos, la Formación Río Fuerte está cortada por un gabro de hornblenda-piroxeno denominado Gabro El Realito cuya edad es incierta, así como por un gran cuerpo de granodiorita que intrusiona la parte occidental del complejo metamórfico denominada Granodiorita Capomos (Mullan, 1978), y cuya edad preliminar es considerada de 57 Ma con base en una isócrona K-Ar (Damon *et al.*, 1983).

Mesozoico

Sur de Sonora

En Sonora central y sur, las rocas del Triásico Inferior-Jurásico Inferior del Grupo Barranca sobreyacen discordantemente a las rocas paleozoicas de talud y cuenca sobre rocas de plataforma de la misma edad (Radelli *et al.*, 1987; Stewart *et al.*, 1991; Roldán-Quintana *et al.*; 2009), datando entonces el evento orogénico. El Grupo Barranca incluye tres unidades litoestratigráficas: la Formación Arrayanes en la base, la Formación Santa Clara en la parte media y la Formación Coyotes en la parte superior. La Formación Santa Clara contiene fósiles de edad cárnica (Triásico Tardío) (Alencáster de Cserna, 1961). González-León *et al.* (2009), realizaron dataciones U/Pb de circones detríticos del Grupo Barranca y determinaron edades pico del Pérmico Tardío, salvo en la Formación Coyotes donde se observan picos mesoproterozoicos y paleoproterozoicos (Figura 5).

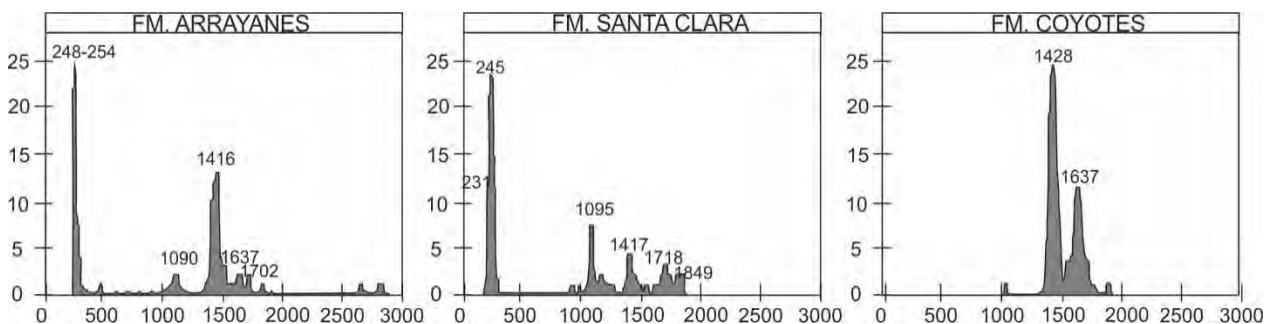


Figura 5. Diagrama de edad probable para muestras del Triásico y Jurásico. Muestras de las formaciones: Arrayanes, Santa Clara y Coyotes del Grupo Barranca (González-León *et al.*, 2009).

De acuerdo a las investigaciones, durante el Cretácico Temprano coexistían en el margen occidental de Laurentia, un arco oceánico denominado Alisitos y un arco continental formado sobre el margen del cratón laurenciano (Busby *et al.*, 2006; Schmidt *et al.*, 2014). En la parte oriental de Baja California, a partir del Cretácico Temprano la actividad magmática se vuelve más intensa y continua, produciendo grandes cuerpos magmáticos que conforman el Batolito Peninsular de Baja California (Silver y Chappell, 1988; Gastil *et al.*, 1975; Schmidt *et al.*, 2014). Este batolito ha sido fechado por diferentes métodos isotópicos: K-Ar, Rb-Sr, U-Pb; las edades de sus intrusivos varían de 145 a 90 Ma (Gastil *et al.*, 1978, 1979; Damon *et al.*, 1983; Frizzel *et al.*, 1984; Schaaf *et al.*, 1995; Johnson *et al.*, 1999, 2003; Wetmore *et al.*, 2005; Busby *et al.*, 2006; Schmidt *et al.*, 2014).

Los modelos proponen que dos zonas de subducción contemporáneas produjeron ambos arcos (Busby *et al.*, 1998). Una vez erigidos, se produjo la acreción del arco Alisitos la cual es considerada diacrónica. Las etapas de deformación atribuidas a la acreción arrojan edades desde el Cretácico Temprano (~130 Ma; Schmidt *et al.*, 2014) pero se considera que el período principal de colisión ocurrió cerca del límite entre Cretácico Temprano y Tardío (111-103 Ma) en Baja California central (Johnson *et al.*, 1999; Alsleben *et al.*, 2008; Schmidt *et al.*, 2014) y fueron acotados por plutones peraluminosos denominados La Posta que tienen edades entre 99 y 92 Ma (Kimbrough *et al.*, 2001). Esta acreción produjo un evento orogénico regional mayor en la región (Vega-Granillo *et al.*, 2017).

Contemporáneamente a la formación de los arcos magmáticos oceánicos y continentales en Baja California y Sonora se generaron cuencas sedimentarias en las que se depositó la secuencia transgresiva-regresiva del Grupo Bisbee (García y Barragán y Jaques-Ayala, 2011). Esta cuenca ha sido interpretada como un “rifting” (Bilodeau, 1978) en un contexto de cuenca de trasarco.

Peiffer-Rangin (1979) hace notar una migración de los eventos tectónicos y magmáticos del oeste hacia el este. Durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, en la región de Sonora se produjo una tectónica de compresión que corresponde a la fase Laramide (ej. González-León *et al.*, 1992). El batolito Laramide de Sonora se asocia al reinicio de la subducción mediante el hundimiento de la placa oceánica Farallón por debajo de Norteamérica, lo cual ocurrió posteriormente a la acreción del arco Alisitos. La edad de los batolitos graníticos oscila entre 90 y 40 Ma (Damon *et al.*, 1983; Valencia Moreno, 2007). La actividad ígnea laramídica tuvo un gran pulso volcánico que dio origen a la Formación Tarahumara, la cual se formó discordantemente sobre el Grupo Barranca. Esta formación fue descrita por Roldán-Quintana (2002), como una secuencia de rocas volcánicas afáníticas fuertemente alteradas, que varían de composición andesítica a latítica. McDowell *et al.* (2001) y Roldán-Quintana *et al.* (2002) fecharon rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en Sonora este-central obteniendo edades radiométricas por el método U/Pb en circones que varían entre 90 y 73 Ma.

Sur de Sonora-norte de Sinaloa

En sierras elongadas en dirección N-S como las sierras de Sonobari y San Francisco, y que se extienden probablemente hasta la región sureste de Yavaros en el sur de Sonora, afloran rocas metamórficas a las cuales Mullan (1978) denominó como Gneis Francisco. Este conjunto muestra un metamorfismo en facies de anfibolita que el autor citado lo atribuyó tentativamente al Precámbrico, por correlación con el basamento del norte de Sonora. Dichas rocas en realidad corresponden a un ensamble formado principalmente por rocas metasedimentarias como esquistos y paragneises, y rocas metaígneas como ortogneises y anfibolitas, las cuales son intrusionadas por gabros, dioritas y diques ultramáficos, y posteriormente por numerosos diques aplíticos y pegmatíticos (Keppie *et al.*, 2006; Vega-Granillo *et al.*, 2013; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016).

Con base en datos de procedencia, edad del protolito, litología y metamorfismo, Vega-Granillo *et al.* (2013) dividieron el Complejo Sonobari en oriental dominado por secuencias metasedimentarias de bajo grado del Ordovícico Medio–Tardío correspondientes a la Formación Río Fuerte, a la cual atribuyen una procedencia gondwaniana (Poole *et al.*, 2005; Vega-Granillo, *et al.*, 2008); y el occidental formado por rocas meta-ígneas de grado medio del Mesozoico Temprano – Tardío (Anderson y Schmidt, 1983; Keppie *et al.*, 2006; Vega-Granillo *et al.*, 2013; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016), cuya evolución parece estar relacionada con la de la cadena Cordillerana.

Las rocas metamórficas del Complejo Sonobari occidental fueron fechadas primeramente por Anderson y Schmidt (1983), quienes reportaron una edad de 220 Ma. Posteriormente, estas rocas fueron estudiadas por Keppie *et al.* (2006), quienes las definieron como un gneis migmatizado en facies de anfibolita y obtuvieron una edad de ~206 Ma. Estudios recientes de Sarmiento-Villagrana *et al.* (2016) fecharon con el método U-Pb diversos ortogneises que arrojaron edades de 249.6-241.3 (Triásico Temprano), 213.7-203.5 (Triásico Tardío), 162.9-159.1 (Jurásico Tardío) y 99.9-98.8 Ma (Cretácico Tardío). Estas edades relacionan los protolitos de los ortogneises con la evolución Mesozoica de la Cordillera Norteamericana y descartan definitivamente la posible correlación entre el Gneiss Francisco y las rocas Paleoproterozoicas del norte de Sonora (Anderson y Silver, 2005). Una datación U-Pb en circones detríticos de los paragneises del Gneis Francisco sugiere una proveniencia Laurenciana y por lo tanto diferente a la de la Formación Río Fuerte, e indica una edad máxima de depósito del Cámbrico 509 ± 29 Ma (Vega-Granillo *et al.*, 2013).

Las rocas metamórficas de la región de Sonobari fueron intrusionadas por cuerpos gabroicos y dioríticos, así como diques ultrabásicos de piroxenita y hornblendita. Un dique diorítico arrojó una edad aproximada de 100 Ma (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016), la cual limita la edad de la deformación en la región. Por otra parte, la edad del pico termal en la Sierra de Sonobari fue fechada en sobrecrecimiento de circones el cual se atribuye al metamorfismo, tanto en circones provenientes de rocas metamórficas como en leucosomas de las migmatitas (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016; Vega-Granillo *et al.*, 2017). Tres diques de leucogranito del numeroso enjambre que intrusiona el Complejo Sonobari occidental arrojaron edades entre 80 y 83 Ma (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016).

Una granodiorita que intrusiona la secuencia metamórfica en la Sierra de Sonobari produjo una edad del Paleoceno de 64 Ma. Un gabro de hornblenda que también intrusiona en la misma región, produjo una edad Ar-Ar en hornblenda de 54 Ma (Vega-Granillo *et al.*, 2013). Se desconoce con certeza si dicha edad refleja una edad cercana al evento magmático o se trata de una edad de enfriamiento cuando la región fue levantada y el sistema K-Ar se cerró.

En el norte de Sinaloa, han sido reportadas rocas atribuidas al Cretácico Temprano, las cuales consisten de rocas metavolcánicas y calizas sin fósiles; su edad sólo se infiere porque se encuentran intrusionadas por rocas del batolito de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1972). Las rocas cretácicas afloran en otras áreas, como Estación Naranjo y Sinaloa de Leyva; en la región de Bacubirito se describió una secuencia ofiolítica (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1979; Gastil *et al.*, 1999). Estas secuencias volcanosedimentarias han sido poco estudiadas y se han considerado asociadas al terreno compuesto Guerrero-Alisitos.

En la parte central de Sinaloa se han reportado edades U-Pb y K-Ar en intrusivos máficos sintectónicos, restringidos dentro de los primeros 50 km de la costa hacia tierra adentro. La edad U-Pb resultó en una edad de 101 Ma y la edad K-Ar aportó una edad con un rango de 98 a 90 Ma. Rocas posttectónicas, que afloran dentro de los primeros 20 km de la costa hacia tierra adentro, principalmente granodioritas leucocráticas y granitos, también se fecharon con los métodos U-Pb y K-Ar; las edades fueron concordantes en ambos métodos y dieron edades de 64, 46 y 19 Ma, por lo que se infiere que las intrusiones se emplazaron a poca profundidad y se enfriaron rápidamente (Henry *et al.*, 2003).

Cenozoico

Las rocas del Cenozoico del norte de Sinaloa consisten en rocas ígneas, tanto intrusivas como extrusivas, así como depósitos clásticos de origen fluvial en las cuencas de los ríos, como el Río Fuerte. Las rocas intrusivas están expuestas principalmente en el batolito de Choix, con edades K-Ar de 60-70 Ma (Henry y Fredrikson, 1972) y otros afloramientos más pequeños hacia el oriente. Las rocas volcánicas están representadas por andesita de la Formación San Blas (De Cserna y Kent, 1961), las que probablemente se correlacionen con el Complejo Volcánico Inferior y cubriendo estas rocas se encuentran las rocas volcánicas félsicas del Supergrupo Volcánico Superior (McDowell y Clabaugh, 1979) de la Sierra Madre Occidental. Las rocas más jóvenes expuestas consisten en sedimentos clásticos continentales de las formaciones Maune y Tesila (De Cserna y Kent, 1961), así como derrames de basalto en la región de Choix.

En el sur de Sonora las rocas volcánicas cenozoicas son de color rosado a naranja claro, que cubren en discordancia al Grupo Barranca. La unidad está formada por flujos volcánicos afaníticos, además de tobas y aglomerados que se clasifican en el campo como riolitas e ignimbritas. En la carta Tepahui (G12B-36) se cartografió a esta unidad como ignimbritas y riolitas del Neógeno y se les correlaciona con la Formación Lista Blanca; sin embargo, pudieran ser un poco más antiguas correspondiendo al magmatismo félsico asociado con el pulso principal que edificó la Sierra Madre Occidental (*ignimbrite flare-up*) que es considerado de edad Oligoceno-Mioceno (Ferrari *et al.*, 2005).

4. GEOLOGIA LOCAL

Las rocas en que se enfocó este estudio corresponden a secuencias con metamorfismo orogénico las cuales afloran de manera aislada debido a la cobertura por rocas más jóvenes tanto mesozoicas como cenozoicas, a procesos tectónicos como fallas normales, y que se encuentran comúnmente intrusionadas por cuerpos graníticos. Debido al aislamiento de los afloramientos de las secuencias metamórficas estudiadas y para fines de su descripción, dichos afloramientos se dividieron en cuatro áreas de estudio: una de ellas correspondiente a la región de **El Fuerte** y las tres restantes a la región **sur-central de Sonora**, aproximadamente a las latitudes entre Ciudad Obregón y Navojoa. Debido a que las rocas metamórficas del área están formadas por conjuntos de rocas metamórficas provenientes de rocas sedimentarias intercaladas con rocas volcánicas y a que se desconoce la posición estratigráfica precisa de cada conjunto, en este trabajo se decidió agrupar a estos conjuntos bajo el término general e informal de Complejo Álamos debido a que dicho poblado es el más importante en la región; al menos hasta que estudios más detallados permitan definir con precisión su posición estratigráfica, ante lo cual podrían considerarse como un Grupo (Código Estratigráfico Norteamericano, traducción de Barragán *et al.*, 2010). A continuación, se describen las litologías observadas en las áreas de estudio, haciendo énfasis en las rocas metamórficas.

Área El Fuerte

En el área del norte de El Fuerte, Sinaloa, México aflora la **Formación Río Fuerte**, que se extiende hasta el estado de Sonora. Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran a la orilla del Río Fuerte, especialmente en la salida del canal de la Presa Miguel Hidalgo. Esta formación se compone de rocas siliciclásticas que se repiten varias veces, por la existencia de pliegues. Incluye escasas capas calcáreas que contienen conodontos del Ordovícico Medio-Tardío (Poole *et al.*, 2005; Poole *et al.*, 2010), y presentan metamorfismo en facies de esquisto verde de baja presión (Vega-Granillo *et al.*, 2011).

La **Formación Río Fuerte** está cortada por varios cuerpos plutónicos, como el Gabro El

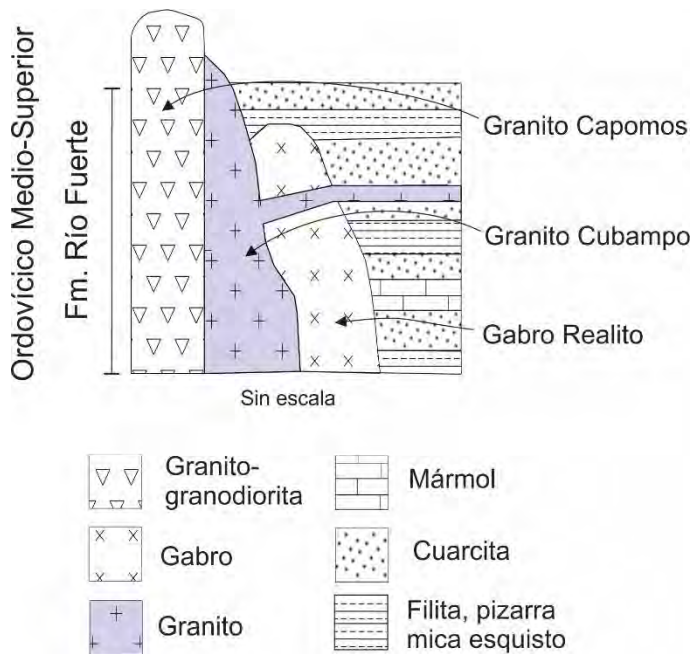


Figura 6. Columna estratigráfica esquemática de la Formación Río Fuerte (modificado de Vega-Granillo *et al.*, 2012).

Realito, el Granito Cubampo el cual se caracteriza por grandes nódulos y “sills” derivados de este granito (Aplita Cubampo) y, el Granito Capomos (Figura 6).

La secuencia metamórfica se compone por meta-areniscas y meta-lutitas plegadas. Petrográficamente las rocas se componen de cuarzo, muscovita, biotita y clorita. (Figura 7A, B y C). La mayoría de las rocas de esta formación presentan dos o tres foliaciones (Figura 7D), las cuales se desarrollan más fácilmente dependiendo de la composición y tamaño de grano. Una característica importante de esta formación es la presencia de porfidoblastos de andalucita y cordierita (Figura 7E). La

Formación Río Fuerte es intrusionada por el Gabro Realito que se considera tentativamente como de edad cretácica. Debido al metamorfismo regional y de contacto, la plagioclasa está ausente debido a que es totalmente reemplazada por minerales secundarios como clinzoisita-epidota, clorita y actinolita (Mullan, 1978). El Granito Cubampo presenta una mineralogía que consta de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, poca muscovita y biotita, con cantidades menores de circón y titanita. Los minerales con metamorfismo retrógrado son epidota-zoisita, clorita, tremolita y sericita. Sills derivados de este granito originalmente fueron considerados por Mullan (1978) como un flujo riolítico de gran importancia ya que lo consideraba un marcador estratigráfico. Sin embargo, el Granito Cubampo y los *sills* aplíticos relacionados (Figura 7F) produjeron edades entre 155 y 151 Ma (Vega-Granillo *et al.*, 2008), por lo que se asocian a un mismo evento magmático posterior al depósito de la Formación Río Fuerte. Cuerpos de granodiorita denominados Granodiorita Capomos, intrusionan a todas las unidades anteriores. Estos intrusivos han generado edades de enfriamiento K-Ar en biotitas de 57.2 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983), aunque datos recientes indican una edad de 97 Ma (Commun. Personal, Sarmiento-Villagrana).

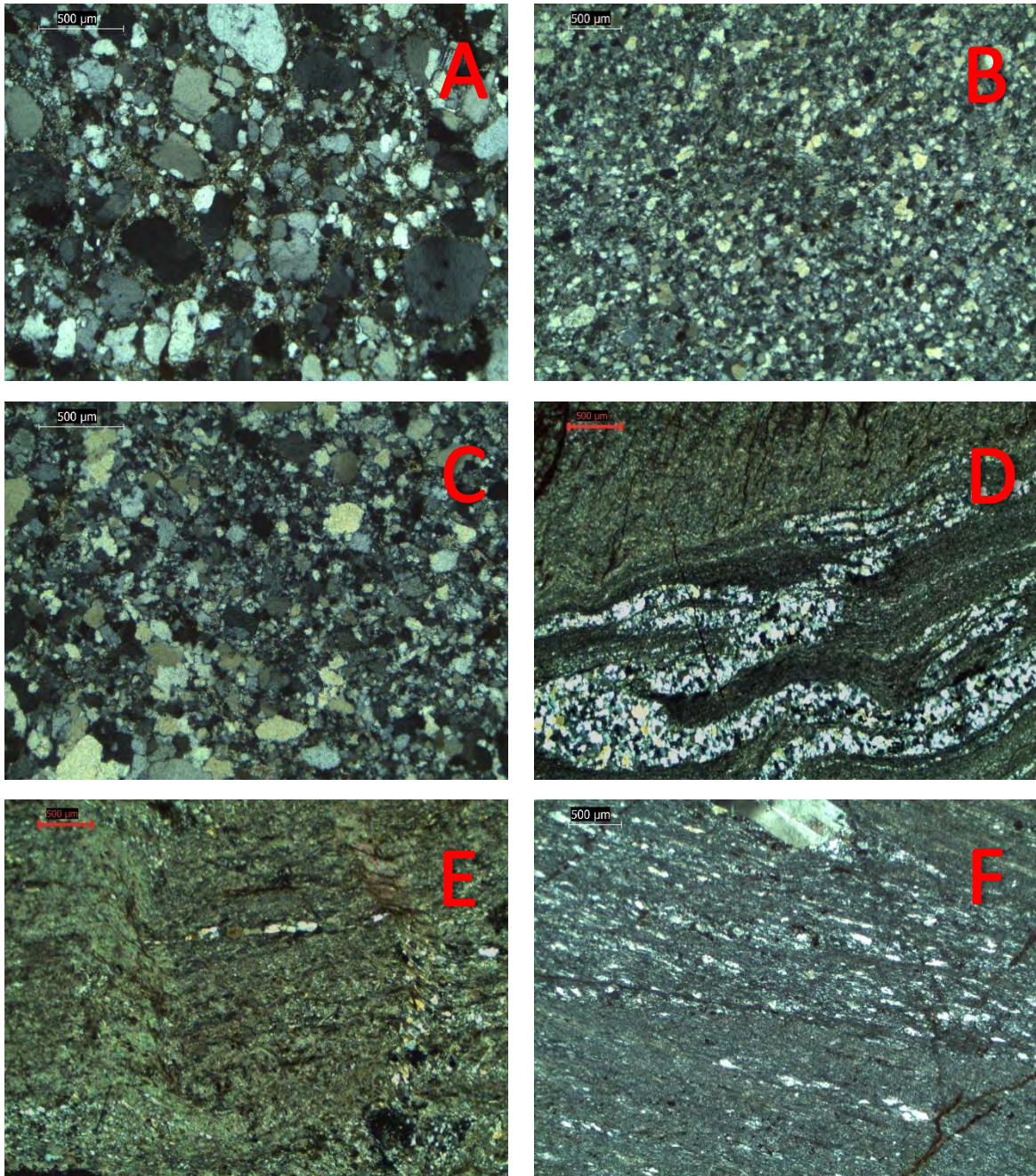


Figura 7. Fotomicrografías de las rocas de la Formación Río Fuerte. A) Cuarzita feldespática (SFO-28); B) Cuarzita de grano fino (SFO-172); C) Cuarzita (SFO-165A); D) Pizarra microplegada con tres foliaciones; E) Filita con porfidoblastos de cordierita (SFO-174); y, F) Aplita nodular.

Una secuencia de rocas volcánicas intermedias denominada **Formación Topaco** subyace en contacto estructural a la Formación Río Fuerte. En aglomerados de dicha secuencia se han encontrado clastos de rocas metamórficas y de rocas graníticas. Uno de dichos clastos produjo una edad de 151 Ma (U-Pb zircón, Vega-Granillo *et al.*, 2011). Esto indica que esta secuencia se formó

en discordancia angular sobre la Formación Río Fuerte y el Granito Cubampo. Otras rocas de esta unidad también arrojaron edades del Jurásico Tardío por lo que dicha secuencia se considera de esa edad, cercanamente posterior a la intrusión del Granito Cubampo. El cabalgamiento de la Formación Río Fuerte sobre la Formación Topaco produjo una foliación heterogénea en ambas unidades, probablemente a lo largo de zonas de cizalla dúctiles, así como la deformación heterogénea del Granito Cubampo.

Área Tesia

El área de Tesia se ubica en la porción sureste de Sonora, cerca de la localidad de homónima perteneciente al municipio de Navojoa. En esta área se encuentra una secuencia metamórfica aislada, donde los afloramientos se encuentran como remanentes de erosión. Dicha secuencia se compone por metasedimentos intercalados con rocas metavolcánicas, cortadas por diques máficos a félsicos (Figura 8). No se ha podido encontrar una relación estratigráfica de las rocas de esta área con las aflorantes en las demás áreas de estudio.

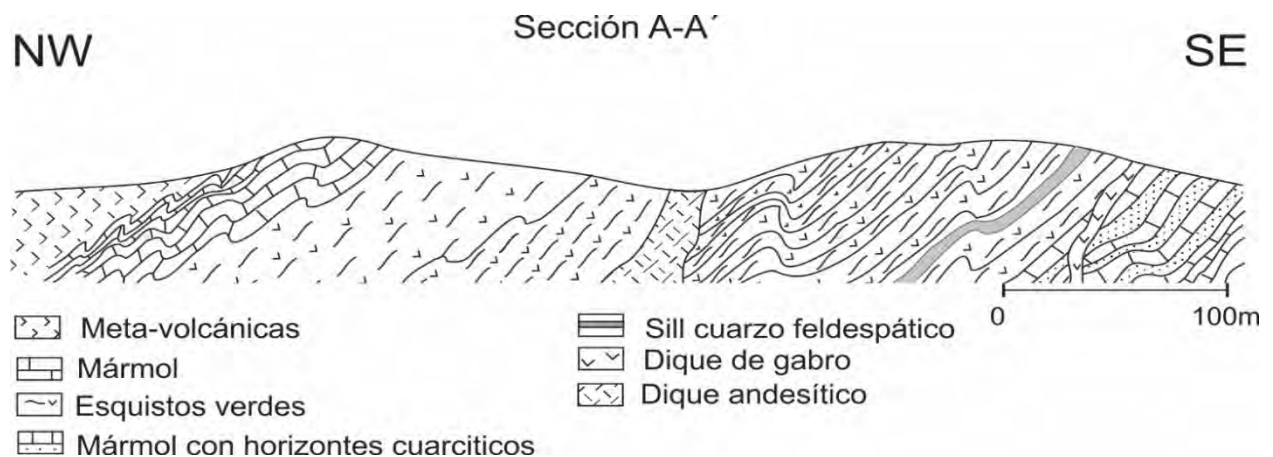


Figura 8. Sección geológica esquemática del área de Tesia.

