

2 00383



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGIA**

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO-GEOQUÍMICA Y EVOLUCIÓN
DEL ARCO MAGMÁTICO MESOZOICO-TERCIARIO ENTRE SAN
CARLOS Y MAYCOBA, SUR DE SONORA**

Tesis

Que para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

presenta

Jaime Sergio Felipe Roldán Quintana

2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RESUMEN

Se presentan los resultados del estudio geológico, geocronológico y geoquímico de un transecto con una anchura de 15 km y una longitud de 300 km en el sur de Sonora (latitud 28° 15' N) con dirección general E-W, desde la costa del Golfo de California hasta la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMW). Este permite tener una visión regional de la evolución geológica y geoquímica, de un margen continental activo desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Tardío. El transecto es perpendicular al arco Larámide y se seleccionó de tal manera que estuviese localizado en un solo terreno (Cortés), para reducir posibles variaciones relacionadas con cambios en el basamento.

De acuerdo a su geología el transecto se dividió en tres regiones: La Región Occidental (Franja Circum-Golfo) que contiene las rocas volcánicas más jóvenes, algunas de estas alcalinas y no se observaron rocas clásticas intercaladas, incluye los intrusivos más antiguos del transecto (83 Ma). La Región Central (Arco volcánico Tarahumara), que se caracteriza por contener grandes afloramientos de rocas volcánicas y clásticas de edad Cretácico Tardío, así como batolitos de 56-58 Ma. Esta región también incluye rocas clásticas y volcánicas relacionadas al estilo de extensión de Cuencas y Sierras, del Terciario medio con edades entre 14 y 27 Ma para las rocas máficas y de 10.5 a 13 Ma para las rocas félsicas. La Región Oriental (SMW) está caracterizada por extensos afloramientos de rocas volcánicas terciarias, cuya edad varía de 18-34 Ma. La edad de las rocas intrusivas varía de 49 a 63 Ma.

Los valores de Tierras raras y la composición isotópica de las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (Cretácico Tardío), sugieren que estas rocas son parcialmente contemporáneas y químicamente muy similares a los batolitos laramídicos, o sea a aquellos con edades entre 49 y 83 Ma, que es el rango de edad observado en el transecto. La composición modal de los intrusivos laramídicos varía de tonalita a cuarzomonzodiorita en la Región Occidental, cambiando a granitos y granodioritas en las regiones central y oriental. Químicamente todos los intrusivos son de naturaleza calcialcalina con SiO₂ entre 52 y 76 por ciento en peso y K₂O entre 0.8 y 5.7%. Las Tierras raras normalizadas de los granitoides laramídicos muestran un enriquecimiento en las tierras raras ligeras característico de los arcos de margen continental.

Las determinaciones isotópicas en el diagrama ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sitúan a los batolitos en el cuadrante inferior derecho (cortical), siendo sus valores muy similares a los obtenidos por otros autores para los intrusivos en los terrenos Caborca y Cortés en el norte de Sonora. Estos datos isotópicos permiten extender 180 km hacia el sur la presencia en el subsuelo del cratón precámbrico.

El modelo de subducción propuesto para la génesis del arco Larámide en este transecto es del tipo Andino, con un ángulo de subducción de inclinación moderada y una anchura del arco magmático mayor de 500 km, sin corregirla por el efecto de la extensión terciaria. En el transecto para el intervalo entre 75 a 63 Ma, se considera que posiblemente ocurrió un cambio importante en la dirección de convergencia produciendo una velocidad de subducción baja y ausencia de magmatismo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ABSTRACT

This study describes the results of a geologic, geochronologic and geochemical transect 15 km-wide and 300 km long, oriented E-W, across southern Sonora (latitude 28° 15' N), from the coast of the Gulf of California into the volcanic province of Sierra Madre Occidental (SMOc). The geology of this transect provides a regional view of the evolution and geochemistry of a continental margin active from Late Cretaceous to Late Miocene. The transect is perpendicular to the Laramide arc and is located on a single basement terrane (Cortés), such that effects possibly related to variations in the basement are minimized.

The transect is divided into three geologic regions. The western region (Circum-Gulf belt) contains the youngest volcanic rocks, some of which are alkaline. No clastic interbeds were observed within the volcanic sections. This region also includes the oldest intrusive rocks on the transect (83 Ma). The central region (Tarahumara volcanic arc), is characterized by major outcrops of volcanic and volcanoclastic rocks of Late Cretaceous age, and batholiths that have isotopic ages from 56 to 58 Ma. This region also includes middle Tertiary clastic and volcanic rocks that are related to Basin and Range style extension, including 14 to 27 Ma, mafic rocks and 10.5 to 13 Ma, felsic rocks. The eastern region (SMOc) is characterized by broad outcrops of Tertiary volcanic rocks whose ages range from 18 to 34 Ma. The ages of Laramide intrusive rocks in this region ranges from 49 to 63 Ma.

Modal compositions of the Laramide intrusives vary from tonalite to quartzmonzodiorite in the western region, and also include granite and granodiorite in the central and eastern regions. Chemically, all of the intrusives are calc-alkaline with silica contents varying from 52 to 76 in weight percent and K_2O values ranging from 0.8 to 5.7%. The chondrite-normalized trace-element patterns of the Laramide plutons show the characteristic LREE enrichments that are typical of continental-margin magmatic arcs. Radiogenic isotope values for rocks of the batholith fall in the lower right quadrant (crustal) of the ϵNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram, similar to isotopic data from other intrusives that cut the Caborca and Cortés basement terranes of northern Sonora. These isotopic data indicate that Precambrian rocks extends at least 180 km south of known exposures in the region.

The REE values and the isotopic compositions of the volcanic rocks of the Tarahumara Formation (Late Cretaceous) suggest that these rocks are partially contemporaneous with and chemically very similar to the Laramide batholiths, those with ages from 49 to 83 Ma which is the range of ages observed along the transect.

An Andean-type subduction model is proposed for the genesis of the Laramide magmatic arc along the studied transect. The subduction angle was moderate, which generated an arc of more than 500 km width, without any correction for the effect of Tertiary extension. Along the transect, the absence of magmatism for the interval from 75 to 63 Ma, possibly indicates an important change of the direction of convergence producing a low subduction rate.

CONTENIDO

	Pág.
I. INTRODUCCIÓN	
1. Antecedentes	1
2. Definición del problema	2
3. Trabajos previos	3
4. Hipótesis de trabajo	7
5. Propósito y objetivo	8
6. Definición del área de estudio	8
7. Metodología	10
a) Gabinete y campo	10
b) Análisis por elementos mayores y elementos traza	11
c) Tierras raras	12
d) Isótopos Sr y Nd	13
e) Fechamientos isotópicos	15
II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	
1. Modelos recientes de la evolución de la Cordillera de América del Norte	17
a) Marco geológico de la Cordillera de América del Norte	17
b) Pruebas cruciales para las hipótesis, una basada en datos geológicos y la otra en datos paleomagnéticos	19
c) Evidencias locales en el noroeste de México sobre la presencia de la megafalla Baja California-British Columbia	20
1) Migración de la Península de Baja California	22
2) Discusión sobre la posible presencia de la megafalla en el sur de Sonora	22
2. Marco geodinámico	25
a) Deformación en Sonora	27
b) Deformación Larámide	30
c) Deformación de Cuencas y Sierras	35
d) Deformación desde hace 5 Ma hasta el presente, incluyendo la apertura del Golfo de California	38
3. Marco tectonoestratigráfico	40
a) Descripción de terrenos	40
1) Terreno Guerrero	40
2) Terreno Cortés	41
3) Terreno Caborca	41
4) Cratón de América del Norte	42
5) Terreno Pápago	42
b) Ubicación del área dentro de este marco	42
III. GEOLOGÍA DEL TRANSECTO	
1. Región Occidental	44
a) Ubicación y extensión	44

b) Basamento mesozoico	46
c) Intrusivos laramídicos	46
d) Rocas volcánicas terciarias	48
e) Microgranitos	48
2. Región Central	50
a) Ubicación y extensión	50
b) Basamento paleozoico-triásico	53
c) Intrusivos laramídicos	53
d) Cretácico Tardío, Formación Tarahumara	53
e) Rocas volcánicas y clásticas terciarias	57
3. Región Oriental	58
a) Ubicación y extensión	58
b) Basamento pre-terciario	59
c) Intrusivos laramídicos	59
d) Volcanismo y rocas clásticas terciarias	59
IV. EDAD DE LAS ROCAS IGNEAS DEL TRANSECTO	
1. Compilación de edades a lo largo del transecto	63
2. Metodologías utilizadas por los diferentes autores	69
3. Importancia de las fechas nuevas	70
4. Variación de las edades de las rocas intrusivas	75
a) Batolito laramídico de Sonora	75
b) Granitos de dos micas	78
c) Cuarzomonzodiorita	78
d) Granófiros	78
5. Variación de edades de rocas extrusivas	79
a) Arco Volcánico Circum-Golfo	79
b) Volcanismo bimodal de la Formación Báucarit	79
c) Sierra Madre Occidental	80
d) Discusión sobre las edades de las rocas volcánicas	81
V. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS INTRUSIVAS	
1. Batolitos	83
a) Región Occidental	83
b) Región Central	86
c) Región Oriental	92
2. Diques en todo el transecto	95
3. Intrusivos hipabisales en la Región Central	97
4. Granófiros en la Región Occidental	97
VI. GEOQUÍMICA	
1. Datos geoquímicos existentes sobre el área del transecto	99
2. Nuevos datos de elementos mayores	99
a) Granitoides del arco Larámide y rocas volcánicas asociadas de la Formación Tarahumara	100

b) Rocas ígneas del Cenozoico a lo largo del transecto	103
3. Nuevos datos sobre elementos traza y Tierras raras	109
4. Características isotópicas de las rocas intrusivas laramídicas	114
5. Información isotópica para las rocas volcánicas terciarias	126
VII. EVOLUCIÓN DEL PALEOARCO LARAMÍDICO DEL NOROESTE DE MEXICO: HIPÓTESIS	
1. Evolución petrogenética	131
a) Fusión parcial en el manto superior	132
b) Anatexis en la corteza inferior	132
c) Interacción de componentes	134
2. Evolución temporal	137
a) Evolución temporal de eventos Cretácico Tardío-Terciario	137
b) Esbozo de un modelo evolutivo	140
VIII. DISCUSIÓN	137
IX. CONCLUSIONES	148
1. Geología regional del transecto	148
2. Conclusiones sobre los intrusivos laramídicos	149
REFERENCIAS	152

LISTA DE FIGURAS

I. Introducción

Figura 1.- Localización del área del transecto que se describe en este trabajo. Se presentarán algunos datos de la región al oriente de Tecoripa, al norte del transecto. 9

II. Marco Geológico Regional

Figura 2.- Distribución esquemática de los terrenos tectonoestratigráficos en el Estado de Sonora según Coney y Campa (1987) y Haxel et al.(1980). También se indica la posición del transecto propuesto. 23

Figura 3.- Mapas paleogeográficos del Mesozoico tardío y Cenozoico y movimiento de placas construidos con respecto a los puntos calientes de acuerdo a Engebretson et al. (1985). Las áreas achuradas en C, D y E, indican el rango de la posible localización del centro de esparcimiento de las placas Kula-Farallon. 26

Figura 4.- Mapa esquemático de las estructuras producidas por la deformación Larámide (Cenomaniano-Maestrichtiano) en Sonora. 34

Figura 5.- Estructuras extensionales del Cenozoico tardío en el sur de Sonora. Se muestra la localización aproximada del transecto (tomado de Stewart y Roldán, 1994). 36

III. Geología del transecto.

Figura 6.- Subdivisión del transecto en franjas geológicas. A partir de la costa hacia el oriente se ha subdividido en: Región Occidental, Región Central y Región Oriental. Se indica la ubicación del transecto, así como algunas carreteras y poblaciones como referencia. 45

Figura 7.- Columna estratigráfica para la Región Occidental (Mapa I). 47

Figura 8.- Imagen Landsat - 4 MSS, P35R40 Hermosillo tomada en abril 13 de 1983, bandas 4, 2, 1 (R, G, B). Extremo norte del Graben de Empalme, en los márgenes del graben se aprecian basaltos en color oscuro, en el centro rocas clásticas. 49

Figura 9.- Columna estratigráfica para la Zona Central (Mapas II y IIA). 51

Figura 10.- Imagen Landsat - 4, P34R40 Sahuaripa tomada en mayo 18 de 1983, bandas 4, 2, 1 (R, G, B). Porción del Arco Tarahumara y Sierra Madre Occidental. 52

Figura 11.- Columna estratigráfica para la Zona Oriental (Mapa III). 60

IV. Edad de las rocas ígneas del Transecto

Figura 12.- Se muestran 59 edades isotópicas de rocas intrusivas y volcánicas a lo largo del transecto. El intervalo 8.5-27 Ma se presenta para tres áreas diferentes. 74

Figura 13.- Edades isotópicas de intrusivos laramídicos graficadas contra distancias perpendiculares a partir de la costa. 76

V. Petrografía de las rocas intrusivas

Figura 14.- Fenocristales de hornblenda en sección longitudinal mostrando maclado, la hornblenda presenta microinclusiones de plagioclasa alterada a clorita, se observa también plagioclasa y cuarzo anhedral. Luz polarizada. Tonalita, muestra 102-97. 87

Figura 15.- Plagioclasa parcialmente alterada, cuarzo anhedral, escaso feldespato potásico en extinción. Biotita alterada a clorita (variedad peninita) con algo de epidota y cuarzo. La hornblenda presenta menos alteración. Luz polarizada. Tonalita, muestra 102-97. 87

Figura 16.- Concentración de cristales de biotita y hornblenda con diferentes grados de alteración dentro de una matriz equigranular que consiste de cuarzo anhedral y plagioclasa parcialmente alterada. Luz polarizada. Cuarzodiorita, muestra 11-98. 88

Figura 17.- Fenocristal de plagioclasa bordeada por biotita hidrotermal con cuarzo, la alteración penetra el cristal de plagioclasa. Luz polarizada. Cuarzodiorita, muestra SO-59. 88

