

## EVOLUCION DE LOS ARCOS MAGMATICOS EN MEXICO Y SU RELACION CON LA METALOGENESIS

*Paul E. Damon<sup>1</sup>, Muhammad  
Shafiqullah<sup>1</sup> y Kenneth F. Clark<sup>2</sup>*

### RESUMEN

Los depósitos minerales de la Cordillera Sur pueden asignarse a provincias metalogenéticas alineadas en dirección NNW. Estos y las rocas con las que están asociados se originaron por arcos magmáticos que migraron como respuesta a cambios en la interacción entre las placas tectónicas.

El fechamiento isotópico de estas rocas estableció una secuencia cronológica de eventos geológicos que nos permite determinar las diferentes posiciones de los arcos magmáticos migrantes y construir mapas paleogeográficos. El emplazamiento de un cuerpo batolítico en la Sierra Madre del Sur durante el Pérmico (uno de los primeros eventos magmáticos) puede asociarse con el cierre del Proto-Atlántico. El primer arco magmático se estableció en la cordillera de Chiapas a Nevada y California durante el Jurásico Temprano, como indican los afloramientos que son notablemente paralelos a la costa del Pacífico en distancias que varían desde 100 km en Chiapas a 500 km en Arizona. Este arco magmático del Jurásico Inferior parece ser penecontemporáneo con la abertura del Proto-Atlántico. Los estratos del Triásico Superior-Jurásico Inferior de la Formación Todos Santos del sureste de México contienen extensos depósitos de evaporitas en cuencas marinas, que están intrusionados y/o interstratificados con rocas subvolcánicas y volcánicas del Jurásico Inferior.

La migración al poniente del arco jurásico dentro del continente durante el Cretácico Temprano generó un nuevo arco magmático cerca de la costa del Pacífico (a lo largo de toda la Cordillera Sur). Este arco magmático migró lentamente hacia el oriente, aun en tiempos laramídicos, cuando se incrementó el promedio de migración. Al finalizar la Laramide, el arco magmático había migrado a una distancia de 1,000 km desde el borde de la paleotrinchera. Siguiendo a la Laramide, el arco regresó rápidamente a la trinchera alcanzando al Golfo de México y a la costa del Pacífico durante el Mioceno temprano a medio. La regresión del arco magmático continental fue acompañada, a lo largo de toda su longitud, por fenómenos de extensión y volcanismo basáltico.

Siguiendo la extinción del arco volcánico miocénico que se extendía a lo largo de toda la Cordillera Sur, aparece el arco volcánico Trans-americano antiguo durante el Mioceno tardío. Este arco atravesó México desde Cabo Corriente a San Andrés de los Tuxtlas, regresando, posteriormente, a la región costera del Pacífico a través de Chiapas.

La mayoría de los depósitos importantes de minerales metálicos de la Cordillera Sur está directamente relacionada con la actividad subvolcánica del arco magmático. Las provincias metalogenéticas, al igual que los arcos magmáticos, forman largos cinturones de rumbo NNW, notablemente paralelos a la costa del Pacífico. La sucesión de los depósitos formados durante la progresión al oriente se halla sobrecubierta por depósitos más recientes, originados por la regresión del arco al poniente. Los factores que controlan la sucesión en la composición de las rocas, desde calcoalcalina a alcalinocálcica a alcalina, parecen estar también controlando directa o indirectamente la sucesión de los depósitos minerales. Cualquiera que haya sido la causa, la distancia desde la margen convergente muestra ser el factor dominante en la localización de las zonas minerales. Otros elementos importantes son: los procesos volcanotectónicos, la extensiva denudación, así como la presencia o ausencia de cubierta estratigráfica protectora.

El arco del Mesozoico inferior originó pórfidos cupríferos en el norte de Oaxaca, sureste de Arizona y Nevada.

### ABSTRACT

Ore deposits of the Southern Cordillera can be assigned to NNW trending metallogenic provinces. These ore deposits and the rocks with which they are associated were originated by magmatic arcs that migrated in response to changing plate interactions.

Isotopic dating of these rocks has established a chronology of geologic events that allows to trace the paths of migration of magmatic arcs and construct paleogeographic maps. Emplacement of a batholith in the Sierra Madre del Sur in Permian time, one of the earliest magmatic events, may have been associated with the closing of the proto-Atlantic. The first of the magmatic arcs was established in the cordillera extending Chiapas to Nevada and California by Early Jurassic time, as suggested by outcrops that roughly parallel the Pacific coast at distances varying from 100 km in Chiapas to 500 km in Arizona. This Early Jurassic magmatic arc appears to have been penecontemporaneous with the opening of the proto-Atlantic. The Upper Triassic-Lower Jurassic strata of the Todos Santos Formation of southeastern Mexico contain extensive marine evaporite deposits and are intruded by and interbedded with Lower Jurassic subvolcanic and volcanic rocks.

Following the extinction or westward migration of the inland Jurassic arc, an Early Cretaceous magmatic arc evolved near the Pacific Coast (throughout the Southern Cordillera). This magmatic arc migrated slowly eastward until Laramide time when the rate of migration greatly accelerated. At the end of the Laramide, the magmatic arc had migrated a distance of 1,000 km inboard of the Paleotrench. Following the Laramide, the arc rapidly regressed toward the trench, reaching the Gulf of Mexico and Pacific coast in early to middle Miocene time. Regression of the continental magmatic arc was followed throughout its length by tensional features and basaltic volcanism.

<sup>1</sup> Laboratory of Isotope Geochemistry, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, E.U.A.

<sup>2</sup> Department of Geological Sciences, The University of Texas at El Paso, Texas 79968, E.U.A.

Following extinction of the Miocene volcanic arc that extended throughout the length of the Southern Cordillera, the ancestral Trans-Mexico Volcanic Arc first appeared in late Miocene time which traverses Mexico from Cabo Corrientes to San Andrés de Tuxtla, returning later to the Pacific coastal region through Chiapas.

Most of the important metallic mineral deposits of the Southern Cordillera are directly related to subvolcanic activity of the magmatic arc. Like the magmatic arcs, the metallogenic provinces constitute long sinuous NNW trending belts roughly parallel to the Pacific coast. The succession of deposits formed during the eastward progression has been over-printed by younger deposits during the westward regression. The factors that control the succession of rock composition from calc-alkalic to alkali-calcic to alkalic seem also to directly or indirectly control the succession of ore deposits. Whatever the cause the distance from the convergent margin seems to be the dominant factor in the location of the mineralized zones. Volcano-tectonic processes and extent of denudation as well as the presence or absence of a protective stratigraphic cover are also important factors.

The early Mesozoic arc produced porphyry copper deposits in northern Oaxaca, southeastern Arizona and Nevada.

## INTRODUCCION

Los autores se reunieron, en 1974, con el Ing. Guillermo P. Salas, Director General del Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.), con el objeto de definir y fechar las provincias metalogenéticas de México. La mayoría de nuestros trabajos iniciales se basó en las investigaciones de campo efectuadas por los geólogos de las residencias del C.R.M. y en la compilación de esos datos hecha para el Mapa Metalogenético de México (Salas, 1975). Posteriormente fueron agregadas nuestras propias observaciones de campo y datos de muestreos (frecuentemente de áreas muy remotas) hechos para determinaciones de edad por K-Ar y para los análisis corrientes. En estos estudios se fecharon la roca huésped, el depósito mineral (cuando fue posible la obtención de minerales secundarios convenientemente congénicos con la metalogénesis) y la roca de cubierta; con el fin de establecer el "sandwich" geocronológico. Las relaciones genéticas entre los depósitos minerales y el volcanismo permitieron demostrar que la reconstrucción paleogeográfica de los arcos magmáticos es el método más eficaz para la definición, en tiempo y espacio, de las provincias metalogenéticas. En adición a esto, el fechamiento de las rocas volcánicas estratiformes provee una cronología estratigráfica a la cual diversos eventos geológicos pueden ser relacionados. De este modo, nuestros esfuerzos se encaminaron no sólo al fechamiento directo de los depósitos minerales sino, también, al de esas rocas volcánicas.

En este artículo se ha tratado de reconstruir, hasta donde los datos lo permitieron, la paleogeografía post-paleozoica de los arcos magmáticos en la Cordillera Sur. También se han relacionado las distintas épocas y provincias metalogenéticas con la evolución de dichos arcos magmáticos.

## MAGMATISMO PERMICO Y TRIASICO EN LA CORDILLERA SUR

Los datos analíticos de 14 muestras para fechamiento por K-Ar y 11 muestras por Rb-Sr se dan en las Tablas 1 y 2, respectivamente. Estas incluyen 17 muestras de ocho áreas del complejo batolítico de la Sierra Madre del Sur en el suroeste de Chiapas. El fechamiento isotópico de 10 de las 11 muestras tomadas en cinco áreas dentro de este complejo forma una isócrona con una edad aparente de  $256 \pm 10$  m.a. y un radio original de la relación de estroncio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0.70453 \pm 0.00007$ . El valor de la isócrona parece ser algo más que fortuito, por lo que interpretamos que las rocas de las cinco diferentes localidades provienen del mismo cuerpo de magma pérmico isotópicamente homogéneo, que pudo haberse derivado directamente del manto. La muestra anómala (UAKA-74-35 = UARS-74-36) tiene alrededor de la misma edad

( $246 \pm 5$  m.a.) de K-Ar, pero queda muy arriba de la isócrona y pudo haber sido contaminado con estroncio de la corteza. Los resultados de K-Ar para las isócronas de las otras dos áreas muestreadas también son compatibles con la edad de Pérmico Tardío, pese a que presentan menor cantidad de pérdida de argón. La hornblenda de un ortogneis, colectada cerca de la Colonia Nuevo Guerrero (UAKA-75-41), también dio una edad K-Ar correspondiente al Pérmico Tardío. Un ortogneis de cerca del poblado Tres Picos mostró una edad distintivamente más antigua de  $288 \pm 6$  m.a. Los datos sin publicar que poseemos de la parte oriental de la Sierra Madre del Sur de Chiapas indican plutonismo durante el Carbonífero en esa área. Si alguna pérdida de argón ha ocurrido, el ortogneis puede ser referido a ese evento. Una de las muestras de isócrona del Pérmico Tardío fue afectada por un evento hidrotermal del Jurásico Medio (UAKA-74-27,  $172 \pm 4$  m.a.) que formó vetas y bolsas de pirita. Este evento hidrotermal está relacionado con el arco magmático jurásico, el cual será discutido en la siguiente sección.

El Laboratorio de Geocronología del Instituto Mexicano del Petróleo confirmó las edades de K-Ar del batolito del Pérmico Tardío en el suroeste de Chiapas (Ing. Heriberto Palacios, comunicación personal); estos datos indican que el batolito continúa en la parte occidental del Istmo de Tehuantepec en Oaxaca (Figura 1a), también se ha fechado un cuerpo plutónico del Pérmico Tardío en el noroeste de Jalapa, Veracruz (Figura 1a).

Es evidente que el batolito del Pérmico Tardío se levantó no mucho tiempo después de su emplazamiento; ahí el presente autor principal observó conglomerados gruesos que contienen fragmentos de granitos y conglomerados con fragmentos de granitos de segunda generación en la parte inferior de la Formación Todos Santos del Triásico-Jurásico, en la ladera septentrional de la Sierra Madre del Sur. Se han reportado observaciones similares por Mora y colaboradores (1975). Es presumible que el emplazamiento de este batolito se encuentre asociado con el cierre del Océano Proto-Atlántico, y a la unión entre Sudamérica y África con Norteamérica durante el Paleozoico tardío (Apalachiano), lo que antecede al período presente de la expansión del fondo marino.

Por otro lado, el magmatismo en el norte, en la parte occidental de Nevada y desierto de Mojave en California, estuvo aparentemente relacionado a subducción marginal del continente de tipo andino, lo que nos indica que durante el Triásico Medio de la parte occidental de Norteamérica llegó a formar un margen convergente (Profett *et al.*, 1978; Figura 1a). El volcanismo triásico medio en el Desierto de Mojave proveyó un origen para las tobas de la Formación Chinle, las cuales son la primera evidencia de actividad volcánica en el registro estratigráfico de Arizona durante tiempos fanerozoicos.

Tabla 1 Datos de K-Ar del Pérmico al Jurásico en muestras de Chiapas, Chihuahua, Durango y Oaxaca, México.