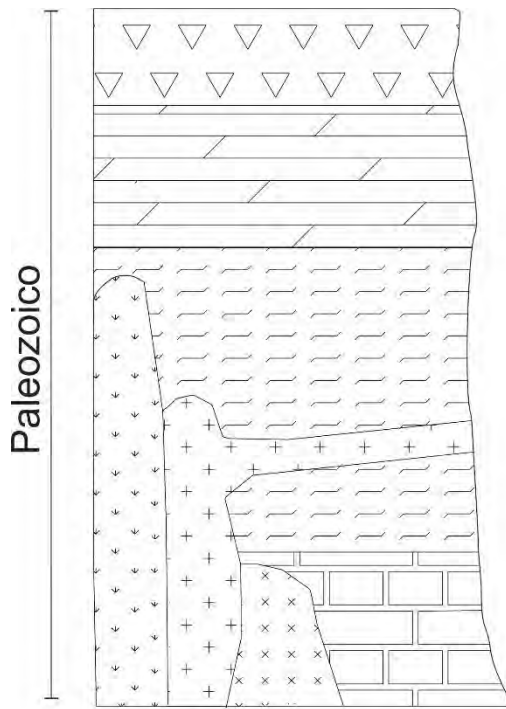


Figura 9. Columna estratigráfica esquemática del área de Tesia.

En la base estructural de esta secuencia metamórfica (Figura 9) afloran mármoles grises intercalados con horizontes cuarcíticos oscuros. Se componen de calcita y de horizontes cuarcíticos finos con material carbonoso. Sobreyaciendo afloran esquistos verdes (Figura 10A) de grano fino que van variando a grano grueso, petrográficamente se componen de actinolita, plagioclasa, biotita, muscovita, esfena, epidota-zoisita y cuarzo. Se forman bandas composicionales de actinolita, biotita y moscovita que se intercala con bandas de cuarzo (Figura 10B, C y D). La foliación se ve poco plegada, generando una segunda foliación incipiente paralela al plano axial.

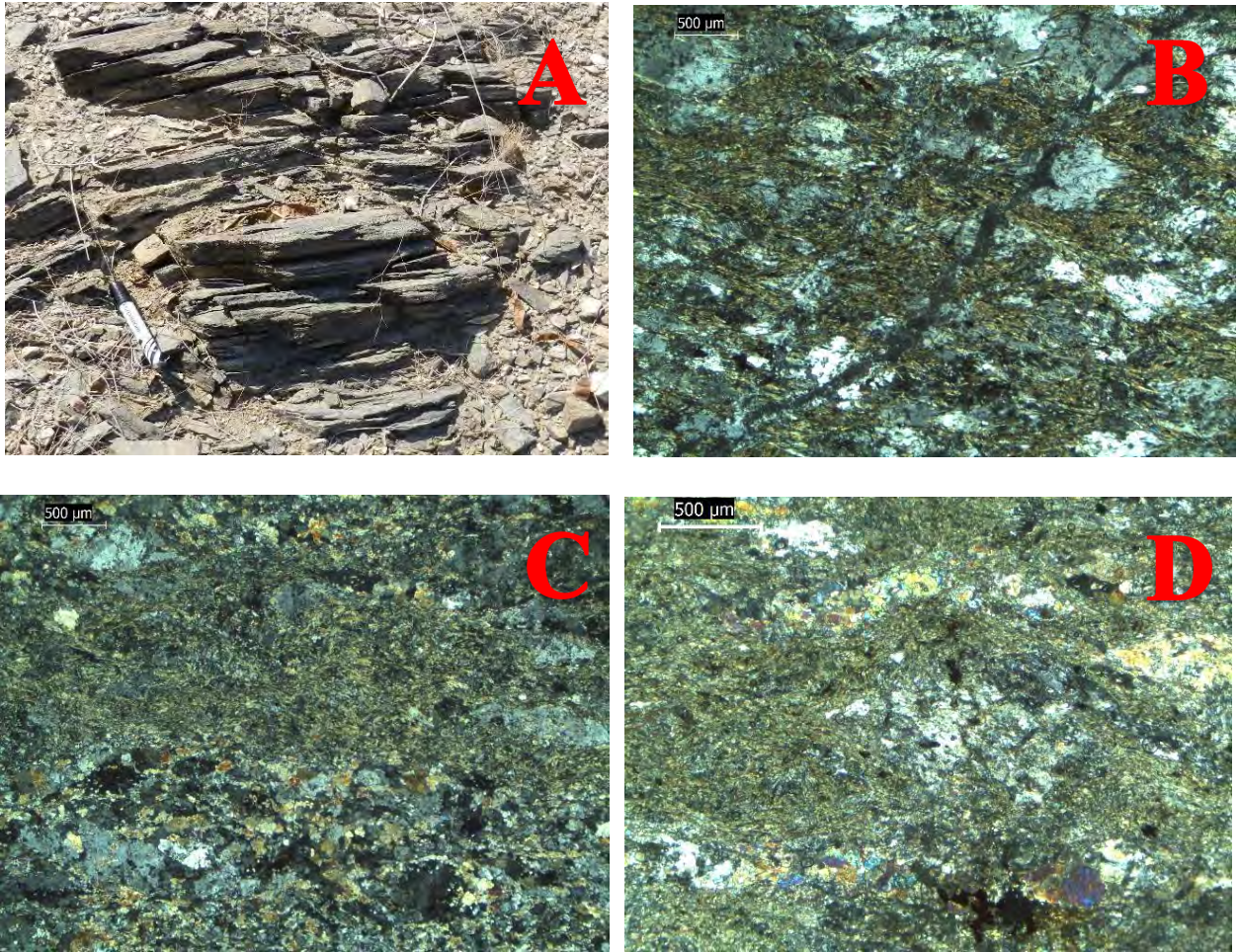


Figura 10. Fotografías de las rocas meta-volcánicas. A) Afloramiento de esquistos verdes de grano fino con laminaciones claras y oscuras (SFO-82); B) Esquistos verdes de actinolita y plagioclasas (SFO-246); C) Esquistos verdes de actinolita (SFO-247); y, D) Esquistos verdes de actinolita y plagioclase.

Sobreyaciendo a los esquistos verdes, aflora mármol (Figura 11A), que se compone petrográficamente por bandas de calcita recristalizada de grano medio (Figura 11B), con textura granoblástica poligonal. También contiene bandas cuarzosas. La roca presenta al menos dos foliaciones. La secuencia culmina con rocas meta-volcánicas que afloran muy poco.

La secuencia metamórfica es cortada por un dique color oscuro de grano medio. Este dique presenta fenocristales de plagioclasas con zoneamiento, así como clinopiroxeno y anfíbol muy alterados (Figura 12A). Posteriormente, un cuerpo ígneo cuarzo-feldespático en forma de *sill* se emplazó entre los mármoles con horizontes cuarcíticos y los esquistos verdes, siguiendo la foliación de éstos (Figura 12B). Por último, un dique microdiorítico, corta al esquistos verdes (Figura 12C).

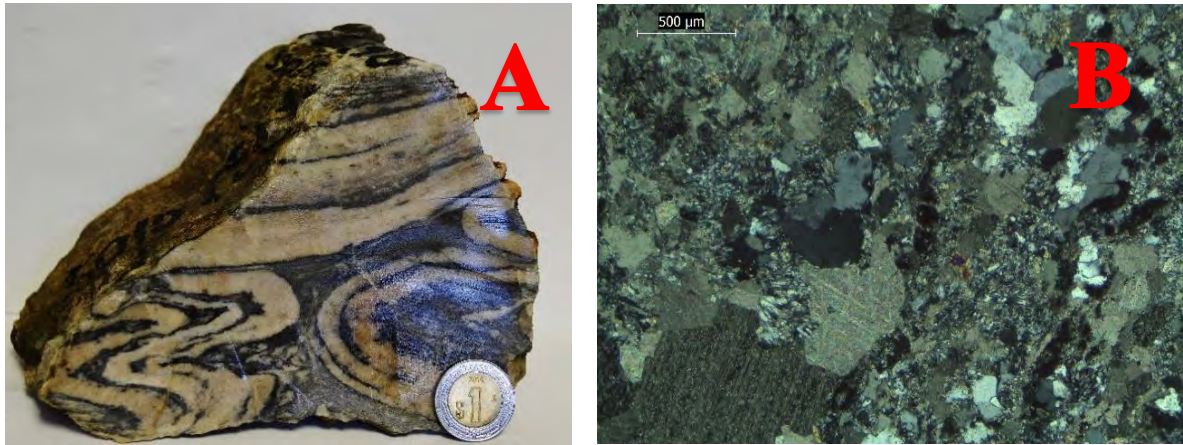


Figura 11. Mármol: A) Muestra de mano de mármol con laminaciones oscuras finas y blancas más gruesas. Muestran un plegamiento isoclinal con desarrollo de foliación de plano axial y, B) Fotomicrografía del mármol con cristales de cuarzo.

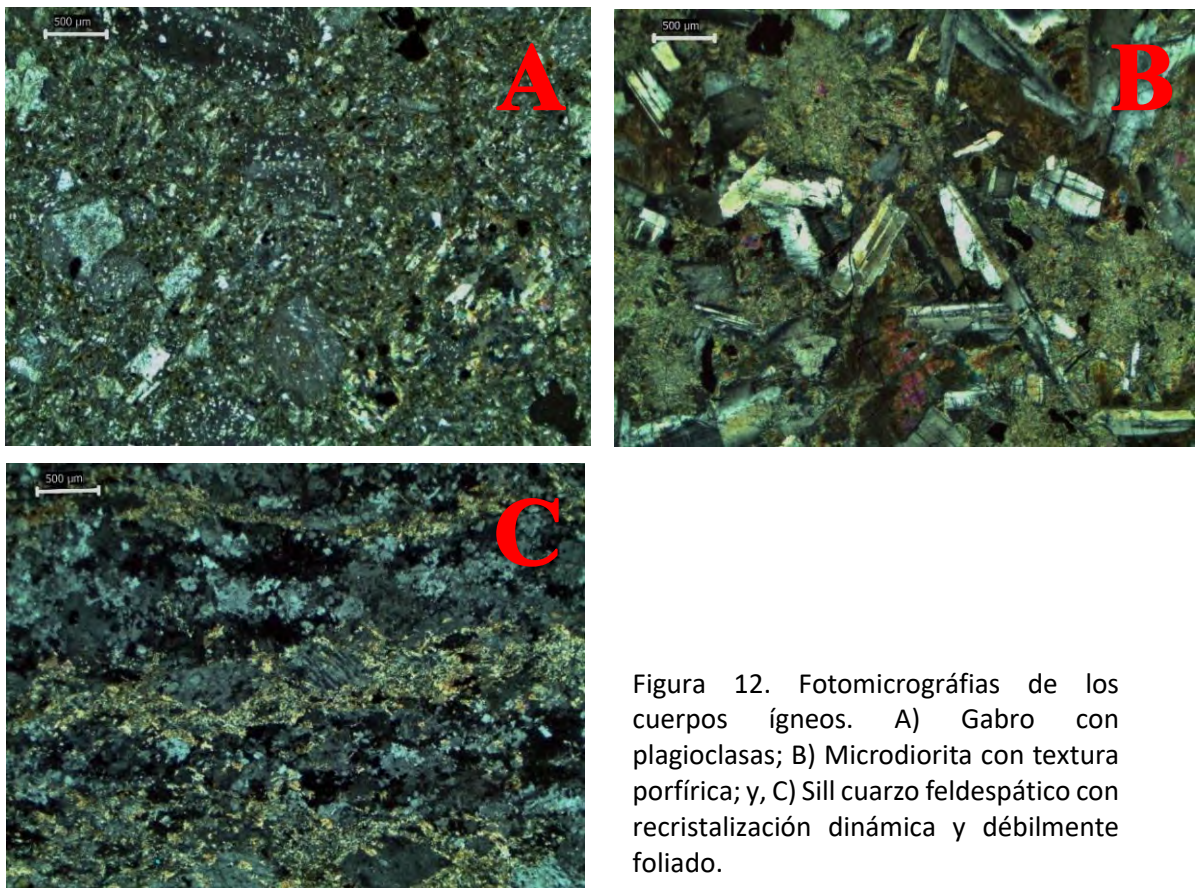


Figura 12. Fotomicrografías de los cuerpos ígneos. A) Gabro con plagioclasas; B) Microdiorita con textura porfírica; y, C) Sill cuarzo feldespático con recristalización dinámica y débilmente foliado.

Área Francisco Villa

Esta área se ubica entre Navojoa y Álamos, en el sur de Sonora. La secuencia que ahí se encuentra se compone principalmente por cuarcitas con intercalaciones de cuarcitas calcáreas y cantidades menores de rocas calcáreas; escasos horizontes de esquisto verde y esquisto cuarzo-feldespático se encuentran intercalados en esta sección. Estas rocas se repiten varias veces en la sección, debido a que presentan un plegamiento isoclinal a sub-isoclinal. La secuencia es intrusionada por rocas graníticas (Figura 13) las cuales se encuentran muy erosionadas.

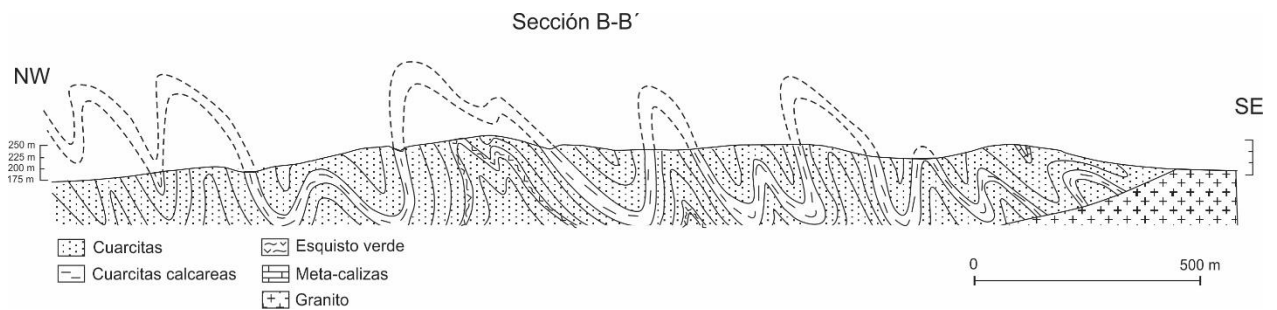


Figura 13. Sección geológica esquemática del área Francisco Villa.

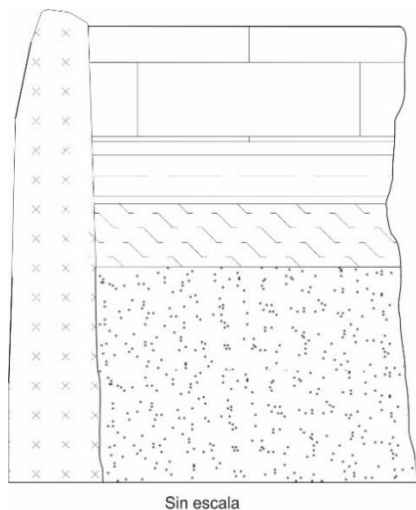


Figura 14. Columna estratigráfica esquemática del área Francisco Villa.

En la base de esta secuencia metamórfica (Figura 14) se encuentran cuarcitas masivas y otras compuestas por laminaciones de cuarzo que constituyen la primera foliación en las rocas (S1). Acompañando al cuarzo, se presentan cristales muy finos de muscovita, biotita y material carbonoso de manera accesoria (Figura 15B). Las rocas presentan un fuerte plegamiento isoclinal con desarrollo de una segunda foliación paralela al plano axial o foliación de crenulación (S2) (Figura 15a).

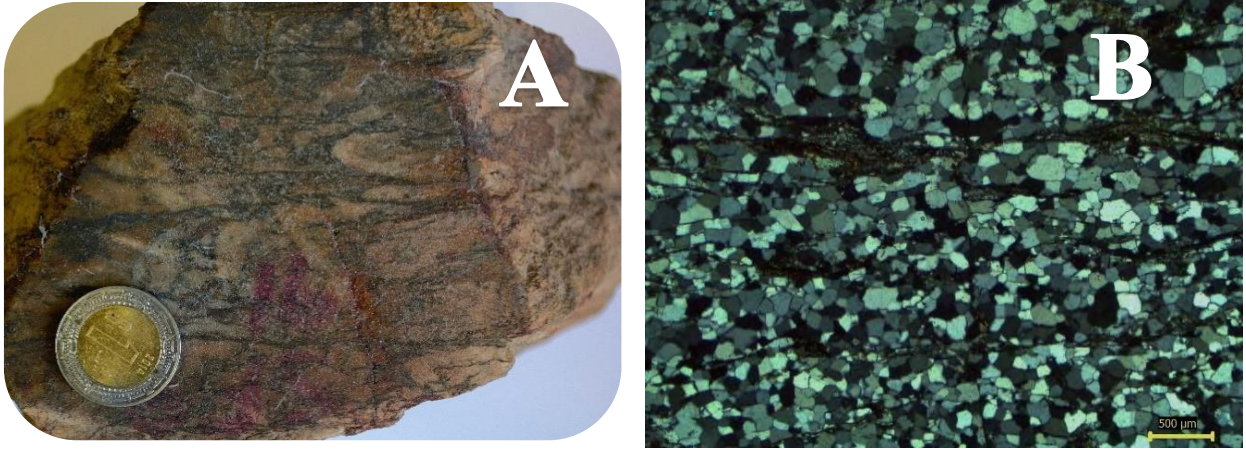


Figura 15. Cuarcita del área de Francisco Villa. A) Fotografía de muestra de mano de la cuarcita plegada; y, B) Fotomicrografía de la cuarcita con textura masiva de agregados de cuarzo .

Intercaladas con las cuarcitas están esquistos verdes, que se componen de actinolita de grano fino que rodea a porfidoblastos de plagioclasas, también presenta cuarzo y minerales secundarios como epidota, clorita y esfena. La roca presenta al menos una foliación (Figura 16A y B)

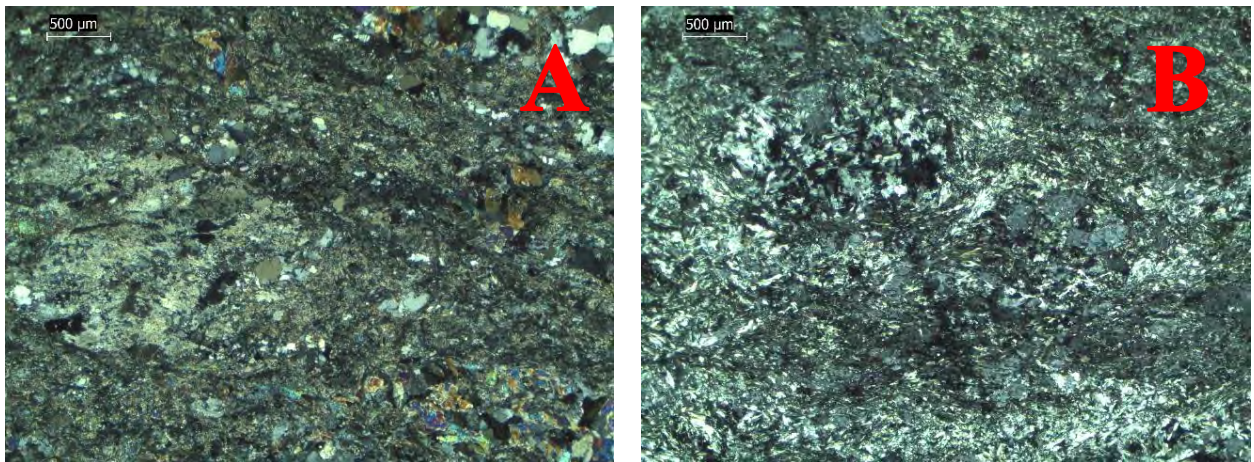


Figura 16. Fotomicrografías del área de Francisco Villa. A) Muestra SFO-93 esquisto verde con porfidoblastos de plagioclase y B) Muestra SFO-248 esquisto verde con porfidoblastos de plagioclase.

Área Mocúzari

El área de Mocúzari, se ubica en la porción sureste de Sonora, dentro del municipio de Álamos, Sonora (Figura 17), cerca de la presa Adolfo Ruiz Cortines (Mocúzari).

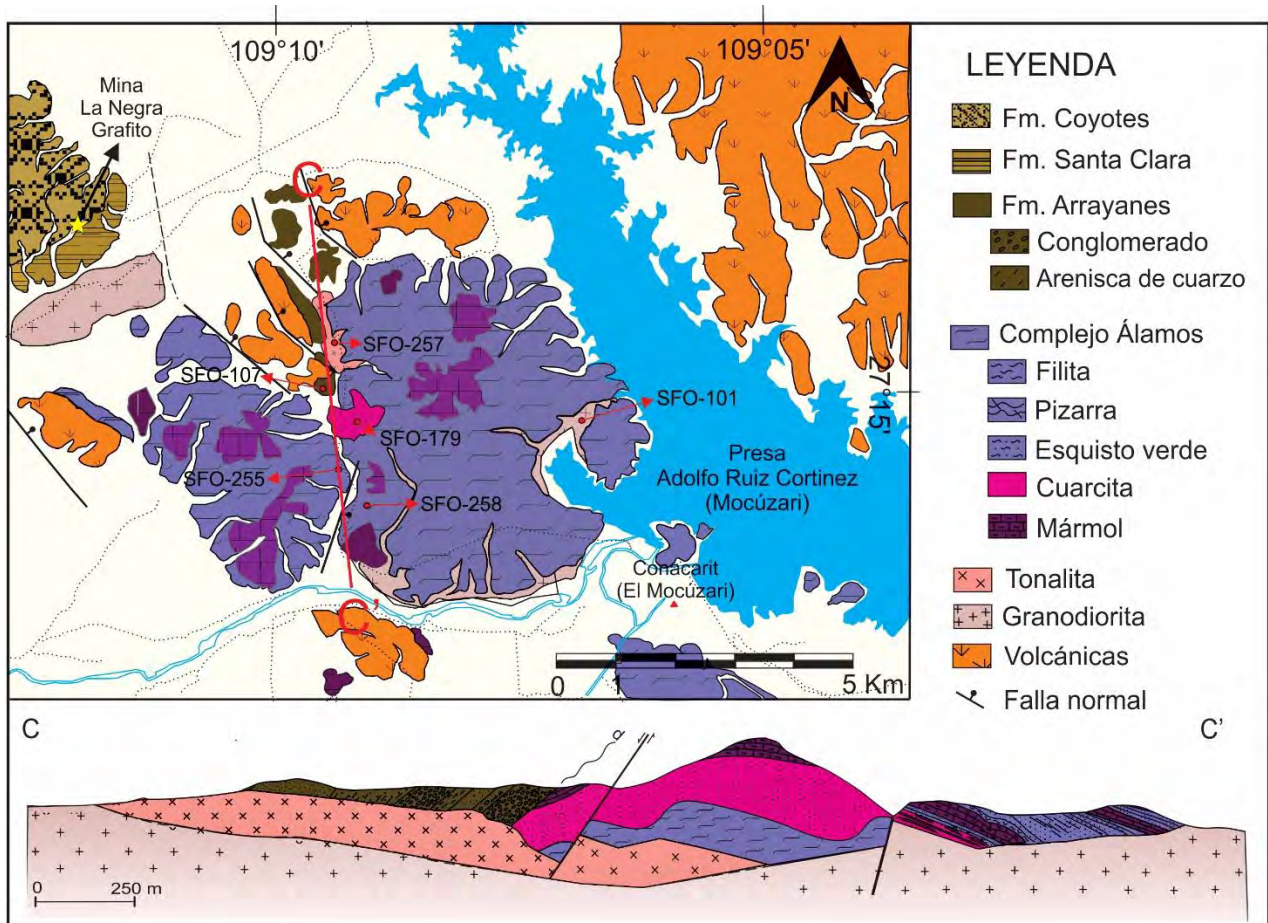


Figura 17. Mapa geológico y sección esquemática del área de Mocúzari.

Esta secuencia metamórfica genera una morfología de cerros suaves compuestos principalmente por rocas metavolcánicas, sobre éstas se encuentran rocas metasedimentarias y todas ellas son intrusionadas por dos plutones uno granodiorítico al sur y norte y otro tonalítico en la parte central norte. Las rocas metamórficas son cubiertas en discordancia angular por una secuencia de rocas sedimentarias atribuida al Grupo Barranca y posteriormente por rocas volcánicas félsicas atribuidas al Cenozoico (Figura 18).