<u>Figura 18.</u> - Microclina con introducción de cuarzo en microvetillas, biotita en uno de sus extremos, cristales más pequeños de plagioclasa alterados a cuarzo y sericita. Luz polarizada. Cuarzomonzonita, muestra 4-99.	90
<u>Figura 19.</u> - Fenocristales de plagioclasa parcialmente alterados a sericita y gránulos de epidota, cuarzo anhedral intercrecido con un microcristal de feldespato potásico, algo de biotita cloritizada. Luz polarizada. Granodiorita, muestra SO-35.	90
<u>Figura 20.</u> - Fenocristal de plagioclasa, cuarzo con ligera extinción ondulante, escasa microclina. La alteración en las plagioclasas consiste de sericita y epidota. Luz polarizada. Granodiorita, muestra SO-35.	91
<u>Figura 21.</u> - Muscovita, feldespato potásico en posición de extinción y algunas plagioclasas. Luz polarizada. Granito de muscovita, muestra 99-5.	91
<u>Figura 22.</u> - Feldespato potásico, plagioclasa con pequeños cristales de muscovita, algunas de las plagioclasas están reemplazadas por sericita. Luz polarizada. Granito de muscovita, muestra 1-2000.	93
<u>Figura 23.</u> -Plagioclasas, algunas zonadas, biotita, cuarzo anhedral, escaso feldespato potásico y hornblenda verdosa. La roca muestra una textura equigranular. Luz polarizada. Granodiorita, muestra 131-97.	93
<u>Figura 24.</u> - Plagioclasas zonadas formando una cruz por gemelación penetrante, también se observa cuarzo, biotita y escaso feldespato potásico. Luz polarizada. Granodiorita, muestra 131-97.	94
<u>Figura 25.</u> - Textura mirmequítica, mostrando pequeñas lenguetas de cuarzo en el borde de un cristal de plagioclasa en posición de extinción. Los pequeños círculos son efecto del balsamo. Luz polarizada. Granito de muscovita, muestra 5-2000.	94
<u>Figura 26.</u> - Composición modal de rocas intrusivas laramídicas a lo largo del transecto. De acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976).	96
VI. Geoquímica	
<u>Figura 27.</u> - Diagrama AFM mostrando el límite entre las series calcálcica y toleítica de acuerdo a Irvine y Baragar (1971), para muestras de rocas intrusivas del Batolito Larámide, se incluyen también muestras de rocas volcánicas y porfídicas de la Formación Tarahumara.	101
<u>Figura 28.</u> - Diagrama K_2O/SiO_2 para rocas intrusivas del Batolito Larámide a lo largo del transecto.	102
<u>Figura 29.</u> - Diagrama que muestra la relación de alcalinidad contra sílice. La línea discontinua representa el límite de los granitos Tipo "T" y Tipo "S" de Chappell y White (1973). La línea continua separa los granitos metaluminosos de los peraluminosos de acuerdo a la clasificación de Shand (1947).	104
<u>Figura 29a.</u> - Diagrama que muestra la relación de alcalinidad contra sílice. La línea discontinua representa el límite de los granitos Tipo "T" y Tipo "S" de Chappell y White (1974). La línea continua separa los granitos metaluminosos de los peraluminosos de acuerdo a la clasificación de Shand (1947).	105
<u>Figura 30.</u> - Diagramas de variación de sílice para muestras analizadas de granitoides laramídicos, se incluyen también muestras de rocas volcánicas y porfídicas de la Formación Tarahumara.	106
<u>Figura 30.</u> - (cont.)- Diagramas de variación de sílice para muestras analizadas granitoides laramídicos, se incluyen también muestras de rocas volcánicas y porfídicas de la Formación Tarahumara.	107
<u>Figura 31.</u> - Diagrama AFM mostrando el límite de Irvine y Baragar (1971) para muestras de rocas intrusivas y volcánicas terciarias. A = $Na_2O + K_2O$; F = Fe total como FeO ; M = MgO .	108
<u>Figura 32.</u> - Diagrama de variación de sílice para muestras analizadas de rocas intrusivas y volcánicas terciarias.	110
<u>Figura 32.</u> - (cont.). Diagrama de variación de sílice para muestras analizadas de rocas intrusivas y volcánicas terciarias.	111
<u>Figura 33.</u> - Diagrama Harker de variación de sílice contra algunos elementos traza en partes por millón de los granitoides laramídicos a lo largo del transecto.	112

<u>Figura 34a.</u> - Concentraciones de Tierras raras normalizadas para muestras de granitoides laramídicos de la Región Occidental a lo largo del transecto.	115
<u>Figura 34b.</u> - Concentraciones de Tierras raras normalizadas para muestras de granitoides laramídicos de la Región Central a lo largo del transecto	116
<u>Figura 34c.</u> - Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de granitoides laramídicos de la Región Oriental a lo largo del transecto	117
<u>Figura 35.</u> - Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de andesitas de la Formación Tarahumara a lo largo del transecto. El área con rayado discontinuo corresponde al campo de los granitoides.	118
<u>Figura 36.</u> - Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de granófiros a lo largo del transecto.	119
<u>Figura 37.</u> - Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (Región Oriental).	120
<u>Figura 38.</u> - Valores de edades modelo respecto al manto empobrecido (Goldstein et al.,1984), a lo largo del transecto, graficados contra la distancia perpendicular a la costa. Los valores numéricos pueden verse en la Tabla 4.	124
<u>Figura 39.</u> - Valores ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas intrusivas a lo largo del transecto.	125
<u>Figura 40.</u> - Variación de los valores isotópicos con la longitud, en el diagrama superior se muestran los valores de ϵNd y en el inferior los de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Los valores numéricos se pueden ver en las tablas 4 y 5.	127
<u>Figura 41.</u> - Valores ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas volcánicas a lo largo del transecto. Se comparan estos datos con información isotópica para rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMO) y el bloque Coahuila (McDowell et al. 1999).	129
VII. Evolución del paleoarco laramídico del Noroeste de México: Hipótesis	
<u>Figura 42.</u> - Ambiente de intrusión y características de elementos traza, para granitos a lo largo del transecto, comparados con el batolito de Manzanillo (Schaaf et al., 1995). Diagrama de Pearce et al. (1984).	135
<u>Figura 43.</u> - Gráfica de $1/\text{Sr} \times 10^{-3}$ contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para los intrusivos laramídicos estudiados a lo largo del transecto.	136
<u>Figura 44.</u> - Eventos tectónicos y magmáticos a lo largo del transecto. Los límites del magmatismo están definidos en base a muestras fechadas.	138

LISTA DE TABLAS

IV. Edad de las rocas ígneas del transecto.

Tabla 1.- Edades isotópicas publicadas para rocas intrusivas larámides a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.	64
Tabla 2.- Edades isotópicas publicadas para rocas volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.	65
Tabla 2 (cont.)- Edades isotópicas publicadas para rocas volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.	66
Tabla 2 (cont.)- Edades isotópicas publicadas para rocas volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.	67
Tabla 2A.- Edades isotópicas K/Ar publicadas para rocas volcánicas y una intrusiva de la caldera de Yécora en la Región Oriental del transecto.	68
Tabla 3.- Nuevas edades K/Ar para rocas intrusivas larámides y volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en su vecindad.	71

Tabla 3 (cont.).- Nuevas edades K/Ar para rocas intrusivas larámides y volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en su vecindad.	72
Tabla 3A.- Nuevas edades Rb/Sr para rocas intrusivas larámides a lo largo del transecto o en su vecindad.	73
Tabla 4.- Resumen de la información petrográfica para rocas de los granitoides laramídicos a lo largo del transecto. De acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976). Su localización se indica en el Apéndice A.	84
Tabla 4 (Cont.).- Resumen de la información petrográfica para rocas de los granitoides laramídicos a lo largo del transecto. De acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976). Su localización se indica en el Apéndice A.	85
VI.- Geoquímica.	
Tabla 5.- Datos isotópicos de rocas graníticas larámídicas a lo largo del transecto.	121
Tabla 6.- Datos isotópicos de rocas graníticas larámídicas y volcánicas terciarias a lo largo del transecto.	122
Tabla 7.- Datos isotópicos de rocas volcánicas de la Zona Oriental a lo largo del transecto o en su vecindad.	128

APÉNDICES

Apéndice A

Localización y descripción petrográfica de algunas de las muestras de roca colectadas a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.	164
--	-----

Apéndice B

Tablas con datos analíticos de elementos mayores	171
Tabla B-1.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitoides del arco larámide a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas II, IIA y III.	172
Tabla B-1 (cont.).- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitoides larámides a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas I, II y III.	173
Tabla B-2.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitos de dos micas y rocas volcánicas de la Formación Tarhumara a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas II, IIA y III.	174
Tabla B-3.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitoides del arco larámide y rocas volcánicas de la Formación Tarhumara a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas II y IIA.	175
Tabla B-4.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitoides del arco larámide a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas I, II, IIA y III.	176
Tabla B-5.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granófiros de la franja Circum-Golfo y rocas volcánicas terciarias de la Sierra Madre Occidental a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas I, II, IIA y III.	177
Tabla B-6.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para rocas volcánicas terciarias de la Sierra Madre Occidental y volcánicas asociadas a la Formación Báucarit a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas II y III.	178

APÉNDICE: C

Tablas con datos analíticos de tierras raras.	
Tabla C-1.- Análisis de Tierras raras de granitoides laramídicos a lo largo del transecto.	180

Tabla C-2.- Análisis de Tierras raras de andesitas de la Formación Tarahumara a lo largo del transecto.	181
Tabla C-3.- Análisis de Tierras raras para muestras de granófiros de la Zona Occidental y rocas volcánicas de la Zona Oriental a lo largo del transecto.	182
Tabla C-4.- Valores de Tierras raras normalizados a la condrita de Orgueil (Anders y Grevesse, 1989), para muestras de granitoides laramídicos a lo largo del transecto.	183
Tabla C-5.- Valores de tierras raras normalizados a la condrita de Orgueil (Anders y Grevesse, 1989), para muestras de andesitas de la Formación Tarahumara a lo largo del transecto.	184
Tabla C-6.- Valores de tierras raras normalizados a la condrita de Orgueil (Anders y Grevesse, 1989), para muestras de granófiros de la Zona Occidental y rocas volcánicas de la Zona Oriental a lo largo del transecto.	185

LISTA DE LÁMINAS EN BOLSAS ANEXAS

- Lámina I.- Carta geológica y sección de la Región Occidental, escala 1: 100,000
- Lámina II.- Carta geológica y sección de la Región Central, escala 1: 100,000
- Lámina IIA.- Carta geológica y sección Tecoripa-San Javier (Región Central-Norte), escala 1: 100,000
- Lámina III.- Carta geológica y sección de la Región Oriental, escala 1: 100,000

DEDICATORIA

A mi familia:

A Maricela mi esposa y gran compañera quien ha sido fuente de continuo apoyo y estímulo durante el desarrollo de mis estudios de doctorado, sin su ayuda no hubiera sido posible terminar este proyecto.

A mis hijos Míriam y Jaime quienes son la motivación principal de mi trabajo, pidiéndoles disculpas por todo el tiempo que no les dedique.

A la Memoria de mi papá David Roldán Olmos Q. E. P. D., quien tuvo la visión de que yo debía ser profesionista.

Con cariño para mi mamá Aurora Quintana Rocha quien siempre me ha apoyado en todos mis proyectos.

Con afecto a todos mis hermanos y hermanas.

A mis compañeros de trabajo en la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología:

Por todo el apoyo recibido en diversas formas durante el desarrollo de mis estudios de doctorado.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar deseo agradecer al Dr. Hugo Delgado Granados del Instituto de Geofísica, quien tuvo la responsabilidad, primero como Tutor de mi programa de estudio de doctorado y posteriormente como Director de tesis, en ambas posiciones siempre mostró un gran sentido de responsabilidad y colaboración, en momentos difíciles siempre tuvo la capacidad de resolver los problemas y ofrecer estimulantes palabras de aliento para seguir adelante. Al Dr. Fred W. McDowell, de la Universidad de Texas en Austin, por haberme iniciado en el apasionante estudio de las rocas ígneas de Sonora y Chihuahua y por haber compartido conmigo su experiencia durante varias temporadas de campo. El Dr. McDowell además proporcionó datos inéditos de edades y análisis químicos para algunas rocas ígneas localizadas dentro del área de estudio.

El Jurado para el examen de grado estuvo integrado por los Profesores Sinodales, Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, del Instituto de Geología quien fungió como Presidente. El Dr. Dante Morán Zenteno también, del Instituto de Geología, Dr. Peter Schaaf, del Instituto de Geofísica y el Dr. Gerardo Aguirre Díaz de la Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra en Queretaro, Qro., fungieron como vocales. El Dr. Hugo Delgado actuó como Secretario y finalmente la Dra. Elena Centeno García del Instituto de Geología y el Dr. Fred McDowell fueron designados suplentes. A todos ellos les agradezco por haberme apoyado en diversos trámites administrativos y por compartir sus conocimientos al haber revisado la versión final de la tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por haber financiado el proyecto 28086-T que permitió llevar a cabo el trabajo de campo y los estudios de laboratorio que se reportan en la tesis. Los colegas, Dr. Efren Pérez Segura de la

Universidad de Sonora, el Dr. Joaquín Ruiz de la Universidad de Arizona, los Drs. Martín Valencia Moreno y Thierry Calmus de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM, colaboraron conmigo en el proyecto financiado por el CONACYT.

Al Dr. Martín Valencia Moreno por compartir de manera desinteresada sus conocimientos de geoquímica siendo un apoyo muy importante en el desarrollo de la tesis asimismo por haber leído la primera versión de la tesis, ofreciendo valiosas sugerencias para mejorarla.

Agradezco al Dr. Peter Schaaf del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, por haber coordinado las determinaciones de relaciones isotópicas de Sm-Nd y Rb-Sr que se reportan en la tesis. Otros investigadores y técnicos académicos del LUGIS que colaboraron en los análisis con el Dr. Schaaf fueron, las M. en C. Gabriela Solis P. y María del Sol Hernández B., los Ings. Teodoro Hernández Treviño y Juan Morales C. Los análisis químicos por elementos mayores y algunos traza fueron hechos por el Ing. Rufino Lozano S. C. del Instituto de Geología por el método de fluorescencia de Rayos X. Los análisis de tierras raras fueron hechos en el laboratorio de ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM, por la Dra. Ofelia Morton y la M. en C. Elena Lounejeva B. La preparación de las muestras que se analizaron por elementos mayores, trazas y algunas de las que se fecharon por métodos isotópicos se realizó en la Estación Regional del Noroeste (ERNO) del Instituto de Geología y estuvo a cargo del Quím. Pablo Peñaflor Escárcega. El Ing. Ricardo Amaya Martínez de la Universidad de Sonora proporcionó apoyo en los estudios petrográficos y ayudó a tomar las fotos de láminas delgadas bajo el microscopio que se muestran en la tesis. El Dr. Max Suter gentilmente proporcionó las dos imágenes de satélite que se presentan en el texto.