Constantes usadas:

$$\lambda_{\beta} = 4.963 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$$

$$\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$$

$$\lambda = 5.544 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{ átomo}/\text{átomo}$$

Muestra	Descripción y Localización	% K		$^{40}\text{Ar}$ Radiogénico $\times 10^{-12}$ m/g		% $^{40}\text{Ar}$ Atmosférico		Edad en Millones de años
		Análisis Individuales	Prom.	Análisis Individuales	Prom.	Análisis Individuales	Prom.	
UAKA- 75-33	Biotita en Ortogneiss. Arroyo en el lado suroeste del Pueblo Tres Picos, Municipio Villa Flores, Chiapas. Lat. 16°13.2'N, Long. 93°43.5'W	7.272 7.284	7.278	3934 3952	3943	6.2 10.2	8.2	288 ± 6
UAKA- 74-35	Biotita en Granito de Biotita. En el Complejo Batolítico de Chiapas que comprende el Basamento de la Sierra Madre del Sur y que se extiende al borde de la Depresión Central. El batolito es cortado por diques de Barita, Pegmatita, Aplita, y Andesita. El Arroyón, Colonia Francisco I. Madero, Municipio de Cintalapa, Chiapas. Lat. 16°50.7'N, Long. 93°49.1'W	6.318	6.347	2898	2906	9.7	9.6	246 ± 5
UAKA- 74-28	Biotita en Granito. Arroyo en la parte media de la parte noroeste del Cerro Nanbiyihua cerca de Finca Zaragoza, en el lado suroeste de la carretera de Villa Flores, Mun. de Villa Flores, Chiapas. Lat. 16°17.5'N, Long. 93°18.6'W	7.234 7.161 7.163	7.186	3233 3132	3181	2.6 2.7	2.6	239 ± 5
UAKA- 75-41	Hornblenda en Ortogneiss. Corte de Camino al Sur de la Colonia Nuevo Guerrero, en el camino a San Juan, Cuxtepeque, Mun. Concordia, Chiapas. Lat. 16°02.7'N, Long. 92°56.9'W	0.992 0.996	0.994	425.7 426.1	425.9 426.1	3.3 3.3	3.3	232 ± 5
UAKA- 74-102	Biotita en Granito. 200 m al sur de la mina Platanillo, Mun. de Arriaga, Chiapas. Lat. 16°19'N, Long. 94°0.8'W	6.401 6.406	6.404	2561 2599	2580	2.7 4.2	3.4	219 ± 4
UAKA- 76-61	Biotita, Biotita-Hornblenda en Cuarzomonzonita. En Monzonita premineral en Mina Santa Bárbara área de Hidalgo del Parral, Municipio de Hidalgo del Parral, Chihuahua. Lat. 26°55.5'N, Long. 105°41.7'W	0.5055 0.5066	0.506	184.2 182.2	183.2	70.2 70.8	70.5	198 ± 7
UAKA- 80-02	Biotita en Pórfido Cuarzomonzonítico cloritizado. Falla mineralizada al sureste de Felipe Angeles, cerca del límite de Oaxaca y Veracruz, en Arroyo Chico, Mun. de San Juan Mazatlán, Oaxaca. Lat. 17°15.8'N, Long. 95°15.4'W	3.898 3.896 3.899	3.898	1367 1364 1364	1365	5.6 5.8 5.6	5.6	191 ± 4
UAKA- 80-01	Biotita en Diorita. En parte mineralizada, Arroyo Víctor San Juan, cerca del límite de Oaxaca y Veracruz, Mun. San Juan Mazatlán, Oaxaca. Lat. 17°17.3'N, Long. 95°14.8'W	6.926 6.937 6.935	6.933	2420 2408 2408 2431	2417	2.7 3.0 3.0 2.4	2.8	191 ± 4
UAKA- 75-40	Biotita en Granito. Fase del Batolito de Chiapas al sur de Nuevo Guerrero cerca de Ojaltenango, Finca Prusia, Mun. de Angel Albino Corzo, Chiapas. Lat. 15°46.7'N, Long. 92°44.6'W	6.893 6.885	6.889	2181 2176	2178	5.3 5.6	5.4	174 ± 4

Tabla 1 Datos de K-Ar del Pérmico al Jurásico en muestras de Chiapas, Chihuahua, Durango y Oaxaca, México (continuación).

Muestra	Descripción y Localización	% K		<sup>40</sup> Ar Radiogénico × 10 <sup>-12</sup> m/g		% <sup>40</sup> Ar Atmosférico		Edad en Millones de años
		Análisis Individuales	Prom.	Análisis Individuales	Prom.	Análisis Individuales	Prom.	
UAKA- 74-27	Biotita en Granito. Edad reajustada por hidrotermalismo. Plutón con bolsadas y vetas de piritita y cuarzo. Colina cerca de la Villa 16 de Septiembre a lo largo del camino nuevo al este de Villa Flores, Chiapas. Lat. 16°15'N, Long. 93°04.3'W	6.532 -6.472	6.502	2035 2040	2038	3.4 2.6	3.0	172 ± 4
UAKA- 75-43	Biotita en Granodiorita. Plutón en Cascadas, cerca Finca La Cruz, Mun. Angel Albino Corzo, Chiapas. Lat. 15°45'N, Long. 92°43.3'W	5.260 5.245	5.252	1610 1626 1639	1625	6.4 6.7 6.3	6.5	170 ± 3
UAKA- 74-62	Hornblenda en Cuarzodiorita. Plutón sobreyacido por tobas e ignimbritas riolíticas. Hay vetas de fluorita y Mercurio en el Plutón. El Cuarenta, Mun. de San Bernardo. Durango. Lat. 26°07'N, Long. 105°30'W	0.266 0.269	0.268	75.4 74.3	74.8	16.1 23.0	19.6	155 ± 3
UAKA- 74-77	Hornblenda en Diorita gris-verde. Sobreyacida por tobas e ignimbritas, al noreste del Cuarenta, Mun. de San Bernardo, Durango. Lat. 26°14'N, Long. 105°28'W	0.2488 0.2467	0.2478	66.3 67.2	66.8	17.2 15.6	16.4	149 ± 3
UAKA- 75-42	Toda la roca, dique andesítico. Intrusivo dentro del Complejo Batolítico Granítico-Granodiorítico de Chiapas, Municipio de Angel Albino Corzo, Chiapas. Lat. 15°46.7'N, Long. 92°44.6'W	3.566 3.566	3.566	904.8 908.2	906.5	1.5 1.3	1.4	141 ± 3

Tabla 2 Datos de Rb-Sr de muestras de "Toda Roca" del Batolito de Chiapas, México.

Muestra	Nombre de la roca, descripción, localización y referencias	Rb ppm	Sr ppm	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr Normalizado
UARS- 74-33	Granito con bolsadas y vetas de piritita y cuarzo. Colina cerca de la Villa 16 de Septiembre a lo largo del camino nuevo al este de Villa Flores. Biotita (UAKA-74-27) arroja una edad de 172 ± 4 m.a. en K-Ar, Municipio Villa Flores, Chiapas. Lat. 16°15'N, Long. 93°04.3'W				
UARS- 74-33a	Granito, Fase con feldespato rosa.	77.2	316.5	0.6600	0.70730 ± 0.00014
UARS- 74-33b	Granito, Fase leucocrática en afloramiento.	99.0	365.7	0.7832	0.70753 ± 0.00020
UARS- 74-33c	Granito, Fase más oscura en afloramiento.	79.7	638.4	0.3612	0.70621 ± 0.00012
UARS- 74-34	Granito en un arroyo en la mitad de la ladera noreste del Cerro Nanbiyihua cerca de la finca Zaragoza en el lado sur-este de la carretera de Villa Flores. Biotita (UAKA-74-28) arroja una edad de 239 ± 5 m.a. en K-Ar, Municipio Villa Flores, Chiapas. Lat. 16°17.5'N, Long. 93°18.6'W				
UARS- 74-34a	Granito, en fase de grano fino, más oscura.	48.6	445.9	0.3153	0.70618 ± 0.00011
UARS- 74-34b	Granito, en fase de grano grueso con feldespato rosa, mismo afloramiento.	86.0	221.3	1.1244	0.70815 ± 0.00015

Tabla 2 Datos de Rb-Sr de muestras de "Toda Roca" del Batolito de Chiapas, México (continuación).

Muestra	Nombre de la roca, descripción, localización y referencias	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Normalizado
UARS-74-34c	Granito, en fase de grano fino color rosa claro, alrededor de 100 m arroyo abajo.	75.4	111.4	1.9590	0.71157 ± 0.00019
UARS-74-35	Granito. El granito intrusión lechos rojos triásicos y es cortado por muchos diques aplíticos y pegmatíticos. Corte de camino en la Carretera de Villa Flores, en el Km 73, alrededor de 8.5 km. al oeste del Brillante, Municipio de Villa Flores, Chiapas. Lat. 16°14.3'N, Long. 92°59.5'W	40.4	617.6	0.1892	0.70517 ± 0.00083
UARS-74-36	Granito de Biotita. En el Complejo Batolítico de Chiapas que comprende el Basamento de la Sierra Madre del Sur y que se extiende al borde de la Depresión Central. El Batolito es cortado por diques de Barita, Pegmatita, Aplita, y Andesita. Biotita (UAKA-74-35) arroja una edad de 246 ± 5 m.a. en K-Ar. El Arroyón, Colonia Francisco I. Madero, Municipio de Cintalapa, Chiapas. Lat. 16°50.7'N, Long. 93°49.1'W	40.2	355.9	0.3268	0.70784 ± 0.00017
UARS-74-37a	Biotita cloritizada en Granito. Roca de caja de las vetas de la Mina El Platanillo, Cerro Majada, 3.5 km al norte de Lázaro Cárdenas, Mun. de Arriaga, Chiapas. Lat. 16°19.7'N, Long. 94°00.9'W	63.7	359.5	0.5126	0.70652 ± 0.00046
UARS-74-37b	Granito de Biotita. En el Arroyo Sacatonal, 200 metros al sur de la mina El Platanillo. Biotita (UAKA-74-102) arroja una edad de 219 ± 4 m.a. en K-Ar. Municipio de Arriaga, Chiapas. Lat. 16°19.6'N, Long. 94°00.7'W	65.8	587.9	0.3238	0.70598 ± 0.00017
UARS-74-37c	Granito. A 1 km al NW de la Villa Adolfo López Mateos, Mun. de Arriaga, Chiapas. Lat. 16°19'N, Long. 94°00.7'W	48.1	540.7	0.2573	0.70508 ± 0.00010

#### EL ARCO VOLCANICO JURASICO Y DEPOSITOS MINERALES RELACIONADOS

Durante el Jurásico Temprano parece ser que se estableció un arco magmático a lo largo de toda la Cordillera Sur, desde Nevada hasta Chiapas (Figura 1b). En Chiapas las series volcánicas del Caloviano al Oxfordiano inferior se encuentran intercaladas dentro de la Formación Todos Santos (Mora *et al.*, 1975), que está compuesta por depósitos evaporíticos. De acuerdo con Viniegra (1971), los depósitos de sal más antiguos se depositaron durante el Kimeridgiano y post-Oxfordiano temprano. Es presumible que estas cuencas marinas evaporíticas estuvieran relacionadas a la abertura del Golfo de México en ese tiempo.

Se incluye información nueva sobre el arco volcánico continental jurásico en la Tabla 1. Los granitos y granodioritas del Jurásico Medio (173 m.a.) del Municipio de Angel Albino Corzo están intrusionados por diques andesíticos (141 ± 3 m.a., UAKA-75-42). El Laboratorio de Geocronología del Instituto Mexicano del Petróleo también obtuvo edades del Jurásico Medio y Tardío para rocas plutónicas y volcánicas del suroeste de Chiapas (Ing. Heriberto Palacios, comunicación personal). Más al norte, cerca del límite entre Veracruz y Oaxaca, se obtuvieron edades de 191 m.a. para pórfidos cuarzo-monzoníticos mineralizados y dioritas (Tabla 1). En el norte

de Durango afloran intrusiones dioríticas de proporciones batolíticas. Este batolito presenta edades de 150 m.a. en hornblenda. En el área de Hidalgo del Parral, sur de Chihuahua, la hornblenda de la roca encajonante de composición cuarzo-monzonítica premineral arroja datos de 198 ± 7 m.a. Muchas rocas ígneas jurásicas del norte de Sonora y suroeste de los Estados Unidos han sido documentadas (Figura 1b); de ellas, una gran cantidad está asociada con sistemas de pórfidos cupríferos como, por ejemplo: Yerington, Courtland-Gleason y Bisbee.