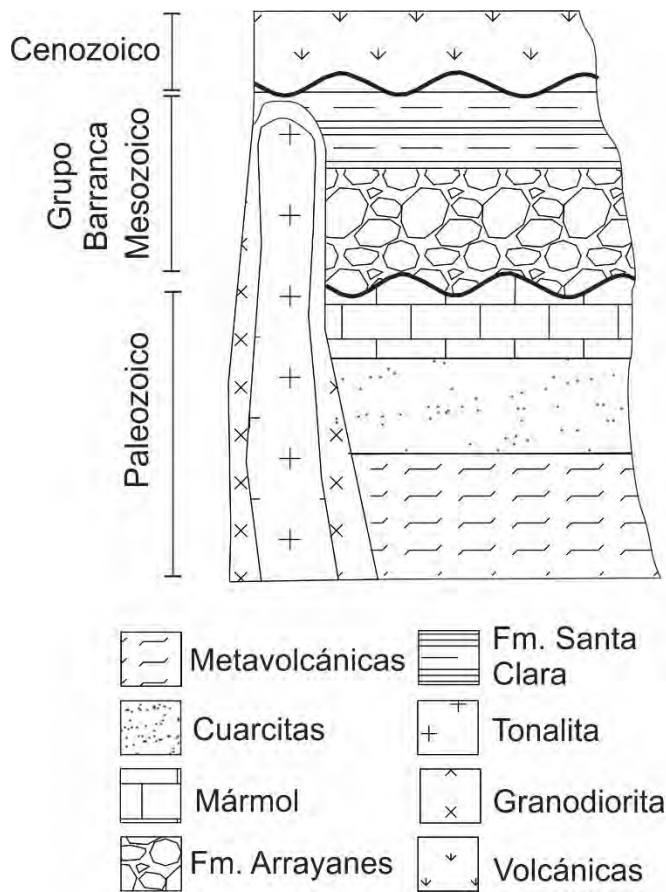


Figura 18. Columna estratigráfica esquemática del área de Mocúzari.

Las rocas metavolcánicas que se encuentran a la base de la secuencia, se componen de esquistos, filitas y pizarras verdes, las cuales se encuentran plegadas y presentan localmente dos foliaciones. Las rocas metavolcánicas varían en su composición y tamaño de grano.

En la parte sur de la secuencia se encontró una metapelita que se compone de una matriz de muscovita, biotita y poca clorita y contiene clastos de muscovita, cabe mencionar que se analizó una muestra (SFO-99), por microsonda electrónica. A partir de los datos obtenidos se determinó que la roca corresponde a un esquisto de cordierita y moscovita (Figura 19A), lo cual indica que estas rocas sufrieron un metamorfismo de baja presión y temperatura intermedia menor a 400°C.

En la parte norte de la sección la roca metavolcánica corresponde a una filita intercalada con esquistos verdes (Figura 19B y C). Igualmente presentan dos foliaciones y se compone de laminaciones composicionales de tremolita-actinolita y epidota, intercalada con bandas de cuarzo.

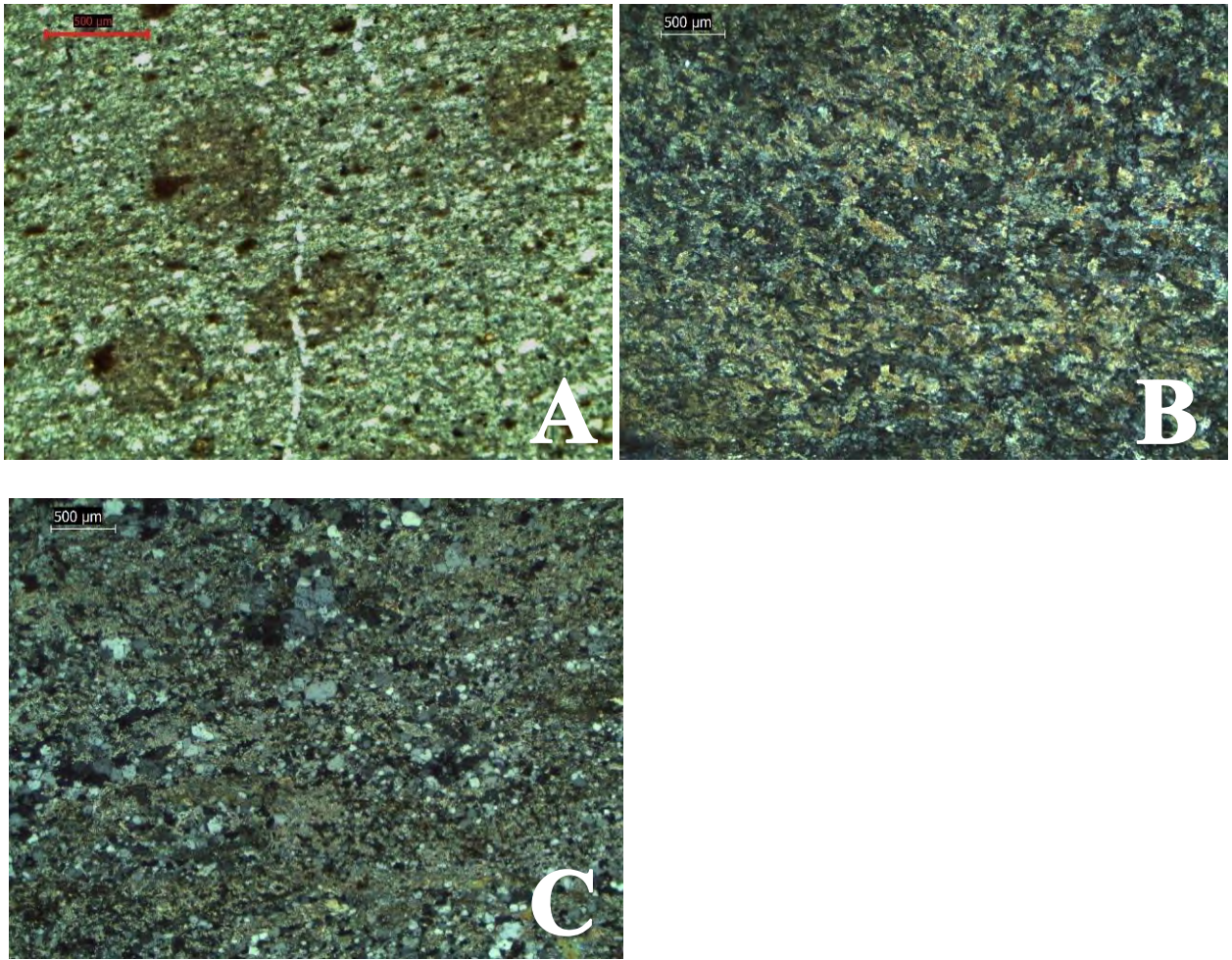


Figura 19. Metamórficas del área de Mocúzari. A) Esquisto de cordierita (SFO-99); B) Esquisto de actinolita (SFO-255); y, C) Esquisto de actinolita con cuarzo (SFO-258).

Sobreyaciendo a las rocas metavolcánicas, se encuentran cuarcitas que se componen de cristales de cuarzo de grano medio-grueso, con recristalización dinámica. Estos cristales se encuentran alineados y están flotando sobre una matriz de cristales de cuarzo de grano fino (Figura 20).

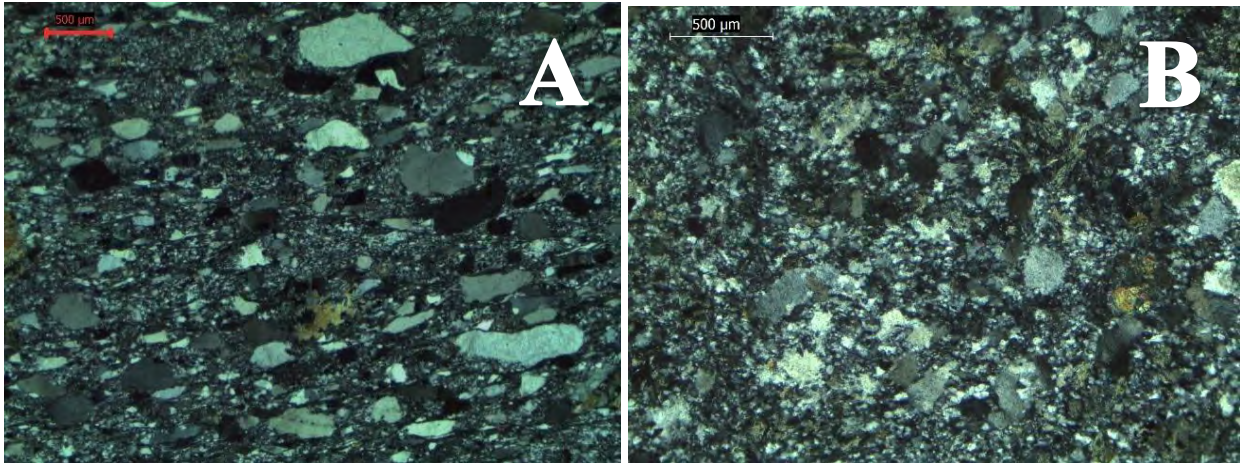


Figura 20. Fotomicrografías de cuarcita. A) Cuarcita con recristalización dinámica y cristales elongados (SFO-105) y B) Cuarcita (SFO-179).

Los mármoles se encuentran sobreyaciendo a las cuarcitas, presentan cristales de grano fino de calcita, con una ligera recristalización; localmente presentan metamorfismo de contacto que produce mármoles de grano grueso con tremolita (Figura 21). Cabe mencionar que de esta roca se tomó una muestra para analizarla en búsqueda de conodontos, desafortunadamente no se encontraron.

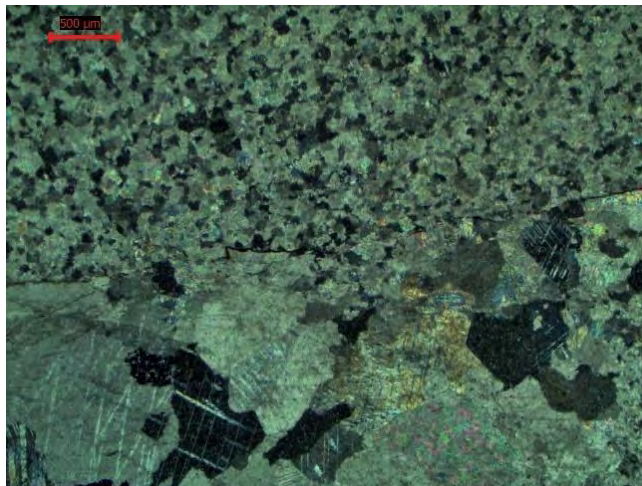


Figura 21. Mármol con tremolita (SFO-186).

Grupo Barranca

Formación Arrayanes

En discordancia angular, sobreyaciendo a la secuencia metamórfica se encuentra una secuencia sedimentaria, atribuida al Grupo Barranca. En la base de dicha secuencia se encuentra un conglomerado formado por clastos predominantemente de cuarcita (Figura 22A y 22B), y además presenta escasos clastos de pizarra, en una matriz arenosa.

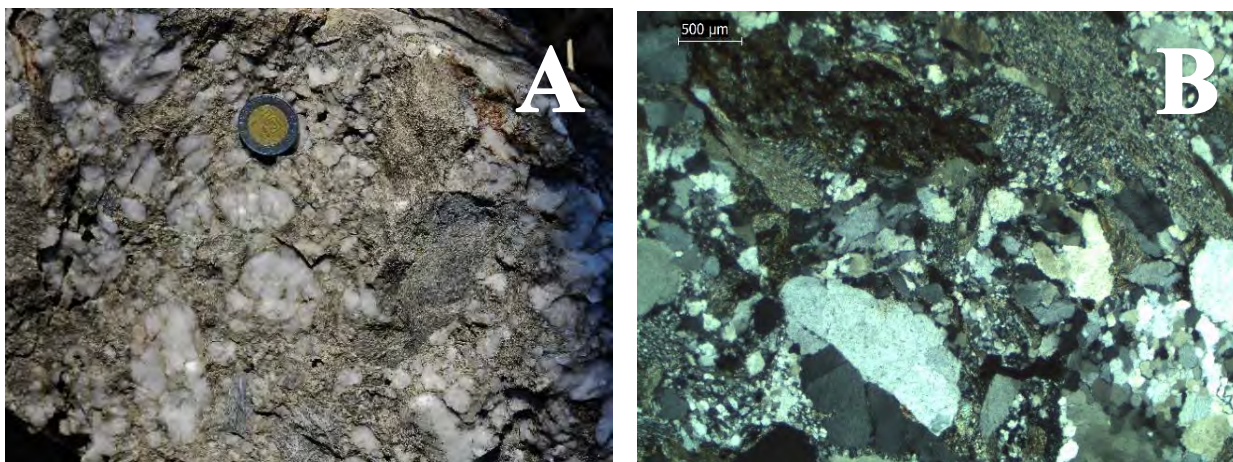


Figura 22. Conglomerado polymictico de la formación Arrayanes. A) Afloramiento del conglomerado con clastos de cuarcita y pizarra y B) Fotomicrografía del conglomerado (SFO-107).

Los clastos en el conglomerado basal pueden alcanzar hasta unos 10 cm de diámetro. La matriz está formada por cuarzo monocristalino y fragmentos pequeños de roca, ambos de tamaño de arena. Los clastos tienen forma subangular, con empaquetamiento sostenido por matriz. Se clasifica según Pettijohn (1975), como un conglomerado de cantos arenoso y por la diversidad de orígenes de sus clastos como conglomerado polymictico. Esta secuencia también presenta areniscas con cantidades menores de rocas calcáreo-arenosas, areniscas de cuarzo, limolitas silíceas y escasos horizontes de dolomías arenosas, que afloran al noroeste de la presa Mocúzari (Bourjac, 2015). Estas rocas se correlacionan con la Formación Arrayanes que es la formación basal del Grupo Barranca atribuido al Triásico Superior – Jurásico Inferior (Alencáster de Cserna, 1961; Weber *et al.*, 1995; 1997). Más hacia el norte, las cuarcitas se intercalan en su parte media con corneanas pelíticas gráficas y con mantos de grafito, lo cual sugiere que esta parte de la sección puede correlacionarse con la Formación Santa Clara que es la unidad intermedia del Grupo Barranca, ya que estos mantos son característicos en ella (Figura 23).



Figura 23. Fotografía de contacto con arenisca de cuarzo con lutita carbonosa.

En la esquina sureste de la carta Quiriego, cerca del rancho El Trigo, se encontraron cuarcitas intercaladas con limolitas conteniendo fósiles de plantas (Figura 24). Esto refuerza la idea de que la Formación Santa Clara del Grupo Barranca, sin metamorfismo orogénico, aflora en la región.



Figura 24. Fotografía de muestra de mano con fósiles de plantas de la formación Santa Clara.

Tonalita

El Complejo Álamos y las unidades del Grupo Barranca, son intrusionados por una tonalita. El afloramiento de esta tonalita es escaso y se limita a la parte norte de la presa Mocúzari, en donde intrusión a rocas de la Formación Arrayanes y es expuesta sólo donde los arroyos han erosionado a dicha unidad. La tonalita presenta una reacción al intemperismo mayor que otros cuerpos plutónicos y se observa de color ocre-amarillento. Petrográficamente se compone de plagioclasas, poco cuarzo y hornblenda (Figura 25A). Las plagioclasas están alteradas a sericita y la hornblenda a biotita y clorita. Anteriormente se había realizado un fechamiento en esta roca mediante el método de U-Pb en zircón arrojando una edad de 99.34 ± 34 Ma (U-Pb circón, Bourjac, 2015).

Granodiorita

El Complejo Álamos y las unidades del Grupo Barranca también son intrusionados por una granodiorita (Figura 25B). Los afloramientos de esta granodiorita son limitados pero está expuesta principalmente en la parte sur del área, en los alrededores de la presa Mocúzari (Figura 25 B). Se observa de color claro y relativamente fresca, sobre todo en el corte de los arroyos. También aflora al norte del área de Mocúzari, a lo largo del Río Mayo, en donde intrusiona a la Formación Santa Clara del Grupo Barranca produciendo un metamorfismo térmico que convirtió los mantos de carbón de esta unidad en grafito. En lámina delgada se distingue que está formada por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda (Figura 25C). Como accesorios tiene minerales opacos comúnmente rodeados por titanita. El anfíbol y la biotita presentan una ligera alteración a clorita y epidota, mientras que las plagioclasas muestran alteración a sericita. Esta roca fue fechada mediante el método de U-Pb en circones produciendo una edad de 63.8 ± 0.57 Ma (Bourjac, 2015).

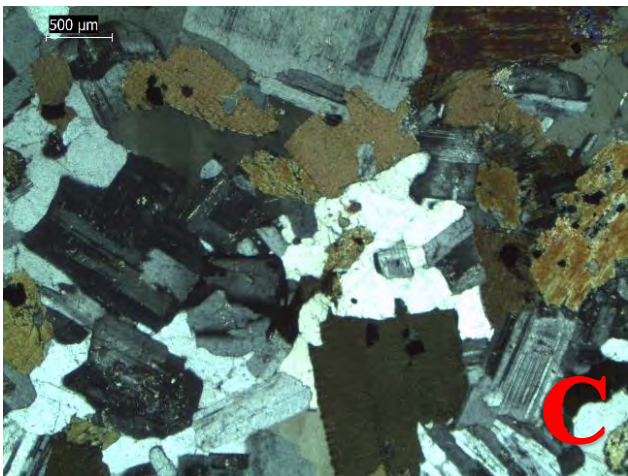
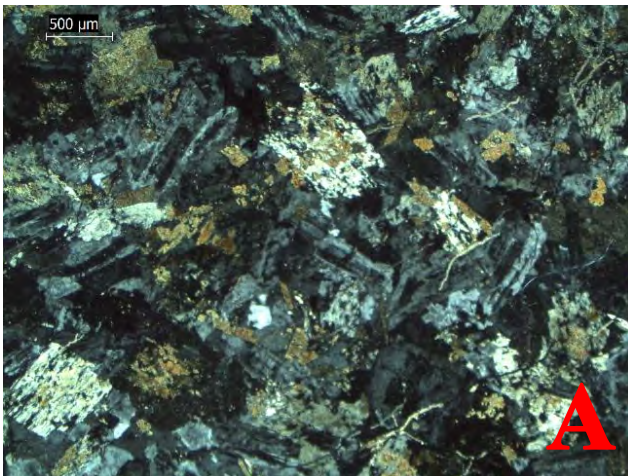


Figura 25. Intrusivos del área de Mocúzari. A) Tonalita; B) y C) Granodiorita en afloramiento y lamina delgada respectivamente.

5. GEOQUÍMICA

Un muestreo específico para estudios petrográficos y geoquímicos de las metavolcánicas intercaladas entre las rocas metasedimentarias y de los intrusivos provenientes del sur de Sonora, permitió el análisis geoquímico por la roca total de elementos mayores, traza y tierras raras en 11 muestras. Con los análisis se construyeron diagramas de REE, diagramas multi-elementos, diagramas de variación y de discriminación de ambiente tectónico.

La preparación de las muestras para estudios geoquímicos se llevó a cabo en el Laboratorio de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM en Hermosillo, Sonora, en el cual las muestras fueron trituradas utilizando una quebradora de quijada de acero inoxidable; la pulverización se realizó utilizando un molino de canicas de ágata. Los análisis químicos para la determinación de elementos mayores, elementos traza con tierras raras se llevó a cabo en los laboratorios Chemex, Canadá, mediante ICP-MS e ICP-AES. La Tabla 1 presenta los análisis de roca total (elementos mayores y trazas, REE, HFSE, LFSE) de las 11 muestras seleccionadas. Es importante señalar que las muestras contienen cantidades variables de volátiles o pérdida por ignición (LOI), por lo que se normalizó al 100% en peso a base de volátiles libres para mejor comparación y graficar.

Tabla 1. Análisis geoquímicos de las rocas meta-ígneas del sur de Sonora.

	Metavolcánicas Tesia			Metavolcánicas Fco. Villa			Metavolcánicas Mocúzari		Tonalita Mocúzari	Granodiorita Mocúzari	Aplita Cubampo
Muestra	SFO-82	SFO-247	SFO-246	SFO-248	SFO-251	SFO-93	SFO-255	SFO-258	SFO-257	SFO-101	SFO-167
Coordenadas	659824-3016932	659892-3017034	659909-3017137	676855-3001704	677105-3001819	676976-3001705	682803-3014001	683342-3013471	682499-3016529	685979-3013164	736426-2954984
Mayores %											
SiO ₂	46.7	47.1	49.5	47.9	56.9	61.1	64.3	67.2	57.1	65.5	82.4
Al ₂ O ₃	13.5	14.6	14.8	14.45	14.85	10.65	9.63	17.2	14.05	16.25	10.75
Fe ₂ O ₃	14	11.4	8.85	11.65	9.21	4.87	3.89	5.93	5.87	4.99	0.21
CaO	10.35	13.15	15.2	12.05	12.6	14.6	7.23	0.12	6.02	5.11	0.2
MgO	6.23	6.91	6.49	5.91	5.26	5.11	7.07	1.24	6.62	2.44	0.26
Na ₂ O	2.68	2.13	2.19	2.89	0.79	0.83	0.51	0.37	3.23	3.31	2.39
K ₂ O	0.49	0.27	0.29	0.25	0.05	2.12	4.95	3.27	1.81	2.21	2.89
TiO ₂	1.84	1.31	1.2	2.81	1.02	0.44	0.66	0.65	0.84	0.6	0.02
MnO	0.21	0.19	0.16	0.18	0.13	0.18	0.08	0.03	0.09	0.09	0.01
P ₂ O ₅	0.17	0.11	0.15	0.46	0.17	0.29	0.11	0.02	0.22	0.16	0.01
LOI	1.77	0.83	0.6	0.43	0.54	0.47	2.13	3.35	2.02	0.84	0.8
Total	98.01	98.14	99.56	99.11	101.63	100.81	100.68	99.46	98.11	101.65	99.97
Trazas(ppm)											
Rb	12.6	3.2	6.8	2.1	1.5	53.1	132	151	51	81.7	69.5
Sr	229	270	316	963	615	291	195	82.4	908	490	51.1
Ba	301	666	446	104	35.6	837	781	540	938	741	277
Co	42	42	34	37	31	4	8	14	26	10	1
Cu	66	48	6	4	125	1	4	7	6	3	1
Cr	70	300	280	80	260	60	40	60	270	20	10
Ni	49	98	82	84	120	8	15	40	140	5	1
V	401	321	306	279	275	78	75	87	125	106	5
Zn	136	109	80	149	117	140	64	112	61	70	46
Zr	133	85	80	245	116	120	317	181	156	144	50
Y	36.4	27	26.2	28	30.7	13.8	28.6	31.5	17.9	17.3	26.9
Nb	12.1	7.8	7.9	33.2	8.2	8.8	17.6	13.9	7.7	9.1	5.8
Pb	2	2	2	3	3	15	16	14	2	2	25
Th	1.09	0.65	0.7	2.59	4.52	8.21	9.65	14.3	7.01	6.04	11.95
Cs	1.27	0.82	1.56	0.22	0.3	2.63	8.11	5.62	5.24	5.33	0.5
Ga	20	19.9	17.6	22.8	18.8	14.9	12.7	24.2	21	20.4	13.2
Hf	3.7	2.1	1.9	5.7	2.8	3.1	7.6	4.6	4	3.8	2.4
Sn		2	1	2	2		2	3	1		

Ta	0.8	0.5	0.5	1.9	0.5	0.6	1.2	0.9	0.5	0.8	0.8
U	1.09	0.34	0.62	1.15	3.58	2.39	2.69	2.7	1.97	1.62	2.27
W	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1
C	0.04	0.1	0.06	0.02	0.1	0.03	0.21	0.01	0.05	0.04	0.01
S	0.02	0.01	0.01	0.01	0.19	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
Ge	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
As	6.4	17.7	43.6	1.4	29.8	7.7	7.5	4.3	17.2	1.1	0.7
Bi	0.05	0.01	0.03	0.04	0.43	0.14	0.12	0.21	0.02	0.02	0.02
Hg	0.013	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.01	0.02	0.005	0.005
Sb	0.31	0.53	0.38	0.99	5.66	1.29	0.65	0.15	1.06	0.05	0.16
Se	0.8	0.2	0.2	0.2	0.8	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3
Tl	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0.11	0.19	0.26	0.04
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Cd	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Li	10	10	10	10	10	10	10	80	30	40	10
Mo	1	1	1	1	3	1	1	1	1	1	1
Sc	41	43	43	27	34	8	9	15	16	12	3
REE (ppm)											
La	11	6.2	6.9	28.6	18	8.9	30.8	51.1	25.6	21.2	11
Ce	24.2	14.8	15.7	62.1	34.9	19.6	61.8	89.4	52.1	45.6	22.9
Pr	3.5	2.08	2.12	7.99	4.61	2.7	7.28	11.85	6.36	5.42	3.07
Nd	16.2	10.4	9.9	33.5	18.6	12.1	27.4	42.4	24.5	22.4	12.4
Sm	4.57	3.03	3.01	7.47	4.97	2.82	5.28	7.57	4.79	4.55	3.7
Eu	1.37	1	1.04	2.5	1.25	0.53	1.07	1.51	1.16	0.98	0.08
Gd	5.18	4.27	3.99	7.73	5.23	2.56	5.11	5.63	4.16	3.83	3.9
Tb	0.97	0.74	0.63	1.1	0.87	0.4	0.81	0.97	0.58	0.54	0.71
Dy	6.5	4.9	4.47	6.04	5.42	2.1	5.19	5.76	3.47	3.1	4.43
Ho	1.38	0.99	1	1.05	1.16	0.45	1.05	1.21	0.67	0.62	0.93
Er	4.02	3.2	2.89	2.83	3.54	1.39	3.15	3.63	1.91	1.84	2.98
Tm	0.62	0.45	0.44	0.41	0.51	0.22	0.49	0.51	0.28	0.27	0.44
Yb	3.91	2.76	2.62	2.28	3.08	1.29	2.99	3.01	1.68	1.68	3.04
Lu	0.55	0.43	0.44	0.32	0.5	0.2	0.46	0.5	0.28	0.28	0.44
Re	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
In	0.023	0.14	0.01	0.02	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.011	0.009
Te	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.08	0.01	0.01	0.01

5.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores son los principales constituyentes de una roca y sus abundancias se expresan en porcentaje en peso de óxidos. Las concentraciones de tales elementos se presentan por lo general en porcentajes mayores al 1% en peso. El análisis de estos componentes puede ser empleado para la clasificación geoquímica de la roca mediante la construcción de diagramas, identificar procesos magmáticos y de alteración, entre otros.