Algunas figuras de la tesis fueron preparadas en la ERNO por el dibujante Sr. Rubén Romero M. Por lo que respecta al trabajo de campo en el área de la Sierra Madre Occidental recibí apoyo de los Ings. José Belen Guzmán E. y Angel García C. geólogos del Consejo de Recursos Minerales de la Residencia Hermosillo, quienes compartieron información geológica inédita de áreas de acceso difícil en la región de Yécora-Maycoba. Como ayudantes de campo agradezco el esfuerzo de los Sres. Roberto Duarte L. y Francisco García P., y del Pasante de Geología Luis Carlos Lugo Z.

En la ERNO, recibí un importante apoyo en la biblioteca por parte de la Sra. Rosa María Contreras, la Srita. Gloria Saitz S. y la Sra. Mónica Tellechea, proporcionaron diversos apoyos secretariales durante el desarrollo de la tesis. El Sr. Luis Terán P. del Laboratorio de Laminación preparó las láminas delgadas y superficies pulidas que se utilizaron en los estudios petrográficos.

En especial agradezco la solidaridad y apoyo de José Luis Rodríguez y Juan Carlos García y Barragán quienes desarrollaron su trabajo de doctorado durante el mismo tiempo.

Es evidente que para poder realizar una tesis de doctorado se requiere del apoyo de muchas personas, a todos los que me ayudaron les estoy muy agradecido. Como seguramente faltó mencionar a algunas personas de antemano les pido disculpas y les agradezco su apoyo.

I. INTRODUCCIÓN.

1. Antecedentes.

El Estado de Sonora, localizado en el extremo suroeste del Cratón de América del Norte, estuvo situado durante parte del Proterozoico Tardío y la mayor parte del Paleozoico en un margen pasivo, donde prácticamente no hubo actividad magmática. A partir del Mesozoico, este margen cambió a un margen activo. La subducción se inició de manera incipiente en el Triásico Tardío y posteriormente, ya en el Jurásico se desarrolló un margen de tipo andino, interrumpiéndose en el Cretácico Temprano, para alcanzar su desarrollo máximo en el intervalo entre el Cretácico Tardío y el Terciario temprano.

En el noroeste de México, al magmatismo producido en el período del Cretácico Tardío al Terciario temprano se le ha denominado Magmatismo Larámide (ML), y se desarrolló en esta región en respuesta a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de América del Norte. En este trabajo se utilizarán los límites de edad de 80-40 Ma, propuestos por Coney y Reynolds (1977), para el ML en el suroeste de los Estados Unidos. La aplicación de esta definición de tiempo en el noroeste de México, es más acorde con las edades K/Ar publicadas, para el Batolito de Sonora (Damon et al., 1983). Dentro de la definición de ML, se incluirá también a las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949), que representan a las rocas volcánicas equivalentes en tiempo al Batolito Larámide (McDowell et al., 2001).

En la provincia de la Sierra Madre Occidental, que corresponde al oriente de Sonora, las rocas intrusivas y volcánicas del Cretácico Tardío-Eoceno se han agrupado y descrito en la literatura como correspondientes al Grupo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979).

El Arco Larámide (AL) se puede definir como un arco de margen continental que se formó durante el Cretácico Tardío-Eoceno, (entre 80 y 40 Ma), que incluye las rocas intrusivas del Batolito de Sonora y las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. El AL se extiende desde el suroeste de los Estados Unidos hasta el noroeste de México. En Sonora sus afloramientos se distribuyen de manera discontinua formando franjas burdamente orientadas NW-SE, desde la costa del Golfo de California hasta el oriente de Sonora. Más al oriente los afloramientos del AL, son reducidos y se presentan en forma

aislada en la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMW), encontrándose sus últimas exposiciones en las cercanías de la Ciudad de Chihuahua (Ortega-Gutiérrez et al., 1992; McDowell y Mauger, 1994). Los afloramientos de las rocas intrusivas tienen una extensión de 550 km, en dirección E-W, la que se debe en gran parte a la extensión terciaria producida por el evento de Cuencas y Sierras (Roldán-Quintana, 1997).

En el sur de Sonora el AL, tiene dos componentes: intrusivos batolíticos, principalmente de composición granodiorítica a granítica, y la contraparte volcánica que consiste en lavas, tobas de composición dacítica a andesítica generalmente propilitizados, e incluyendo intercalaciones delgadas de sedimentos lacustres.

Los granitos calcialcalinos contienen biotita, hornblenda y frecuentemente titanita; las rocas volcánicas contienen hornblenda primaria, biotita y piroxeno como minerales accesorios. Sus mejores afloramientos se localizan al oeste del campo volcánico de la SMW. Las rocas laramídicas continúan por una distancia desconocida debajo de las rocas volcánicas de la SMW.

Las edades K/Ar de los plutones del AL en Sonora varían de 95 a 42 Ma (Roldán-Quintana, 1997), estas rocas son generalmente más jóvenes del oeste hacia el este, aunque debe decirse que esta tendencia no es continua, y localmente el patrón de edades puede ser complejo. Más hacia el oriente, en el centro de Chihuahua, cuerpos intrusivos pequeños han proporcionado edades U/Pb de 63-59 Ma (McDowell y Mauger, 1994) En Sonora, seis edades U/Pb para las rocas volcánicas laramídicas en el centro oriente de Sonora varían de 90-70 Ma (McDowell et al., 2001). Relaciones de campo indican contactos intrusivos entre los plutones y las rocas volcánicas laramídicas. En el trabajo presente se analizará de manera más detallada este último período de magmatismo.

2. Definición del problema.

El proceso de subducción y magmagénesis no es observable directamente, ya que ocurre a grandes profundidades (del orden de 100 km, Gill, 1981), de esta manera, los geocientíficos sólo pueden tener información indirecta de la ocurrencia de estos fenómenos. Esta información únicamente se obtiene de batolitos en formación en zonas de subducción activas, mediante datos sísmicos (profundidad de la zona de subducción) y datos geofísicos

en la porción oceánica (datos magnéticos del fondo) que permiten inferir la velocidad de subducción.

Los batolitos son grandes cuerpos de roca intrusiva, aflorando en grandes áreas (>100 km²), algunos de los cuales están asociados a zonas de subducción y que solamente han sido expuestos después de un largo tiempo de su formación como resultado de procesos de levantamiento y/o erosión. De acuerdo a Hamilton (1969), *“un batolito representa una zona vertical de afloramiento de tal manera que hacia arriba y hacia abajo debe dar lugar a la exposición de diferentes complejos, de modo que los afloramientos de estos cuerpos son necesariamente incompletos”*. En el caso de arcos antiguos, las características de la paleosubducción se infieren a través del estudio sistemático geológico-geocronológico y geoquímico del mismo arco.

En Sonora, y en particular a lo largo del área del transecto objeto de este estudio, los batolitos y rocas volcánicas asociadas se encuentran bien expuestos, sin embargo hasta la fecha no habían sido llevados a cabo estudios tendientes a entender la génesis del arco larámide, incluyendo la porción batolítica y las rocas volcánicas asociadas genéticamente.

Para el estudio de los batolitos Mesozoico-Terciario, que afloran a lo largo del transecto y con el fin de poder definir un modelo de subducción, el enfoque metodológico utilizado, es el estudio integral de las rocas intrusivas, incluyendo la variación espacial de su composición química (elementos mayores, menores trazas y Tierras raras), la variación espacial de sus edades en una dirección perpendicular al arco, y la deducción de su posición respecto a la paleotrinchera. Toda la información anterior ayudará a entender mejor las características petrológicas de la paleosubducción que los originó (Wilson, 1989).

3. Trabajos previos.

El registro de los episodios magmáticos más antiguos en México, está pobremente preservado, tal es el caso del arco Permo-Triásico (287-232 Ma), el cual constituye una franja de granitoides que se extienden desde la porción suroeste de los Estados Unidos hasta la frontera con Guatemala (Torres-Vargas, et al., 1993). Restos de este arco se han identificado en el subsuelo de los estados de Coahuila y Chihuahua (McKee, et al., 1990; Cameron y Jones, 1993; Grajales-Nishimura et al., 1992). Torres-Vargas et al, (1999)

concluyeron que este arco Permo-Triásico marca un cambio en la tectónica de México de un predominio de colisiones circum-Atlánticas a una tectónica acrecionaria de terrenos circum-Pacíficos.

La evidencia de los productos de este arco en Sonora es muy limitada, en el norte del Estado existen afloramientos restringidos en la región de Sonoyta y se conocen únicamente pequeños afloramientos representados por intercalaciones delgadas de tobas riolíticas en la Formación Santa Clara en el Grupo Barranca, de edad Triásico Tardío (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). En el Jurásico Temprano-Medio (170-180 Ma), en el noreste de Sonora y Durango, se define de una manera más consistente un arco de margen continental formado por rocas ígneas calciocalinas (Anderson y Silver, 1978 y 1979).

Posteriormente, a partir del Cretácico Temprano, la actividad magmática se vuelve más intensa y continua, produciendo grandes batolitos, en la hoy Península de Baja California (Silver y Chappell, 1988; Gastil et al., 1975). Silver y Chappell (1988), concluyen con base en datos químicos e isotópicos que la porción oeste del batolito indica que se formó como la raíz de un arco de islas primitivo sobre litósfera oceánica, mientras que en su porción oriental las rocas plutónicas parecen haber sido derivadas por fusión parcial de fuentes profundas de composición basáltica a niveles subcorticales. En la porción más occidental de esta franja batolítica, en los estados de Sonora, Sinaloa y Jalisco, las edades conocidas varían aproximadamente entre 102-90 Ma (Damon et al., 1983; Schaaf et al., 1995). Hacia el oriente, la edad de los batolitos disminuye, aunque no de manera regular, llegando por ejemplo en la porción más oriental del Estado de Sonora a 62 Ma (Bockoven, 1980).

En el oeste de los Estados Unidos, Coney y Reynolds (1977) definieron el "tiempo Larámide" de 80 a 40 Ma. Este lapso de tiempo incluye un período de calma magmática en el Eoceno para esta porción de los Estados Unidos. Esta definición de tiempo larámide se basó en cambios mayores de patrones globales de extensión oceánica y los movimientos de las placas. En este trabajo se usarán dichos límites, en virtud de que coinciden de una manera más amplia con las edades K/Ar de rocas intrusivas del noroeste de México publicadas por Damon et al. (1983), quienes definieron el "Batolito de Sonora", como una parte importante de la suite magmática de la Orogenia Larámide.

En el suroeste de los Estados Unidos, Gromet y Silver (1987), estudiaron las variaciones en el contenido de Tierras raras del Batolito Peninsular, encontrando que los patrones de las Tierras raras varían sistemáticamente de W a E en el batolito y de esta manera definieron tres regiones longitudinales. El Batolito Peninsular se extiende hasta el noroeste de Sonora.

Henry (1975), estudió en detalle el Batolito de Choix en el norte de Sinaloa; con base en edades K/Ar y U/Pb mostró que la mayoría de las rocas intrusivas fueron emplazadas entre 102 y 46 Ma. Por su parte, Aguirre-Díaz y McDowell (1991) mostraron la gran extensión del magmatismo del Eoceno en el noroeste de México.

A la fecha ha habido varios intentos de interpretar los datos conocidos sobre la subducción en el norte de México y suroeste de los Estados Unidos. Urrutia-Fucugauchi y Morton-Bermea (1997), analizaron la anchura anómala del arco Mesozoico tardío al Cenozoico en el noroeste de México (aproximadamente 1,100 km), atribuyéndola a una migración temporal del arco entre 120 y 15 Ma, y por último a una transición del magmatismo asociado a subducción, a uno de extensión continental.

Otros trabajos donde se han analizado las relaciones de paleoconvergencia a partir de las relaciones K_2O/SiO_2 en rocas intrusivas del Cretácico y Terciario en el suroeste de América del Norte fue realizado por Keith (1982). Con base en datos químicos, utilizando los valores de potasio para una profundidad dada, Clark et al. (1982), analizaron la geometría del plano de Benioff y la generación de magma, relacionándola con la distribución espacial de los distintos yacimientos con respecto a la paleotrinchera en el oeste de México. También encontraron que la edad de los intrusivos generalmente se hace más joven hacia el oriente, hasta 1000 km de la paleotrinchera.

Los trabajos sobre la estratigrafía, petrogénesis y geocronología de la Sierra Madre Occidental, son de carácter general y se restringen al Estado de Chihuahua y sus límites con Sonora, entre estos se pueden citar a Cocheme (1985); McDowell y Clabaugh (1979); McDowell et al. (1990); Cameron et al. (1980); Cameron et al. (1992); Cameron y Jones (1993), Ruiz et al. (1988); Swanson et al. (1978), entre otros trabajos publicados.

Los procesos de subducción continuaron produciendo magmas calcialcalinos desde el Eoceno hasta el Mioceno Medio, hasta que dichos procesos cesaron debido a un cambio

muy importante en el régimen tectónico del noroeste de México (Atwater, 1989; Jurdy, 1984; McDowell et al., 1997).

Un estudio regional de la composición química de los granitoides laramídicos (80-40 Ma) de Sonora y Sinaloa y la evaluación de las variaciones sistemáticas de la composición de las rocas graníticas derivadas de la contaminación por rocas del basamento de los diferentes terrenos, fue preparado por Valencia-Moreno (1998), quien llevó a cabo 28 análisis de elementos mayores, de relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y análisis de Tierras raras. En dicho estudio, mostró que los datos isotópicos de estroncio y neodimio tienen firmas más evolucionadas hacia el norte, donde los granitos laramídicos intrusionan a rocas del Cratón de América del Norte, siendo más primitivas hacia afuera del cratón.

Aunque las rocas larámides afloran en grandes porciones de Sonora, a la fecha no se había realizado un estudio sistemático de las rocas intrusivas que incluyera su extensión y variación espacial y temporal, así como un estudio de las rocas volcánicas contemporáneas. Hasta los años 80's, la mayor parte de la investigación de los batolitos de Sonora fue enfocada únicamente al fechamiento isotópico, de intrusivos en áreas aisladas (Anderson y Silver, 1978; Damon et al., 1983).