En síntesis, las evidencias de la Cordillera Sur nos sugieren la siguiente secuencia de eventos: 1 - El emplazamiento de un batolito durante el Pérmico Tardío, asociado con el cierre final del Proto-Atlántico en el Pérmico Tardío. 2 - El establecimiento de un arco magmático de tipo andino en Nevada y el Desierto de Mojave en el Triásico Medio. 3 - La extensión de este arco volcánico a lo largo de la Cordillera Sur durante el Jurásico Medio. 4 - Abertura del Golfo de México en el Jurásico Medio.

La aparente coherencia de este arco magmático de tipo andino sugiere que cualquier acreción subsecuente tuvo lugar, probablemente, fuera del arco desde su establecimiento. El arco jurásico está asociado con sistemas de pórfidos cupríferos en Nevada, Arizona y norte de Oaxaca.

En Chiapas y Oaxaca, el basamento ígneo sobre el cual

descansa la Formación Todos Santos es de edad pérmica y el arco jurásico fue emplazado durante la acumulación de la Formación Todos Santos, lechos rojos y depósitos de sales. Así, la Formación Todos Santos proporcionó a los depósitos minerales de una cubierta que los preservó de la erosión. Más al norte, la sedimentación asociada con el avance del Geosinclinal

Mexicano (López-Ramos, 1979) durante el Jurásico, también pudo haber protegido sistemas de pórfidos cupríferos aún no descubiertos. El carácter del arco jurásico como una entidad post-acrecional y su preservación de la excesiva erosión, debida a cubiertas protectoras sedimentarias, proporcionan el marco básico para la exploración minera.

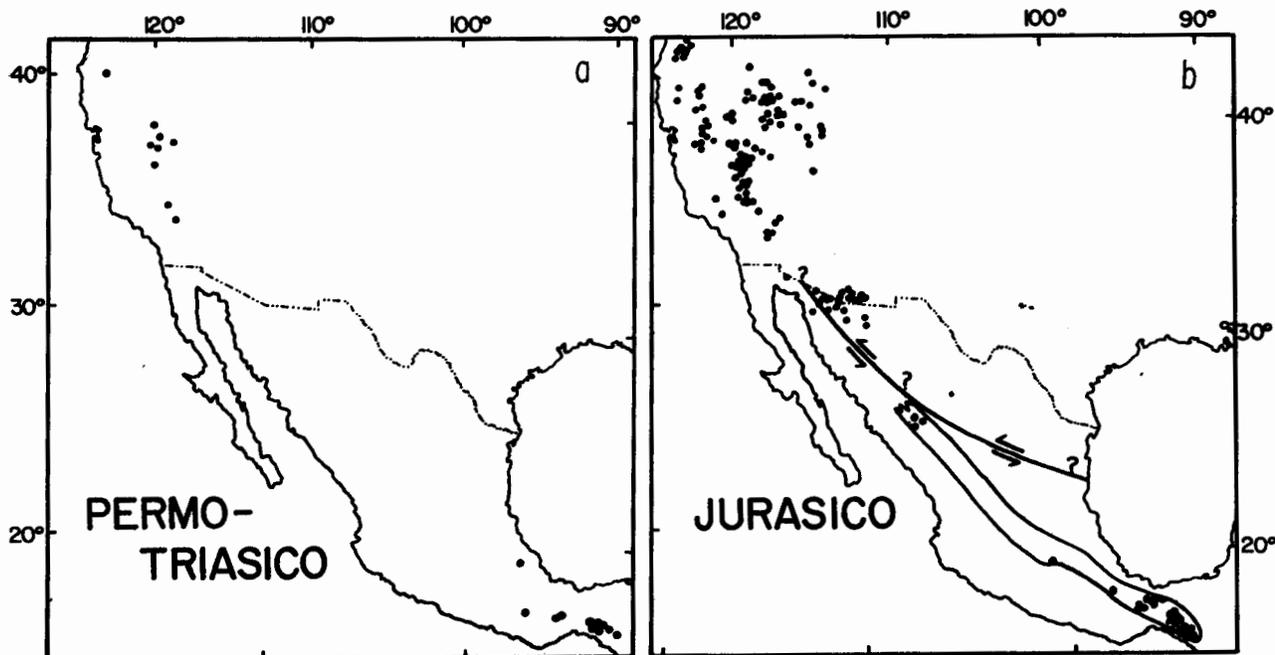


Figura 1a.- Rocas ígneas fechadas isotópicamente como pérmicas y triásicas en la Cordillera Sur. b.- Rocas ígneas fechadas isotópicamente como jurásicas en la Cordillera Sur. Los datos para las Figuras 1a y 1b provienen de: Anderson y Silver (1979); Armstrong (1970); Armstrong y colaboradores (1976); Chen y Moore (1979); Edwards y McLaughlin (1972); Erickson y colaboradores (1978); Evernden y Kistler (1970); Haxel y colaboradores (1980); Krueger y Schilling (1971); Marvin y Cole (1978); Marvin y Dobson (1979); McDowell (1971); Miller y Sutter (1981); Moore y Harakal (1976); Morton y colaboradores (1977); Morgan y Stern (1977); Shafiqullah y colaboradores (1980); Silberman y McKee (1971); Speed y Armstrong (1971); Swanson (1978); Wright y colaboradores (1981); Palacios (comunicación personal), de Tabla 1 y 2 y de nuestros datos no publicados.

#### MAGMATISMO DURANTE LA LARAMIDE EN EL Terciario MEDIO Y MIGRACION DEL ARCO

Durante la Orogenia Laramide clásica, en la parte meridional de la Provincia de Cuencas y Sierras (*Southern Basin and Range Province*) en los Estados de Arizona y Nuevo México, hubo una época de intenso magmatismo calcoalcalino (Damon *et al.*, 1964). Este período magmático fue seguido por un hiatus magmático en el Eoceno tardío. Un segundo período de magmatismo calcoalcalino ocurrió del Oligoceno temprano al Mioceno medio, que, a su vez, fue seguido por otro hiatus magmático (Damon y Bikerman, 1964). En la Figura 2 se pueden apreciar estas relaciones en el histograma realizado por Damon y Mauger (1966). Pese a que el histograma revisado contiene mayor información que la versión original, no se observa alguna diferencia significativa.

Coney (1976) presentó una definición de la Orogenia Laramide con base en la tectónica de placas (Figura 3), de acuerdo con la cual la Laramide está definida por pequeños cambios en los movimientos de las placas, y se inició con un cambio en el movimiento de la Placa Americana, que al variar su dirección de oblicua a frontal originó una rápida convergencia entre dicha placa con la Farallón. La Laramide de Coney termina con otro cambio en el movimiento de las placas, acaeci-

do hace aproximadamente 40 m.a. y evidenciado por el gran combamiento en las cadenas volcánicas intrapláticas del Hawaii y de las Islas Emperador. Posteriormente, Coney y Reynolds (1977) dieron una explicación para las dos pulsaciones del magmatismo, que se encuentran separadas por el hiatus magmático (Figura 2). En esta figura se muestra que el magmatismo se desplazó lentamente en dirección oriental durante el Cretácico (Lindgren, 1915; Anderson y Silver, 1974; Henry, 1975) y con mayor rapidez desde hace 80 m.a., durante un período de convergencia frontal. El volcanismo se originó cuando "la línea de avance o vanguardia" de los volcanes entró al área alcanzando un máximo al centrarse el arco magmático en la región, con la subsiguiente disminución al continuar avanzando el arco al oriente.

El hiatus magmático subsecuente siguió el camino de la "retaguardia" de los volcanes al oriente, continuando hasta la regresión del arco magmático en dirección poniente. El segundo episodio de volcanismo calcoalcalino se desvaneció a medida que el eje volcánico regresó a la región costera del Pacífico. Los fenómenos de extensión producidos durante los disturbios de la *Basin and Range* fueron acompañados por volcanismo basáltico localizado en campos volcánicos aislados, originados posteriormente al paso del arco en dirección oriental.

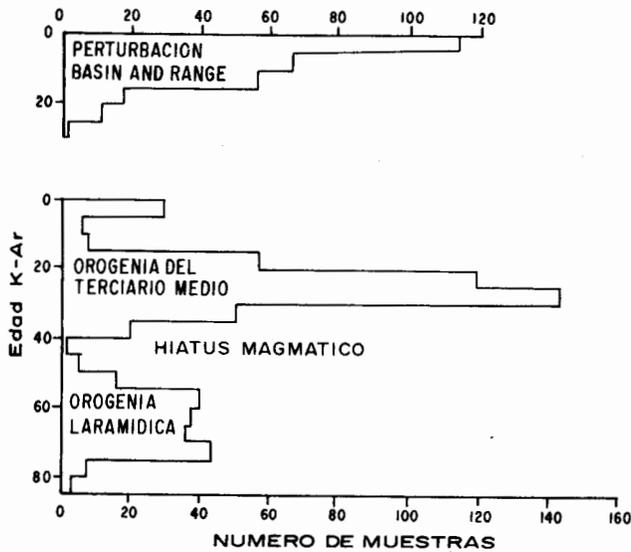


Figura 2.- Histograma de los datos isotópicos del Cretácico Tardío-Cenozoico de rocas plutónicas y volcánicas de Arizona y Nuevo México, Damon y Mauger (1966) y Damon (1971). Nótese que el hiatus magmático eocénico separa el magmatismo de la Orogenia Laramídica de la Orogenia del Terciario medio. El magmatismo durante los "disturbios de la Basin and Range" es predominantemente basáltico.

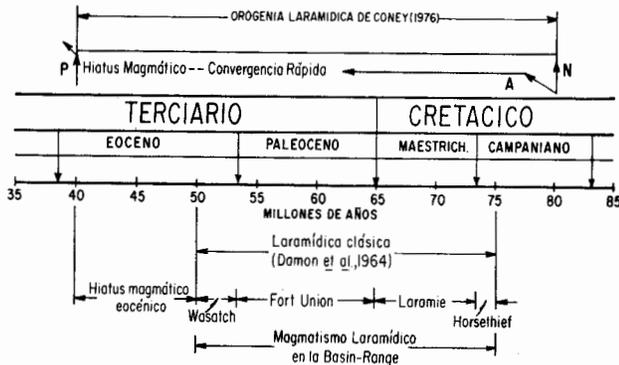


Figura 3.- Definiciones de la Orogenia Laramídica.

Coney y Reynolds (*op. cit.*) también dieron una explicación para la migración del arco magmático. De acuerdo con el modelo que presentan, la convergencia controla la posición de la zona de generación del magma a una profundidad constante en la placa descendente, en función del ángulo formado en la zona de subducción. A medida que la velocidad de convergencia se incrementó durante la reorganización de las placas y se originó la Orogenia Laramide, el ángulo entre ellas también se incrementó, desplazándose la generación del magma a profundidad en dirección oriental, dentro del continente alejándose de la trinchera. La disminución en la convergencia de la reorganización de las placas hace 40 m. a. dio por resultado un acrecentamiento del ángulo de incidencia, causando la regresión de la zona de generación de magma al poniente en dirección a la trinchera. También se sugiere que el tránsito del continente sobre un fragmento de placa tectónica subducida, más caliente, más delgado, durante la colisión y el levantamiento continental, pudo haber resultado en una pro-

fundidad menor en la generación del magma, que contribuyó a la regresión al oeste (Shafiqullah *et al.*, 1980).

El diagrama de migración para el norte de México de la Figura 4 es similar al elaborado por Coney y Reynolds (1977) para el suroeste de los Estados Unidos y está formado a partir de los datos de las localidades de la Figura 5.

En este diagrama se muestra claramente el arco jurásico seguido por el arco cretácico. Este último avanzó lentamente hasta hace 80 m. a., cuando la convergencia se incrementó apresuradamente. En esa época el arco se desplazó rápidamente al oriente en el norte de México, hasta tiempos oligocénicos, cuando se replegó de nuevo a la costa occidental.