Resultados

Las rocas meta-volcánicas analizadas se caracterizan por concentraciones de SiO₂ entre 46.7 – 67.2%; el Fe₂O₃ tiene un rango de 3.89 – 14% y un rango de 1.24 a 7.07% en MgO. El Al₂O₃ varía entre 9.63 a 17.20%. La Aplita Cubampo contiene un 82.4% de SiO₂, 0.21% de Fe₂O₃, 0.26% de MgO y 10.75% de Al₂O₃; la concentración de SiO₂ en la tonalita es de 57.10%, de Fe₂O₃ es de 5.87%, contiene 6.62% de MgO y 14.05% de Al₂O₃. La granodiorita presenta un 65.5% de SiO₂, de Fe₂O₃ tiene 4.99%, de MgO un 2.44% y de Al₂O₃ un 16.25%. El número de magnesio (#Mg) considerado como un índice $[MgO/(MgO + FeO)*100]$ de diferenciación varía entre 17.29 a 64.51% en las rocas meta-volcánicas; la aplita Cubampo contiene un 55.32%, la tonalita un 53% y la granodiorita un 32.84%, indicando que algunas de las rocas fueron fuertemente diferenciadas mientras que otras fueron moderadamente diferenciadas.

Se construyó el diagrama TAS (Figura 26) para la clasificación de rocas volcánicas. Este diagrama clasifica las rocas en función de su contenido de sílice (SiO₂) y álcalis (Na₂O+K₂O), el cual fue propuesto por Le Bas *et al.* (1986). En este diagrama se puede observar que las rocas meta-volcánicas están dentro de los campos de basalto, andesita basáltica y andesita. Las rocas félsicas caen en los campos de riolita y dacita. Todas las muestras están en el dominio subalcalino marcado por la línea de Irvine y Baragar (1971). Considerando que muchas de las rocas estudiadas, son excepción de la granodiorita, han experimentado una fase de metamorfismo, y que este mismo proceso pudo fácilmente movilizar los elementos mayores, se ha utilizado el diagrama de Winchester y Floyd (1977) para clasificación de las rocas mediante elementos de baja proporción y con alto campo de fuerza (HFS) Nb/Y y Zr/Ti, que por lo general son inmóviles (Rollinson, 1993). El diagrama de la Figura 27, indica que para algunas rocas los campos son similares a los del diagrama TAS, aunque la muestra SFO-248 se ubica en el campo de basalto alcalino dando mayor precisión que se confirma con el valor de TiO₂ de 2.81% con valores normalizados%. Las

muestras SFO-255 y SFO-258, que en el diagrama TAS se ubicaron en el campo de la dacita, en el diagrama Zr/Ti vs Nb/Y están en el campo de andesita/basalto, lo cual sugiere que experimentaron un proceso de silicificación.

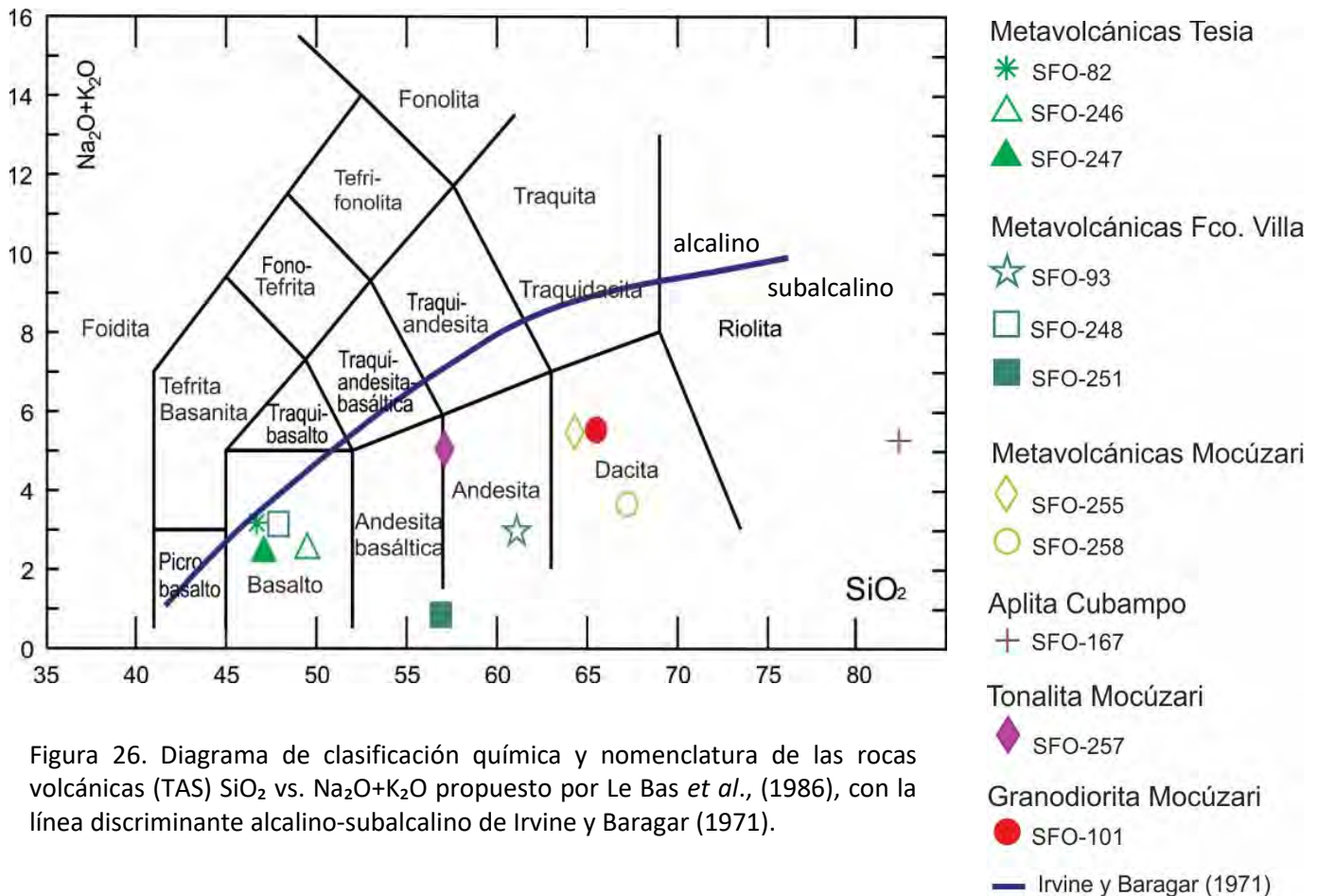


Figura 26. Diagrama de clasificación química y nomenclatura de las rocas volcánicas (TAS) SiO₂ vs. Na₂O+K₂O propuesto por Le Bas *et al.*, (1986), con la línea discriminante alcalino-subalcalino de Irvine y Baragar (1971).

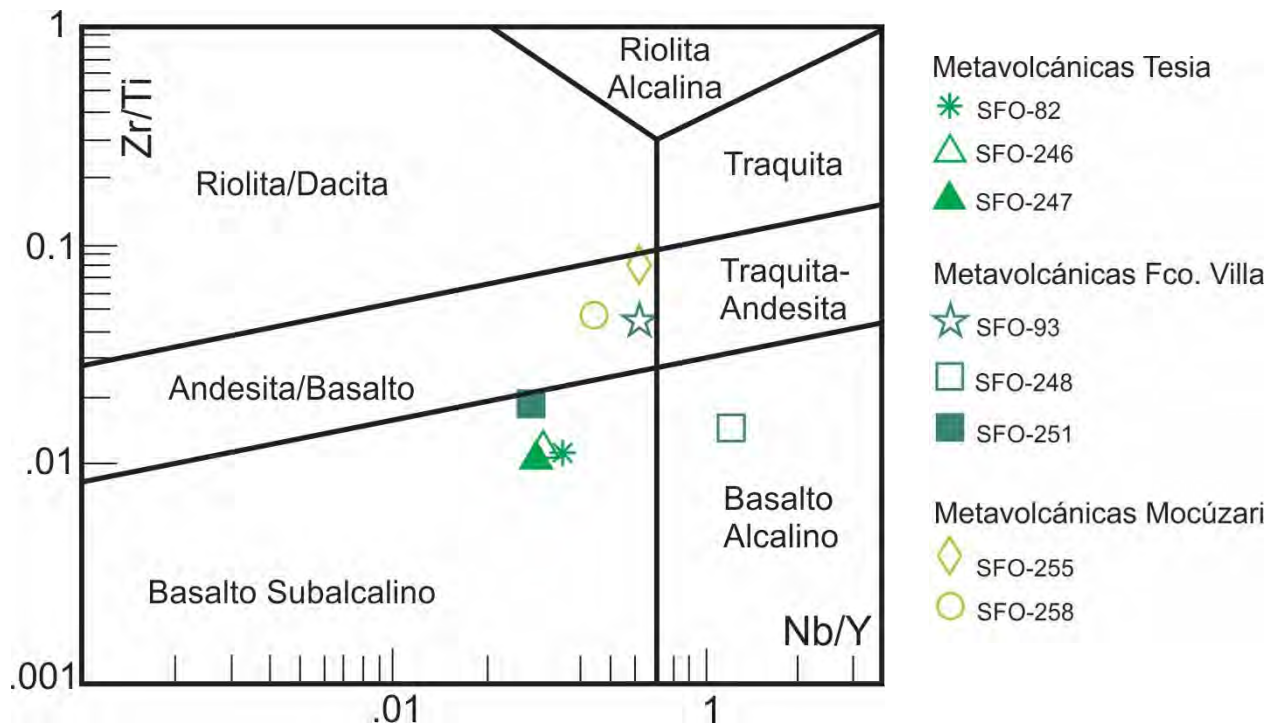


Figura 27. Diagrama de discriminación Nb/Y vs Zr/Ti (según Winchester y Floyd, 1977; Pearce, 1996).

Se ha realizado el cálculo de CIPW para las muestras: SFO-167, SFO-257 y SFO-101, con fines de comparación entre la norma teórica y la moda presente. A continuación se presentan los minerales y porcentajes obtenidos de cada muestra:

Tabla 2. Resultados del cálculo CIPW de las rocas ígneas.

CIPW	Qtz	Or	Ab	An	Di	Hy	Il	Hm	Ap	Tn	Pr	Cm
SFO-167	56.62	17.15	20.22	0.96	-	0.65	0.01	0.21	0.02	-	-	0.01
SFO-257	11.33	10.7	27.33	18.54	5.85	13.78	0.13	5.87	0.51	1.81	0.02	0.06
SFO-101	23.95	13.06	28.01	22.95	-	6.08	0.16	4.99	0.31	0.95	0.02	0.01

Qtz= cuarzo, Or= ortosa, Ab= albita, An= anortita, Di= diópsido, Hy= hipersteno, Il= ilmenita, Hm= hematita, Ap= apatito, Tn= titanita, Pr= piritita y Cm= cromita.

Se graficó el diagrama ternario albita (Ab) – anortita (An) - ortoclasa (Or) (Figura 20) propuesto por O'Connor (1965), para la clasificación y comparación de las muestras a partir de los

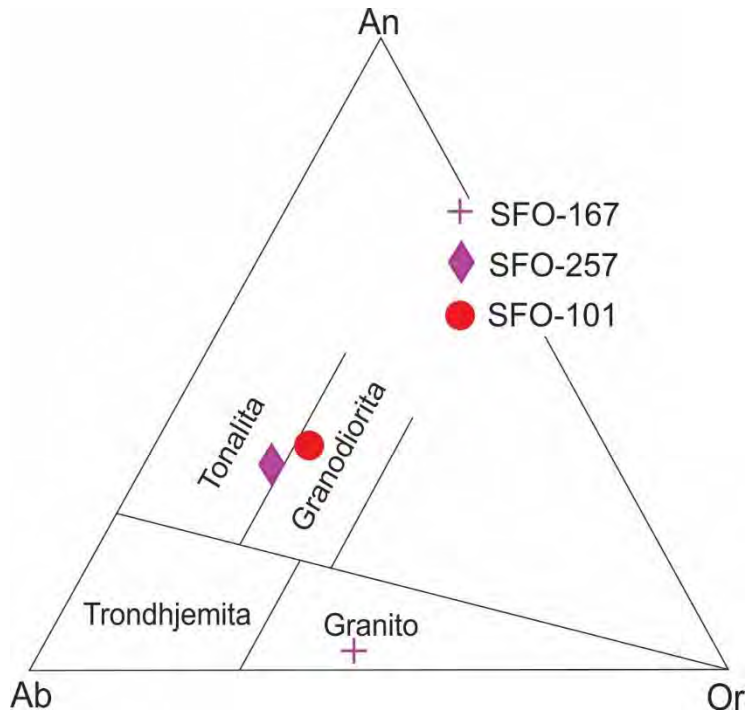


Figura 28. Diagrama de clasificación de granitoides de acuerdo a su composición molecular normativa An-Ab-Or de O'Connor (1965).

datos normativos. La muestra SFO-167, que en el diagrama TAS corresponde a riolita, en este diagrama se ubica en el campo del granito. La muestra SFO-257 que en el diagrama TAS corresponde a una andesita, en este diagrama cae dentro del campo de la tonalita, mientras que la muestra SFO-101 que en el diagrama TAS cae en el campo de la dacita, en este diagrama corresponde a una granodiorita.

La clasificación de la serie magmática se realizó con los diagramas FeO^* vs SiO_2 , propuesto por Miyashiro (1974) y con el diagrama AFM, propuesto por Kuno (1968), permitiendo ubicar a las rocas en el campo de las rocas toleíticas a excepción de las metavolcánicas SFO-93 y SFO-255 que corresponden a una andesita y dacita (Figura 29a y 29b). Asimismo, se graficaron las rocas toleíticas en el diagrama para basaltos y estas corresponden a toleitas de olivino y de cuarzo (Figura 29c).

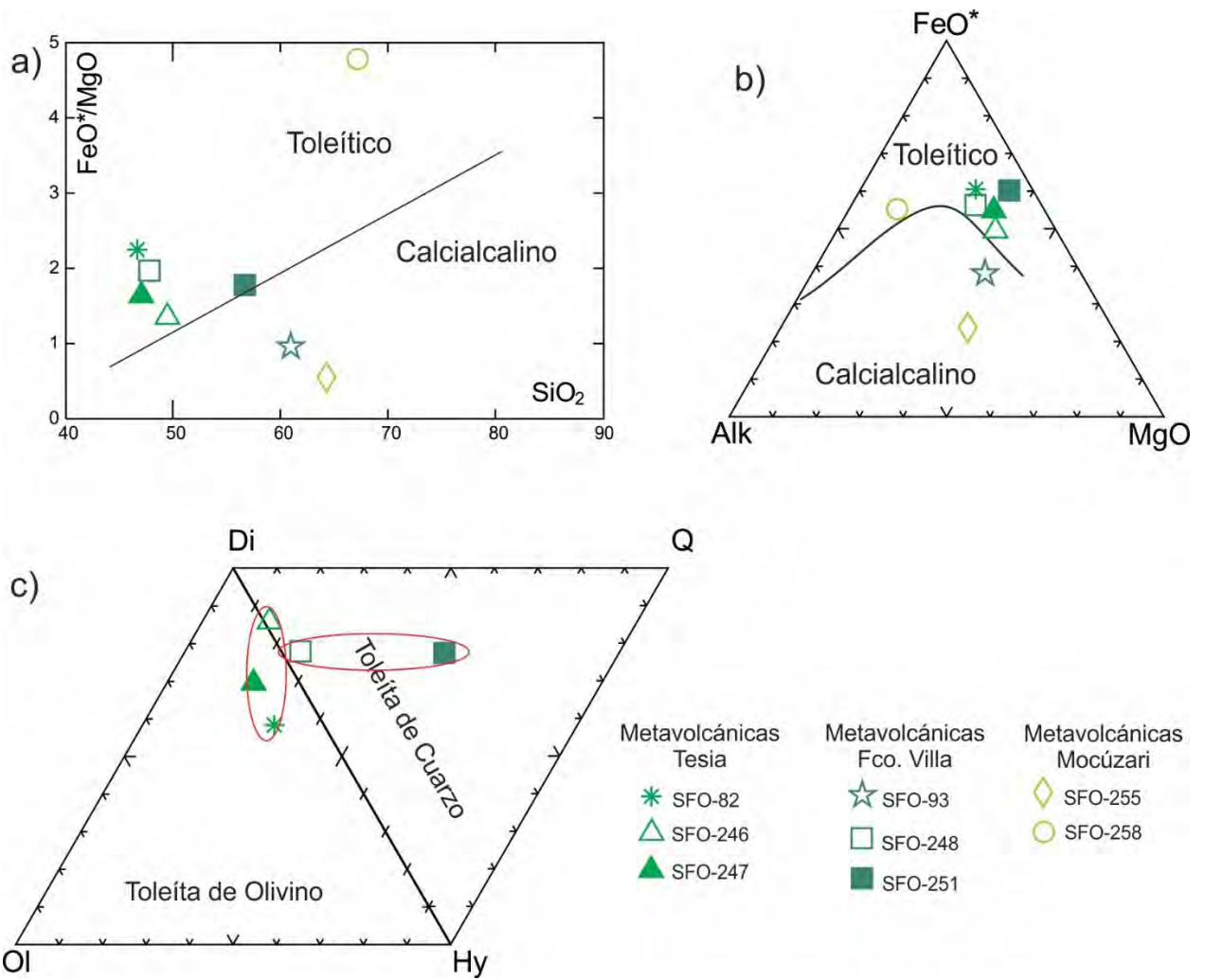


Figura 29. Diagramas de afinidad magmática. a) Diagrama para separar las rocas toleíticas de las calcicalcinas (Miyashiro, 1974); b) Diagrama AFM (álcalis, hierro y magnesio), propuesto por Kuno (1968), y c) Clasificación para basaltos y relación de rocas magmáticas básicas y ultramáficas acorde a la composición normativa CIPW expresada a Ol-Di-Hy o Di-Hy-Q (Thompson, 1984). Ol= olivino, Di= Diopsida, Hy= hiperstena y Q= cuarzo.

5.2 Elementos traza y Tierras Raras

Los elementos traza proporcionan información valiosa que apoya a la interpretación del origen de los sistemas fundidos y los procesos evolutivo. Por definición, los elementos traza son aquellos que presentan concentraciones menores a 0.1% en peso (<1000 partes por millón). El estudio de estos elementos resulta útil en la determinación de ciertos procesos petrogenéticos. Asimismo, los elementos traza son determinativos en la indagación de afinidades geoquímicas e interpretaciones petrogenéticas, ya que en la mayoría de los casos no son susceptibles a cambiar por fenómenos geológicos.

Los elementos de tierras raras (REE), comprenden un grupo de 15 elementos con números atómicos desde 57 a 71: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Los miembros con número atómico menor se denominan Tierras Raras Ligeras (LREE) y a los miembros con número atómico mayor son las Tierras Raras Pesadas (HREE). Las Tierras Raras, se les considera como los elementos traza más insolubles y son relativamente inmóviles durante procesos de metamorfismo de medio y bajo grado, intemperismo y alteración hidrotermal, por lo que resultan de gran utilidad en estudios petrogenéticos.

Resultados

Para cuantificar el grado de fraccionamiento de las LREE con respecto a HREE, se normalizaron los valores de La e Yb con respecto a condrita (Sun y McDonough, 1989) y se determinó el valor de la relación $(La/Yb)_N$. Por otra parte, para los valores de las anomalías de Eu se utilizaron los valores condríticos según Sun y McDonough (1989) mediante la ecuación propuesta por Taylor y McLennan (1985):

$$Eu/Eu^* = \frac{Eu_N}{\sqrt{(Sm_N) \times (Gd_N)}}$$

En este cálculo, un valor >1 en Eu representa una anomalía positiva, mientras que valores <1, una anomalía negativa. Los valores obtenidos de este cálculo se muestran en la Tabla 3, que concuerdan con la representación gráfica de la Figura 30.

En la Figura 30 se presentan los diagramas de Tierras Raras (REE) normalizados a condrita de Sun y McDonough (1989). Las rocas que corresponden a basaltos (SFO-82, SFO-246 y SFO-247) presentan un patrón plano pero invariablemente enriquecido en todos los elementos con

respecto al normalizador (Figura 30a). Las relaciones $(La/Sm)_N$ van de 1.61 a 2.02 y las relaciones de Eu/Eu^* van de 0.85 a 0.92 con una ligera anomalía negativa en Eu. El basalto (SFO-248) se encuentra enriquecida en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) (Figura 30b), con relaciones de $(La/Sm)_N = 9.00$ y sin anomalía de Eu/Eu^* (1.01). En la Figura 30c, se observa que las meta-andesitas y meta-dacitas (SFO-93, SFO-251, SFO-255 y SFO-258) presentan un patrón con enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) ($(La/Yb)_N = 4.19 - 12.18$) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) y presentan anomalías negativas en Eu/Eu^* (0.6 – 0.75) indicando fraccionamiento en plagioclasas. De igual manera la Aplita Cubampo (SFO-167), la tonalita (SFO-157) y la granodiorita (SFO-101), presentan el mismo patrón con enriquecimiento en LREE con respecto a HREE (Figura 30d), con relaciones de $(La/Sm)_N = 10.92 - 2.60$ y anomalías igualmente negativas en Eu/Eu^* (0.06 – 0.79) donde destaca la Aplita Cubampo como la más acentuada (Tabla 3).