Los primeros datos isotópicos sobre relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, fueron publicados por Damon et al., (1983), quienes presentaron 18 relaciones isotópicas de muestras del Batolito Larámide de Sonora. Otro trabajo donde se publicaron datos isotópicos de rocas intrusivas en Sonora, es un reporte sobre rocas graníticas asociadas a mineralización de tungsteno preparado por Mead et al. (1988), quienes publicaron relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, en 23 muestras. Todos estos estudios trataron de mostrar la influencia de los diferentes basamentos en el Estado de Sonora en la generación de los batolitos. Valencia-Moreno, (1998) realizó este análisis tomando muestras del batolito en una dirección norte-sur. Mediante estos estudios pudo apreciar cambios isotópicos en las rocas intrusivas larámides y de esa manera deducir la influencia de los diferentes terrenos en la generación de los magmas graníticos.

Puede concluirse que a nivel del Estado de Sonora se tienen aún muy pocos datos de análisis químicos de elementos mayores, trazas y relaciones isotópicas.

4. Hipótesis de trabajo.

Los fenómenos asociados al proceso de subducción quedan plasmados en el registro estratigráfico y en las relaciones entre rocas ígneas en la vecindad de las márgenes convergentes. En el noroeste de México han existido arcos magmáticos en diferentes tiempos del pasado geológico. Los procesos que les dieron origen, su evolución y relaciones entre ellos, pueden ser comprendidos mediante un estudio geológico integral a lo largo de un transecto a través de las diferentes secuencias estratigráficas de la zona en cuestión.

El arco magmático laramídico está compuesto de cuerpos plutónicos múltiples. La información geoquímica de las rocas intrusivas permite reconocer sus relaciones y definir el tipo de corteza involucrada en el origen del arco. Es posible reconocer los componentes intrusivos y volcánicos del arco laramídico y establecer sus relaciones usando criterios geoquímicos e isotópicos. Las rocas ígneas del arco magmático del Cretácico Tardío pueden ser usadas para demostrar sus relaciones debido a su bajo grado de alteración hidrotermal. También, con base en datos geoquímicos e isotópicos, así como fechamientos isotópicos, se puede demostrar la continuidad del proceso de subducción a lo largo del noroeste de México, desde el Terciario hasta su culminación, a través del estudio de los arcos magmáticos de la Sierra Madre Occidental y el de la costa del Golfo de California.

La documentación de los diferentes arcos, sus relaciones y evolución permiten definir la historia de un proceso de subducción extinto alojado en el noroeste de México desde el Cretácico hasta el Mioceno.

En las investigaciones con rocas ígneas es importante tomar en cuenta las dos premisas siguientes: **(1) Que las rocas ígneas proporcionan fechamiento preciso de procesos tectonotérmicos.** En Sonora, los métodos que más se han utilizado, son el K/Ar y el U/Pb, aunque recientemente se han llevado a cabo fechamientos de rocas intrusivas por el método de trazas de fisión (los cuales no serán discutidos en este trabajo); **(2) La composición química e isotópica de las rocas ígneas proporciona información petrogenética y del ambiente tectónico de la fuente y su posible contaminación posterior.**

5. Propósito y objetivo.

El propósito de la presente tesis consiste en documentar, caracterizar y reconocer el origen del arco Larámide en la zona de estudio, así como probar que las rocas volcánicas asociadas geográficamente a los cuerpos plutónicos laramídicos son parte de un mismo arco. Para ello se consideran los objetivos particulares siguientes:

a) Documentar las variaciones composicionales, temporales y espaciales tanto de las rocas laramídicas, como de las rocas volcánicas asociadas a lo largo de un transecto perpendicular al arco Larámide desde la costa del Golfo de California hasta la Sierra Madre Occidental (Fig. 1).

b) Explicar estos cambios con relación a la geometría de la subducción, al tipo de basamento y/o a la posición relativa con respecto a la paleotrinchera.

c) Con base en la geología del transecto, definir la historia magmática de esta porción del margen continental del noroeste de México.

d) Estudiar de manera general, los diferentes períodos de actividad magmática expuestos a lo largo del transecto, con especial atención al magmatismo laramídico.

e) Estudiar las rocas intrusivas y volcánicas del arco Larámide de manera detallada, investigando tanto su variación temporal, como su composición química e isotópica.

f) Compilar las fechas isotópicas existentes y obtener nuevas edades, tanto de los intrusivos como de las rocas volcánicas, con el fin de comprender la evolución temporal del arco.

6. Definición del área de estudio.

El área de estudio corresponde a un corredor de 15 km de ancho (angosto), por aproximadamente 300 km de longitud, situado en la porción sur del Estado de Sonora, en la latitud $28^{\circ} 15' N$. El corredor se localiza aproximadamente a 100 km al sur de la Ciudad de Hermosillo, Sonora, (Fig. 1). La razón de estudiar un corredor y no un área más extensa, se debe a la imposibilidad de estudiar toda la provincia geológica y a lo inaccesible de algunas porciones de la región. El corredor inicia en el área de San Carlos en la costa del Golfo de California y continua con un rumbo $N 40^{\circ} E$ hacia el oriente. En la región de Ortíz cambia a un rumbo E-W, para pasar por La Misa, al sur de Suaqui Grande, San Nicolás, Yécora, para

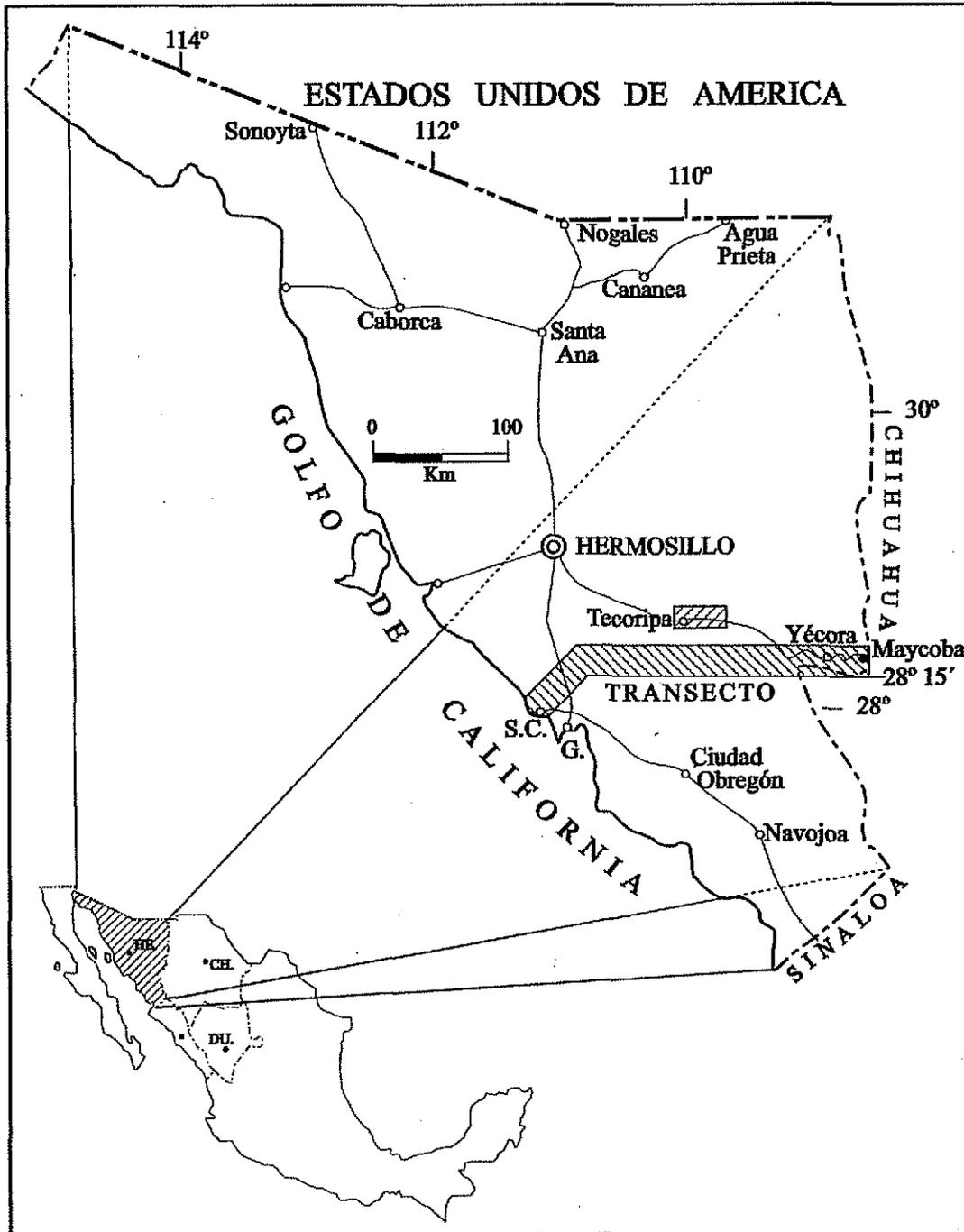


Figura 1.-Localización del área del Transecto que se describe en este trabajo. Se presentarán algunos datos de la región al oriente de Tecoripa , al norte del Transecto.S.C.- San Carlos, G.- Guaymas.

terminar 10 km al oriente del poblado de Maycoba, dentro de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (Fig. 1).

7. Metodología.

a) Gabinete y campo.

Para la realización de esta investigación se siguieron los métodos tradicionales usados en estudios geológicos, que consisten en la recopilación de toda la información publicada sobre el transecto y áreas adyacentes, como literatura y/o información cartográfica.

Para algunas áreas con escasa información o sin ella, se llevó a cabo fotointerpretación utilizando fotos aéreas en blanco y negro a escala 1: 50,000, con las que se prepararon mapas *fotogeológicos*, los cuales se verificaron en el campo.

Con el fin de poder mostrar la geología de todo el transecto en tres hojas, los mapas geológicos y las secciones se redujeron fotográficamente a escala 1: 100,000. El trabajo de campo se llevó a cabo durante aproximadamente un año, en períodos aislados en los otoños e inviernos de los años 92, 94, y del 97 al 99. Durante el trabajo de campo, se estudiaron las relaciones entre diferentes unidades, se midieron algunas secciones de unidades sedimentarias y volcánicas, se obtuvieron datos estructurales y se tomaron muestras de rocas ígneas con énfasis especial en las rocas intrusivas y volcánicas laramídicas. Toda la información obtenida en el campo y la localización de las muestras se vació en los mapas topográficos, con la ayuda de fotografías aéreas y sus coordenadas UTM (obtenidas con un GPS o sistema de posicionamiento global). De las rocas intrusivas se colectaron muestras para análisis químico, fechamiento isotópico y algunas para obtener relaciones isotópicas de samario-neodimio y rubidio-estroncio.

Se colectaron 76 muestras de rocas ígneas para análisis químicos por óxidos de elementos mayores, principalmente de rocas intrusivas y algunas rocas volcánicas terciarias y sólo 3 muestras de dacitas mesozoicas de la Formación Tarahumara (Cretácico Tardío), por estar en la mayoría de los casos sumamente alteradas. En el caso de las muestras de rocas intrusivas, se colectaron aproximadamente 5 kg de roca lo más fresca posible, la que en el afloramiento se partió en fragmentos de un tamaño aproximado de 5 x 1 cm, para que entraran sin problema a la quebradora, quitando ahí mismo la porción intemperizada y

fragmentos con alteración hidrotermal u oxidación, ésto con el fin de evitar contaminación y poder contar con muestras de buena calidad. Las muestras que se prepararon en la Estación Regional del Noroeste en Hermosillo, Sonora (ERNO), fueron usadas para análisis químicos e isotópicos siguiendo los siguientes pasos: (1) Se lavan las muestras con jabón soluble con bajo contenido en fosfatos y cepillo, con agua de la llave; (2) Se limpian las muestras con agua desionizada; (3) Se secan las muestras; (4) Se pesan las muestras limpias; (5) Se pasa la muestra a la quebradora de placas, de donde salen pedazos de \pm 1-2 cm, de un volumen de 6 a 8 kg; (6) Se cuartea la muestra para obtener 3 partes de aproximadamente 50-75 gr; (7) Se pasa las muestras a un pulverizador de cerámica, se pulverizan estas tres partes y se guardan en frascos de PVC; la primera parte se usa para contaminar el pulverizador y despues se tira, la segunda es para análisis FRX y la tercera es para isotopía.

Las muestras para fechamiento isotópico se prepararon en la Universidad de Texas en Austin y en el Instituto de Geofísica de la UNAM en la Ciudad de México. A diferencia de la preparación de muestras para análisis químicos, no se pulverizan para poder separar los minerales de interés en cada uno de los métodos.

También se prepararon cerca de 90 muestras para láminas delgadas de roca, incluyendo las muestras que se iban a analizar en los laboratorios. Las de roca intrusiva se estudiaron bajo el microscopio para hacer conteo de puntos para la clasificación modal de las mismas. Las láminas delgadas de otros tipos de roca se usaron para una descripción más completa. Todas las láminas delgadas fueron preparadas en los laboratorios de laminación de la ERNO.

Por último, en el gabinete, se procedió a integrar e interpretar toda la información geológica, química e isotópica, se dibujaron los planos geológicos finales y las secciones estructurales, así como las figuras necesarias y finalmente se procedió a escribir la versión final del texto.

b) Análisis por elementos mayores y elementos traza.

Los análisis se hicieron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Se analizaron 74 muestras por el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX),

bajo la responsabilidad del Quím. Rufino Lozano. Los elementos mayores determinados fueron Si, Ti, Fe total, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. También se determinaron los elementos traza Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb. Adicionalmente se determinó por gravimetría la pérdida por calcinación (PXC). Los resultados obtenidos se muestran en las Tablas B-1, B-2, B-3 y B-5, en el Apéndice B.

Los análisis de elementos mayores se realizaron en muestra fundida, partiendo de "base seca". Las mediciones se realizaron en un espectrómetro secuencial de rayos X (WD-XRF), marca Siemens, modelo SRS 3000, equipado con tubo de rodio de fin de ventana y una ventana lateral terminal de Be 125 μ . La metodología aplicada para la fusión de la muestra consistió en mezclar 1 g de muestra con 9 g de fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 grado puro en proporción de 1:1. La fusión fue hecha en un sistema automatizado marca Claisse modelo Fluxy equipado con mecheros Fisher y crisoles y moldes de Pt/5% Au. El instrumento controla, mediante un procesador programado, los tiempos de calentamiento, mezclado, vaciado y enfriado. El tiempo total empleado en cada fusión (serie de 3 muestras), es de 10 minutos. Para evitar que las perlas se adhieran al molde, previo al proceso de fusión se agregaron dos gotas de agente tensoactivo a cada crisol.