Los datos de la Figura 4 y las observaciones de campo muestran que el hiatus magmático se extiende desde la costa del Pacífico hasta la ladera oriental de la Sierra Madre Occidental. Los datos utilizados, en su mayoría, son edades de minerales por K-Ar. Los datos obtenidos en hornblenda en comparación con los de biotitas de la Figura 6, muestran que las edades de éstas han sido bajas debido a la baja temperatura de bloqueo de la biotita (275°C), en comparación con las obtenidas por hornblenda (450°C). Los datos obtenidos de K-Ar de la hornblenda y los de isótopos Uranio-Plomo son concordantes y su existencia, modificada y reubicada, sugiere que el hiatus magmático puede extenderse mucho más al oriente de lo propuesto en la Figura 4.

La Figura 7 muestra que el magmatismo de composición intermedia fue continuo en tiempo, mas no en espacio durante ambas progresiones al este y las subsecuentes regresiones al oeste. Se registra irrupción, verdaderamente una explosión, de volcanismo ácido durante el Oligoceno y el Mioceno, el cual se halla expresado por la acumulación de más de un kilómetro de derrames de piroclásticos riolíticos en la Sierra Madre Occidental. También se observa una variante en la composición del volcanismo con respecto a la distancia desde la paleotrinchera (Figura 8), debida al cambio de calcoalcalino o alcalino en dirección oriente, propiciando la formación de traquitas con alto contenido de K e intrusiones sieníticas.

La Figura 4 muestra que el magmatismo calcoalcalino fue constante mientras la subducción continuó; sin embargo, para determinada región el magmatismo acompañando al tectonismo fue episódico, dando lugar a distintos eventos. Por ejemplo, en el sureste de Arizona y noreste de México es fácil y preciso hablar de una Orogenia Nevadiana seguida por una Orogenia Laramídica y otra orogenia durante el Terciario medio. Desde el suroeste de los Estados Unidos, en dirección sur, a lo largo de toda la Sierra Madre Occidental se encuentran andesitas deformadas, así como intrusiones predominantemente granodioríticas, separadas, de una secuencia sobreyacente de ignimbritas predominantemente riolíticas, por una superficie de erosión sobre la que se encuentran sedimentos de origen clástico. A lo largo de toda esta área (de Nevada a Nayarit) los derrames de cenizas están cubiertos localmente por rocas volcánicas de composición basáltica, provenientes de campos volcánicos aislados. Estas relaciones son ilustradas en la Figura 9. Dicha secuencia puede ser apreciada claramente en la parte oriental del Estado de Sonora (Figura 10), donde se ha demostrado (Damon *et al.*, 1981) que se encuentra un batolito de granodiorita, intrusiones subvolcánicas y una secuencia volcánica, que están truncadas por una superficie de erosión, sobre la cual descansan lechos rojos y/o clásticos cementados por carbonatos, y también regolitas originadas por la desintegra-

ción de la granodiorita preignimbrítica. A dichos sedimentos clásticos sobreyace una secuencia de ignimbritas relativamente horizontales y la Formación Báucarit. Esta, a su vez, está cubierta por derrames basálticos del Cenozoico superior. Como será discutido más adelante en mayor detalle, las rocas

laramídicas subvolcánicas se encuentran asociadas con depósitos minerales de pórfidos diseminados así como de contacto de Cu (Mo, W), a diferencia se hallan también depósitos vetiformes con minerales de Au-Ag, y de Pb-Zn-Ag-Au de origen posterior a los depósitos de Cu (Mo, W).

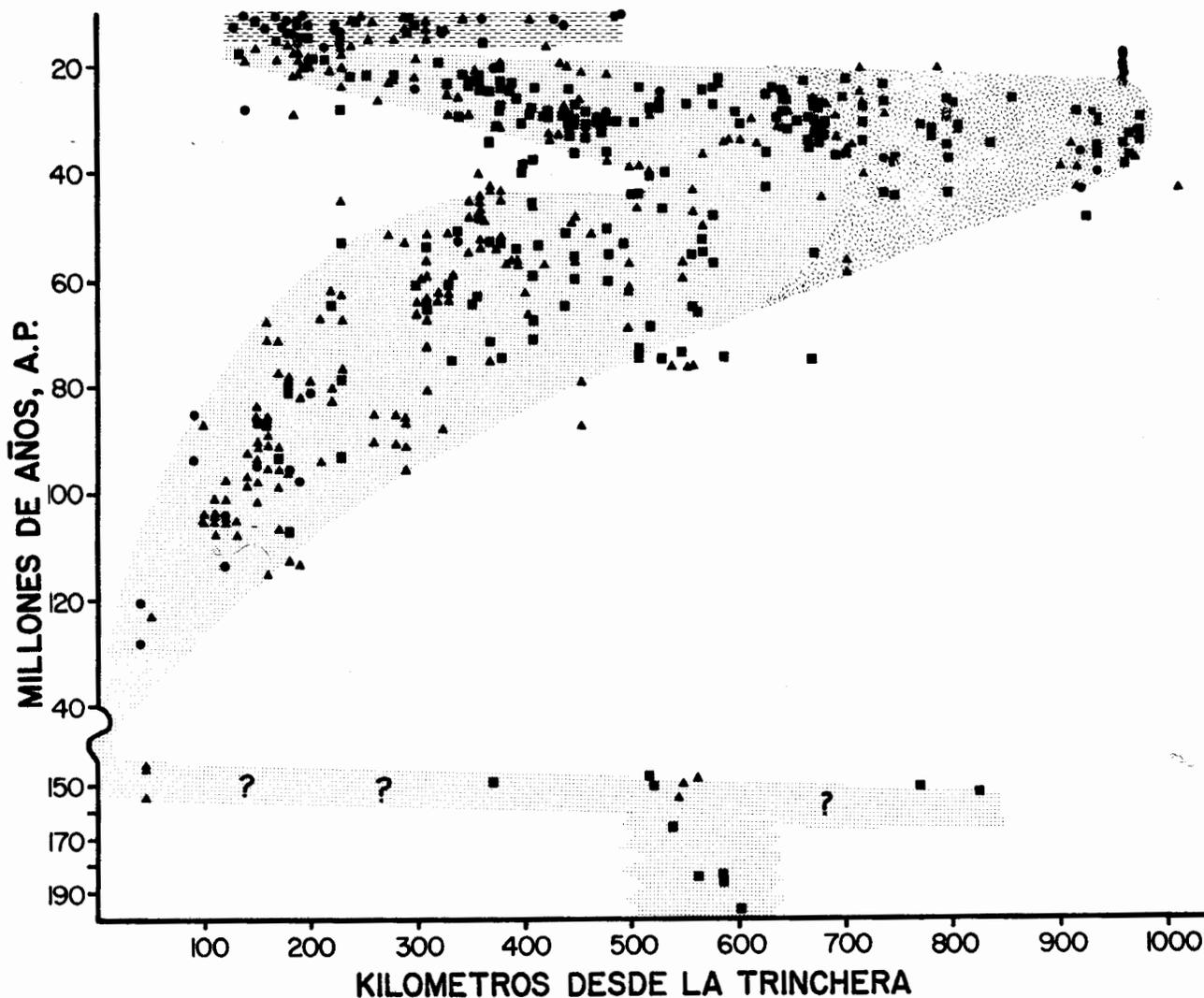


Figura 4.- Diagrama que muestra la migración de los arcos magmáticos en el norte de México desde el Triásico. Las rocas del arco magmático del Jurásico Temprano se encuentran en el interior de México. Apparently el arco magmático del Jurásico Tardío migró lentamente por varios cientos de kilómetros. En el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, el arco magmático se encontraba cerca de la margen convergente, migrando lentamente al oriente hasta hace 80 m. a., incrementando la migración hasta alcanzar una distancia de 1,000 km desde la paleotrinchera. En el Oligoceno y Mioceno Temprano el arco regresa a la costa. Esta regresión fue seguida por extensión y por extrusión de lavas basálticas primarias a lo largo de toda la Cordillera Sur. Cuadrados, triángulos y círculos están referidos a rocas de composición silícica intermedia y basáltica respectivamente. El área referida para el post-Jurásico encierra el 95% de los datos. Nótese el cambio de la composición en el magmatismo durante la migración de los arcos magmáticos, el que es calcoalcalino cerca de la costa y alcalino entre 700 y 1,000 km, dentro del continente. Se necesitan más estudios para demostrar si el cambio en composición a 57.5%  $\text{SiO}_2$  es gradacional o en suites aisladas como se muestra en la Figura 8. Modificado de Clark y colaboradores (1979) y de datos en la Figura 5.

En síntesis, a pesar de que el magmatismo y el tectonismo asociado fueron continuos en tiempo y discontinuos en espacio, la Orogenia Laramide, así como la mineralización asociada, son consecuencias del paso del arco magmático cordillerano a través de una región dada. Este fue seguido por un hiatus magmático que se extendió desde Nevada al sur de Arizona y oeste de Nuevo México y en México a lo largo de

toda la Sierra Madre Occidental. La composición de las rocas ígneas es predominantemente intermedia durante la Laramide, por lo que los depósitos minerales asociados son fácilmente diferenciados de las subsecuentes rocas ígneas ácidas y depósitos minerales asociados originados por la orogenia del Terciario medio. El concepto de la Orogenia Laramide clásica está evidenciado por un cinturón NNW de aproximadamente 2,500

km de longitud, localizado al oriente de las cordilleras costeras y al poniente de la zona donde el hiatus magmático no puede ser identificado. La definición de tectónica de placas de Coney (1976) incluye el hiatus magmático dentro de la orogenia con la ventaja de identificar la tectónica de placas de la

Laramide, con un episodio de convergencia rápida y a una migración al oriente del arco cordillerano. Para evitar malos entendidos es necesario especificar siempre, que la referencia que se está usando es el concepto clásico de la Orogenia Laramide o el concepto de la tectónica de placas.

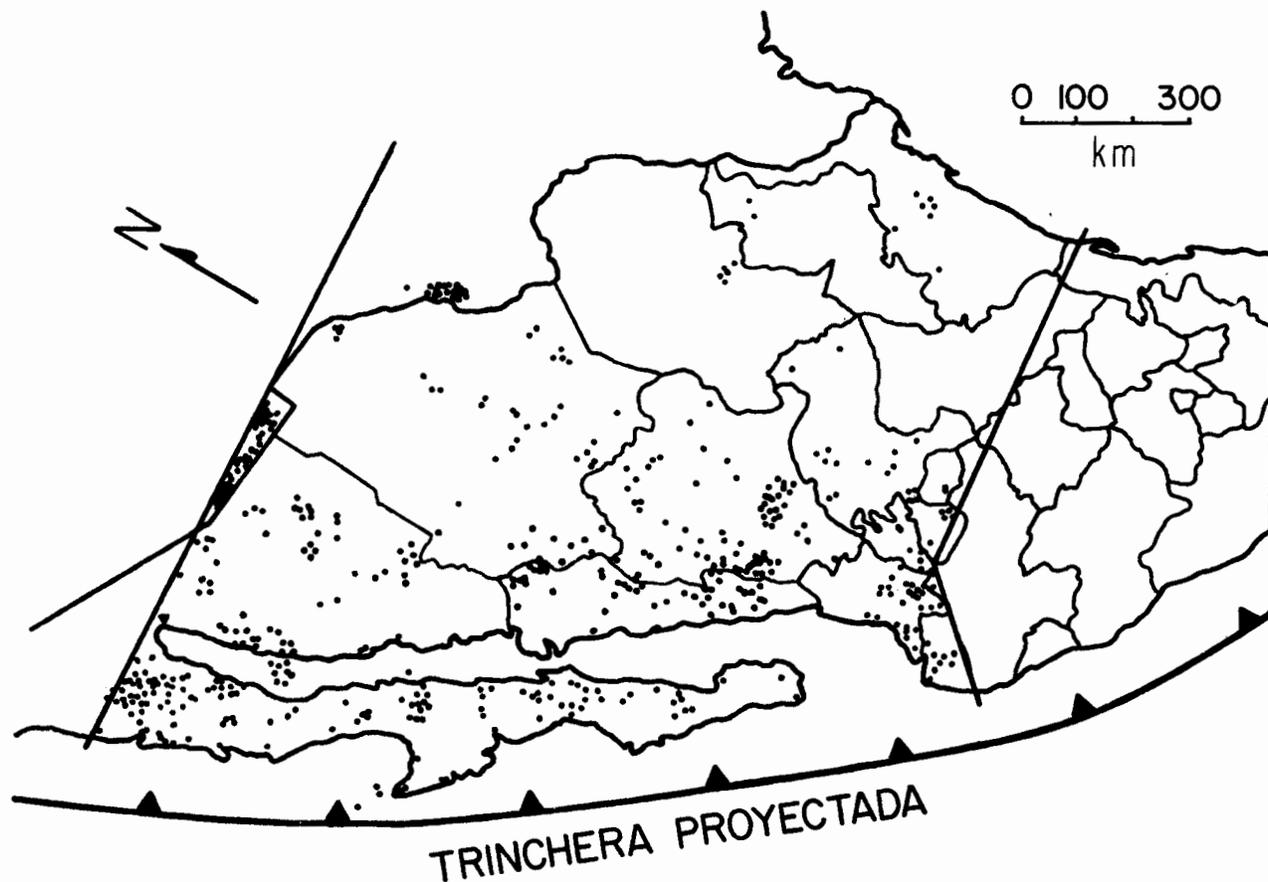


Figura 5.- Mapa de localización de las rocas ígneas fechadas isotópicamente del norte de México. Datos provenientes de Clark y colaboradores (1979) y Damon y colaboradores (1981).