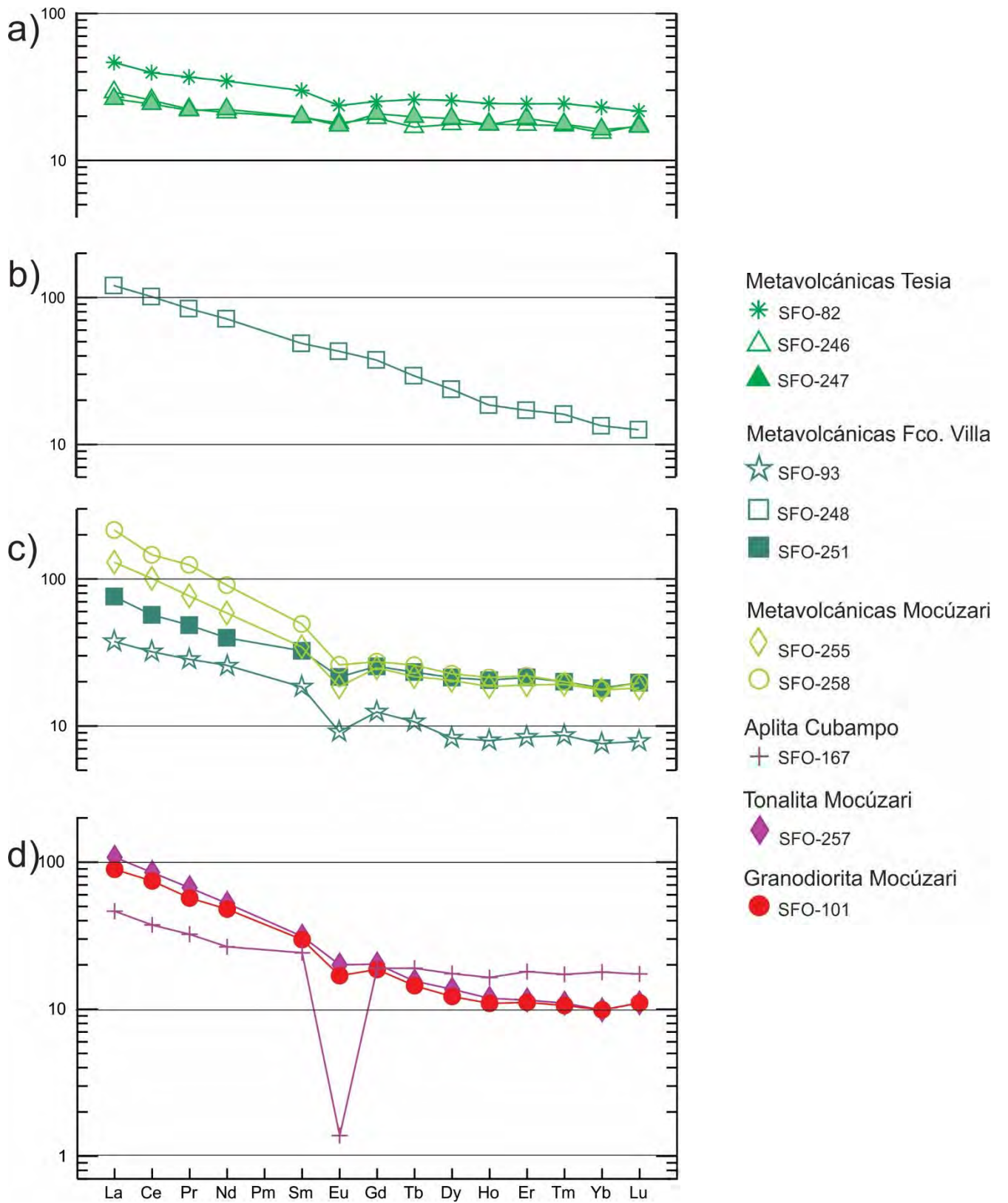


Figura 30. Diagrama de elementos de Tierras Raras (REE) de las rocas meta-ígneas del área, normalizados a condrita propuestos por Sun y McDonough, (1989)

Tabla 3. Valores normalizados de REE en esquistos verdes e intrusivos								
Muestra		Eu _N	Sm _N	Gd _N	La _N	Yb _N	Eu/Eu*	(La/Yb) _N
SFO-82	Metavolcánicas Tesia	23.62	29.87	25.21	46.41	23.00	0.86	2.02
SFO-246	Metavolcánicas Tesia	17.93	19.67	19.42	29.11	15.41	0.92	1.89
SFO-247	Metavolcánicas Tesia	17.24	19.80	20.78	26.16	16.24	0.85	1.61
SFO-93	Metavolcánicas Fco. Villa	9.14	18.43	12.46	37.55	7.59	0.60	4.95
SFO-248	Metavolcánicas Fco. Villa	43.10	48.82	37.62	120.68	13.41	1.01	9.00
SFO-251	Metavolcánicas Fco. Villa	21.55	32.48	25.45	75.95	18.12	0.75	4.19
SFO-255	Metavolcánicas Mocúzari	18.45	34.51	24.87	129.96	17.59	0.63	7.39
SFO-258	Metavolcánicas Mocúzari	26.03	49.48	27.40	215.61	17.71	0.71	12.18
SFO-167	Aplita Cubampo	1.38	24.18	18.98	46.41	17.88	0.06	2.60
SFO-257	Tonalita Mocúzari	20.00	31.31	20.24	108.02	9.88	0.79	10.93
SFO-101	Granodiorita Mocúzari	16.90	29.74	18.64	89.45	9.88	0.72	9.05

Los patrones de los diagramas multielementos, fueron normalizados a manto primitivo de acuerdo con Sun y McDonough (1989) y se presentan en la Figura 31. En general, todas las muestras presentan un enriquecimiento en elementos incompatibles y empobrecimiento en elementos compatibles respecto al normalizador. Sin embargo, se observan algunas variaciones entre muestras: los basaltos SFO-82, SFO-246 y SFO-247 presentan patrones muy similares con enriquecimiento en elementos incompatibles (LILE) (particularmente en Cs, Ba, Rb, Pb y Sr) y empobrecimiento en elementos de alto campo de fuerza (HFSE), mostrando un patrón casi plano en estos elementos (Figura 31a) que recuerda los basaltos teleíticos. Las muestras presentan ligeras anomalías negativas en P y anomalías ligeramente positivas en Nb y Ta.

El protolito de basalto SFO-248 presenta un espectro con un empobrecimiento en elementos incompatibles (Cs, Ba), menos en P con respecto a los elementos compatibles. Las muestras presentan anomalías negativas pronunciadas de elementos móviles como el Rb y K, ligeras anomalías positivas en U y Sr (Figura 31b) y en los elementos HFSE presenta anomalías positivas en Th, Ta y Nb, mostrando un patrón “de joroba” típico de los basaltos OIB.

Las muestras SFO-93, SFO-251, SFO-255, SFO-258 comparten un patrón similar entre sí, con un enriquecimiento en elementos LILE (Cs, K, Rb, Pb y Ba) a excepción de la muestra SFO-251 que presenta empobrecimiento de elementos LILE, y presentan empobrecimiento en elementos de alto campo de fuerza (HFSE). Las muestras presentan un patrón irregular característico, marcado por una ligera anomalía negativa en Nb y Ta que son típicas en rocas relacionadas a subducción y/o rocas de la corteza continental. También presenta anomalías negativas en P y Ti (Figura 31c). Comúnmente el Rb y el Ba sustituyen al K en los feldespatos potásicos y micas, por lo que el aumento observado en Rb y Ba estaría asociado al fraccionamiento de plagioclasas, biotita, actinolita y feldespato potásico en menor proporción, generalmente observados en estas muestras. Las rocas con mayor diferenciación SFO-101, SFO-257, y SFO-167) (Figura 32) también presentan un patrón con enriquecimiento en elementos LILE (K, Rb, Ba y Th), y presenta empobrecimiento en HFSE. Presentan anomalía negativa en Nb y Ta, del mismo modo presentan anomalías negativas en P y Ti. Destaca la Aplita Cubampo por ser marcadas anomalías negativas en P y Ti y positiva en Pb.

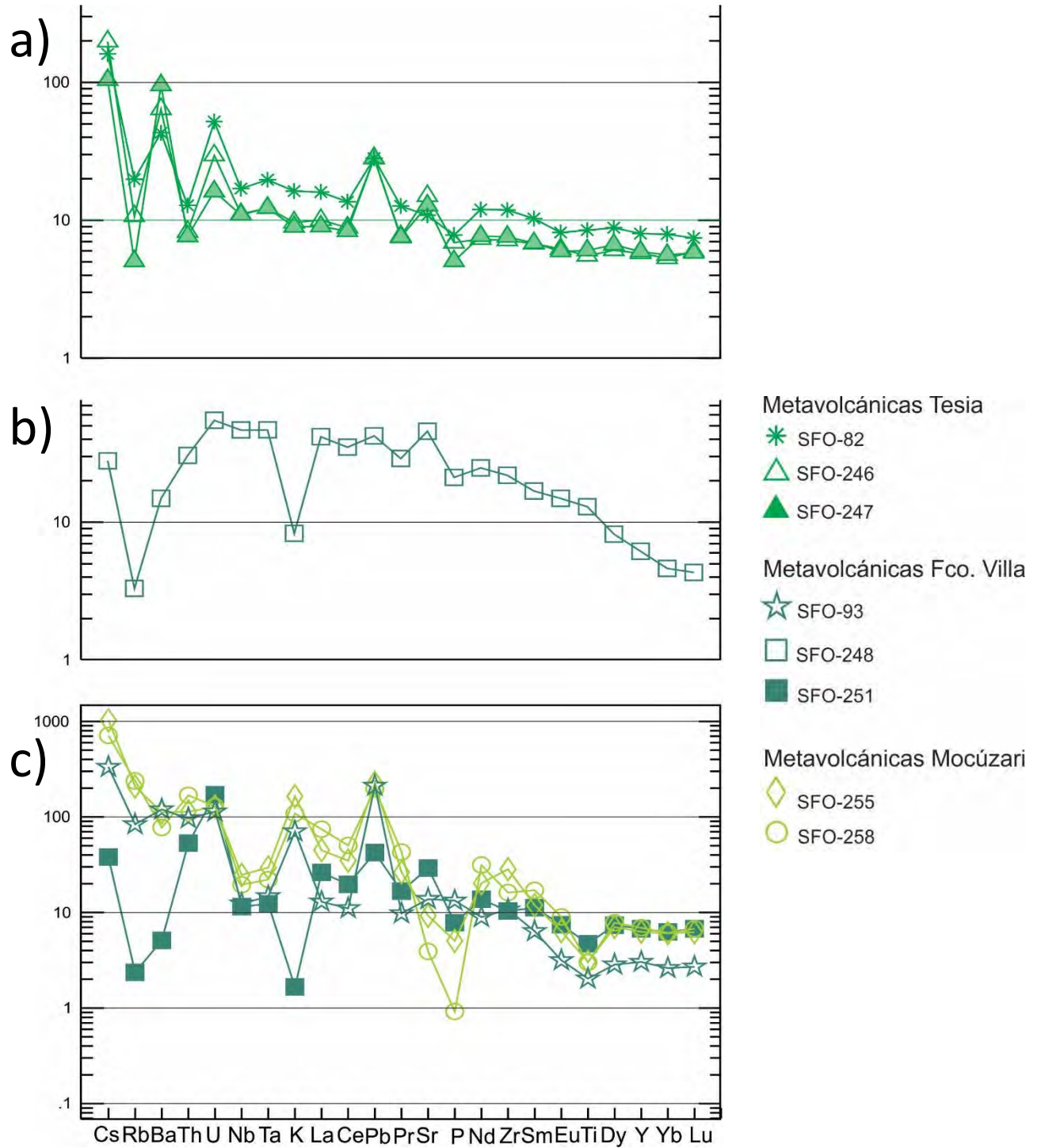


Figura 31. Diagramas de multielementos normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989): a) muestras de basalto del área de Tesia; b) muestra de basalto del área de Fco. Villa, y c) muestras de basaltos/andesitas del área de Fco. Villa y Mocúzari.

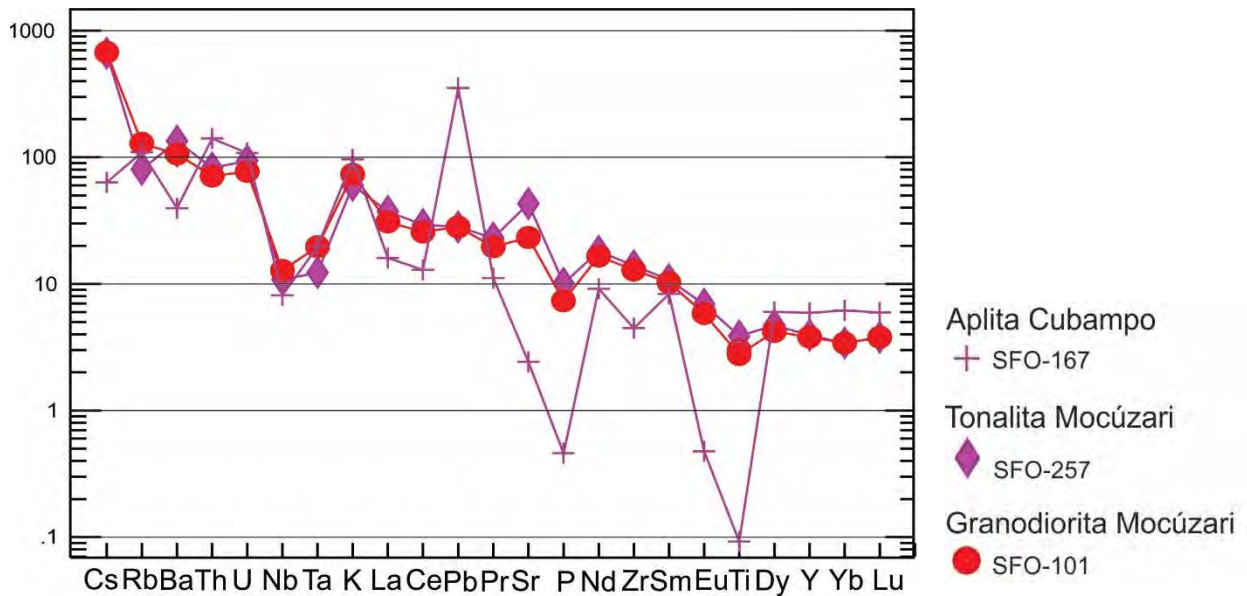


Figura 32. Diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo de Sun y McDonough (1989): aplita Cubampo, tonalita Mocúzari y granodiorita Mocúzari.

5.3 Discriminación de ambientes tectónicos

Para determinar el ambiente de formación de las metabasitas e intrusivos, se construyó el diagrama de Wood (1980), el cual está basado en los elementos inmóviles (HFS) Th-Hf-Ta ya que algunas de sus características es reconocer los distintos tipos de MORB. Este diagrama se puede aplicar a lavas intermedias y silíceas, así como a basaltos y se señala que es particularmente adecuado para la identificación de basaltos de arco volcánico (Rollinson, 1993). En este diagrama las rocas de metabasaltos se ubicaron en el campo de E-MORB y las meta-andesitas y metadacitas se ubicaron en el campo de basaltos de arco, al igual que la granodiorita y la tonalita (Figura 33). Para las rocas basálticas se determinó el ambiente tectónico con el diagrama de discriminación propuesto por Shervais (1982), el cual sirve para distinguir entre toleítas de arco-volcánico, MORB y basaltos alcalinos. Las relaciones V/Ti ubican a las muestras SFO-246, SFO-247 y SFO-251 en el campo de MORB y basaltos de cuenca trasarco (BAB), la muestra SFO-82 cae en el campo de MORB y BAB y también en el campo de basaltos de derrame continental (*continental flood basalts*). Por último, la muestra SFO-248 se ubica en el campo de basaltos alcalinos (Figura 34).

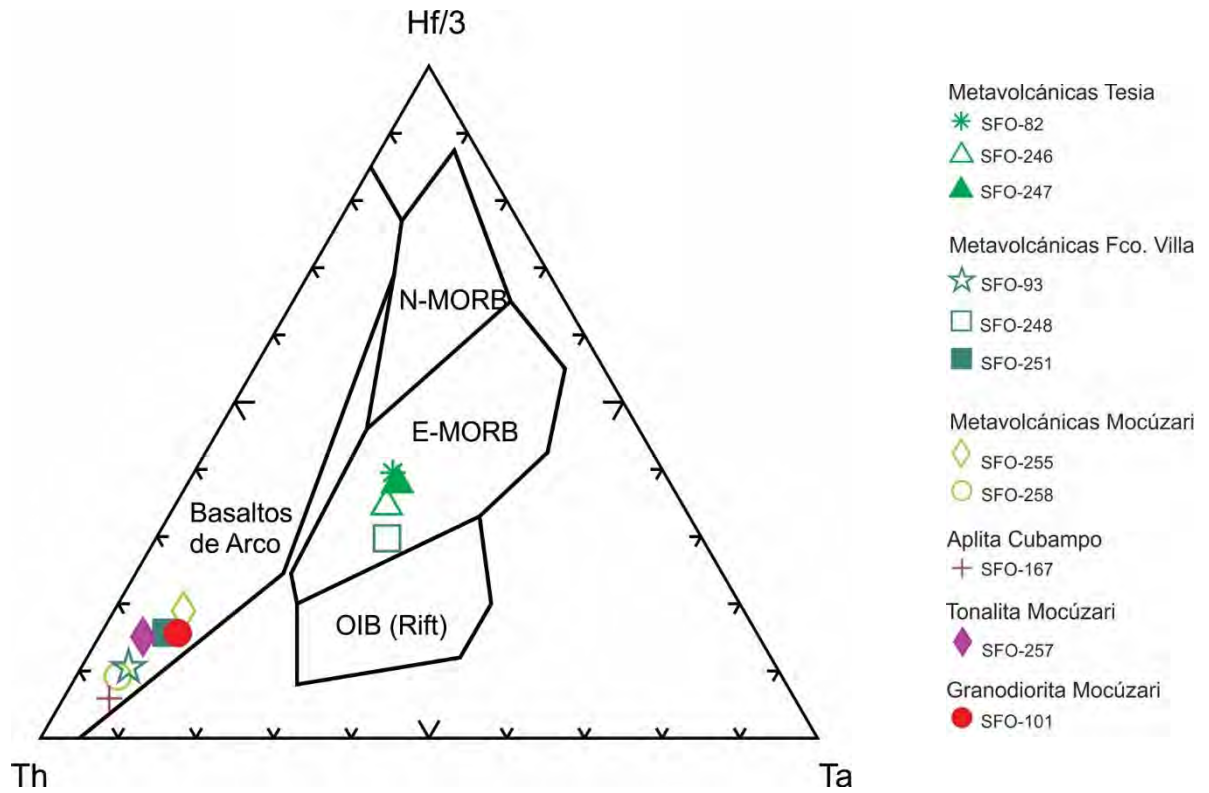


Figura 33. Diagrama de discriminación Th-Hf-Ta propuesto por Wood, 1980.

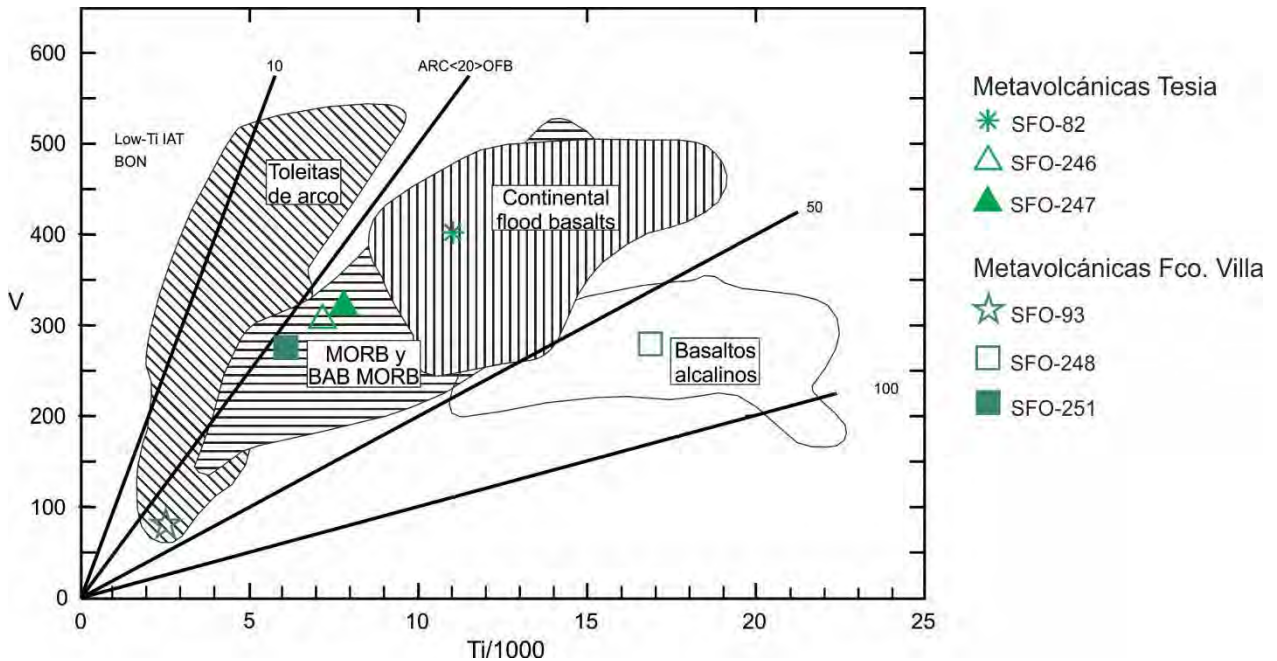


Figura 34. Diagrama de discriminación Ti-V para basaltos (compilado de Shervais, 1982). Los campos de toleitas de arco (trama diagonal), MORB y basaltos de cuenca tras arco (BAB) (trama horizontal), basaltos continentales de derrame (trama vertical) y basaltos alcalinos (sin sombra) son reconocidos por su relación Ti/V como se muestra.

La figura 35 proporciona una síntesis de la afinidad magmática prominente, y se proyectan todas las rocas analizadas. En esta figura, se generan dos conjuntos de rocas, el primer conjunto se proyecta en el campo de la serie magmática orogénica y corresponde a las rocas intermedias y félsicas del área de Mocúzari y Fco. Villa y, el segundo conjunto se sitúa en el campo de la serie magmática anorogénica, compuesta por magmas básicos correspondientes a las rocas metavolcánicas del área de Tesia y Fco. Villa, de naturaleza toleítica o transicional, procedentes de un manto astenosférico y generados en el ambiente distensivo propio de las zonas de acreción de suelo oceánico de las dorsales.

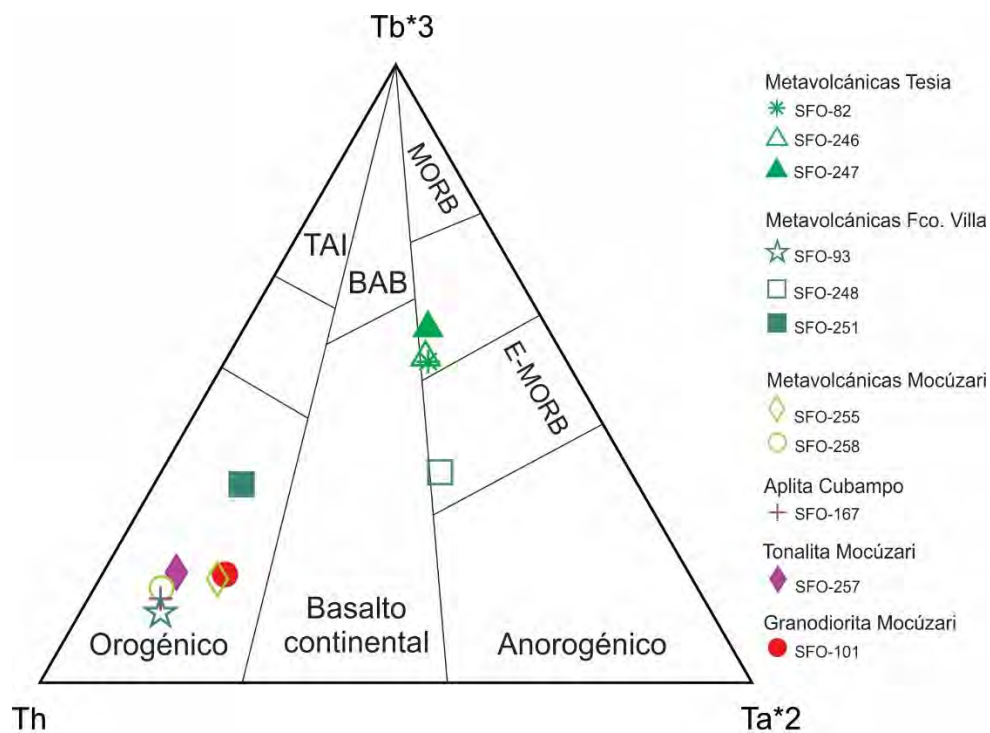


Figura 35. Diagrama de discriminación de (Cabanis y Thieblemont, 1988)

De los anteriores apartados concluimos que el contexto tectónico de las muestras corresponde, por un lado, a protolitos de basaltos de dorsales medio oceánicas (E-MORB) y, por otro lado las rocas félsicas e intermedias provienen de arcos de margen continental activo.

6. GEOCROLOGÍA U-Pb

El circón es un mineral muy importante en la geocronología U-Th-Pb para determinar la edad de cristalización de rocas plutónicas y volcánicas, determinar la procedencia de rocas sedimentarias basado en la edad U-Pb y contenido de U/Th de circones detríticos, y para la determinación de la edad máxima de depósito de rocas sedimentarias basado en las edades más jóvenes de circones detríticos (Gehrels *et al.*, 2008). Se intentó fechar la titanita contenida en rocas metavolcánicas, las cuales pueden producir edades mediante el método de U-Pb, lo cual permitiría determinar la edad de su cristalización que se asume es metamórfica, debido a que dicho mineral se observa orientado en la foliación de las rocas metavolcánicas. Sin embargo, en ninguna muestra pudo recuperarse ningún grano de este mineral a pesar de que se observan, aunque relativamente pequeños, en las láminas delgadas.

6.1 Métodos analíticos

Los análisis presentados para geocronología U-Pb, fueron realizados mediante Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente en Ablación Laser (LA-ICP-MS) en el laboratorio LaserChron Center de la Universidad de Arizona (Tucson, AZ, EUA). Este equipo consiste en nueve colectores Faraday, un detector axial Daly y cuatro canales controladores de iones. La sonda está equipada con un sistema para abrasión laser New Wave DUV 193, que tiene una emisión de longitud de onda de 193 nm. Para la preparación de la muestra se empleó el método descrito por Gehrels *et al.* (2008), en el cual se tritura y posteriormente se muelen 10 kg de muestra; a continuación, se separan los minerales livianos en la mesa Wilfley y después se usa el separador Frantz quedando el circón en la parte no magnética; enseguida se realiza una separación por medio de líquidos pesados. A continuación, se montan los circones extraídos en una briqueta de resina epóxica de 1 pulgada de diámetro, de la cual se desbasta la superficie para exponer las porciones interiores de los cristales de circón. Se tomaron imágenes de catodoluminiscencia (CL) que permiten la colocación del láser en la porción específica del cristal ya que pone de manifiesto el zoneamiento del circón. La ablación laser (LA), se llevó a cabo con un diámetro de 10 - 35 μm . El material ablacionado es retirado de la cámara de ablación mediante gas helio mezclado con argón (según Eggins *et al.*, 1998 y Günther y Heinrich, 1999), y pasado a través del ICP-MS. La configuración del colector permite medidas simultáneas de ^{204}Pb en un multicolector secundario de

electrones, mientras que los iones ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos con los detectores Faraday.

Por cada análisis la determinación del error en las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ producen un error de medición de $\sim 1\text{-}2\%$ (2σ) (Gehrels *et al.*, 2009).

6.2 Resultados

Se realizó la determinación geocronológica U-Pb en circones detríticos en tres muestras provenientes de la Formación Río Fuerte, así como también de circones de una muestra de aplita nodular. De igual forma se analizaron circones detríticos de una muestra de cuarcita de la secuencia metavolcánica del área de Mocúzari, así como del conglomerado basal que la cubre y que se ha asignado por correlación con la Formación Arrayanes del Grupo Barranca. Así mismo, se estudió una muestra de mármol con intercalaciones arenosas del área de Tesia. A continuación se describen las muestras que contienen circones detríticos y finalizaremos con las muestras de circones magmáticos.