El análisis de los elementos traza se realizó en muestra prensada. Las tabletas se prepararon con 5 g de muestra pulverizada a un tamaño de partícula menor a 74 μm . El prensado se realizó adicionando 0.5 g de Cera-C (Hoechst) a la muestra. Los programas analíticos fueron preparados con 27 muestras de referencia y la calidad de los valores obtenidos se verificó con la medición simultánea de un monitor. Las condiciones del sistema de FRX se fijaron según la técnica descrita en Lozano Santa Cruz et al. (1995).

c) Tierras raras.

Los análisis de Tierras raras fueron determinados por la Dra. Ofelia Morton, en el laboratorio de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. Se analizaron 30 muestras cuyos datos se presentan en las tablas C-1, C-2 y C-3 en el Apéndice C.

Se utilizó el procedimiento de digestión abierta usando mezcla ácida descrito en Morton et al. (1997). El equipo empleado fue un espectrómetro de masas con plasma de

acoplamiento inductivo modelo Quadtrion de la marca Thermo Jarrell Ash. La exactitud se evaluó con el valor SST y es para todos los lantánidos (con excepción de Gd) < 1 .

Se hace la aclaración que algunas de las muestras de la Formación Tarahumara fueron analizadas en los laboratorios de la Universidad de Arizona con diferente metodología, usando el estándar RGM-1 (Valencia, 1998). (Tabla C-2 en el Apéndice C).

La preparación mecánica de las muestras se llevó a cabo en los laboratorios de preparación de muestras de la ERNO, en Hermosillo Sonora, tal como se describió anteriormente.

d) Isótopos Sr y Nd

A continuación se presenta un resumen de las metodologías de los sistemas de Rb-Sr y Sm-Nd, lo que se puede consultar en mayor detalle en el Manual de Preparación de Muestras del LUGIS, (2000). Los análisis isotópicos fueron hechos bajo la dirección del Dr. Peter Schaaf en el LUGIS.

1.1 Pesado y digestión.

Toda la preparación de las muestras se lleva a cabo dentro de laboratorios de química ultrapura. El peso de las muestras varía entre 100 y 200 mg, dependiendo de la concentración de los elementos previamente establecida mediante la fluorescencia de Rayos X. Las muestras se colocan en bombas de teflón de 15 ml y se pesan en balanzas de 5 dígitos y después se les añade un spike (o trazador) combinado de Sr-Sm-Nd.

Generalmente, las muestras se preparan en series de 10, añadiendo un estándar de roca (interno o internacional), y un blanco o una muestra doble para determinar la reproducibilidad del laboratorio.

Ya pesadas las muestras, se humedecen con tres gotas de ácido perclórico (HClO_4) al 70% y 3 gotas de agua desionizada (MQ), junto con 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40%. Se tapan y dejan en cajas de aire puro calentándose ligeramente (80 a 90°C) de manera constante durante 2 días hasta disolver la muestra. Se destapan y se dejan evaporar.

Una vez seca la muestra, se le agregan de 5 a 7 ml de ácido clorhídrico (HCl) 6N, dejándose reposar 1 a 2 h. Se calienta la solución hasta lograr la evaporación total. Al residuo se le agregan 15 ml de 2N HCl dejándose reposar y calentando ligeramente hasta

que todo quede en solución. Una vez separada la fracción de solución a utilizarse para las determinaciones de Rb, se evaporan las muestras bajo luz infraroja hasta dejar un residuo totalmente seco y bien tapado.

1.2 Separación de elementos

La separación de elementos se hace en dos etapas. En la primera se separan el estroncio y las Tierras raras, y en la segunda se separan el samario y el neodimio. De manera independiente se manejan las muestras de rubidio. La separación del Rb, Sr y REE, se lleva a cabo en columnas de intercambio iónico con resina catiónica DOWEX 50WX12 (200-400 mesh).

La solución que contiene las Tierras raras pasa por otro proceso de separación realizado también en columnas de intercambio iónico, pero con relleno de polvos de teflón revestidos por una sustancia activa, ácido fosfórico bis (HDEHP).

Las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd de todas las muestras analizadas fueron determinadas utilizando el método de la dilución isotópica. Se utilizó un spike de ^{87}Rb y un spike combinado de ^{84}Sr - ^{145}Nd - ^{149}Sm .

Debido a que es importante realizar las mediciones de Rb en un aparato distinto a donde se mide el estroncio. Las mediciones isotópicas de Rb se realizaron utilizando un espectrómetro de masa NBS-NIST con filamentos de renio, en donde el registro de las intensidades se hace mediante un solo colector, intercambiándose las masas (^{85}Rb y ^{87}Rb).

1.3 Mediciones de Sr, Sm y Nd

Todas las determinaciones isotópicas de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas Finnigan MAT262 el cual está equipado con nueve colectores faraday y una fuente de doble filamento de renio.

Para cada medición de Sm se realizaron cuatro bloques de 5 mediciones cada uno. Sin embargo, para cada medición de Sr y Nd se hicieron seis bloques de 10 mediciones cada una.

1.4 Correcciones de las mediciones

Normalización con estándares internacionales

Debido a variaciones en el aparato, los resultados de los valores isotópicos establecidos de estándares internacionales pueden variar. Los estándares de Sr usados en el

laboratorio son el Eimer y Ahmend (SrCO_3) y NBS 987 (SrCO_3). La desviación promedio del valor comercial calculada para 1999-2000, tiempo durante el cual se realizaron las mediciones en el LUGIS, fueron del 0.0039% y 0.0032% respectivamente. Para las mediciones de Nd el estándar utilizado es el de La Jolla. La desviación promedio del valor comercial para Nd la Jolla 1999-2000 ha sido del 0.0046%,

Puesto que se consideran mínimas estas desviaciones, los resultados de la medición de muestras de roca no fueron corregidos.

1.5 Mediciones de control.

Una manera de comprobar que los datos obtenidos sean coherentes es la de tener distintos parámetros de control que se mencionan a continuación.

Blancos analíticos

Junto con la preparación química de las muestras, se preparan recipientes sin muestra, pero siguiendo todos los pasos de la separación química. Con esto, es posible determinar los valores de fondo de Rb, Sr, Sm y Nd que pueden contaminar las muestras. Durante el período de trabajo de las muestras, los valores de los blancos en el LUGIS fueron de Rb 0.29 ng, Sr 2.76 ng, Sm 1.58 ng, Nd 12.60 ng respectivamente.

Doble muestra

Para algunas muestras, que no sean estándares y de las cuales no se conozcan sus concentraciones o proporciones isotópicas, se repite todo el procedimiento químico y de medición para obtener una medida de la reproducibilidad de los resultados.

Estándares de laboratorio

En el tiempo de preparación de las muestras se preparó el estandar NBS607, Feldespato Potásico, con los siguientes resultados: Rb=528.73 ppm, Sr=68.9 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=1.199987 \pm 69 (\pm 1\sigma)$. Los valores del certificado son: Rb=523.9 ppm, Sr=65.41 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=1.200390 \pm 200 (\pm 1\sigma)$.

e) Fechamientos isotópicos.

Los métodos de fechamiento isotópico utilizados, fueron de cuatro tipos: (1) Rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. Estas muestras fueron fechadas por el método U/Pb utilizando zircones, en los laboratorios de Geoquímica Isotópica de la Universidad de

Texas en Austin, gracias a un proyecto de colaboración con el Dr. Fred W. McDowell. Se colectaron 6 muestras de aproximadamente 25 kg, el criterio para seleccionarlas en el campo fue el de coleccionar las rocas con el menor grado de alteración y que fueran las de composición más félsica, las que correspondieron a tobas riolíticas. (2) Catorce muestras de rocas intrusivas laramídicas y algunas de rocas volcánicas terciarias, que fueron también fechadas en la Universidad de Texas en Austin por el Dr. McDowell, usando el método K/Ar. En este caso sólo se colectaron 15 kg, siguiendo una selección estricta de la muestra, colectando únicamente rocas sin alteración hidrotermal que contuvieran uno o dos de los siguientes minerales; hornblenda, biotita, plagioclasa o feldespato potásico. También se fecharon algunos basaltos y/o andesitas basálticas de grano fino, para los que en el laboratorio se usó la roca entera; (3) Dos muestras de rocas laramídicas que se fecharon por el método Rb/Sr, al coleccionarlas se siguió el mismo criterio, es decir buscar rocas sin alteración que contuvieran biotita y/o feldespato potásico, se colectaron aproximadamente 10 kg. Estos análisis se hicieron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, en el Distrito Federal, gracias al apoyo del Dr. Peter Schaaf; (4) Por último, se fecharon seis muestras de rocas volcánicas terciarias, por el método Ar/Ar, para lo que se colectaron muestras de 5 kg. Estas fechas se obtuvieron en los laboratorios de la Universidad de Brest, Francia, por el Dr. Bellon.

Todos los resultados de los fechamientos isotópicos en este proyecto, se reportan en las tablas 1, 2 y 3 del Capítulo IV, sobre edades de las rocas ígneas del transecto.

II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

1. Modelos recientes de la evolución de la Cordillera de América del Norte

a) Marco geológico de la Cordillera de América del Norte

El área de estudio forma parte de la Cordillera de América del Norte, por lo que es indispensable revisar el marco geológico de esta gran Provincia Geológica. La Cordillera es una gran franja montañosa localizada en el oeste de América del Norte, con estructuras orientadas norte-sur a noroeste, que bordea en el noréste la cuenca del Pacífico.

Esta franja orogénica se extiende desde Canadá hasta la frontera con México (Burchfiel et al., 1992). Para otros autores, la Cordillera se extiende desde Alaska y las Islas Aleutianas hasta el extremo de América del Sur, por una distancia de 18,000 km (Stearn et al., 1979). La mayor parte de México consiste en rocas mesozoicas y cenozoicas, y esta es la razón principal por la que algunos autores consideran que la mayor parte de la porción continental de México corresponde a la Cordillera (Coney, 1972; Campa, 1985; De Cserna, 1992).

La Cordillera en los Estados Unidos de América, ha sido dividida en dos zonas tectónicas mayores. Hacia el oriente se encuentra la zona frontal de cabalgaduras en la región cratónica y hacia el oeste la zona occidental compleja de terrenos acrecionados, siendo el límite el cabalgamiento de Golconda, el cual sigue aproximadamente la línea del estroncio, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706$ (Kistler y Peterman, 1978).

El margen continental a lo largo del cual se desarrolló el orógeno cordillerano se originó en el Proterozoico Tardío y desde ese tiempo el orógeno ha evolucionado en el límite de una región oceánica y una continental, haciendo de ésta una de las regiones orogénicas de vida más larga en el mundo (Burchfiel et al., 1992). Durante el Precámbrico y el Paleozoico temprano se desarrolló en la Cordillera un margen pasivo. Un "collage" de fragmentos acrecionados fueron incorporados intermitentemente al orógeno desde el Paleozoico medio hasta el Cenozoico temprano.

La convergencia de placas inició en el Paleozoico medio, con la deformación Antler que incluyó actividad ígnea. Un volcanismo de tipo andino fue completamente desarrollado en el Mesozoico. La migración de la deformación Larámide hacia el oriente con características ígneas y estilos tectónicos relacionados a una convergencia de placas rápida

durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico temprano, y una terminación gradual de la actividad tectónica relacionada a la subducción y el inicio durante el Cenozoico de un régimen tectónico extensional y transforme (Burchfiel et al., 1992).

En la Cordillera, los terrenos tectonoestratigráficos constituyen unidades importantes o fragmentos de corteza continental o de litósfera oceánica que han sido acrecionados durante el Paleozoico y el Mesozoico en el oeste de América del Norte. Los terrenos del oeste de la Cordillera varían en tamaño, algunos son de dimensiones subcontinentales, mientras que otros sólo cubren unas pocas centenas de kilómetros cuadrados o menos.

El mayor evento tectónico experimentado por la mayoría de los terrenos en la Cordillera es su acreción a América del Norte. En muchos casos, este evento colisional produjo intenso plegamiento, fallamiento inverso, deformación penetrativa y metamorfismo bajo condiciones de facies de esquisto verde, esquisto azul, o de anfibolita (Jones et al., 1982). La acreción de terrenos ha sido continua desde el Paleozoico (siendo éste período el que tuvo la mayor actividad) hasta el Terciario temprano con un incremento durante el Mesozoico.

Alaska es uno de los lugares de la Cordillera donde el concepto de terreno tectonoestratigráfico fue aplicado por primera vez. Se comprobó que la totalidad del Estado consistía en una aglomeración de fragmentos corticales (Howell, 1985). Muchos otros terrenos tectonoestratigráficos han sido acrecionados a América del Norte a lo largo de la costa oeste, desde California hasta Washington.

En el oeste de Canadá el Terreno de La Asociación Oriental es un terreno complejo formado por terrenos metamorfizados de edad Precámbrico a Paleozoico temprano de posible afinidad continental, y rocas basálticas, ultramáficas y pedernales de edad Misisípico a Triásico. En el oeste de Alaska es donde se localizan algunos de los terrenos más grandes y complejos, entre los que se pueden mencionar Wrangelia, que consiste en un complejo de arco del Paleozoico tardío cubierto por calizas y rocas clásticas. Otro terreno en Alaska es el Yukón-Tanana que es un terreno compuesto por rocas con metamorfismo regional de edad Precámbrico, calizas devónicas, rocas volcánicas silíceas y ofiolitas pérmicas (Coney et al., 1980).

En México, han sido definidos también cerca de veinte terrenos tectonoestratigráficos (Coney y Campa, 1987). El Terreno Guerrero que es uno de los más grandes, ha sido estudiado en más detalle en el sur de México. Su límite norte se localiza en el sur de Sonora. El Terreno Guerrero fue acrecionado al Cratón de América del Norte en el Cretácico Tardío-post-Cenomaniano (Centeno-García, et al., 1993).

b) Pruebas cruciales para las hipótesis, una basada en datos geológicos y la otra en datos paleomagnéticos.

(1) Con base en evidencias geológicas Dickinson y Butler (1998), proponen que los superterrenos Insular e Intermontano de Canadá y el orógeno interpuesto de las Montañas Costeras de edad cretácica, estuvieron situados en su posición actual relativa al Cratón de América del Norte, desde hace 90 Ma. (2) Por otro lado, basados en datos paleomagnéticos. Mahoney et al., 2000, proponen que el superterreno Insular y el orógeno de las Montañas Costeras estuvieron situados 3,000 km al sur de su posición actual hace 90 Ma. Este elemento cortical, Baja British Columbia, se movió hacia el norte entre 70-90 Ma, a lo largo de un sistema de fallas hipotéticas paralelas a la margen.