#### PALEO GEOGRAFIA DEL CRETACICO-CENOZOICO DE MEXICO

La paleogeografía del Cretácico-Cenozoico de México es consecuencia de dos procesos fundamentales: la migración del arco magmático cordillerano resultado de cambios en el movimiento de las placas tectónicas (Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978), y el levantamiento en las márgenes continentales, en respuesta a ajustes isostáticos (Damon, 1979). El "choque" de la placa norteamericana con la placa oceánica del Pacífico, al igual que el choque del subcontinente de India con Asia, provocó extensos levantamientos superiores al kilómetro de altura. En los Estados Unidos este levantamiento se extendía a lo largo de la Gran Cuenca, Meseta del Colorado y Montañas Rocallosas incluyendo las grandes planicies occidentales. Durante el Cretácico Temprano la mayor parte del occidente de Norteamérica estaba formada por una superficie baja, bañada por mares epicontinentales y bordeada por un arco magmático, evolucionando, a partir de entonces, hasta la actual expresión topográfica, segunda en extensión después

de la meseta del Tibet. Dichos procesos son los causantes, también, de la paleogeografía de México.

Durante el Cretácico Tardío, hace 90 m.a., México fue bordeado por un arco de tipo Andino, lo que no evitó que al menos una tercera parte de Norteamérica fuese inundada por mares epicontinentales (Damon y Mauger, 1966), estando sólo la parte occidental y algunas partes aisladas arriba del nivel del mar. Este período y las etapas subsiguientes de la evolución paleogeográfica de México (Figura 11) han sido reconstruidos a partir de los datos de la Figura 4, del compendio de Geología de México de López-Ramos (1974) y observaciones directas en el campo. De esta información se deduce que hace 60 m.a. el arco magmático había migrado al oriente centrándose en la Sierra Madre Occidental, y extendiéndose a lo largo de la costa sur, desde Cabo Corrientes hasta el Estado de Guerrero. A la fecha no se han encontrado evidencias de rocas ígneas referidas a la Orogenia Laramide en Chiapas (Damon y Montesinos, 1978). Se estima que el levantamiento se inició durante el Cretácico Tardío a medida que la interacción del continente y la placa oceánica del Pacífico Oriental

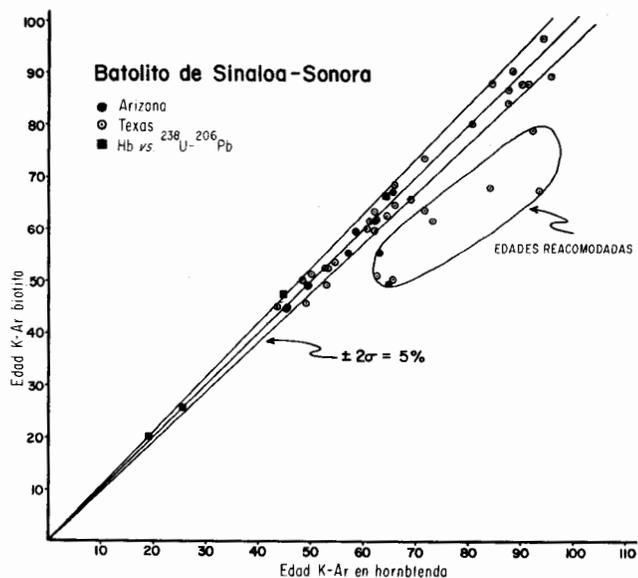


Figura 6.- Comparación de los datos de K-Ar en hornblenda, con los de K-Ar en biotita y con los de uranio-isótopos de plomo. Aproximadamente el 17% de los datos de biotita ha sido parcial o completamente reacomodado por eventos termales subsiguientes. Damon y colaboradores (1981) y Henry (1975).

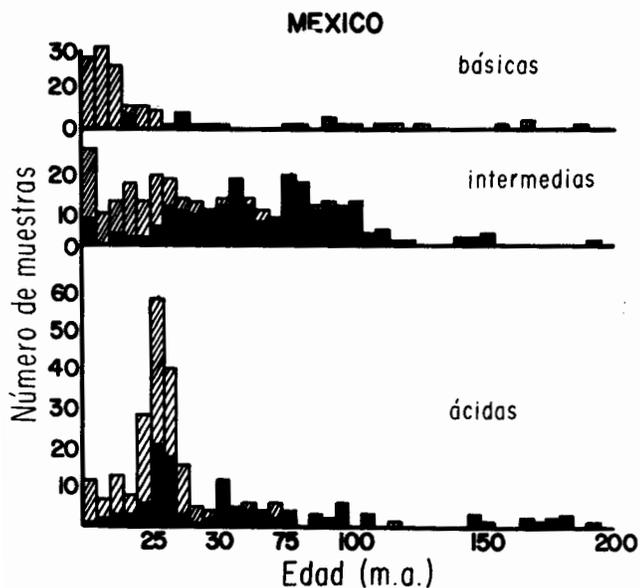


Figura 7.- Histograma de la composición de las rocas en el norte de México: básicas, intermedias y ácidas, con base en los datos de la Figura 5. La columna en negro es para rocas plutónicas y la columna con diagonales para volcánicas. Nótese la "explosión" de las rocas ígneas ácidas en el período de 20 y 40 m.a. durante la regresión del arco magmático desde el interior del continente a la costa. Nótese también el incremento en el volcanismo basáltico que siguió a la regresión del arco magmático del Mioceno tardío al Presente.

se llevaba a cabo; hace 60 m.a. solamente la costa del Golfo de Yucatán se encontraba aún bajo el nivel del mar; para el Eoceno, hace 40 m.a., el arco había migrado al oriente, continuando la exposición de rocas laramídicas a la erosión de extensión continental debido al levantamiento continental. El arco probablemente nunca fue tan vasto como se muestra en la Figura 11, debido a que la región ha sido sujeta a extensio-

nes y a que mucho más de un instante en tiempo está representado en la reconstrucción paleogeográfica del Eoceno. Para el Mioceno temprano el arco se había replegado a la costa del Pacífico en la Península de Baja California, cubriendo bajo una capa protectora de derrames piroclásticos los depósitos minerales subvolcánicos de pórfidos cupríferos laramídicos. Dicho arco en el Mioceno temprano fue continuo a lo largo de todo México, desarrollándose la actual configuración del país en el Mioceno Tardío (Damon y Montesinos, 1978; Damon *et al.*, 1979) en la que estaba presente un arco activo que unía el Golfo de México en San Andrés de los Tuxtlas con el Arco Centroamericano en el sureste de Chiapas. La subducción fue continua al sur de Cabo Corrientes. Durante este período los levantamientos y la denudación fueron continuos, exponiendo los depósitos minerales de pórfidos cupríferos (Mo, W), que anteriormente habían sido cubiertos en la región de las barrancas en las laderas de la Sierra Madre Occidental.

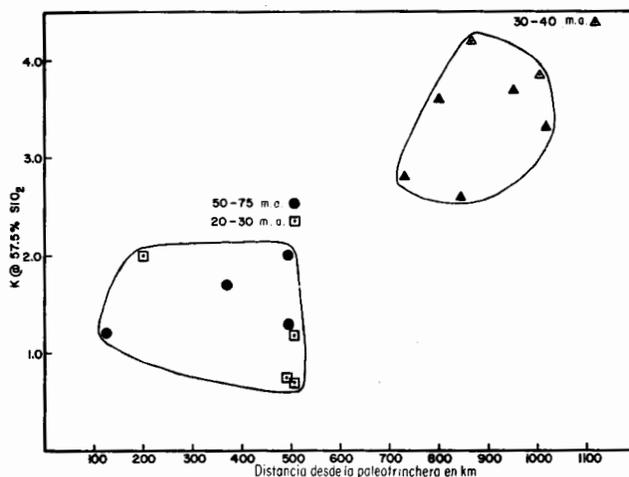


Figura 8.- Contenidos de potasio ( $K_2O$ ) a 57.5% de sílice ( $SiO_2$ ) para suites de rocas a diferentes distancias de la margen convergente. Nótese que las rocas ígneas del Eoceno superior-Oligoceno inferior situadas entre 700 a 1,000 km de la paleotrinchera son alcalinas, mientras que las del Cretácico Superior-Eoceno medio y del Oligoceno al Mioceno inferior son calcoalcalinas.

LAS PROVINCIAS METALOGENÉTICAS DE MÉXICO COMO UNA CONSECUENCIA DE LA MIGRACION DEL ARCO CORDILLERANO

El modelo de placas tectónicas, de acuerdo al que se forman los depósitos de pórfidos cupríferos en los bordes convergentes como resultado del magmatismo asociado con la subducción (Sillitoe, 1972a) parece ser el más aceptado por la mayoría de los geólogos. Sillitoe (1972b) también llevó a cabo una revisión general de la bibliografía, lo que le permitió determinar el zoneamiento oeste a este de las provincias metalíferas en la parte occidental de Norte y Sudamérica y relacionarlos con la fusión parcial, a diferentes profundidades de las placas a lo largo de las zonas de subducción. En consecuencia, Sillitoe relaciona el origen de los depósitos de pórfidos cupríferos en ambientes subvolcánicos con profundidades de alrededor de 2 a 8 km bajo los estratovolcanes. La profundidad de erosión es, por supuesto, el factor más importante en la exposición de los diferentes niveles de los ambientes subvolcánicos. El volcanismo subsiguiente, así como el tectonismo y la sedi-

mentación tienen un papel preponderante en la preservación de los depósitos minerales, ya que los protege hasta el momento de su explotación bajo una cubierta (Livingston *et al.*, 1968).

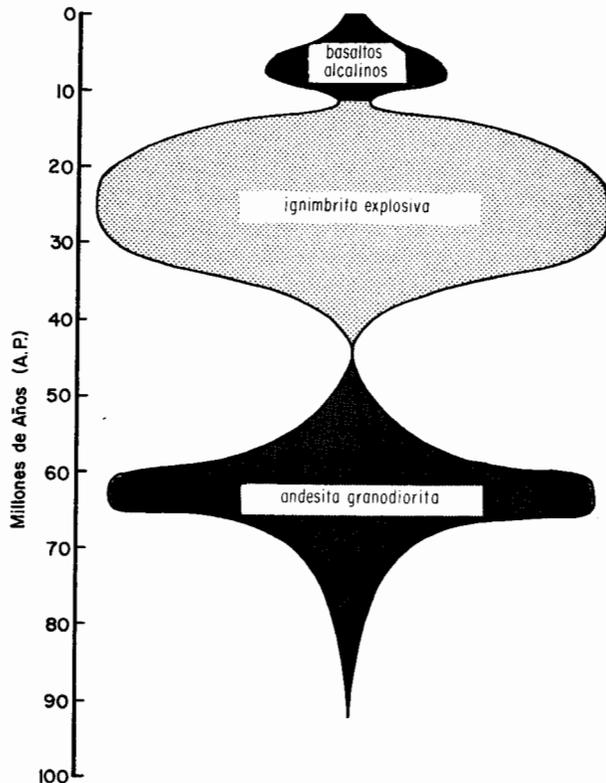


Figura 9.- Diagrama que muestra el magmatismo episódico en la Sierra Madre Occidental, resultado de la progresión y regresión del Arco Cordillerano en toda esa área, seguido por extensión del Mioceno al Presente con extrusión de basaltos en ambas laderas de la sierra.