6.2.1 Edades detríticas

Norte de Sinaloa

Tres meta-areniscas fueron colectadas de la Formación Río Fuerte (SFO-28, SFO-165A y SFO-172) para análisis geocronométrico de circones detríticos. La muestra SFO-165A se tomó a 2 km al sur del poblado El Chinal, municipio de Álamos, Sonora, casi en el límite con Sinaloa. Esta muestra corresponde a una cuarcita de grano fino a medio y se fecharon un total de 99 circones. El rango de edades va desde 2715 ± 9 Ma hasta 336 ± 2 Ma. En la Figura 36, se puede apreciar que el grupo principal presenta un pico de 538 Ma (Cámbrico Temprano); otros picos en orden de importancia son de 596 y 626 Ma (Neoproterozoico). Hay un grupo de circones relativamente extendidos en tiempo los cuales forman un grupo relativamente bajo pero significativo que abarca un periodo aproximado entre 950 y 1250 Ma, es decir de edad grenvilliana. Los dos picos más jóvenes con edades 336 y 375 corresponden sólo al análisis de 1 y 2 circones respectivamente, mientras que el tercer pico de 474 (Ordovícico Temprano) es más representativo estadísticamente para definir la edad máxima de depósito, pues está formado por 5 circones. Hay que recordar que se trata de rocas metamórficas, y que el metamorfismo puede desestabilizar localmente algunos circones, produciendo edades más jóvenes.

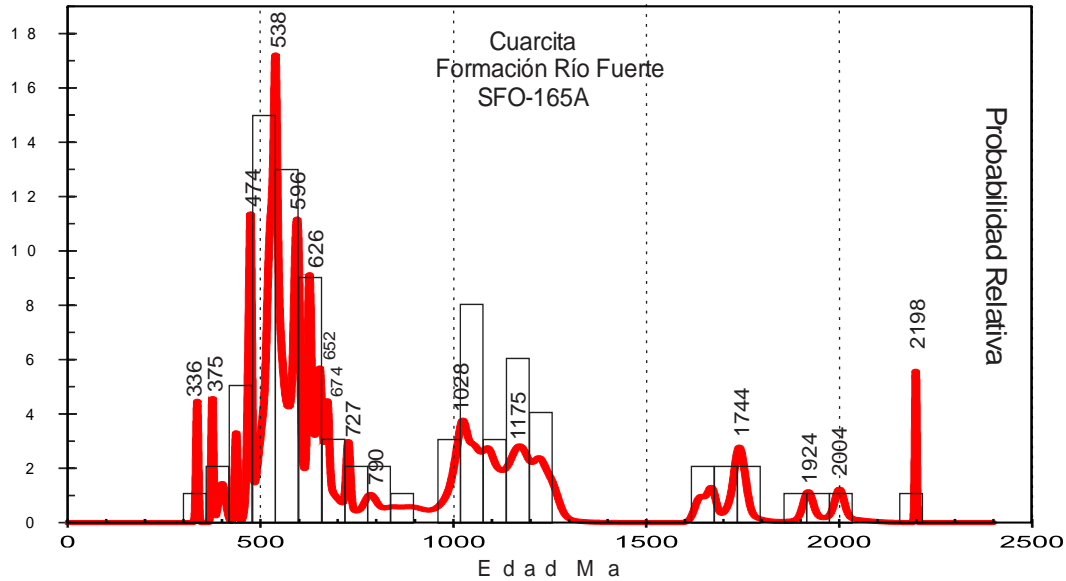


Figura 36. Histograma de edades de circones de la muestra SFO-165 de la Formación Río Fuerte.

La muestra SFO-172 fue recolectada en la cercanía de la Presa Miguel Hidalgo, a 28 km aproximadamente del norte del poblado El Fuerte, municipio de Sinaloa. La roca corresponde a una cuarcita de grano fino, con granos subredondeados, mal clasificados, con óxido de hierro como mineral accesorio. Se analizaron un total de 101 circones, los cuales arrojaron un rango de edades de 2965 ± 5 Ma hasta 346 ± 21 Ma (Figura 37). El grupo principal dió un pico de 533 Ma (Cámbrico Temprano), mientras que los siguientes picos en orden de importancia son de 509 y 568 Ma (Cámbrico Medio y Neoproterozoico respectivamente). Esta muestra también captó circones grenvillianos ya que se muestra un conjunto muy similar al de la muestra anterior con edades entre 900 y 1200 Ma. Tanto en esta muestra como en la anterior se observan escasas y dispersas edades que van desde el Mesoproterozoico al Arqueano. El pico más joven de esta muestra es de 362 Ma formado por sólo dos circones, quizás el pico más significativo para definir la máxima edad de depósito en esta muestra se considera el de 469 Ma (Ordovícico Medio) que está conformado por al menos 3 circones.

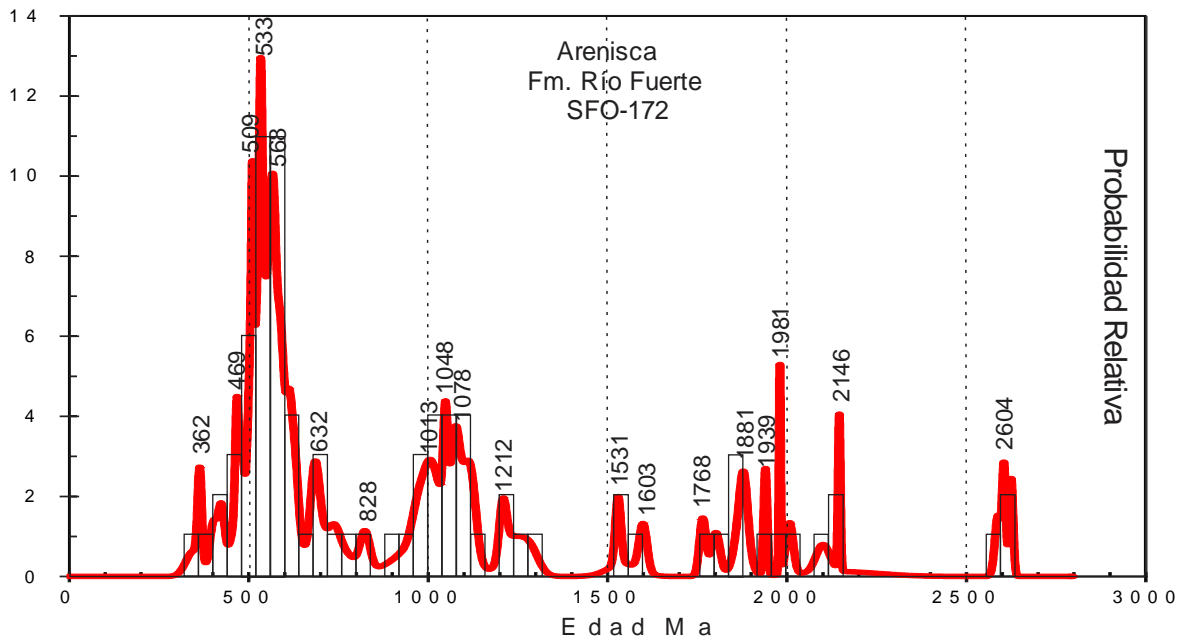


Figura 37. Histograma de edades de circones de la muestra SFO-172 de la Formación Río Fuerte.

Una muestra de cuarcita con feldespato (SFO-28), fue colectada al noreste de El Fuerte, Sinaloa. Esta muestra originalmente fue considerada como parte de la Formación Topaco debido a que se ubica al oriente del contacto entre la Formación Río Fuerte y la Formación Topaco. Este contacto es complejo y fue descrito originalmente por Mullan (1978) como una interdigitación entre ambas unidades, mientras que Salgado-Souto (2006) consideró que el mismo, corresponde a interlaminações tectónicas debidas a fallas tipo duplex plegadas. En este trabajo, y con base en el estudio geocronológico, se considera que esta roca corresponde muy estrechamente con las rocas de la Formación Río Fuerte, así que coincide mejor con el modelo propuesto por Salgado-Souto (2006). En la cuarcita SFO-28 se analizaron 100 circones detríticos los cuales presentan un rango de edades de 3167 ± 4 Ma hasta 324 ± 9 Ma (Figura 38). El grupo principal tiene un pico de 518 Ma (Cámbrico Medio). Le siguen en importancia picos de 497 y 587 Ma (Cámbrico Tardío y Neoproterozoico respectivamente). El grupo de edades grenvillianas también ocurre en esta muestra con un pico relativamente marcado en 1040 Ma. También en esta muestra hay edades dispersas del Mesoproterozoico al Arqueano. La edad del pico más joven en esta muestra es 332 Ma (Misisípico Tardío) y está formado por cuatro circones, la cual lo hace estadísticamente significativo. Esto sugiere que probablemente esta muestra tiene una edad más joven de depósito que las anteriores. Como se mencionó antes, esta distribución es altamente correlacionable con las

dos muestras de la Formación Río Fuerte antes descritas, lo cual sería un argumento a favor de la hipótesis de que esta muestra proviene de dicha unidad.

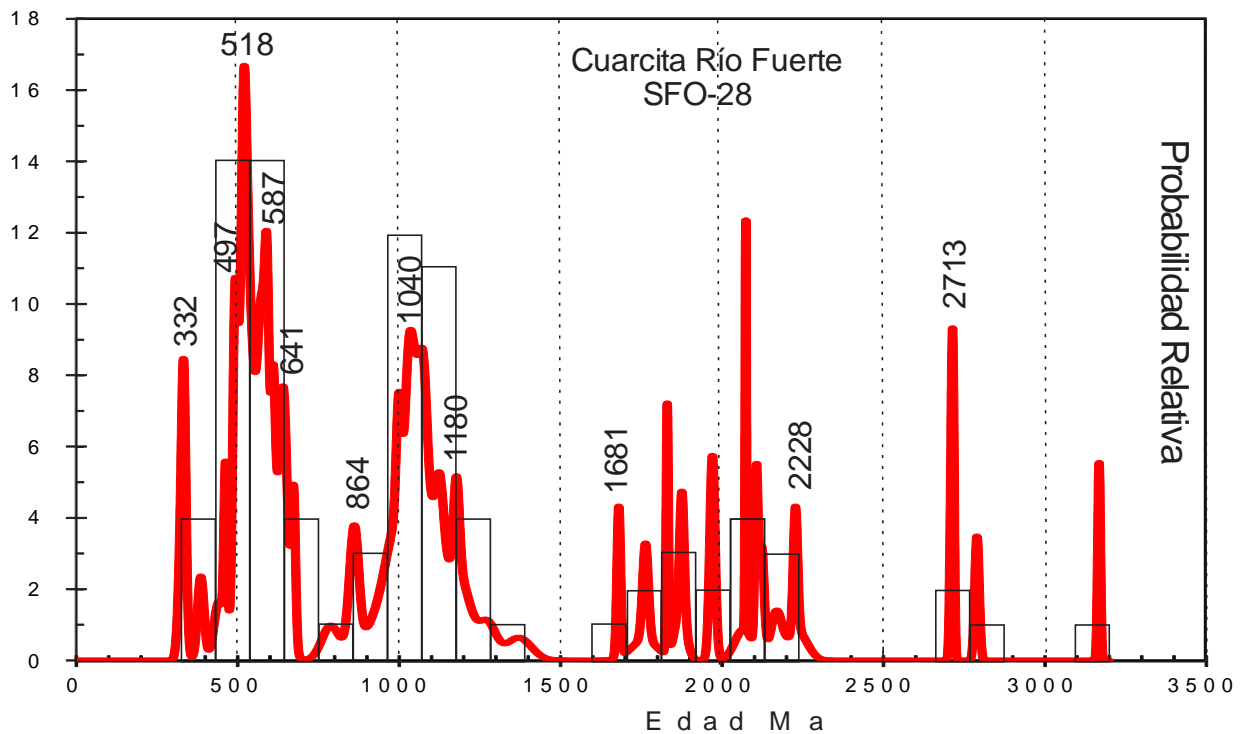


Figura 38. Histograma de edades de circones de la muestra SFO-28 de la Formación Río Fuerte.

Sur de Sonora

Secuencia Metamórfica

Dos muestras detríticas fueron colectadas del área de Mocúzari (SFO-179 y SFO-107) para geocronología en U-Pb en circones. La muestra SFO-179 pertenece a una cuarcita proveniente de la secuencia con metamorfismo regional orogénico. Esta muestra está formada principalmente por granos de cuarzo con recristalización dinámica y está cortada por vetillas muy finas de clorita, calcita y actinolita. El grupo principal de circones analizados es de 1423 Ma (Mesoproterozoico); otros picos importantes son: 1191, 1102, 1611 y 1773 Ma (Figura 39). Los dos primeros conjuntos son mesoproterozoicos (grenvillianos) y los dos últimos paleoproterozoicos. Aunque existen tres circones jóvenes entre 800 y 1040 Ma, éstos se hayan dispersos y relativamente aislados por lo que no se consideran estadísticamente significativos. Así que el pico que se considera indica la edad máxima de depósito es el de 1102 Ma (Mesoproterozoico).

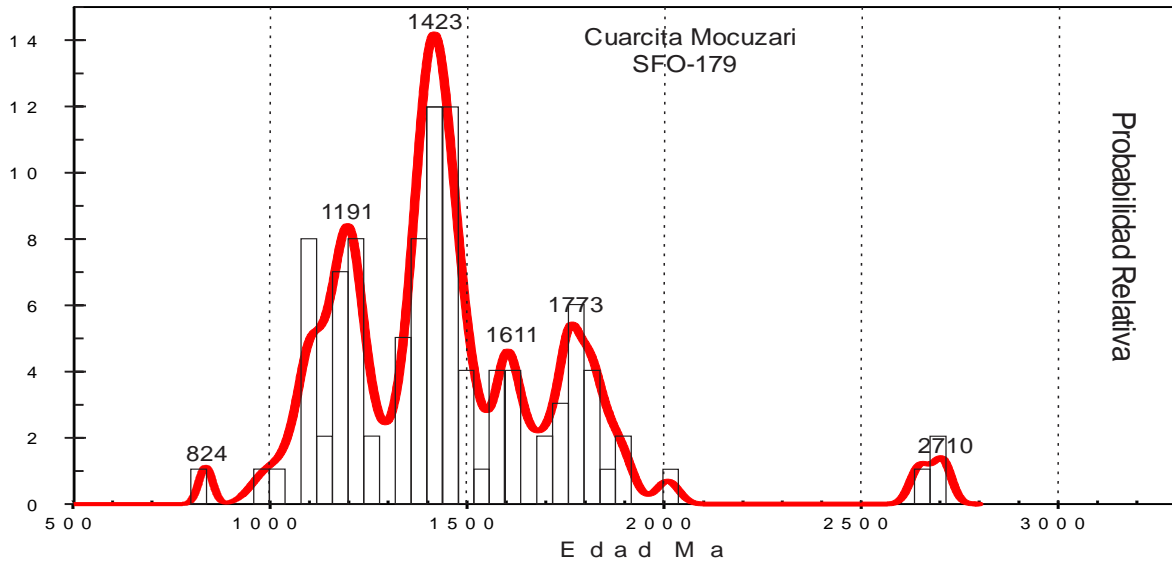


Figura 39. Histograma de edades de circones de la muestra SFO-179 del área de Mocúzari.

La muestra del área de Tesia (SFO-245), corresponde a una caliza arenosa con intercalaciones de bandas arenosas (Figura 40). Esta roca presenta circones con un rango de edades entre 387 y 3138 Ma. El pico principal es de 1014 Ma (Mesoproterozoico) y le siguen en orden de importancia picos en 432 Ma (Silúrico), 1206 Ma (Mesoproterozoico) y de 1608 Ma (Paleoproterozoico). También hay picos menores pero significativos en 1342 y 1460 Ma (Mesoproterozoico). El pico más joven que se destaca es de 425 Ma (Silúrico), y está conformado por 9 circones, por lo cual se considera significativo para definir la edad máxima de depósito de esta muestra, aunque existe un pico más joven de 388 Ma (Devónico Medio) y está conformado por dos circones. Este pico podría considerarse la edad máxima de depósito, pero la cantidad de circones no es significativo. Son de resaltar en esta muestra dos pequeños picos de 561 y 620 Ma formados por 2 y 4 circones respectivamente.

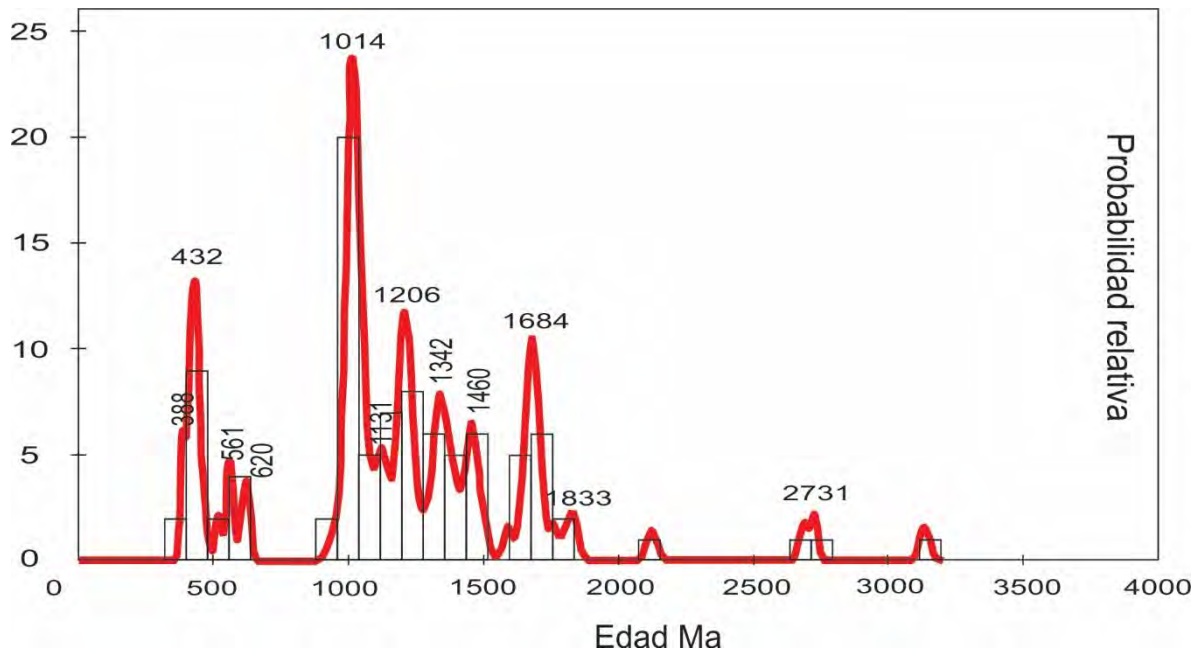


Figura 40. Histograma de edades de circones de la muestra SFO-245 del área de Tesia.

Grupo Barranca

La muestra SFO-107 corresponde a un conglomerado considerado como parte de la Formación Arrayanes que es la unidad basal del Grupo Barranca. Como se describió en el capítulo de Geología Local, este conglomerado está formado principalmente por clastos de cuarcita, con escasos pero significativos clastos de pizarra foliada lo que indica el carácter post-tectónico del mismo. Los granos de circones presentan un rango de edades entre 358 y 3558 Ma. El grupo principal de edades presenta un pico en 574 Ma, al cual le sigue uno con un pico de 555 Ma (ambos Neoproterozoicos) y otro de 523 Ma (Cámbrico Temprano). El pico más joven, producido por unos 3 circones, indica una edad de 376 Ma (Devónico Tardío) y se considera significativo para definir la edad máxima de depósito de esta muestra. Un grupo subordinado es de edad mesoproterozoica (grenvilliana) con circones entre unos 900 y 1200 Ma. También contiene circones del Paleoproterozoico con picos entre 1681 y 2018 Ma, algunos relativamente importantes generados por al menos 4 circones (Figura 41).

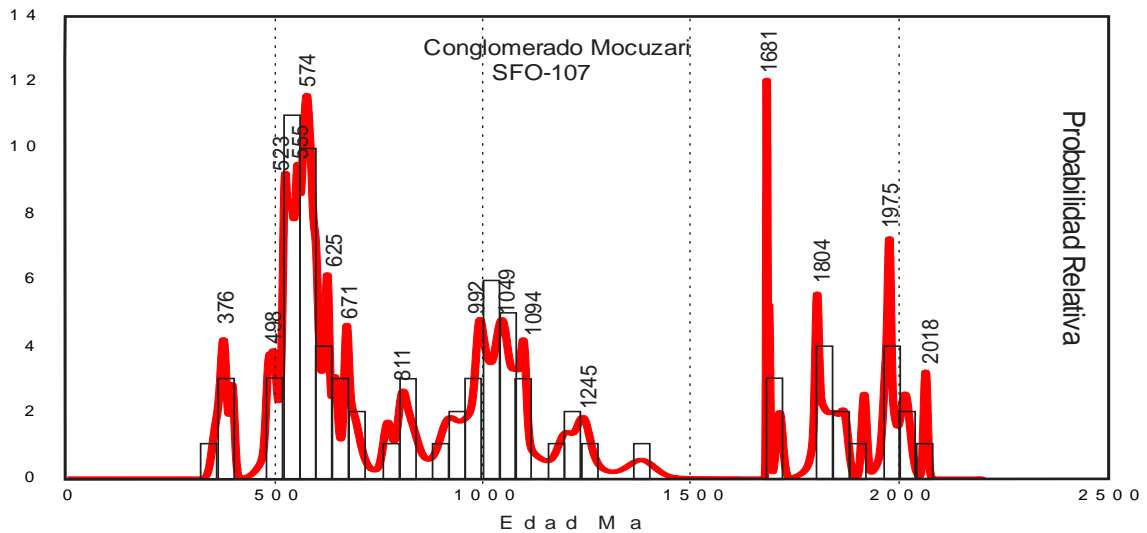


Figura 41. Histograma de edades de la muestra SFO-107 del conglomerado del área de Mocúzari.

6.2.2 Edad de Roca Ígnea

Una muestra de una roca ígnea fue estudiada por geocronología en U-Pb en circones. La muestra SFO-167 proviene de un “sill” de aplita milonitizada intercalada en la Formación Río Fuerte. En esta muestra, 22 circones produjeron una edad promedio de 158.26 ± 0.87 Ma (Jurásico Tardío), con una desviación ponderada del cuadrado de la mediana (*mean squared weighted deviates*, MSWD) de 1.4 (Figura 42). La edad de esta roca coincide, en su error, con la obtenida en una aplita nodular (155 ± 4) que corresponde a un “sill” dentro del Grupo Río Fuerte (Vega-Granillo *et al.*, 2008). Además es parecida a una edad de 151 ± 3 Ma obtenida en el Granito Cubampo, y a la de 151 ± 1 Ma obtenida de un clasto de aplita nodular extraído de un meta-aglomerado andesítico de la Formación Topaco (Vega-Granillo *et al.*, 2008, 2011).

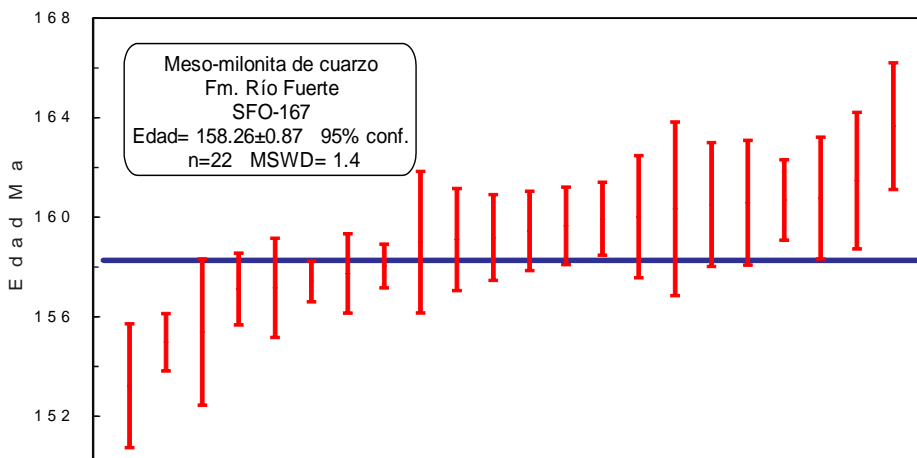


Figura 42. Edad promedio-ponderada de la muestra SFO-167.

7. DISCUSIÓN

a) Proveniencia de circones

7.1 Formación Río Fuerte

Para realizar el análisis de los diagramas de probabilidad relativa de circones detríticos en la Formación Río Fuerte, se elaboró, a partir de las tres edades obtenidas, un diagrama compuesto que pudiera resaltar las agrupaciones de edades (Figura 43). El pico más joven de 336 Ma (Misisípico Medio) formado por unos 8 circones, se pudiera interpretar de dos maneras: 1) ya sea como un evento ígneo que aportó circones de esa edad y por lo tanto indicaría la edad máxima de depósito para, al menos, parte de la Formación Río Fuerte, o 2) que proviene de un efecto de pérdida de Pb causado por el metamorfismo orogénico que experimentó dicha unidad. Al respecto del punto 1) se indica que evidencia de rocas ígneas relacionadas con arcos de edades devónica-misisípica probablemente no existan en el orógeno apalachiano (Hermes y Murray, 1988). Respecto a la segunda hipótesis, es común que en muchas rocas metamórficas fechadas se obtengan edades más jóvenes derivadas de efectos metamórficos e hidrotermales, o incluso del proceso de intemperismo que pudieran experimentar los circones detríticos sobre todo los más fracturados o dañados por la radiación interna (circones metamícticos). Un ejemplo de un evento metamórfico relativamente contemporáneo serían los Apalaches del Sur que experimentaron un evento de recalentamiento alrededor de 325 Ma que se asocia tentativamente al inicio de la colisión entre Laurentia y Gondwana (Hatcher, 2005).