Para evaluar cual de las dos hipótesis se puede desechar mediante el análisis de evidencias geológicas, Cowan et al., (1997) propusieron cuatro pruebas cruciales independientes de los datos paleomagnéticos. (a) La procedencia de los detritos del Cretácico-medio de las cuencas Methow y Tyaughton (en Washington y British Columbia respectivamente); (b) El estudio de la procedencia de los detritos en los estratos pre-Campaniano tardío en el Grupo Nanaino (en British Columbia); (c) El desplazamiento de rasgos geológicos en Baja-British Columbia que concuerden con sus contrapartes en California y el noroeste de México y (d) Las que limitan el desplazamiento a través de la falla truncurrente Baja-British Columbia a <1,000 km.

Por otro lado Dickinson y Butler (1998), presentaron una revisión de la información paleomagnética en rocas sedimentarias del Mesozoico tardío y del Cenozoico temprano de la costa pacífica de Baja California concluyendo que la inclinación de los plutones y la disminución de las direcciones paleomagnéticas por compactación sedimentaria resuelven las discrepancias observadas. Otra conclusión importante de Dickinson y Butler (1998)

consiste en que: "Los datos paleomagnéticos no requieren un transporte hacia el norte de los terrenos en la región costera y Baja California más allá de la cantidad implícita en modelos actuales del sistema transforme de San Andrés".

De esta manera los autores anteriores resuelven el conflicto aparente entre datos paleomagnéticos y geológicos que se creó, principalmente por la inconsistencia en considerar que el efecto de la inclinación del ángulo por compactación se podía eliminar por insignificante. Como un comentario final se puede agregar que la definición de terreno lleva implícito movimiento del mismo, realmente lo que esta en discusión es la magnitud y el tiempo en el que sucedieron dichos movimiento.

c) Evidencias locales en el noroeste de México sobre la presencia de la megafalla Baja California-British Columbia.

Los primeros autores en sugerir que las direcciones paleomagnéticas divergentes para las rocas batolíticas del Cretácico medio, en el sur de California fueron el resultado de un desplazamiento tectónico a gran escala con respecto al cratón de América del Norte, fueron Tessier y Beck, (1973) y Beck, (1991)

De acuerdo a los autores anteriores este desplazamiento corresponde a una translación hacia el norte con un desplazamiento de 12° en latitud ($\pm 1,330$ km), y una rotación en el sentido de las manecillas del reloj de 26° relativa a América del Norte.

Otros investigadores como Patterson (1984) y Hagstrum et al. (1985), llevaron a cabo un muestreo más detallado de las rocas de la Formación Valle en Baja California, de edad Santoniano-Cenomaniano en la Península de Vizcaino y la Isla de Cedros. Aquí Paterson (1984) propuso una translación de 15° o ± 1670 km de desplazamiento hacia el norte, o una rotación de 28° en el sentido de las manecillas del reloj.

Otras investigaciones concluidas o en proceso muestran que la Península de Baja California y el oeste de Sonora y Sinaloa sólo han sufrido desplazamientos durante los últimos 5 Ma, del orden de 300 km (Gastil, 1983; Gastil y Miller, 1984), y no de miles de kilómetros. A continuación se presentan brevemente los resultados de algunas de ellas.

Una de las primeras evidencias que niegan la presencia de la mega-falla Baja California British Columbia fue presentada por Rangin (1978), quien llevó a cabo un

estudio geológico de reconocimiento de una franja en el noroeste de México, la que va desde la parte central de Baja California hasta el noreste de Sonora. A partir de esa cartografía preparó varias secciones estructurales desde la Isla Margarita en el Océano Pacífico hasta el noréste de Sonora. En dichas secciones no identificó ni mostró ninguna falla a rumbo de grandes dimensiones entre Sonora y la Península de Baja California, por el contrario dicho autor muestra una continuidad estructural para esta región desde el Albiano hasta el Cretácico Tardío, y una evolución continua de la margen activa del noroeste de México. La propuesta de Rangin es anterior al desarrollo del concepto de terreno y corresponde a una visión cilíndrica alpina de las cadenas y de las orogenias.

Una restauración palinspática de la región del Golfo de California fue hecha por Silver (1996) quien mostró que los batolitos peninsulares no son un terreno acrecionado, sino que son parte de una unidad que encaja con las rocas intrusivas del Batolito de Sonora expuestas a lo largo de las costas del Golfo. Los datos isotópicos y paleobarométricos de las Cordilleras Peninsulares fueron analizados por Butler et al. (1991), con esta información dichos autores consideran que la inclinación de las rocas plutónicas de esta cordillera, con respecto a un eje subparalelo al tren del batolito, puede ser el causante de la mayoría de las inclinaciones paleomagnéticas discordantes observadas, sin necesidad de un transporte hacia el norte a gran escala.

En un estudio geocronológico y de la historia térmica del Batolito de las Cordilleras Peninsulares de la Alta y Baja California, Ortega-Rivera (1997) corrobora la conclusión de Butler et al. (1991), en el sentido de que la provincia de Cordilleras Peninsulares ha sido parte de Norte América desde el Cretácico Temprano y ha sufrido desplazamientos limitados y que simplemente con cerrar el Golfo de California a su apertura pre-Miocénica, como se indica por las evidencias geológicas, la península se restituye a su posición original.

Por otro lado, en el bloque de Los Cabos (LCB), en Baja California Sur, Schaaf et al., (2000) demostraron con datos paleomagnéticos e isotópicos que el desplazamiento hacia el norte del LCB con respecto a la porción continental de México es mínimo si es que existe y que este puede atribuirse a la apertura del Golfo. Asimismo Schaaf et al., (2000),

demonstraron que la posición de los polos magnéticos cretácicos y terciarios de Baja California y de Norte América es muy cercana o están superpuestas.

1) Migración de la Península de Baja California.

En la actualidad existe una gran controversia con respecto a la existencia de una mega-zona de falla, la cual supuestamente desplazó la Península de Baja California > 2,000 km hacia el norte durante el Cretácico Tardío-Terciario temprano, hasta su posición actual. Gastil (1991), reinterpretó la información paleomagnética existente y propuso la megacizalladura Oaxaca-California, enfatizando los grandes conflictos entre los estudios paleomagnéticos y las evidencias geológicas. Nuevas evidencias de que las rocas cratónicas precámbricas más antiguas que 2.5 Ga, están restringidas a las latitudes más septentrionales (arriba de 40°N) en Norte América, y que la presencia o ausencia de zircones arqueanos dentro de los estratos cretácicos derivados hacia el occidente fueron propuestos como una “prueba crucial” de la hipótesis de una traslación mayor fueron presentadas por Mahoney et al., (1999a). De acuerdo a los autores anteriores “la coexistencia de zircones detríticos” de edad Arqueano Temprano, Proterozoico Medio (1.5-1.6 Ga) y otros de edad Misisípica en estas cuencas indica depósito en las latitudes meridionales, incompatible con la hipótesis de los paleomagnetistas. Más localmente, Bohnel y Delgado-Argote (2000), llevaron a cabo un estudio paleomagnético en el Batolito de San Telmo, en Baja California, y concluyen que sus datos paleomagnéticos están en acuerdo con las observaciones geológicas y que no requieren una posición más hacia el sur para Baja California antes del Terciario.

2) Discusión sobre la posible presencia de la zona de la megafalla en el sur de Sonora.

El noroeste de México, incluyendo el sur de Sonora, ha sido mencionado como una de las posibles regiones donde la zona de la megafalla desplazó hacia el norte los terrenos de arcos de islas del oeste de Norte América > 2,000 km (Gastil, 1991).

Con base en la información geológica obtenida del estudio del transecto de dirección E-W (Fig. 2), que se describe en este trabajo (Ver Láminas I, II y III), se desprenden las siguientes conclusiones respecto a la zona de la megafalla en el sur de Sonora: (1) No se identificaron fallas de desplazamiento, o zonas con milonitas, a rumbo de dirección N-S, en

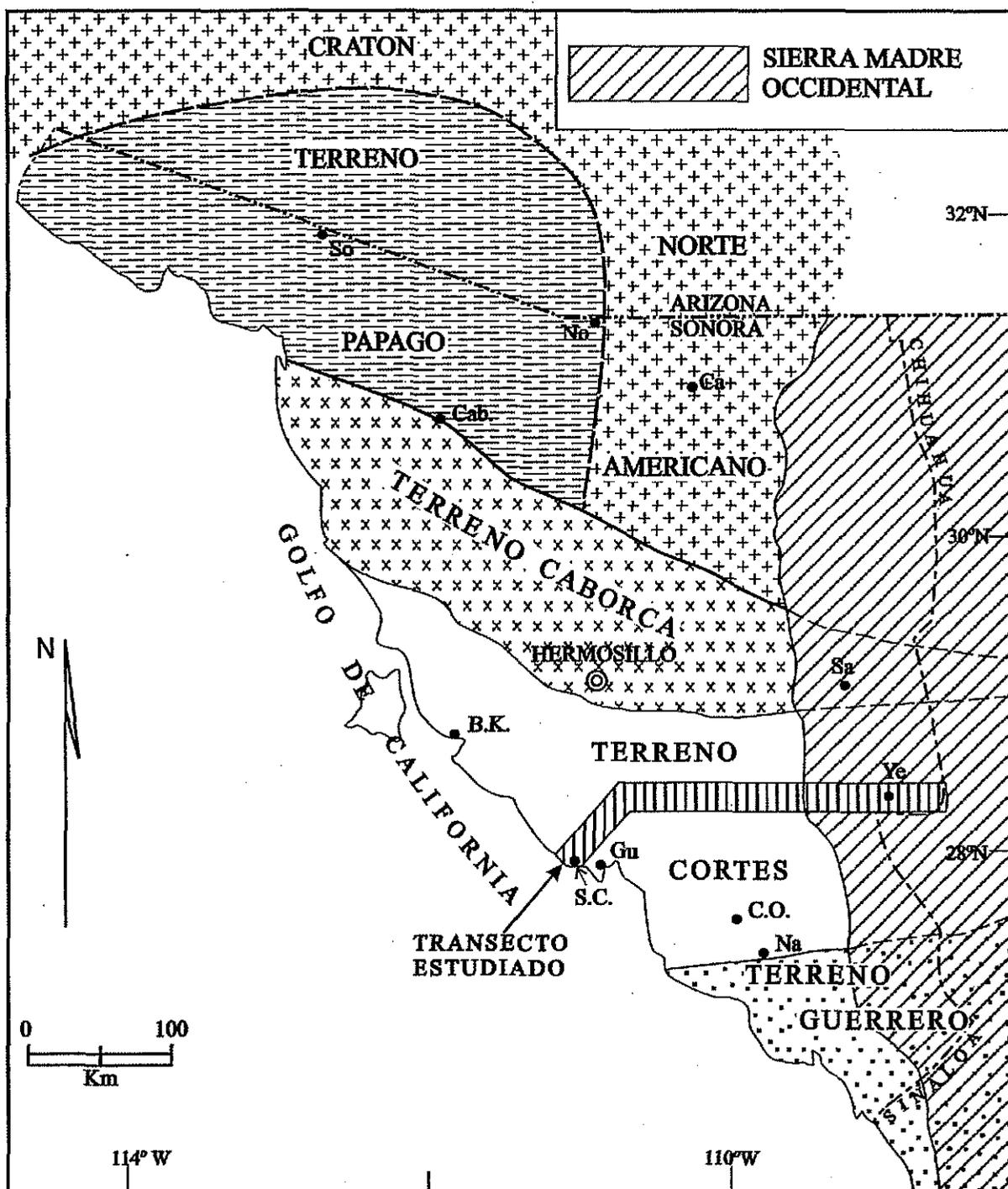


FIGURA 2: Distribución esquemática de los terrenos tectonoestratigráficos en el Estado de Sonora según Coney y Campa (1987) y Haxel et al. (1980). También se indica la posición del transecto propuesto. B.K.-Bahía de Kino, Cab-Caborca, Ca-Cananea, C.O.-Ciudad Obregón, Gu-Guaymas, Na-Navojoa, No-Nogales, Sa-Sahuaripa, So-Sonoita, S.C.-San Carlos, Ye-Yécora.

las rocas de edad Cretácico Tardío-Terciario temprano o rocas más antiguas; (2) Las edades K/Ar y U/Pb de los batolitos Larámides no muestran cambios abruptos a lo largo del transecto en una dirección E-W.

Las edades varían de 83 Ma a lo largo de la costa a 49 Ma para pequeños intrusivos parcialmente cubiertos por rocas volcánicas terciarias dentro de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. Este hecho se interpreta como una prueba más de la ausencia de grandes desplazamientos tectónicos a través del área del transecto, los que eventualmente pudieran estar relacionados a grandes desplazamientos en dirección N-S. De igual manera no se observó magmatismo asociado a colisión (transpresión) con la presencia de metamorfismo regional de bajo grado, e intrusiones de batolitos en zonas de deformación compleja como las definidas en las regiones de los batolitos de Llotse y Manaslu en Nepal (Pitcher, 1993); (3) La mejor evidencia de que se dispone y que niega la presencia de fallas mayores con desplazamientos N-S, es la presencia de zircones heredados en las rocas volcánicas de edad Cretácico-Tardío de composición intermedia. Las edades de interceptación superior en los diagramas de Concordia U/Pb, de los zircones son de edades de 1.3-2.0 Ga, los que están directamente relacionados y son similares a las edades de las rocas precámbricas del basamento cercano (McDowell, et al., 2001).

Una conclusión similar estudiando zircones detríticos de rocas cuya edad varía del Cámbrico al Triásico de rocas miogeosinclinales y eugeosinclinales de Sonora, fue obtenida por Gehrels y Stewart (1998). (4) Probablemente, la zona de la megafalla, si realmente existiera podría estar localizada al oeste de la porción continental de México, al oeste de la península. Respecto al desplazamiento real de la Península de Baja California, se tienen estimaciones de que este fue del orden de 310-325 Km, esto calculado en base a la correlación de dos secuencias ignimbríticas entre la Isla Tiburón y la porción norte de la provincia volcánica de Puertecitos en Baja California (Oskin and Stock, 2000). Aproximadamente este mismo desplazamiento había sido estimado por Gastil et al., (1973), en base a la identificación de un conglomerado con rocas levemente metamorfoseadas y fragmentos de calizas con fósiles pérmicos, estos conglomerados fueron identificados en el área de San Felipe Baja California y en el Valle Noriega al norte de Bahía de Kino en la Costa de Sonora.