Burnham (1959) se percató de que las provincias metalogenéticas del suroeste de los Estados Unidos y México forman cinturones de gran extensión con orientación NNW, en alineaciones paralelas a los rasgos tectónicos más importantes. También observó que dichas provincias no estaban asociadas únicamente con una clase particular de intrusivo o roca encajonante, ya que ambas ocurren dentro y fuera de los cinturones. De acuerdo con esto concluyó que los hechos eran compatibles con un origen a profundidad para las provincias metalogenéticas.

El Estado de Chihuahua y por ende todo el noroeste de México, muestran en forma impactante un ejemplo del zoneamiento NNW (Clark y de la Fuente, 1978). En la Figura 12 se presenta la última versión de las Provincias Metalogenéticas de México. En ella se puede observar la presencia de una provincia de Fe en el sur de México y una provincia costera de Cu-Fe en Baja California. También se observa, comenzando en la ladera oeste de la Sierra Madre Occidental en Sinaloa y prosiguiendo en dirección E-NE perpendicular a la alineación de las provincias, que ocurren las siguientes zonas: pórfidos y contactos metamórficos de Cu (W, Mo); de vetas de Au, Ag; depósitos de brechas y vetas con Sn; vetas de Hg y Sb; vetas y chimeneas de Pb, Zn, Ag; vetas de Mn; mantos de Pb, Zn, Ag; depósitos de uranio derivados de ignimbritas

por alteración hidrotermal (Calas, 1977); depósitos estratiformes de Cu, Ba; depósitos volcanogénicos y de contacto metamórfico de Fe; depósitos mantiformes y vetas de  $\text{CaF}_2$  y ocurrencias de Mo en la continuación del cinturón de Mo del suroeste de los Estados Unidos que incluye los depósitos de Cave Creek, Nogal Peak, Questa, Urad, Henderson, y Climax (Clark, 1972). Este zoneamiento ha sido discutido con cierta profundidad por Clark y colaboradores (1979), quienes lo relacionan a la migración del arco magmático. Sillitoe (1972b) generaliza el zoneamiento para la Cordillera de Norte y Sudamérica dentro de la siguiente secuencia (de oeste a este); Fe, Cu (Mo, Au), Pb-Zn-Ag, Sn-Mo, la cual a pesar de no ser tan detallada, es similar a la secuencia en México. Además adscribe la génesis de estos depósitos a la liberación de metales de la corteza oceánica basáltica y de sedimentos pelágicos durante la fundición parcial que se lleva a cabo en profundidades progresivamente mayores en zonas de subducción inclinadas al este. En la Figura 13 se relaciona el zoneamiento de los depósitos minerales a la progresión al este y a la regresión oeste del arco magmático cordillerano. Un arco del Jurásico Temprano estuvo presente a una distancia de 280 km a 625 km de la posición postulada de la paleotrinchera del Cretácico-Cenozoico. Es probable que gran parte del terreno fuera del arco haya sido acrecionado subsecuentemente por el arco primigenio (Campa y Coney, 1981). Más aún, los depósitos de pórfidos cupríferos jurásicos se hallan dentro de las mismas zonas que los depósitos más jóvenes de Cu. La mayoría de los depósitos más recientes de Cu, ocurre en un área de 180 km a 170 km de la paleotrinchera y se formó al llevarse a cabo la progresión al este del arco magmático hace 80-40 m.a. (i.e), durante la tectónica de placas laramídica de Coney. La única excepción es el arco en Baja California, que se ha fechado en 105 m.a. En la parte occidental de la Sierra Madre Occidental, la provincia de pórfidos cupríferos está sobreyacida por depósitos de hierro e intrusionada por vetas de Ag, Au, formadas durante la regresión del arco. En el lado oriente se halla sobreyacida por riolitas estaníferas e intrusionada por depósitos de vetas de Pb-Zn-Ag formados también durante la regresión del arco. En su continuo avance al oriente, el arco produjo depósitos volcanogénicos y de contacto de U y Fe, y finalmente las provincias de fluorita y la de pórfidos de molibdeno, los que fueron formados en el máximo alcance al oriente del arco cordillerano, a distancias de 900 a 1,100 km de la paleotrinchera.

Como ya se anotó, el levantamiento continental que comenzó en el Cretácico Tardío continúa hasta el presente. El levantamiento se desplazó al oriente siguiendo al arco magmático y formando una superficie de erosión inclinada al oriente. El levantamiento y la erosión denudaron muchas de las primeras rocas volcánicas, exponiendo los depósitos minerales sólo para ser cubiertos por la gruesa acumulación de derrames de piroclásticos formados durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano. Esta misma relación ocurre en el suroeste de los Estados Unidos (Livingston *et al.*, 1968). La escasez de pórfidos cupríferos de una antigüedad mayor a los 75 m.a. quizá se deba más a la erosión que a la producción, poco numerosa, de estos yacimientos.

La composición del magma, que está en función de la distancia desde la paleotrinchera (Figura 8) puede ser correlacionada con el zoneamiento de los depósitos minerales. Por ejemplo, las zonas de los depósitos de U, Mo, y  $\text{CaF}_2$  están asociadas con magmas alcalinos ( $\text{K}_2\text{O}$  2.5% a 57.5%  $\text{SiO}_2$ , Figura 8); los depósitos de pórfidos de Cu (Mo) con rocas íg-

neas calcoalcalinas y alcalinocálcicas y los depósitos de vetas con rocas volcánicas calcoalcalinas (con  $K_2O$  2.0% a 57.5%  $SiO_2$ , Figura 8). La existencia de una zona de minerales de fluorita en el máximo alcance al oriente del arco magmático cordillerano (Figura 12) no es sorprendente considerando que las rocas ígneas alcalinas tienen mayores contenidos de F (aprox. 1,000 p.p.m.) que otra clase de rocas ígneas (Allman y Koritnig, 1972). Es digno de mencionarse que México es el mayor productor de fluorita, con un 24% de la producción mundial en 1966 (*op. cit.*).

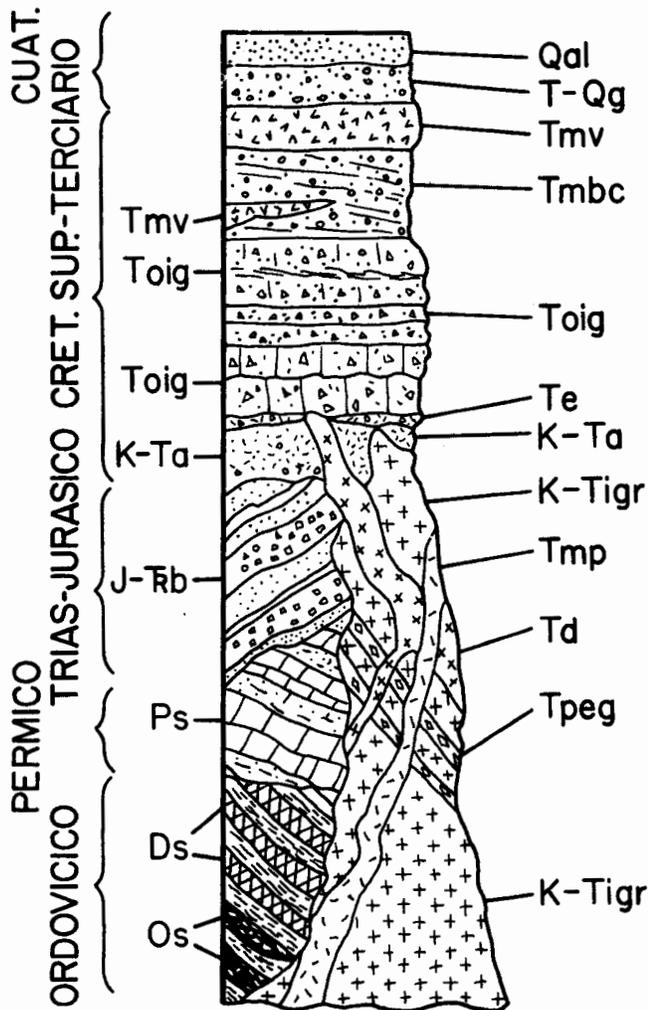


Figura 10.- Sección geológica generalizada para la parte oeste de la Sierra Madre Occidental, entre Hermosillo y la Yécora, Sonora (Damon *et al.*, 1980). Nótese que clásticos pre-ignimbíticos (Te) que se encuentran en la superficie de erosión eocénica, separan rocas de la Orogenia Laramide de la Orogenia del Terciario medio. Os = Ordovícico, horizontes de pedernal negro, y capas de lutitas fosilíferas; Ds = Devónico, lodolitas fosilíferas y lutitas con horizontes con barita; Ps = Pérmico, calizas fosilíferas; J-TRB = Cuarzitas, carbón, lutitas, limolitas y brechas de la Formación Barranca; K-Tigr = Granitos y granodioritas laramídicas del Batolito de Sonora; Tpeg = Pegmatitas, aptitas; Td = Pórfido diorítico; Tmp = Troncos, diques, y diquesstratos subvolcánicos de monzonita, andesita y dacita asociados con mineralización; Ta = Andesitas, brechas, tobas y derrames de las series volcánicas inferiores; Toig = Ignimbritas, derrames riolíticos, brechas y tobas del Terciario medio; Tmbc = Formación Báucarit del Mioceno, areniscas conglomeráticas y arcósicas con clásticos volcánicos y derrames; Tmv = Basalto; T-Qg = Gravas y rellenos de valles; Qal = Aluvién.

Como fue anotado por Burnham (1959), la variación sistemática de la composición química de las rocas ígneas y el zoneamiento de los depósitos con la distancia desde la margen convergente no pudo haber tenido un origen superficial. El zoneamiento es similar a lo largo de toda la Cordillera Americana y en esa extensión no puede existir relación directa de dicho zoneamiento con la roca encajonante.

Los depósitos de fluorita encontrados dentro de la zona de  $CaF_2$  del suroeste de los Estados Unidos y México intrusionan rocas de diferentes edades y características. Por otra parte, cierto número de pórfidos cupríferos y depósitos de molibdeno están intrusionando rocas precámbricas, de edad y composición similar, al noroeste a pesar de que los cinturones están separados por cientos de kilómetros. La falta de correlación con la roca encajonante es demasiado obvia para hacer estudios más detallados. Los factores que controlan la sucesión de la composición de las rocas de calcoalcalinas a alcalinocálcicas a alcalinas parecen controlar directa o indirectamente la sucesión de las zonas minerales. Probablemente el factor dominante sea la profundidad de foco de fundición en la litosfera subducida como lo han sugerido diversos autores (Sillitoe, 1972; Keith, 1978; Clark *et al.*, 1981; Dickinson y Hatherton, 1967; Dickinson, 1975) demostrando la relación de potasio a sílica *v.s.* profundidad de la zona de Benioff. Cualquiera que sea la causa, la distancia desde la margen convergente parece ser el factor sobresaliente en la localización de las zonas minerales de México, originando cinturones orientados NNW notoriamente paralelos a la margen convergente. En esta conexión es interesante observar que las vetas de Au, Ag fueron emplazadas durante ambos fenómenos de progresión y regresión a más o menos la misma distancia de la paleotrinchera (Figura 12).

#### CONCLUSIONES

Las evidencias observadas en la Cordillera Sur sugieren la siguiente secuencia de eventos: 1 - Emplazamiento de un batolito en el Pérmico Tardío asociado con la sutura final del Proto-Atlántico durante el Pérmico Tardío; 2 - Establecimiento de arco magmático de tipo andino en Nevada y en el Desierto de Mojave durante el Triásico Medio; 3 - Extensión de este arco a lo largo de la Cordillera Sur durante el Jurásico Medio; 4 - Abertura del Golfo de México en el Jurásico Medio; 5 - Aparición en el norte de México del arco magmático cordillerano cerca de la margen convergente en el Jurásico Tardío; 6 - Progresión del arco cordillerano lentamente al oriente en el Cretácico Temprano; 7 - Rápido avance en la progresión al este como resultado del incremento en la convergencia de 80-40 m.a.; 8 - Regresión del arco cordillerano en el Oligoceno, alcanzando la región costera en el Mioceno temprano; 9 - Cese del magmatismo calcoalcalino relacionado con la subducción, a todo lo largo de la Cordillera Sur en el Mioceno medio; 10 - Incidencia de volcanismo basáltico primario en respuesta a la extensión-seguida de la regresión del arco cordillerano a lo largo de toda la Cordillera Sur y Norte del arco volcánico trans-mexicano.