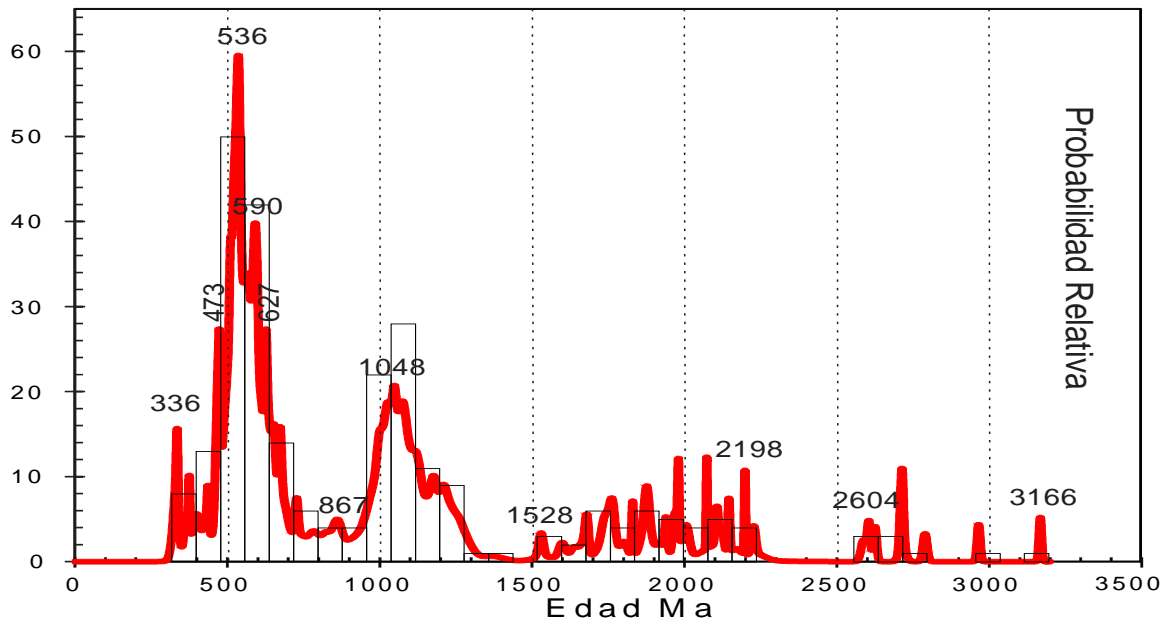


Figura 43. Histograma de las edades de las muestras estudiadas de la Formación Rio Fuerte.

El siguiente pico conformado por cerca de 12 circones es de 472 Ma (Ordovícico Temprano) y éste pudiera representar la edad máxima de depósito para parte de esta secuencia, la cual sería consistente con la edad Ordovícico Medio-Tardío determinada con base en conodontos obtenidos de escasos horizontes calcáreos presentes en dicha unidad (Poole *et al.*, 2005, 2010). Rocas magmáticas del Ordovícico Temprano a Medio han sido reportadas en México en el Complejo Acatlán (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Keppie *et al.*, 2006; 2008; Hinojosa-Prieto *et al.*, 2008). En un contexto más amplio, también han sido reportadas rocas intrusivas en el orógeno Apalachiano, en donde se considera que existieron varios arcos de edad ordovícica como el Arco Notre Dame (Ordovícico Temprano a Medio; Williams *et al.*, 1988; Hatcher *et al.*, 1997), o como el arco peri-gondwánico Victoria (~473-453; Zagorevski *et al.*, 2006).

El siguiente conjunto de picos, que incluyen los más prominentes en la Formación Río Fuerte van del Cámbrico Temprano (536 Ma, pico principal) al Neoproterozoico (590 y 627 Ma). Un magmatismo de esta edad se considera mayormente ausente de Laurentia, el cual permanecía durante aquella época como un margen continental pasivo, salvo quizás por magmatismo básico asociado con la separación de Laurentia y América del Sur durante el Neoproterozoico para formar el Océano Iapetus. Estas rocas principalmente corresponden a magmatismo básico que es improbable aporte muchos circones detríticos. Sin embargo, arcos magmáticos neoproterozoicos

se formaron en la parte norte de Gondwana (América del Sur-África) y son denominados como terrenos peri-gondwánicos, entre los que destacan los terrenos Carolina, Avalon, Cadomia, entre otros. Se considera que estos bloques se acrecieron al este de Laurentia (Apalaches del norte) durante el Silúrico (Van Staal *et al.*, 2007).

El magmatismo de arco volcánico y de “rifting” que eventualmente se generó en el terreno Avalon y otros bloques perigondwánicos se considera que abarcó un periodo entre ~750 y 540 Ma (Strachan, 2002; Fyffe *et al.*, 2011). En la literatura revisada no se han reportado rocas magmáticas neoproterozoicas en México. Por otra parte, rocas ígneas neoproterozoicas (de ~850 a 540 Ma) son muy comunes en América del Sur (Da Silva *et al.*, 2005; Stern, 2008). El siguiente pico es el de 1048 Ma pero abarcando edades de 900 a 1200 Ma. Eventos tectónico-magmáticos de estas edades son conocidos en muchas partes del mundo y se les conoce en Norteamérica como Orogenia Grenvilliana. Fragmentos de estos orógenos mesoproterozoicos se encuentran prácticamente distribuidos en todos los continentes incluyendo Laurentia, América del Sur, África, India, Australia, Antártida, China y Báltica. Esto hace que los circones detríticos de esta edad aparezcan en numerosos conjuntos sedimentarios de las épocas subsiguientes, por lo que no son buenos indicadores de un lugar de proveniencia. En México se han reportado rocas grenvillianas en el norte de Sonora donde ocurren como granitos considerados anorogénicos (Anderson y Silver, 1981; 2005) y en el bloque Oaxaquia que incluye afloramientos desde Tamaulipas a Oaxaca, formados por rocas ígneas y sedimentarias con un metamorfismo de facies de granulita (Keepie *et al.*, 2001). Los escasos, pero siempre presentes, circones paleoproterozoicos y arqueanos en las rocas de la Formación Río Fuerte, dada su afinidad con Sudamérica pueden provenir de los cinturones orogénicos de esas edades localizados en el cratón arqueano Amazónico (>2.6Ga); la provincia Maroni-Itacaiunas (2.25-2.05 Ga); la provincia Ventuari-Tapajós (1.98-1.81 Ga), la provincia Río-Negro-Juruena (1.78-1.55 Ga) o la provincia Rondonia-San Ignacio (1.56-1.3 Ga) (Cordani *et al.*, 2009).

Comparación regional de histogramas de probabilidad relativa.

7.2 Complejo Álamos

Los dos histogramas de edades de circones detríticos obtenidos del Complejo Álamos tienen ciertas diferencias por lo que serán analizados de manera separada. Primero la cuarcita SFO-179 proveniente del área Mocúzari, tiene un pico principal de 1423 Ma al que siguen dos picos grenvillianos de 1119 y 1090 Ma, y dos picos paleoproterozoicos de 1773 y 1611 Ma. También se destaca por su carencia de circones neoproterozoicos, exceptuando uno. Las edades paleoproterozoicas han sido obtenidas de los orógenos Mojave, Yavapai y Mazatzal que se acrecieron en ese orden contra el margen sur de Laurencia (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). Afloramientos de estos basamentos se extienden al menos hasta el centro de Sonora (González-Becuar *et al.*, 2017; Vega-Granillo y Calmus, 2003). Este basamento con metamorfismo orogénico es intrusionado por numerosos cuerpos de granitos de ~1400 Ma (Anderson y Silver, 1981; 2005). Estos intrusivos pueden ser parte de un cinturón denominado Provincia Riolita-Granito definida como un cinturón con orientación noreste-suroeste y está formado por rocas magmáticas fechadas entre 1400 y 1500 Ma que bordea hacia el sur a las provincias paleoproterozoicas de Laurencia (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). Los circones entre 1 y 1.2 Ga (grenvillianos) pueden provenir de intrusivos de esa edad que también se emplazan en el basamento ígneo-metamórfico previo (Anderson y Silver, 1981; 2005). Otra posibilidad es que procedan del orógeno Grenville que se extiende en afloramientos aislados al sur de la Provincia Riolita-Granito (Whitmeyer y Karlstrom, 2007) (Figura 44). También pudieran provenir del grenvilliano de Oaxaquia, un microcontinente asociado a Gondwana que aflora aisladamente desde Tamaulipas hasta Oaxaca (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1995). En resumen puede decirse que la proveniencia de la arenisca Mocúzari y el conjunto que la contiene puede asociarse claramente a Laurencia, formándose probablemente en una cuenca de edad incierta ubicada al sur de la plataforma precámbrica-paleozoica de Sonora central (Stewart y Poole, 2002).

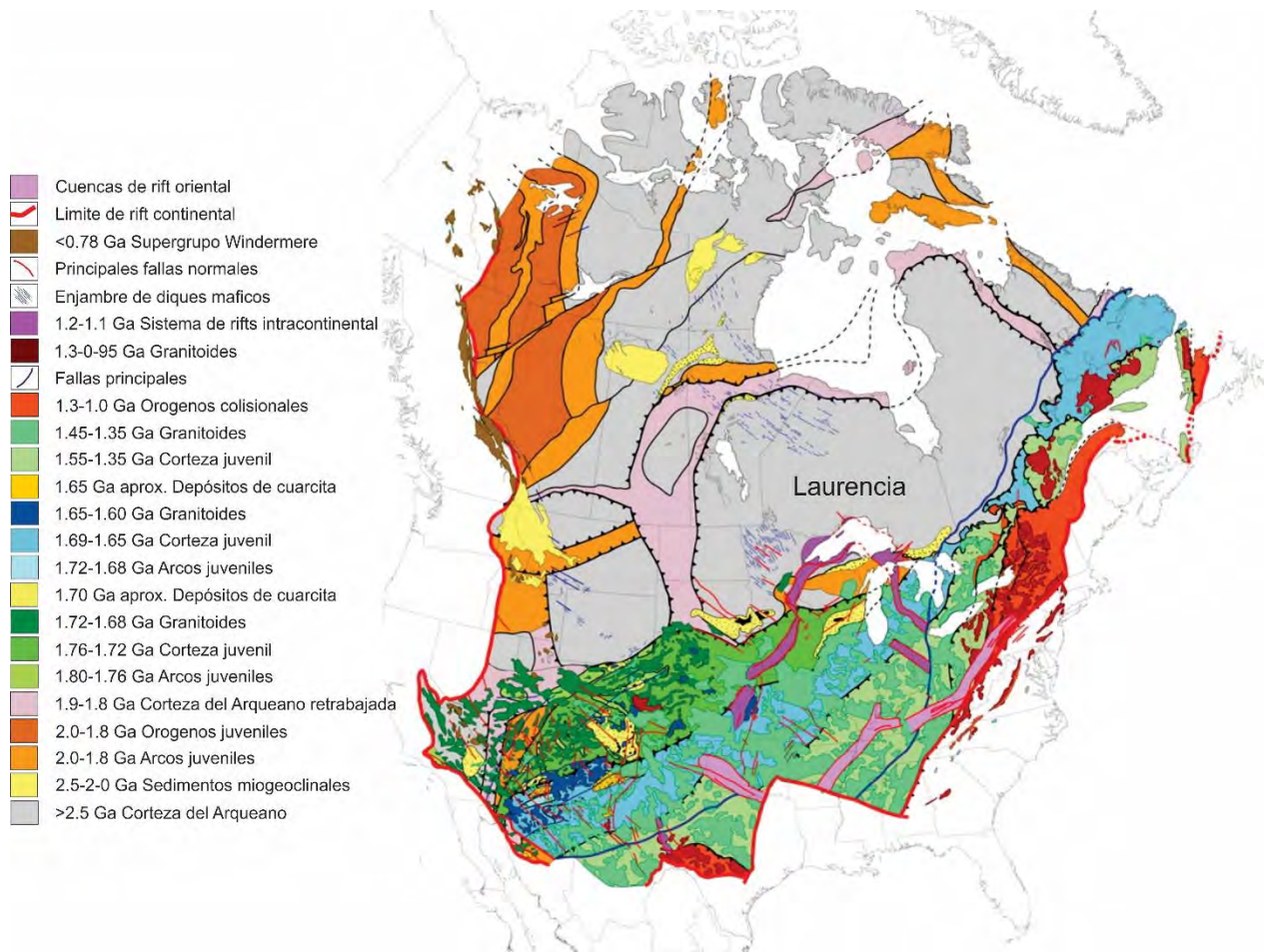


Figura 44. Representación del Arqueano al Neoproterozoico en el cratón de América del Norte (Laurencia). Terrenos importantes, cinturones orogénicos, cuencas, rifts, y rasgos estructurales son destacados por colores individuales. Tomado de Whitmeyer y Karlstrom (2007).

La proveniencia del conjunto aflorante en Tesia es un poco más compleja. Primero aparecen de nuevo los principales picos precámbricos mencionados arriba: ~1100-1200, ~1400 y ~1700 Ma. Sin embargo, aparece un pico del Devónico Medio (388 Ma) y otro del Silúrico Medio (432 Ma), además de escasos pero significativos circones peri-gondwánicos (picos en 561 y 620 Ma) que no aparecieron en la cuarcita Mocúzari. Esto parece un origen mezclado Laurentiano (picos más significativos) y peri-gondwánico (picos más jóvenes). Esto sugiere que el conjunto de Tesia pudo formarse en una cuenca entre Laurencia al norte y los bloques frontales asociados al acercamiento de Gondwana desde el sur, previamente a la colisión entre ambos bloques. Esto explicaría que recibiera detritos de ambas regiones, aunque quizás las principales fuentes provendrían de Laurencia.

Dada la ubicación paleogeográfica que se propone aquí para el Complejo Álamos, estas secuencias pudieran ser correlativas con secuencias de talud y cuenca que cabalgan a la plataforma hacia el norte en Sonora central y que fueron descritas en el capítulo de Geología Regional. Lamentablemente se desconoce estudios de circones detríticos en dichos conjuntos, por lo que a la fecha no es posible una comparación. Las diferencias más evidentes entre ambos conjuntos son el metamorfismo regional orogénico y las intercalaciones de rocas volcánicas en los conjuntos del sur. El primer punto no es relevante puesto que el metamorfismo aunque regional puede acabarse en alguna parte; el segundo punto requiere una explicación.

7.3 Grupo Barranca

La muestra atribuida a la base de la Formación Arrayanes del Grupo Barranca presenta un patrón casi idéntico al observado para las rocas de la Formación Río Fuerte. Los principales picos se reproducen casi exactos y en las mismas proporciones. Esto permite concluir que las cuarcitas que forman el conglomerado provienen de la erosión de la Formación Río Fuerte, la cual fue levantada por un evento orogénico de fines del Paleozoico y sus detritos fueron arrastrados por corrientes energéticas hacia el norte. Es de resaltar que las cuarcitas que subyacen al conglomerado (Complejo Álamos) prácticamente no contribuyeron con circones para el mismo y, lo más probable, es que hayan sido erosionadas y transportadas más al norte, hacia Sonora central.

Estudios previos de circones detríticos del Grupo Barranca en Sonora central (González-León *et al.*, 2009) indican que la proveniencia de circones para esta zona fue principalmente de la región norte de Sonora - sur de Arizona donde pudo aflorar el basamento precámbrico que aportó la mayor parte de los circones. También se reportan circones del Pérmico Tardío al Triásico Medio (254-245 Ma). Rocas magmáticas de edad pérmica han sido reportadas en Sonora en la Sierra Pinta (Arvizu *et al.*, 2009). Sarmiento-Villagrana *et al.* (2016) también reportan edades triásicas (241-249 Ma) en el Complejo Sonobari del oeste. Así que un evento magmático ya había iniciado para esas fechas a lo largo del margen occidental de Norteamérica. Sin embargo, detritos de estas rocas graníticas no fueron arrastrados al parecer al área de estudio, pero sí hacia Sonora central.

8. MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Durante el Paleoproterozoico (~1.8–1.6 Ga), se forma el basamento de la porción suroeste de Laurentia, conformada por las provincias Mojave, Yavapai y Mazatzal (definidas principalmente por modelos de edades isotópicas). La Provincia Mojave está caracterizada por rocas en facies de anfibolita a granulita de edades de 1780 – 1680 Ma (Paleoproterozoicas). La provincia Yavapai es el producto de la acreción de arcos de corteza juvenil contra el margen sur de Laurentia ocurrida entre 1800 y 1700 Ma (Bowring y Karlstrom, 1990; Karlstrom y Bowring, 1993; Karlstrom y Humphreys, 1998). La provincia Mazatzal contiene corteza de que se formó entre 1680 – 1600 Ma, la cual se interpreta como formada en arcos volcánicos, que se acrecionaron al sur de Laurentia al fin del periodo citado. Las orogenias Mojave, Yavapai y Mazatzal ocurrieron por el choque progresivo de una serie de arcos volcánicos predominantemente juveniles contra el margen sur de Laurentia.

El magmatismo Mesoproterozoico en el suroeste de Laurentia se generó básicamente en dos pulsos: uno de ~1.4 y el otro ~1.1 Ga. El pulso magmático más antiguo dió lugar a la provincia Granito-Riolita (~1.5–~1.3 Ga; Whitmeyer y Karlstrom, 2007), asociado a un magmatismo tipo-A intracratónico, que está caracterizado por la intrusión de numerosos cuerpos graníticos algunos de los cuales intrusionan también a las secuencias metamórficas que forman el basamento de Sonora (Anderson y Silver, 1981, 2005). Posteriormente, el cinturón Grenville (~1.0–~1.3 Ga) bordea la parte sur de la Provincia Granito-Riolita (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). Contemporáneo a esa orogenia se generaron cuerpos anorogénicos que intrusionan a las secuencias Paleoproterozoicas del norte de Sonora que incluyen al denominado Granto Aibó de Caborca (Anderson y Silver, 2005).

Sobre el basamento Paleoproterozoico se depositaron rocas del Proterozoico tardío al Pérmico en la región de Caborca, Sonora (Stewart *et al.*, 1984; Brunner, 1976; Stewart *et al.*, 1997) que consisten en una secuencia de sedimentos marinos someros, referidos en la literatura estratigráfica como secuencias miogeoclinales o de plataforma carbonatada. Esta secuencia, actualmente fragmentada por los eventos tectónicos, está compuesta por potentes intercalaciones de cuarcitas, dolomías, calizas y en menor cantidad de conglomerados y rocas verdes. En la parte central de Sonora y hacia el sur se depositaron secuencias predominantemente siliciclásticas con algunos niveles carbonatados, depositadas en ambientes marinos de talud y cuenca profunda,

particularmente, son referidos por algunos investigadores como secuencias eugeoclinales o cuerpos paleozoicos alóctonos (Ketner y Noll, 1987; Radelli *et al.*, 1987; Poole *et al.*, 1988; 1991; Poole *et al.*, 2005).

Para el entendimiento de la formación del Complejo Álamos, se proponen dos modelos tectónicos: el primero implica que las rocas meta-volcánicas y meta-sedimentarias del área de Mocúzari se depositaron primero que las rocas del área de Tesia. En el segundo modelo las rocas del área de Tesia fueron formadas y depositadas antes que las rocas del área de Mocúzari. Debido a que la secuencia metamórfica del área de Tesia, contiene circones detríticos con un pico del Silúrico Medio, su depósito debió ocurrir en esa edad o después. Además, está intercalada con rocas meta-volcánicas basálticas emplazadas en un contexto de MORB-E. En contraste, la secuencia metamórfica del área de Mocúzari solo contiene circones laurencianos (del basamento paleoproterozoico) y esta intercalada con rocas meta-volcánicas cuyo protolito se interpreta que se emplazó en un contexto de arco volcánico. Por otra parte, las rocas del área Francisco Villa al parecer tienen firmas tanto de arco como de MORB-E lo que sugiere que esta parte de la secuencia es transicional entre la encontrada en el área de Mocúzari y la del área de Tesia.

En el primer modelo (Figura 45) la secuencia Mocúzari se emplaza primero con sedimentos provenientes de Laurencia con los que se intercalan lavas derivadas de un arco volcánico del Silúrico Medio. Después evoluciona por un incremento del ángulo de subducción a una cuenca trasarco con formación de basaltos típicos de MORB-E intercalados con una secuencia sedimentaria cuyos detritos provienen todavía de Laurencia. En este modelo los circones del Silúrico Medio pueden provenir de las rocas volcánicas intercaladas (ej. Cheng *et al.*, 2016).

En el segundo modelo (Figura 46) la secuencia de Tesia sería más antigua (Silúrico Medio o posterior) y se formaría por un “rifting” que ocurrió durante ese tiempo y que dio lugar a las intercalaciones de rocas volcánicas basálticas y sedimentos aportados por Laurencia. Este “rifting” despegaría un fragmento de corteza laurenciana hacia el sur (actual). Este “rifting” podría ser continuación de un evento similar que inició en el Ordovícico y que separó el terreno Precordillera de Laurencia. (Keller, 1999; Thomas y Astini, 2003).

Posteriormente ya en Pérmico, el cierre de los océanos Iapetus y Reico al acercarse Gondwana (África y Sudamérica) hacia Laurentia provocó el inicio de una zona de subducción, generando un arco erigido sobre el fragmento de corteza laurenciana que se había separado por el “rifting”. Entonces se produciría el depósito de la parte Mocúzari en un contexto de cuenca antearco, con aporte de rocas volcánicas de arco y sedimentos paleoproterozoicos provenientes del fragmento desprendido.

Durante la clausura del Océano Reico, se desarrolla el Orógeno Ouachita-Marathon-Sonora en el suroeste del borde de la placa de Laurentia. Así, se genera un sistema de pliegues y cabalgaduras que iniciaron durante el Devónico en el norte de los Estados Unidos y concluyeron al final del Paleozoico en Sonora. Debido a este evento se generó un empuje de las secuencias sedimentarias de talud y cuenca sobre las secuencias de plataforma (Poole y Madrid 1988; Poole *et al.*, 2005). Este sistema de pliegues y cabalgaduras, representan las zonas externas del orógeno. En las zonas internas el Complejo Álamos (Mocúzari, Francisco Villa y Tesia) son deformados y metamorfoseados en varias etapas, desarrollándose foliación y posteriormente plegamientos subisoclinales de las secuencias. Esta región correspondería a una parte de las zonas internas del orógeno. El complejo Álamos es metamorfoseado por la colisión de bloques asociadas a Gondwana como el que contiene al Grupo El Fuerte cuya afinidad es claramente gondwaniana como se había planteado (Vega-Granillo *et al.*, 2008) y según los datos obtenidos en este trabajo.

El orógeno colisional creó un relieve que se hace más marcado hacia el sur. Debido al proceso de cabalgamiento, se levantaron bloques metamorfoseados y se inició un proceso de erosión, el cual provocó que el Complejo Álamos quedara expuesto. Detrás del orógeno, se genera una cuenca, en la cual se depositó el Grupo Barranca en discordancia angular. Los detritos en el área de Mocúzari provienen del sur, del Grupo Río Fuerte, mientras que el Complejo Álamos, tentativamente, se erosionó hacia el norte (hacia la parte central de la Cuenca Barranca). Este proceso pudo, o no, ser acompañada por “rifting” que aparentemente fue formado por fallamientos transtensionales o extensionales, como fue propuesto por Stewart y Roldán-Quintana (1991).

Durante el Jurásico hay influencia de magmatismo félsico asociado a la subducción en el borde occidental de Norteamérica. Este magmatismo puede haber resultado de la subducción que continúa después de la colisión del arco de Alisitos (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016). Este magmatismo continuó durante el Cretácico Tardío como una tonalita de 99 Ma y luego durante el

Paleógeno cuando intrusión la granodiorita a los 63 Ma. Batolitos del Cretácico Tardío no son comunes en Sonora pero sí son comunes en la parte centro oriental del Batolito Peninsular de Baja (ej. Schmidt *et al.*, 2014).

En el Cenozoico, la región experimentó una fase de levantamiento y erosión, las secuencias previas incluyendo el Complejo Álamos, el Grupo Barranca y los intrusivos, fueron expuestas y cubiertas por un volcanismo félsico probablemente asociado con la explosión ignimbrítica que produjo la secuencia conocida como Supergrupo Volcánico Superior (SVS), de la provincia Sierra Madre Occidental (SMO) (Ferrari *et al.*, 2005, McDowell y Clabaugh, 1979). Esta cubierta silícica constituye el rasgo geológico más notable de México y se emplazó en un tiempo relativamente corto entre 30-29 Ma (Ferrari *et al.*, 2005)

Finalmente, toda la región experimentó un fallamiento normal que produjo un sistema de semi-grábenes escalonados. Las fallas, sobre todo visibles en la región de Mocúzari, buzan principalmente hacia el Este y producen basculamientos de las rocas volcánicas hacia el oeste. Este evento provoca una mayor complejidad en los afloramientos de las unidades inferiores (Grupo Barranca y Complejo Álamos).