2. Marco geodinámico.

Con el fin de entender mejor las deformaciones en la porción continental, a continuación se presenta una descripción breve de las configuraciones de placas en el área del noreste del Pacífico, a partir del Cretácico Temprano. Esta región es un lugar donde se ha desarrollado y registrado una gran parte de la historia geológica del oeste de Norte América. La Figura 3 muestra los mapas paleogeográficos del Mesozoico tardío y Cenozoico, así como los movimientos de placas construidos con base en la posición de los puntos calientes, los cuales se describen abajo.

Fin del Cretácico Temprano (100-115 Ma): La Placa Farallón (PF), de grandes dimensiones, se movía en dirección N-NE, subduciéndose debajo de la Placa de Norte América (PNA), la cual se movía en dirección NW, casi ortogonal al movimiento de la PF (ver recuadro A, en la Fig. 3). Para este tiempo, el punto caliente de Yellowstone se situaba fuera de la porción continental de América del Norte dentro del Océano Pacífico.

Cretácico Tardío (74-85 Ma): El movimiento de la PF continúa hacia el norte de manera oblicua al margen continental de América del Norte (Fig. 3B). Durante este lapso de tiempo en la porción continental de América del Norte se inicia la Orogenia Larámide, con una subducción casi perpendicular. La PNA continúa moviéndose hacia el noroeste. Hay incertidumbre sobre la localización de la zona de dispersión entre las placas Kula-Farallón, lo que dificulta la localización de una u otra placa. Hacia el norte en el oeste de los Estados Unidos y Canadá, una parte de la Placa de Kula (PK) estuvo subduciéndose hacia el nor-noroeste o noroeste.

Paleoceno Temprano-Cretácico Tardío (65-71 Ma): Para este tiempo el movimiento de la PF era perpendicular a la margen continental de América del Norte. El punto caliente de Yellowstone para este tiempo ya se encuentra muy cerca de la costa oeste de los Estados Unidos. La localización de la zona de dispersión de las placas PK y PF, se presume estuvo cerca de las costas de California y Oregon (Fig. 3C). Durante este tiempo continúa la evolución de la Orogenia Larámide, con la PNA moviéndose casi al oeste.

Eoceno Temprano-Paleoceno Tardío (56-43Ma): La PF continuó subduciéndose perpendicularmente a la PNA. Esta última continuó moviéndose hacia el oeste (Fig. 3D), y

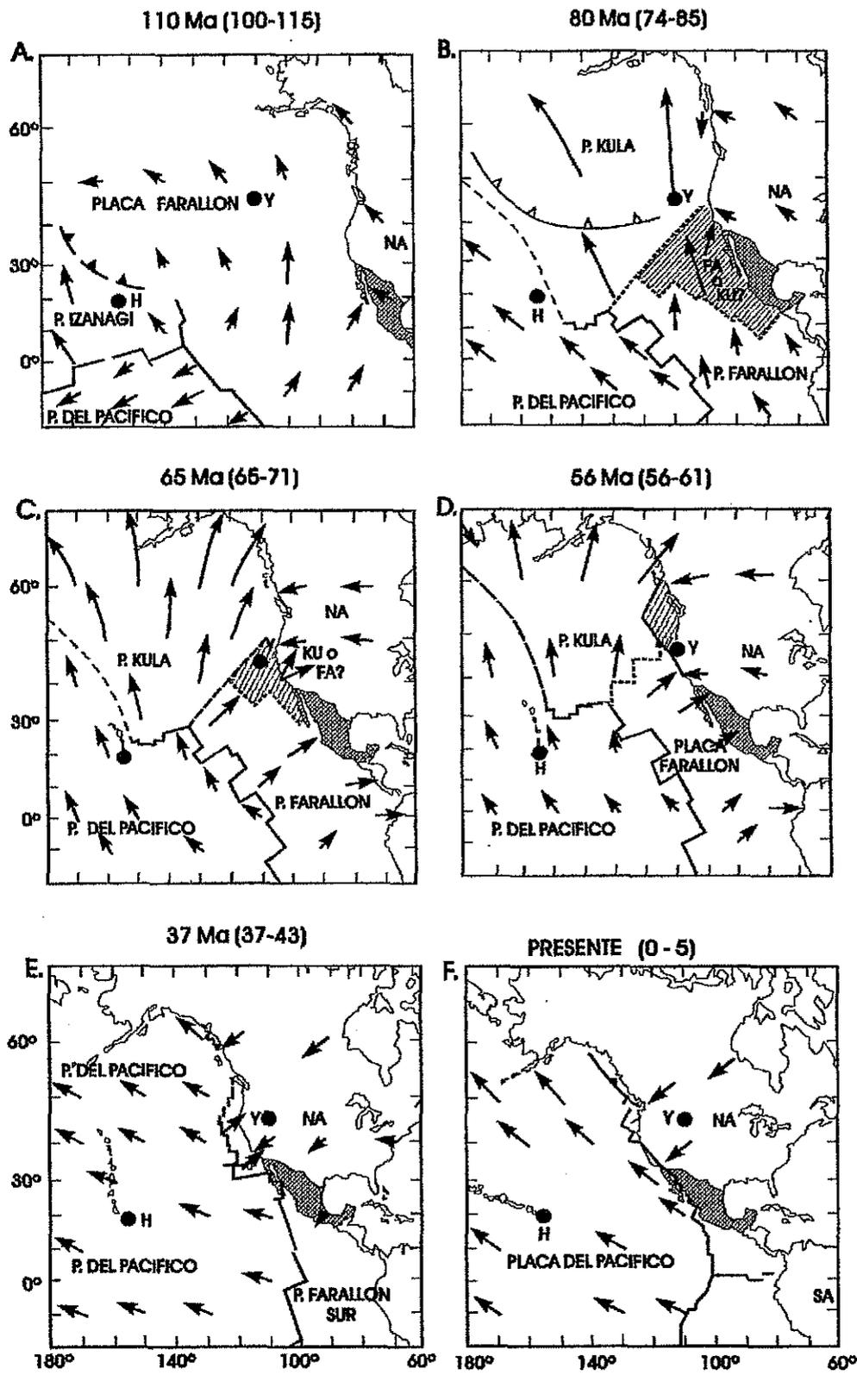


Figura 3.- Mapas paleogeográficos del Mesozoico tardío y Cenozoico que muestran el movimiento de placas, construídos con base en los puntos calientes de acuerdo a Engebretson et al. (1985). Las áreas achuradas en B, C y D, indican el rango de la posible localización del centro de esparcimiento de las placas Kula-Farallon. Y= Punto caliente de Yellowstone; H= Punto caliente de Hawai; Tomado de Atwater (1989).

probablemente durante este tiempo es cuando la convergencia entre la PNA y PF alcanza su máxima velocidad de convergencia. La PK se movía hacia el norte.

Eoceno Tardío-Eoceno Medio (37-43 Ma): Durante este tiempo continuó la subducción de la PF, y el límite divergente entre la PF y la PNA alcanzó la costa oeste de América del Norte. El movimiento de la PNA fue hacia el suroeste (Fig. 3E). La dirección de subducción de la PF continúa casi perpendicular a la zona de subducción.

Cuando este centro de dispersión alcanzó la trinchera en el oeste de América del Norte, la PF se rompió en piezas más pequeñas progresivamente. Aproximadamente a los 40 Ma, termina la Orogenia Larámide y a los 27 Ma aproximadamente se inicia la tectónica de Sierras y Cuencas (Atwater, 1989). Para este tiempo se extinguió la PK y sólo quedaron fragmentos de ella al oeste de América del Norte. Hace aproximadamente 30 Ma, la PF dio lugar a la formación de las micro-placas Arguello, Vancouver, Monterrey y Nazca (Atwater, 1989). La Placa Vancouver produjo la Placa San Juan de Fuca, la cual subdujo a la PNA. Hace 20 Ma, fueron formadas las placas Guadalupe, Magdalena y Rivera, todas son pequeñas placas localizadas al oeste de América del Norte. La dirección de movimiento de las dos grandes placas cambió, la Placa del Pacífico (PP) se movió al noroeste y la PNA, se movió hacia el suroeste (Henry y Aranda-Gomez, 2000).

Cinco millones de años-al Presente: Para este tiempo la dirección del movimiento de la PP fue hacia el NW, mientras que la PNA, se movió hacia el SW. (Fig. 3F). Para este tiempo la Placa de Juan de Fuca fue subducida debajo de la Placa de Norte América y se formó la falla transforme de San Andrés y más tarde hace 4 Ma, el Golfo de California. Hace 5 Ma se formó la Placa de Cocos. La placa de San Juan de Fuca fue subdividida en dos pequeñas placas, la Placa Gorda en el sur y la Explorer en el norte.

a) Deformación en Sonora.

En la literatura geológica sobre el Estado de Sonora se han descrito múltiples etapas de deformación y metamorfismo desde el Precámbrico hasta el Reciente. De hecho, uno de los problemas para entender la tectónica de Sonora ha sido poder distinguir los efectos de cada una de las fases de deformación en tiempos diferentes. Probablemente la característica tectónica más importante del noroeste de México en el Terciario tardío-Cuaternario está

representada por la apertura del Golfo de California, formada por deriva en una dirección NW-SE y fallamiento transforme de parte de la corteza continental de la Placa de Norte América (Angelier et al., 1981).

En el presente trabajo únicamente se describirán brevemente aquellas deformaciones ocurridas durante el Mesozoico y el Cenozoico, en el noroeste de México, para posteriormente describir en mayor detalle las deformaciones que se pueden observar dentro o en la vecindad del transecto objeto de esta investigación.

Para el noroeste de México, en el Mesozoico, en el Triásico Tardío se tiene registro de deformación, siendo un tiempo con una tectónica difícil de entender. En el margen pacífico, se interpreta un cambio de un margen pasivo a un margen convergente. Esto debido a la presencia en el oriente de México, de un arco magmático de edad Permo-Triásica (287-232 Ma), en el oriente de Chihuahua, Coahuila y Tamaulipas (Torres-Vargas et al., 1999). Los autores anteriores consideran que la génesis de este arco debe estar relacionado a una zona de subducción buzando hacia el oriente.

En el noroeste de Sonora sólo recientemente se han identificado sedimentos de edad Triásico Temprano con facies marinas de plataforma en la Sierra del Antimonio, en esta localidad se tiene representado todo el Triásico (González-León, 1996). Esta secuencia de la Sierra del Antimonio descansa en forma alóctona sobre el Terreno Caborca (González-León, 1996). En Sonora centro-oriental sólo se ha identificado Triásico Tardío, representado por sedimentos deltaicos del Grupo Barranca, durante este tiempo, esta región estuvo constituida por áreas elevadas de rocas probablemente precámbricas las cuales posiblemente aportaron una parte importante de la fracción clástica del Grupo Barranca (Gehrels and Stewart, 1998). Estas rocas fueron depositadas en cuencas alargadas con una orientación casi E-W, cuyos rasgos sugieren un origen de tipo rift, producidas por transtensión y/o fallamiento extensional (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). Las rocas del Grupo Barranca no presentan deformación compresiva, únicamente inclinación de bloques que bien puede ser atribuida a la extensión durante el Terciario. En otras regiones del Estado, se han reportado dos localidades con rocas ígneas de edad Triásica, la primera a 16 km al SW de Sonoyta, Sonora, donde se obtuvo una edad de 225 Ma de un granito (Stewart et al., 1986), y la segunda localidad es la Sierra del Antimonio, donde en la porción inferior

de un conglomerado del Triásico Temprano de la Formación Antimonio se reportaron fragmentos de granitoides de probable edad Triásica (González-León, 1996). Las rocas ígneas de esta última localidad no han sido fechadas.

En el Jurásico Temprano las rocas de la cuenca de San Hipólito fueron acrecionadas hacia el oriente por procesos de subducción iniciándose la formación del arco San Andrés Cedros, siendo las rocas de este arco de naturaleza toleítica a calcialcalina. En la costa de Sonora, al norte del transecto, en un área muy amplia se han descrito rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad jurásica, en la región de Pozo Serna, aproximadamente 60 km, al suroeste de Caborca. Sin embargo, en Sonora el arco volcánico jurásico más importante fue construido entre 170-180 Ma (Jurásico Medio), de acuerdo a las edades U-Pb obtenidas por Anderson y Silver (1979). Este arco volcánico se localiza al norte y noréste de Caborca y se ha identificado desde San Luis Río Colorado, hasta aproximadamente 200 km al sureste de Nogales, presenta una orientación NE-SW, con una anchura de aproximadamente 120 km al norte de Caborca y de 180 km al sur de Nogales. Hacia el oriente este arco está cubierto por rocas cenozoicas de la Sierra Madre Occidental. Los principales tipos de rocas intrusivas que forman el arco son: monzodioritas y granitos, así como grandes plutones de pórfido de cuarzomonzonita; la porción volcánica consiste de derrames de composición intermedia a félsica principalmente pórfidos de riodacita a riolita (Anderson y Silver, 1979). De acuerdo a los autores anteriores el arco jurásico se encuentra limitado hacia el sur por la mega-cizalladura Sonora- Mojave, la cual estuvo activa en el Jurásico Tardío (150-160 Ma).

En Sonora centro-norte únicamente se ha identificado una deformación compresiva durante el Jurásico Tardío que afectó a las rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico-Medio-Tardío en la región del Teguachi-Tuape (100 km al noroeste de Hermosillo). Esta deformación consiste en cabalgamientos de rocas precámbricas y paleozoicas sobre rocas jurásicas con dirección de transporte hacia el N-NE (Rodríguez-Castañeda, 1990).

Con base en la historia tectónica esbozada anteriormente, se interpreta un período de no depósito desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío, en el área del transecto, la cual constituyó un terreno elevado durante ese tiempo, cuando se forma el Arco Volcánico

Tarahumara. Por estas razones, poco se conoce sobre las deformaciones ocurridas en el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano.

Por otro lado, las deformaciones ocurridas entre el Cretácico Tardío y el Reciente son mejor conocidas en Sonora, algunas de las cuales se han identificado a lo largo del transecto.

b) Deformación Larámide.

La Orogenia Larámide fue originalmente definida por Berg (1962) para reconocer un período de deformación compresiva de dirección NE-SW en la porción oriental de las Montañas Rocallosas, en los estados de Wyoming y Colorado en los Estados Unidos. A esta deformación se le ha considerado como una deformación de cobertura gruesa (en su localidad tipo), que ocurrió entre el Cretácico Tardío y el Eoceno. En el oeste de los Estados Unidos, el período entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno (50-80 Ma) estuvo marcado por cambios mayores en la localización del magmatismo, metamorfismo y sedimentación (Miller et al., 1992).