El concepto de una Orogenia Laramídica distintiva, seguida por un hiatus en el magma anorogénico, pero con levantamientos epirogénicos y erosión durante el hiatus, y seguida por otra Orogenia durante el Oligoceno y el Mioceno temprano (la orogenia del Terciario medio) es válido al este de las sierras costeras, tan alejada al oriente como el hiatus

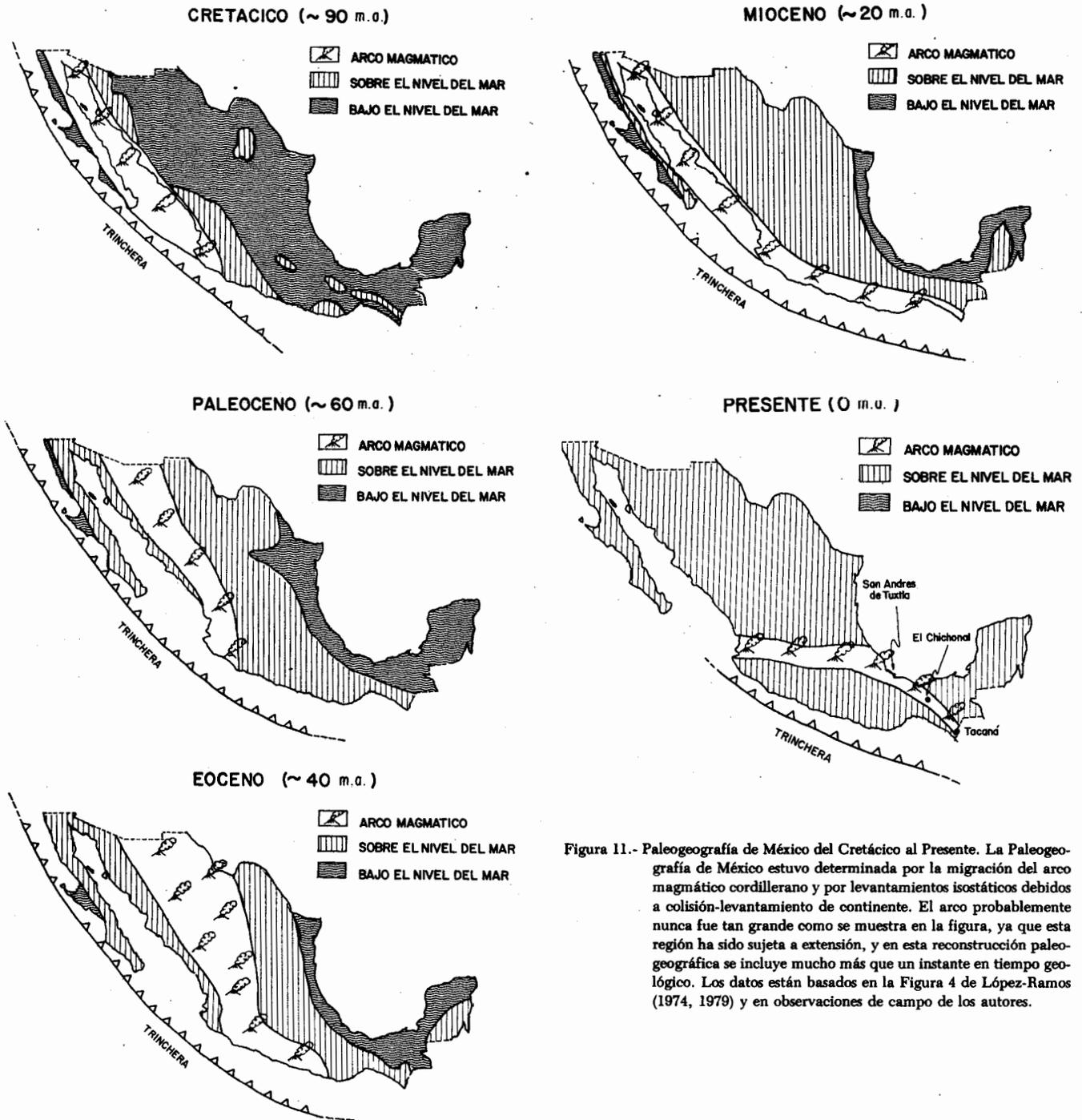


Figura 11.- Paleogeografía de México del Cretácico al Presente. La Paleogeografía de México estuvo determinada por la migración del arco magmático cordillerano y por levantamientos isostáticos debidos a colisión-levantamiento de continente. El arco probablemente nunca fue tan grande como se muestra en la figura, ya que esta región ha sido sujeta a extensión, y en esta reconstrucción paleogeográfica se incluye mucho más que un instante en tiempo geológico. Los datos están basados en la Figura 4 de López-Ramos (1974, 1979) y en observaciones de campo de los autores.

magmático, siendo persistente en una extensión de algunos 2,500 km en la Cordillera Sur. La Orogenia Laramide es la respuesta tectónica al paso al este del arco cordillerano y la Orogenia del Terciario Medio como resultado del regreso del arco cordillerano a la costa. Al este, donde no se halla presente el hiatus magmático, la separación de estos dos eventos podría ser más difícil debido a que el magmatismo y tectonismo acompañantes fueron esencialmente continuos.

La paleogeografía del Cretácico-Cenozoico de México es el resultado de dos procesos fundamentales: la migración del arco cordillerano como una consecuencia del cambio en el movimiento de las placas y el levantamiento continental en

las márgenes convergentes en respuesta a ajustes isostáticos. Estos dos procesos ejercen profundo control en la tectónica y sucesión estratigráfica de toda el área. El levantamiento continental controló no sólo los procesos de denudación con sus consecuencias en la exposición o destrucción de depósitos minerales, sino también la regresión de los mares epicontinentales, que fueron dejando sucesivas líneas costeras en su repliegue hacia el Golfo de México. El entendimiento de estos procesos y sus consecuencias son de considerable utilidad práctica en la exploración minera y petrolera.

Hay un zoneamiento distintivo NNW de los depósitos minerales de la Cordillera Sur, notoriamente paralelo a la mar-

gen convergente. La sucesión de metales en el norte de México es: Fe, Cu (W, Mo), Au-Ag, Sn, Hg-Sb, Pb-Zn-Ag, Mn, U, Cu-Ba, Fe,  $CaF_2$  y Mo. Los factores que controlan la sucesión de la composición de las rocas, de calcoalcalinas a alcalinocálcicas a alcalinas parecen controlar también directa o indirectamente la sucesión de los depósitos minerales. Cualquiera que sea la causa, la distancia desde la margen convergente parece ser el factor dominante en la localización de las zonas minerales.

#### AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestra más profunda gratitud, a toda aquella gente que nos ha ayudado en este estudio durante los últimos siete años. Especialmente al Ing. Guillermo P. Salas, Director General del Consejo de Recursos Minerales del Gobierno Mexicano, por su continuo interés y ayuda en nuestro trabajo. Agradecemos especialmente, a los geólogos residen-

tes del C.R.M. quienes facilitaron nuestro trabajo y frecuentemente nos acompañaron en condiciones difíciles: Ing. Marco Antonio Bustamante-Yáñez (Sinaloa), Ing. Miguel Carrasco-Centeno (Durango), Ing. Fernando de la Fuente-Lavalle (Chihuahua), Ing. Ignacio Herrera-Mendieta (Zacatecas), Ing. Jaime Islas-López (Sonora), Ing. Enrique Montesiños H., Ing. Jorge Solís-Vorrath (Jalisco), Ing. Lázaro Trujillo-Castellanos (Nayarit), Ing. Juan Velasco-Hernández (Michoacán), Ing. Manuel Viveros-Juárez (Veracruz), Ing. Jorge Nieto-Obregón y al Ing. Luis A. Delgado Argote, colaboradores en los estudios de campo y en la recolección de muestras a lo largo del Arco Volcánico Trans-Mexicano. Al Ing. J. Roldán-Quintana (Instituto de Geología) que colaboró en nuestro trabajo de campo en la parte oriente de Sonora. También quisiéramos agradecer a todas las compañías mineras, geólogos mineros y a su personal que nos facilitaron información y asistencia en la toma de muestras. Al Dr. D.E. Livingston, G. Gehrels, M. K. Rae, R. B. Scarborough, L. A. Delgado Argote, D. J. Linch, R. R. Butcher, y S. S. Calvo; quienes

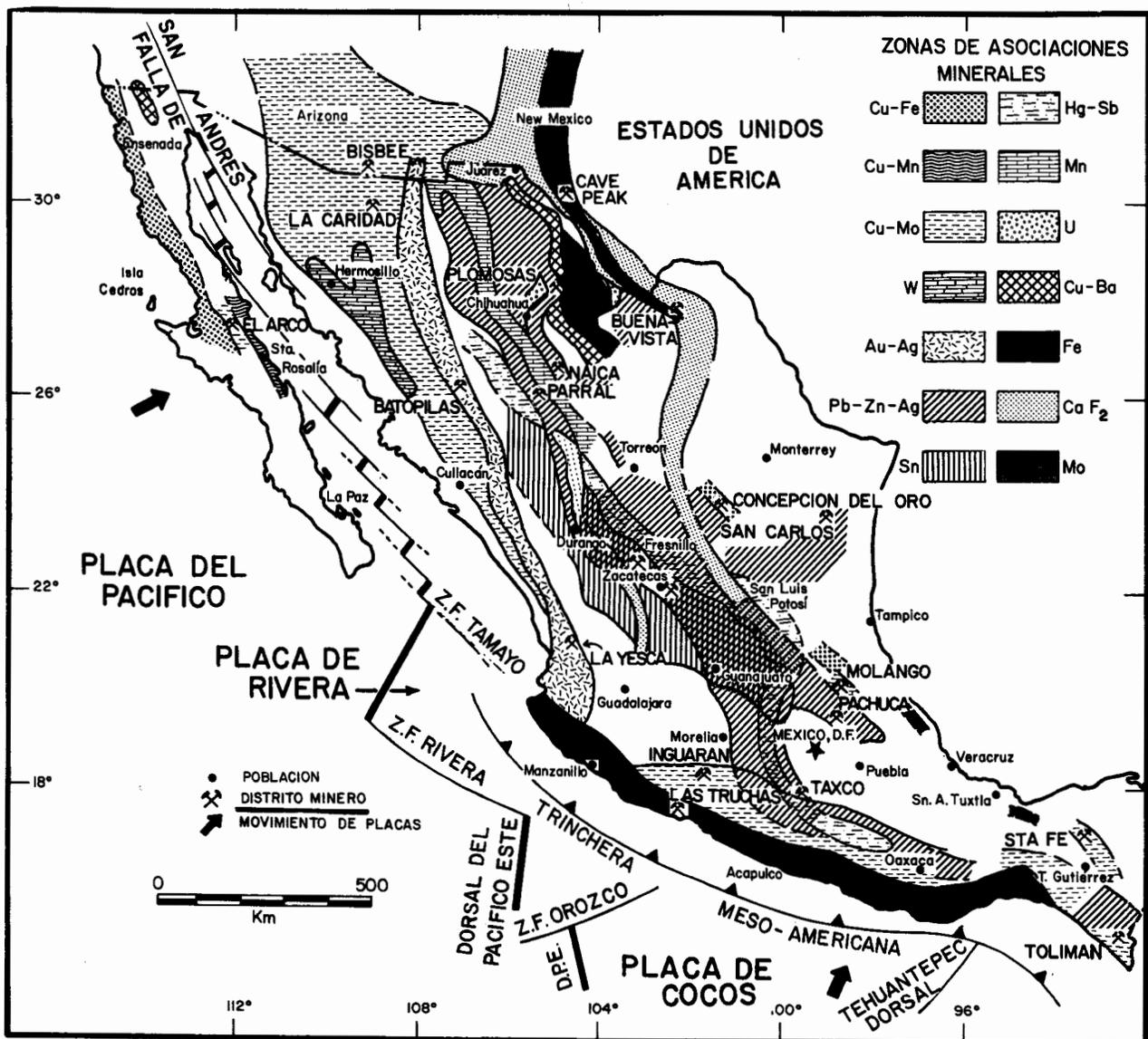


Figura 12.- Provincias metalogénicas de México (modificado de Clark *et al.*, 1981). Nótese la sucesión en dirección NNW de la tendencia de las zonas metalogénicas.

dieron asistencia en varias fases de la recopilación de datos para este estudio. A R.R. Butcher quien dibujó las figuras y a Eileen Zaval quien mecanografió este escrito. Al Ing. Heriberto Palacios quien facilitó información concerniente a fechamientos de rocas permo-triásicas y rocas ígneas jurásicas obtenidas en el Laboratorio de Geocronología del Instituto Mexicano del Petróleo; estamos agradecidos a él y al I.M.P. por esta información. A Daniel Lynch por su revisión crítica del manuscrito ya que la claridad de la versión final fue considerablemente mejorada gracias a sus críticas. También fuimos beneficiados por estimulantes conferencias del profesor Peter Coney y los ingenieros antes mencionados que nos ayudaron durante nuestro trabajo de campo en México. Este trabajo fue sostenido por la National Science Foundation Grants EAR-7811535 (Damon-Shafiqullah), INT-7821876 (Damon-Salas), INT-73-07420-A02 (Clark-Salas), El Consejo de Recursos Minerales y por los Estados de Arizona, Iowa y Texas. De igual manera agradecemos al Ing. Enrique Saldaña del Consejo de Recursos Minerales por su traducción al español.