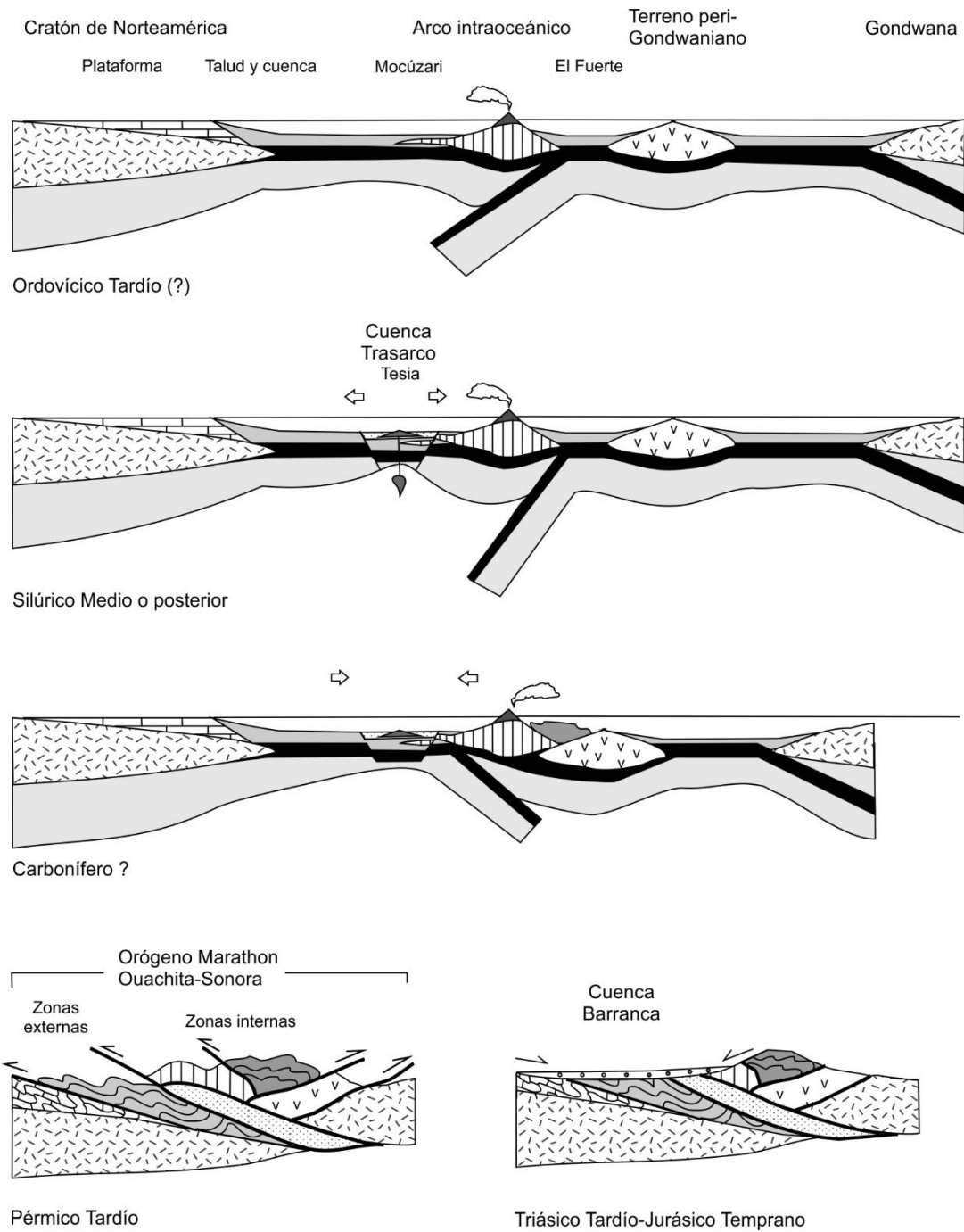


Figura 45. Primer modelo tectónico tentativo para la interpretación del depósito del Complejo Álamos y la generación de la cuenca de la Formación Río Fuerte.

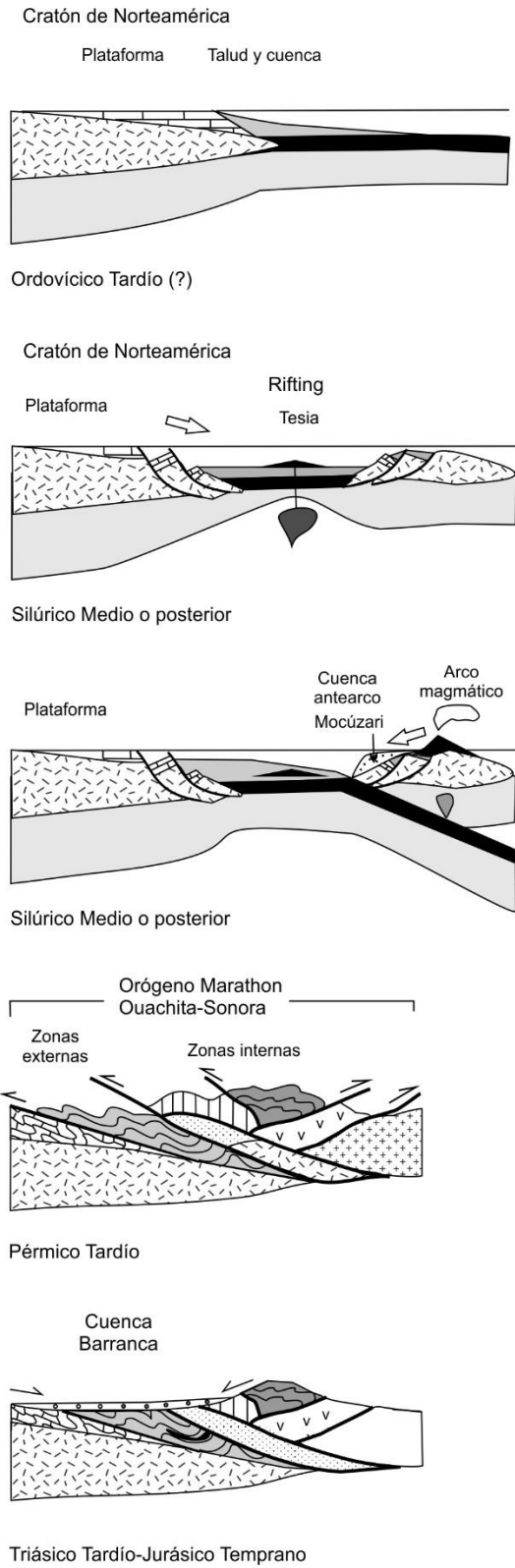


Figura 46. Segundo modelo tectónico tentativo, para la interpretación de la generación y depósito del Complejo Álamos y la formación de la cuenca de la Formación Río Fuerte.

9. REFERENCIAS

- Alencáster de Cserna, G., 1961. Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, No. 11, Parte 1, p. 1–18.
- Alsleben, H., Wetmore, P. H., Gehrels, G. E., & Paterson, S. R. (2012). Detrital zircon ages in Palaeozoic and Mesozoic basement assemblages of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Constraints for depositional ages and provenance. *International Geology Review*, 54(1), 93-110. DOI: 10.1080/00206814.2010.509158
- Alsleben, H., Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., Paterson, S.R., Melis, E.A., 2008. Complex deformation during arc-continent collision: Quantifying finite strain in the accreted Alisitos arc, Peninsular Ranges batholith, Baja California. *Journal of Structural Geology*, 30, 220-236.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983. A model of the evolution of Middle America and the Gulf of México–Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J. and Griffin, W.L., 2008. The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: UPb geochronology of detrital-zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, 247, 341–352.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T., 1979. The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. *Geology of northern Sonora: Geological Society of America Field Trip Guidebook*, 7, 59-68.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T., 1981. An overview of Precambrian rocks in Sonora. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 131-139.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 2005, The Sonora-Mojave megashear—field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, in Anderson, T.H.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 97–122.
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Solís-Pichardo, G., ... & Cruz, L. S., 2009. Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(3), 709-728.
- Barragán, R., Campos-Madrigal, E., Ferrusquía-Villafranca, I., López-Palomino, I., & Tolson, G., 2010. Código estratigráfico norteamericano. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Bilodeau, W. L., 1978. The Glance Conglomerate, a lower Cretaceous syntectonic deposit in southeastern Arizona. *New Mexico Geological Society Guidebook*, 29, 209-214.
- Bourjac De Anda, A., 2015. Petrología y geocronología de las rocas metamórficas del SE de Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, p.73.
- Bowring, S.A., and Karlstrom, K.E., 1990, Growth, stabilization, and reactivation of Proterozoic lithosphere in the southwestern United States: *Geology*, v. 18, p. 1203–1206, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<1203:GSAROP>2.3.CO;2.
- Brunner, P., 1976. Litología y bioestratigrafía del Misisípico en el área de Bísani, Caborca, Sonora: Instituto Mexicano del Petróleo. *Revista*, 8, 7-41.
- Busby, C., Adams, B. F., Mattinson, J., & Deoreo, S., 2006. View of an intact oceanic arc, from surficial to mesozonal levels: Cretaceous Alisitos arc, Baja California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(1), 1-46.
- Busby, C., Smith, D., Morris, W., & Fackler-Adams, B., 1998. Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology*, 26(3), 227-230.

- Cabanis B, Thiéblemont D., 1988. La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc: proposition d'un nouveau diagramme; le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bull Soc Géol Fr* (8) IV 6: 927–935.
- Campa, M. F., 1985. Metalogénesis y tectónica de placas. *Información Científica y Tecnológica de México*, 7(102), 25-29.
- Campa, M.F., Coney, P., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Carrillo-Martínez, M., 1971. Geología de la hoja San José de Gracia. Sinaloa (tesis profesional): México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., & Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Special Papers*, 436, 279-308.
- Cheng, W., Shi, Y., Zhang, X., & Wang, W., 2016. Sparse regression models for unraveling group and individual associations in eQTL mapping. *BMC bioinformatics*, 17(1), 136.
- Coney, P. J., 1989. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 107-125.
- Coney, P. J., & Campa, M. F., 1987. Lithotectonic terrane map of Mexico: US Geological Survey Miscellaneous Field Studies map. MF-1874-D.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S. and Trinidad, R.I., 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Res.*, 15, 396–407.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983. El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora. *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México (AIMMGM), Memoria Técnica XV, Guadalajara*, 63-95.
- De Cserna, Z., Kent, B.H., 1961. Mapa geológico de reconocimiento y secciones estructurales de la región de San Blas y El Fuerte, Estado de Sinaloa: *Cartas Geológicas y Mineras N° 4*, escala 1:100,000, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Eggins, S. M., L. P. J. Kinsley, and J. M. M. Shelley (1998), Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICPMS, *Appl. Surface Sci.*, 129, 278–286.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Frizzel Jr, V. A., Fox, L. K., Mooser, F. C., & Ort, K. M., 1984. Late Cretaceous granitoids, Cabo San Lucas Block, Baja California Sur, México. *Eos*, 65(45), 1151.
- Fyffe, L. R., Johnson, S. C., van Staal, C. R., 2011. A review of Proterozoic to Early Paleozoic lithotectonic terranes in the northeastern Appalachian orogeny of New Brunswick, Canada, and their tectonic evolution during Penobscot, Taconic, Salinic, and Acadian orogenesis, *Atlantic Geology* 47, 211–248.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979. The record of Cainozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 90, pp. 839-857.
- Gastil, G., Morgan, G.J., Krummenacher, D., 1978. Mesozoic history of Peninsular California and related áreas east of the Gulf of California. *Soc. of Econ. Paleon. and Mineral., Pacific Coast Paleogeography Symposium 2*, p. 107-115.
- Gastil, R. G., Neuhaus, J., Cassidy, M., Smith, J. T., Ingle, J. C., & Krummenacher, D., 1999. Geology and paleontology of southwestern Isla Tiburón, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16(1), 1-34.
- García-Barragán, J. C., & Jacques-Ayala, C., 2011. Estratigrafía del Cretácico de Sonora, México. *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín*, 118(5), 113-199.
- Gastil, G., Phillips, R.P. and Allison, E.C., 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California, Mexico. *Geological Society of America, Memoir 140, Boulder*, 170 pp.

- Gehrels, G.E., Rusmore, G., Woodsworth, M., Crawford, C., Andronicos, L., Hollister, J., Patchett, M., Ducea, R., Butler, K., Klepeis, C., Davidson, R., Friedman, J., Haggart, B., Mahoney, W., Crawford, D., Pearson and J. Girardi., 2009, U-Th-Pb geochronology of the Coast Mountains batholith in north-coastal British Columbia: Constraints on age and tectonic evolution, *Geological Society of America Bulletin* 2009;121, no. 9-10;1341-1361, doi: 10.1130/B26404.1.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled 17, plasma–mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, Q030doi:10.1029/2007GC001805.
- González-Becuar, E., Pérez-Segura, E., Vega-Granillo, R., Solari, L., González-León, C. M., Solé, J., & López Martínez, M., 2017. Magmatismo Laramide a plutonismo sinextensional del Mioceno en el área de Puerta del Sol, Sonora Central, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 34(1), 45-61.
- González-León, C. M., 1989. Evolución de terrenos mesozoicos en el noroeste de México. *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, 6, 39-54.
- González-León, C. M., Roldán-Quintana, J., & Rodríguez-Guerra, E. P., 1992. Deformaciones Sevier y Laramide: su presencia en Sonora: Universidad de Sonora. *Boletín del Departamento de Geología*, 9, 1-18.
- González-León, C.M., Valencia, V.A., Lawton, T.F., Amato, J.M., Gehrels, G.E., Leggett, W.J., Montijo-Contreras, O., Fernández, M.A., 2009. The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, México, and its paleogeographic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 301-314.
- Günther, D., Heinrich, C., 1999. Enhanced sensitivity in laser ablation—ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carriers, *J. Anal. At. Spectrom.*, 14, 1363–1368.
- Hatcher, R. D., 2005. Non-survey, non-digital completed geologic maps in file drawers and theses: how can they be transformed into useful available digital geo-spatial data. *USGS Open File*, 1428.
- Henry, C.D., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003. Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: implications for Cordilleran magmatism and tectonics. *Geological Society of America*, 374 (Special Paper), 237-273.
- Henry, D. F. & Fredrikson, G., 1972. Edades de intrusiones, Sinaloa, México: Soc. Geol. Mexicana, 11a convention nacional, Mazatlan, pp. 155-156.
- Hermes, O.D., and Murray, D.O., 1988, Middle Devonian to Permian plutonism and volcanism in the N American Appalachians, in Harris, A.L., and Fettes, D.J., eds., *The Caledonian-Appalachian Orogen: Geological Society [London] Special Publication 38*, p. 559–571.
- Hinojosa-Prieto, H. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., Dostal, J. V., Ortega-Rivera, A., & Lee, J. K. W., 2008. Ordovician and Late Paleozoic–Early Mesozoic tectonothermal history of the La Noria area, northern Acatlán Complex, southern Mexico: Record of convergence in the Rheic and paleo-Pacific Oceans. *Tectonophysics*, 461(1), 324-342.
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Johnson, S. E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Vernon, R. H., Paterson, S. R., & Tate, M. C., 2003. Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 25(11), 1933-1957.
- Johnson, S. E., Tate, M. C., & Fanning, C. M., 1999. New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?. *Geology*, 27(8), 743-746.
- Karlstrom, K.E., and Bowring, S.A., 1993, Proterozoic orogenic history in Arizona, in Reed, J.C., Jr., et al., eds., *Precambrian: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. C-2, p. 188–211.
- Karlstrom, K.E., and Humphreys, G., 1998, Influence of Proterozoic accretionary boundaries in the tectonic evolution of western North America: Interaction of cratonic grain and mantle modification events: *Rocky Mountain Geology*, v. 33, p. 161–179.

- Keller, M., 1999. Argentine Precordillera: Sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America (Vol. 341). Geological Society of America.
- Keppie, J. D., 2004. Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46(9), 765-794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., Lee, J.W.K., 2006. Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic continental rift tholeiites on the Mexican margin of Pangea metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex: *International Geology Review*, 48(1), 1-16.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B., & Nance, R. D., 2008. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461(1), 277-290.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., & Lopez, R., 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 112(3), 165-181.
- Keppie, J.D., Ortega, J.F. 1999. Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1Ga orogen. In V.A. Ramos y J.D. Keppie eds. *Laurencia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336. P. 199-210.
- Ketner, K. B., & Noll, J. H., 1987. Preliminary geologic map of Cerro Cobachi area. Sonora, Mexico: US Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1980, scale, 1(20,000).
- Kimbrough, D. L., & Moore, T. E., 2003. Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, Mexico: Mesozoic for ear c lithosphere of the Cordilleran magmatic arc. *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*, 374, 43.
- Kimbrough, D. L., Smith, D. P., Mahoney, J. B., Moore, T. E., Grove, M., Gastil, R. G., ... & Fanning, C. M., 2001. Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geology*, 29(6), 491-494.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of Basalts Magmas: in *Basalts*, 2, 623-688 (H. H. Hess and A. Poldesvaart, Eds.), Interscience, N.Y.
- Malpica, C., & de la Torre, G., 1980. Integración Estratigráfica del Paleozoico de México, Partes I, II y III, Proj. C-1079, IMP, Sub. Tecn. Expl.(Inédito).
- McDowell, F. W., & Clabaugh, S. E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 180, 113-124.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001. Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, México. *Geological Society of America Bulletin*, 113(4), 521-531.
- McGehee, R.V., 1976, Las rocas metamórficas del arroyo de La Pimienta Zacatecas, Zacatecas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 37(1), 1-10.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355
- Mullan, H.S., 1978. Evolution of the Nevadan orogen in northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1175-1188.
- Ortega-Gutiérrez, F., Prieto-Vélez, R., Zúñiga, Y., & Flores, S., 1979. Una secuencia volcánico-plutónica sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa:¿ un complejo ofiolítico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 3, 1-8.
- O'Connor, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Paper B*, 525, 79-84.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., & Centeno-Garcia, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.

- Peiffer-Rangin, F., 1979. Les zones isopiques du Paléozoïque inférieur du NW Mexicain. Temoins du relais entre les Appalaches et la cordillère ouest-américaine. Paris, Comptes Rendus Académie Sciences, série D, 288, 1517-1519.
- Pérez-Segura, E., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1995, Los terrenos tectonoestratigráficos en Sonora y Sinaloa y sus mineralizaciones asociadas: guías para la exploración minera: Memoria de la Convención Nacional de la AIMMG, 25p
- Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary rocks: Harper & Row Limited, University of California, p. 628.
- Poole, F.G., Amaya-Martínez, R., Premo, W.R., Berry-William, B.N., Sanberg, C.A., Roldán-Quintana, J., Herrera-Urbina, S., 2010. Age and depositional setting of Deep-marine Ordovician Río Fuerte and San José de Gracia Formations in northern Sinaloa, México: Remnants of the early Paleozoic Iapetus ocean. Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. 42, No. 5, p. 268.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., 1988. Allochthonous Paleozoic eugeoclinal rocks of the Barita de Sonora mine area, central Sonora, Mexico, in Rodríguez-Torres, R. (ed.), El Paleozoico de la región central del Estado de Sonora, Libro Guía de la Excursión para el Segundo Simposio sobre la Geología y Minería en el Estado de Sonora: Sonora, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 32-41.
- Poole, F.G., Perry, W.J.Jr., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. In: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.). The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives. Geological Society of America, 393 (Special Paper), 543-596.
- Poole, F. G., & Sandberg, C. A., 1991. Mississippian paleogeography and conodont biostratigraphy of the western United States.
- Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H., Calmus, T., Amaya-Martínez, R., Barrera, E., ... & Soto, L., 1987. Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora: Universidad de Sonora. Boletín del Departamento de Geología, 4, 1-15.
- Roldán-Quintana, J., 2002. Caracterización geológico-geoquímica y evolución del arco magmático mesozoico-terciario entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis).
- Roldán-Quintana, J., González-León, C., & Amaya-Martínez, R., 1993. Geologic constraints on northern limit of the Guerrero terrane in northwestern Mexico. In First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología (pp. 124-127).
- Roldán-Quintana M., McDowell F., Delgado-Granados H., Valencia-Moreno M., 2009. East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 26, núm. 3, p. 543-563.
- Rollinson, H. R., 1993. A terrane interpretation of the Archaean Limpopo Belt. Geological Magazine, 130(6), 755-765.
- Salgado-Souto S., 2006. Petrología, Termobarometría y Geocronología del Grupo Río Fuerte, Región de El Fuerte, Sinaloa, Universidad de Sonora, tesis de Maestría.
- Sarmiento-Villagrana A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Vidal-Solano, J.R., 2016, New age constraints on magmatism and metamorphism of the Western Sonobari Complex and their implications for an earliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 33, núm. 2, p. 170-182.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. D. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., & Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. Tectonics, 14(6), 1339-1350.
- Schmidt, K.L., Wernicke, P.H., Alsleben, H. y Parerson, S.R., 2014. Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc. Geological Society of America Memoirs 211; p. 645-668.

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), 101-118.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., & Fletcher, I. R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136(3), 203-240.
- Silver, L. T., & Chappell, B. W., 1988. The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), 105-121.
- Stewart, J. H., 1988. Tectonics of the Walker Lane belt, western Great Basin: Mesozoic and Cenozoic deformation in a zone of shear. *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, 7, 683-713.
- Stewart, J. H., Amaya-Martínez, R., Stanley Jr, G. D., & Stevens, C. H., 1997. Stratigraphy and regional significance of mississippian to jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 115-135.
- Stewart, J. H., McMenemy, M. A., & Morales-Ramirez, J. M., 1984. Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region. Sonora, Mexico—Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: US Geological Survey Professional Paper, 1309, 36.
- Stewart, J. H., & Poole, F. G., 2002. Inventory of Neoproterozoic and Paleozoic strata in Sonora, Mexico (No. 2002-97). US Geological Survey.
- Stewart, J. H., Poole, F. G., Ketner, K. B., Madrid, R. J., Roldán-Quintana, J., & Amaya-Martínez, R., 1990. Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico. *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper*, 7, 183-202.
- Stern, R. J., 2008. Neoproterozoic crustal growth: the solid Earth system during a critical episode of Earth history. *Gondwana research*, 14(1), 33-50.
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1991. Upper Triassic Barranca Group; nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern México. *Geological Society of America Special Papers*, 254, 19-36.
- Strachan, R. A., Smith, M., Harris, A. L., & Fettes, D. J., 2002. The northern Highland and Grampian terranes. *The Geology of Scotland*. Geological Society, London, 81, 148.
- Sun, S. S., & McDonough, W. S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005. U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 235 (3–4), 682–699.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution.
- Thomas, W. A., & Astini, R. A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 67-79.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., Simpson, P. R., Hutchison, R., & O'Hara, M. J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 310(1514), 549-590.
- Valencia-Moreno M., 2007. Conceptos Básicos. *Investigación y ciencia*, p. 43.
- Van Staal, C.R., 2007. Pre-Carboniferous metallogeny of the Canadian Appalachians. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), *Mineral Resources of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the*

- Evolution of Geological Provinces, and Exploration Method. Mineral Deposit Division, Geological Association of Canada, Special Publication vol. 5, pp. 793-818.
- Vega-Granillo, R., & Calmus, T., 2003. Mazatan metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), 193-204.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia-Gómez, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., Talavera-Mendoza, O., 2008. U-Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America: *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 343-354.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia-Gómez, V., Vidal-Solano, J.R., 2011. Metamorphism and deformation in the El Fuerte region: their role in the tectonic evolution of NW México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 10-23.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., 2007. P-T-t evolution of Paleozoic high-P rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): implications for the evolution of the Iapetus and Rheic oceans. *Geological Society of America Bulletin* 119 (9), 1249-1264.
- Vega-Granillo, R., Vidal-Solano, J.R., Solari, L., Martínez, M. L., Gómez-Juárez, O., & Herrera-Urbina, S., 2013. Geochemical and geochronological constraints on the geologic evolution of the western Sonobari Complex, northwestern Mexico. *Geologica acta*, 11(4), 443-463.
- Weber, Reinhard, 1995. A new species of *Scoresbya* Harris and *Sonoraphyllum* gen. nov. (*Plantae Incertae sedis*) from the Late Triassic of Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 68-93.
- Weber, Reinhard, 1997. How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 225-243.
- Wetmore, P.H., Alsleben, H., Paterson, S.R., Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., 2005. Field trip to the northern Alisitos arc segment: Ancestral Agua Blanca fault region. Field Conference Guidebook, Peninsular Geological Society VII International Meeting, Ensenada, MX.
- Whitmeyer, S.J., Karlstrom, K.E., 2007. Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geological Society of America*, v. 3; no. 4; p. 220-259.
- Williams, H., Colman-Sadd, S.P., and Swinden, H.S., 1988. Tectonic-stratigraphic subdivisions of central Newfoundland, in *Current research: Part B. Eastern and Atlantic Canada: Geological Survey of Canada Paper 88-1B*, p. 91-98.
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- Wood, D. A., 1980.. The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50(1), 11-30.
- Zagorevski, A., Rogers, N., McNicoll, V., Lissenberg, C.J., van Staal, C.R., and Valverde-Vaquero, P., 2006, Lower to Middle Ordovician evolution of peri-Laurentian arc and back-arc complexes in the Iapetus: Constraints from the Annieopsquotch Accretionary Tract, central Newfoundland: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 324-342, doi: 10.1130/B25775.1.