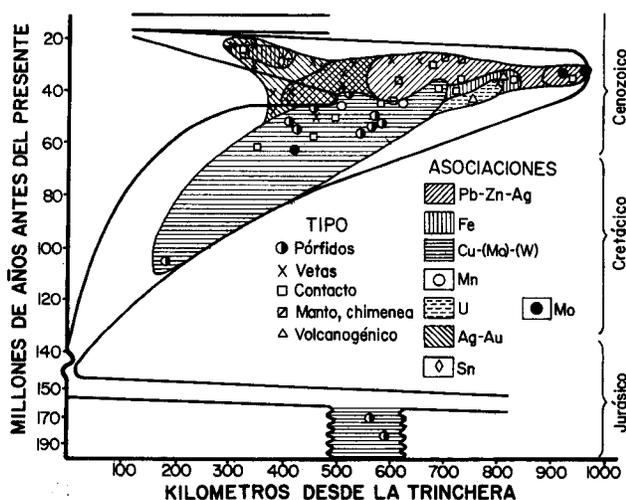


Figura 13.- Sucesión de los depósitos minerales durante la migración del arco (modificado de Clark *et al.*, 1981). Nótese que la provincia de Cu (Mo, W) originada por la progresión al oriente del arco magmático está intrusada o sobrecubierta por depósitos más recientes de Pb-Zn, Ag, Ag-Au provocados por la regresión al poniente del arco magmático.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Allmann, R., y Koritnig, S., 1972, Fluorine: *in* Wedepohl, K. H., Ed., Handbook of geochemistry. New York, Springer, p. 9B1.

Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico and its relationship to circum-Pacific magmatism: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 6, p. 484 (resumen).

- - - 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora: *San Diego, Geol. Soc. America, Annual Meeting, Guidebook Field Trip 27*, p. 59-68.

Armstrong, R.L., 1970, K-Ar dating using activation for Ar analysis; comparison with isotopic dilution analysis: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 233-236.

Armstrong, R.L., Speed, R.C., Graustein, W.C., y Young, A. Y., 1976, K-Ar dates from Arizona, Montana, Nevada, Utah and Wyoming: *Ischron/West*, núm. 16, p. 1-6.

Burnham, C.W., 1959, Metallogenic provinces of the southwestern United States and northern Mexico: *New Mexico State Bur. Mines and Mineral Resources, Bull.* 65, 76 p.

Calas, G., 1977, Les phénomènes d'alteration hydrothermale et leur relation avec les mineralisations uranifères en milieu volcanique; le cas des ignimbrites tertiaires de la Sierra Peña Blanca, Chihuahua (Mexico): *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, v. 30, núm. 1, p. 3-18.

Campa, M. F., y Coney, P. J., 1981, Tectonostratigraphic terranes and related metallogeny of Mexico: *Geol. Assoc. Canada, Annual Meeting, Abstr. with Programs*, p. A-8 (resumen).

Chen, J. H., y Moore, J. G., 1979, Late Jurassic Independence dike swarm in eastern California: *Geology*, v 7, p. 129-133.

Clark, K. F., 1972, Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America: *Econ. Geology*, v. 67, p. 731-758.

Clark, K. F., Damon, P. E., Schutter, S. R., y Shafiqullah, M., 1979, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos: *Assoc. Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Mem. Técnico 13*, p. 8-57; republicado en *Geomimet*, No. 6, 3a. Epoca, p. 51-71 (1980).

Clark, K. F., y Fuente, L. de la, 1978, Distribution of mineralization in time and space in Chihuahua, México: *Mineral. Deposita*, v. 13, p. 27-49.

Clark, K. F., Foster, C. T., y Damon, P. E., 1981, Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico: *in* Gastil, G., Ed., Symposium on relationships between variation in the subduction of oceanic plates and variations in the magmatic and mineralogic substances believed to be the products of subduction. *Geol. Soc. America, Memoir*, In Press.

Coney, P. J., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny: *New Mexico Geol. Soc. Special Publ.* 6, p. 5-10.

Coney, P. J., y Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.

Damon, P. E., 1971, The relationship between late Cenozoic volcanism and tectonism and orogenic-epirogenic periodicity: *Nueva York, John Wiley*, p. 15-35.

- - - 1979, Continental uplift at convergent margins: *Tectonophysics*, v. 61, p. 307-319.

Damon, P.E., y Bickerman, M., 1964, Potassium-argon dating of post-Laramide plutonic and volcanic rocks within the Basin and Range Province of southeastern Arizona and adjacent areas: *Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 7, p. 63-78.

Damon, P. E., Mauger, R. L., y Bickerman, M., 1964, K-Ar dating of Laramide plutonic and volcanic rocks within the Basin and Range Province of southeastern Arizona and Sonora: *Nueva Delhi, Cong. Geol. Internal.*, 22, Proc., pte. 3, sec. 3, p. 45-55.

Damon, P. E., Clark, K. F., Shafiqullah, Muhammad, Roldán-Quintana, Jaime, e Islas-López, Jaime, 1981, Geology and mineral deposits of southern Sonora and the Sonoran Sierra Madre Occidental: *in* Ortlieb, L., and Roldán-Q., J., Eds., *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers*. Hermosillo, Sonora, *Geol. Soc. America, Cordilleran Sect.*

- y Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Guidebook, Excursión 11, p. 369-428.
- Damon, P. E., y Mauger, R. L., 1966, Epeirogeny-orogeny viewed from the Basin and Range Province: *Trans. Soc. Mining Engineers*, v. 235, p. 99-112.
- Damon, P.E., y Montesinos, E., 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico: *Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 11, p. 155-168.
- Damon, P.E., Nieto, Jorge, y Delgado-A., L. A., 1979, Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Río Grande de Santiago: *Asoc. de Ingenieros de Minas, Metalurgistas, Geólogos de México, Mem. Téc.* 13, p. 156-191.
- Dickinson, W. R., 1975, Potash-depth (K-h) in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs; *Geology*, v. 3, p. 53-56.
- Dickinson, W. R., y Hatherton, T., 1967, Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific: *Science*, v. 157, p. 801-803.
- Erickson, R. L., Silberman, M. L., y Marsh, S. P., 1978, Age and composition of igneous rocks, Edna Mountain quadrangle, Humboldt County, Nevada: *U. S. Geol. Survey, Jour. Research*, v. 6, p. 727-743.
- Evernden, J. F., y Kistler, R. W., 1970, Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada: *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 623, 42 p.
- Hazel, G., Wright, J. E., May, D. J., y Tosdal, R. M., 1980, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Indian Reservation, Arizona; a preliminary report: *Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 12, p. 17-29.
- Henry, C.D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico: *Austin, Univ. Texas, disertación doctoral*, 159 p. (inérita).
- Keith, S. B., 1978, Paleo-subduction geometrics inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America: *Geology*, v. 6, p. 516-521.
- Krueger, H. W., y Schilling, J. H., 1971, Geochron/Nevada Bureau of Mines K/Ar age determinations List 1: *Isochron/West*, núm. 1, p. 9-14.
- Lindgren, Waldemar, 1915, The igneous geology of the Cordilleras and its problems: *in Problems of American Geology*. New Haven, Yale Univ. Press, p. 234-286.
- Livingston, D.E., Mauger, R. L., y Damon, P. E., 1968, Geochronology of the emplacement, enrichment and preservation of Arizona porphyry copper deposits: *Econ. Geology*, v. 63, p. 30-36.
- López-Ramos, Ernesto, 1974, Geología general y de México: México, D. F., t. 1 y 2, 509 p., edición escolar.
- - - 1979, Geología de México: México, D. F., t. 3, 453 p., edición escolar.
- Marvin, R. F., y Cole, J. C., 1978, Radiometric ages; compilation A, U. S. Geol. Survey: *Isochron/West*, núm. 22, p. 3-14.
- Marvin, R. F., y Dobson, S. W., 1979, Radiometric ages; compilation B, U. S. Geol. Survey: *Isochron/West*, núm. 26, p. 3-32.
- McDowell, F. W., 1971, K-Ar ages of igneous rocks from the western United States: *Isochron/West*, núm. 2, p. 1-16.
- Miller, E.L., y Sutter, J. F., 1981,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra for biotite and hornblende from plutonic rocks in the Victorville región, California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 92, p. 164-169.
- Moore, R.C., y Harakal, J. E., 1976, K-Ar age bracket on a Late Jurassic thrust fault in southeastern California: *Isochron/West*, núm. 16, p. 7-10.
- Mora, J. C., Schlaepfer, C. J., y Rodríguez, E. M., 1975, Estratigrafía y microfácies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas: *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 27, p. 1-103.
- Morgan, B.A., y Stern, T. W., 1977, Chronology of tectonic events in the western Sierra Nevada, between Sonora, and Mariposa, California: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 9, p. 471-472 (resumen).
- Morton, J. L., Silberman, M. L., Bonham, H. F., Garside, L. J., y Noble, D. C., 1977, K-Ar ages of volcanic rocks, plutonic rocks and ore deposits in Nevada and eastern California - determinations run under the USGS-NBMG cooperative program: *Isochron/West*, núm. 20, p. 19-29.
- Profett, J. M., Jr., Livingston, D. E., y Einaudi, M. T., 1978, Geology and Rb-Sr isochron age of Triassic volcanic rocks from the Yerington district, Nevada: Unpublished manuscript to be submitted for publication.
- Salas, G. P., 1975, Metallogenic chart of Mexico: *Geol. Soc. America, Map and Chart Series*, MC13, scale 1:2,000,000.
- Shafiquillah, Muhammad, Damon, P. E., Linch, D. J., Reynolds, S. J., Rehrig, W. A., y Raymond, R. H., 1980, K-Ar chronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent areas: *Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 12, p. 201-260.
- Silberman, M. L., y McKee, E. H., 1971, K-Ar ages of granitic plutons in north-central Nevada: *Isochron/West*, núm. 1, p. 15-32.
- Sillitoe, R. H. 1972a, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Econ. Geology*, v. 67, p. 184-197.
- - - 1972b, Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 813-818.
- - - 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Econ. Geology*, v. 68, p. 799-815.
- Speed, R. C., y Armstrong, R. L., 1971, K-Ar ages of some mineral from extrusive and intrusive rocks of western Nevada: *Isochron/West*, núm. 1, p. 1-8.
- Swanson, S. E., 1978, Petrology of the Rocklin pluton and associated rocks, western Sierra Nevada, California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 89, p. 679-686.
- Viniegra-Orsorio, Francisco, 1971, Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 55, p. 476-494.
- Wright, J. E., Hazel, G., y May, D. J., 1981, Early Jurassic uranium-lead isotopic ages for Mesozoic supracrustal sequences, Papago Indian Reservation, southern Arizona: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 13, p. 115 (resumen).