Durante el Cretácico Tardío-Eoceno, la Cordillera estuvo dividida en cinco regiones, cada una con sus características tectónicas, sedimentarias y magmáticas propias (Miller et al., 1992), que a continuación se describen:

(1) Porción estable de las Montañas Rocallosas.

Se localiza en la porción oriental de la Cordillera y se caracteriza por cabalgamientos con raíces profundas, fallas, cuencas sedimentarias y magmatismo localizado.

(2) La franja cordillerana de pliegues y cabalgamientos.

Hacia el oeste y consiste en una franja frontal de cabalgamientos de cobertura delgada y el enfriamiento de una franja metamórfica occidental.

(3) La región desértica de Sonora y Mojave.

Se localiza hacia el sur y se caracteriza por plutonismo, metamorfismo y cabalgamiento dúctil de rocas cristalinas.

(4) Arco Magmático.

Un gran sector central que estuvo inactivo. Dentro de este sector el magmatismo se movió hacia el oriente con el tiempo, dirigiéndose hacia la porción central de Idaho y el sureste de Arizona.

(5) Frente de arco de tipo andino y complejos acrecionarios, así como terrenos acrecionados y fallas a rumbo.

Las rocas ígneas del Cretácico Tardío-Terciario son muy abundantes en la región del Desierto Sonora-Mojave, donde se ha descrito una tendencia a hacerse más jóvenes hacia el oriente, pero son subordinadas en volumen a las rocas más antiguas en la franja de batolitos de margen continental. Los terrenos acrecionados y fallas a rumbo sólo afloran al norte de la costa de California (Miller et al., 1992). Para los propósitos de este trabajo, sólo dos de las regiones previamente descritas tienen implicaciones en el análisis de la geología de Sonora, estas regiones son: 1) La porción estable de las Montañas Rocallosas y 3) La región desértica de Sonora-Mojave.

En la porción estable de las Montañas Rocallosas, las cuencas contienen gruesos espesores de sedimentos sintectónicos que fueron erosionados de los levantamientos adyacentes y depositados en abanicos aluviales de ambientes fluviales y lacustres. Una porción pequeña de Arizona presenta este estilo de la deformación Larámide con cobertura delgada, el cual se encuentra restringido a la porción estable de las Montañas Rocallosas, provincia subyacida por basamento precámbrico que controló aspectos de la deformación Cretácico Tardío-Eoceno.

En la región desértica de Sonora-Mojave, incluyendo la porción sur de Arizona y sureste de California, tuvo lugar un magmatismo ampliamente distribuido, metamorfismo regional de facies esquistos verdes y cabalgamiento dúctil de rocas cristalinas, así como el emplazamiento de granitos de dos micas con granate (Haxel, et al., 1984). Este estilo de deformación contrasta con la deformación frágil de la franja frontal de cabalgamientos de cobertura delgada. El límite occidental de las cabalgaduras dúctiles se localiza aproximadamente en la vecindad de la extensión hacia el sur del sistema de fallas de San Andrés (Miller, et al., 1992).

La región desértica de Sonora-Mojave se encuentra subyacida por un basamento proterozoico que consiste de gneises, granitos y rocas sedimentarias ligeramente

metamorfizadas. Cubriendo a este basamento cristalino se encuentran rocas sedimentarias del Proterozoico Tardío-Mesozoico con espesores de 1.5 a 6 km. Esta corteza fue intrusionada por plutones triásicos y por amplias franjas de plutones jurásicos y cretácicos. El plutonismo y el metamorfismo aproximadamente contemporáneo, aparentemente debilitaron la corteza en lugares aislados durante una gran parte del Mesozoico (Keith et al., 1980). La deformación en esta región consiste de cabalgamientos dúctiles intrusionados por plutones meta-aluminosos y per-aluminosos durante los estados de disminución de la deformación y el metamorfismo, la cual ha sido descrita en el norte de Sonora, en las regiones de El Sásabe, Sierra de San Juan, Magdalena y otras (Haxel et al., 1984) (Fig. 4).

En México el término de Orogenia Larámide se ha venido usando en múltiples formas, pero quizás la más utilizada sea para definir un estilo de deformación principalmente compresiva con polaridad hacia el E-NE que incluye la formación de cuencas sintectónicas. En nuestro país, otro rasgo importante es el magmatismo caracterizado por el emplazamiento de grandes batolitos graníticos y rocas volcánicas asociadas (Arco Larámide).

En Sonora, particularmente en su porción noroeste, la deformación Larámide representa la deformación cordillerana más importante, y su edad esta restringida al Maastrichtiano-Eoceno Medio (Jacques-Ayala, 1993). Otros autores asignan la edad de la deformación Larámide al Cretácico Tardío (Cenomaniano) al Paleoceno (González-León, et al., 1993).

Hacia el oriente de México en la provincia de la Sierra Madre Oriental la edad de esta deformación es más joven (Eoceno) (De Cserna, 1992). En Sonora, en varias localidades del norte del estado, se ha identificado deformación compresiva post-Albiano, en las cercanías de Pitiquito, al oriente de Caborca (Fig. 4), esta deformación involucra rocas precámbricas (De Jong et al., 1988). En el noroeste de Sonora el estilo de deformación consiste en plegamientos, con ejes de rumbo NW-SE con importantes cabalgamientos hacia el E-NE de rocas del basamento precámbrico o rocas paleozoicas sobre rocas del Cretácico Tardío.

En el extremo noréste de Sonora en la frontera con Arizona, la característica principal de la deformación es la presencia de una franja de pliegues orientados NW-SE y

la formación de cuencas sintectónicas (González-León, 1992) (Fig. 4). En la misma figura, en el área de Santa Ana y El Chanate, se han descrito plegamientos en rocas del Cretácico Temprano atribuible a la Orogenia Larámide (Jacques-Ayala, 1993). En la región central de Sonora, en Cerro de Oro (Fig. 4), rocas precámbricas están cabalgadas sobre rocas fosilíferas del Cretácico Temprano (González-León, 1987). En la porción centro-oriental del Estado, en el área de Sahuaripa (Fig. 4), rocas jurásicas y paleozoicas muy deformadas están cabalgadas sobre rocas del Cretácico Temprano (Pubellier, et al., 1995). En el área de Arizpe y Lampazos (Fig. 4), se encuentra bien expuesto este estilo de deformación, aquí los pliegues tienen una vergencia hacia el oriente (González-León, 1978; Monreal-Saavedra y Longoria, 2000). En la región de Sásabe-Sonoyta (Fig. 4), se ha descrito metamorfismo regional y deformación dúctil en intrusivos del Cretácico Tardío, atribuible a la Orogenia Larámide (Tosdal et al., 1990).

A fines del Cretácico se produjeron grandes batolitos a lo largo de la costa del Pacífico, hacia el oeste de lo que hoy es Sonora. En Sonora, las edades obtenidas para las rocas batolíticas varía de 40-90 Ma (Damon, et al., 1983). En algunas localidades del noréste y oriente de Sonora se ha observado que el emplazamiento de los plutones es posterior al plegamiento atribuido a la deformación Larámide. Asimismo se ha visto que en términos generales los intrusivos no presentan deformación por procesos atribuibles a la Orogenia Larámide. Hacia el sur, en Sinaloa, se han fechado intrusivos que cubren el intervalo 102-46 Ma (Henry y Fredrickson, 1987); aquí se han reportado rocas intrusivas con deformación sintectónica, las cuales no han sido fechadas, sin embargo los autores anteriores estiman su edad sólo un poco posterior a 102 Ma. Se interpreta que esta deformación fue producida por un régimen compresivo intenso. Estas son las únicas rocas intrusivas de edad albiana que presentan deformación compresiva, en el noroeste de México.

En Sonora, estos complejos batolíticos se distribuyen prácticamente a lo largo y ancho de todo el Estado. En el sur de Sonora el uso de los términos magmatismo Larámide o arco Larámide son actualmente motivo de controversia, sin embargo el objetivo principal de esta tesis no fue el de aclarar este problema. Asimismo se considera que este solo se

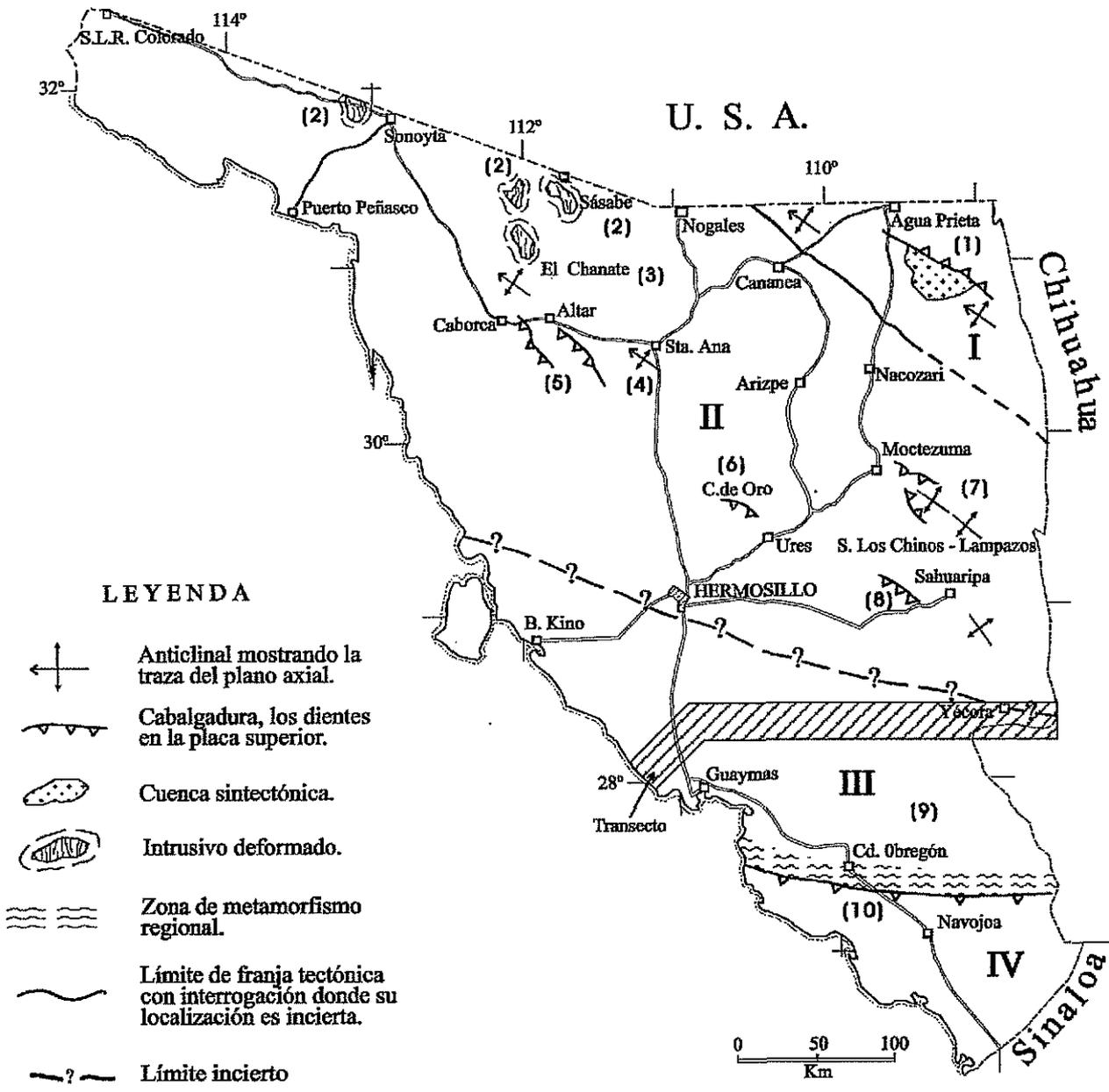


Figura 4.- Mapa esquemático de las estructuras producidas por la deformación Larámide (Cenomaniano - Maestrichtiano) en Sonora. I. Frente de pliegues y cabalgaduras con cuencas sintectónicas; II. Zona de pliegues y cabalgaduras con intrusivos deformados; III. Bloque elevado durante el Jurásico Temprano - Cretácico Temprano, sin deformación compresiva Larámide; IV. Terreno Guerrero con un frente de metamorfismo regional asociado. Fuente de datos: (1) González-León (1992); (2) Tosdal et al. (1990); (3, 4) Jacques-Ayala (1993); (5) De Jong et al. (1988); (6) González-León (1988); (7) Monreal-Saavedra y Longoria-Treviño (2000); (8) Pubellier et al. (1995); (9) Roldán-Quintana (este trabajo); (10) Roldán-Quintana et al. (1993).

aclarará hasta tener una mayor información sobre estos intrusivos en varias latitudes del Estado.

También es importante enfatizar que la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949; McDowell et al., 1994; McDowell et al., 2001) representa la parte volcánica del magmatismo Larámide y que está ampliamente expuesta en el transecto, y no presenta evidencias de deformación compresiva en forma de pliegues a escala de afloramiento ni a escala mayor al observar las fotografías aéreas. Sin embargo, dichas rocas se encuentran fuertemente fracturadas y falladas. La estructura más evidente en las rocas de la Formación Tarahumara posee un rumbo general 20-40° NW, con la presencia de bloques basculados, cuyas inclinaciones varían de 20°-40° hacia el NE.

La mayoría de sus contactos con rocas triásicas del Grupo Barranca o con rocas clásticas del terciario son por fallas normales, lo que hace pensar que en la zona del transecto, la deformación Larámide, se manifestó como una deformación de carácter extensivo, probablemente como levantamientos regionales, o bien su efecto fue nulo en esta región. (Figs. 4 y 5). O bien que la deformación compresiva Larámide es más antigua en esta porción del país.

Otra posibilidad para explicar la deformación presente en la Formación Tarahumara es por la extensión terciaria que inició en esta región en el Oligoceno Tardío (McDowell et al., 1997).

Es importante hacer notar que en el sur de Sonora, las rocas asociadas al Terreno Guerrero (Coney y Campa-Uranga, 1987), fueron emplazadas en un tiempo post-Cenomaniano, ya que rocas del Cretácico Temprano muestran metamorfismo de esquistos verdes (Roldán-Quintana et al., 1993).

c) Deformación de Cuencas y Sierras.

La provincia de Cuencas y Sierras (Basin and Ranges) fue nombrada por el fisiógrafo norteamericano Fenneman (1928), quien definió de manera general sus límites. El término de Cuencas y Sierras (CS) ha sido más comunmente usado para describir una provincia caracterizada por bloques inclinados limitados por fallas, los que forman cordilleras longitudinales asimétricas o montañas y amplios valles intermontanos (Bates y Jackson,

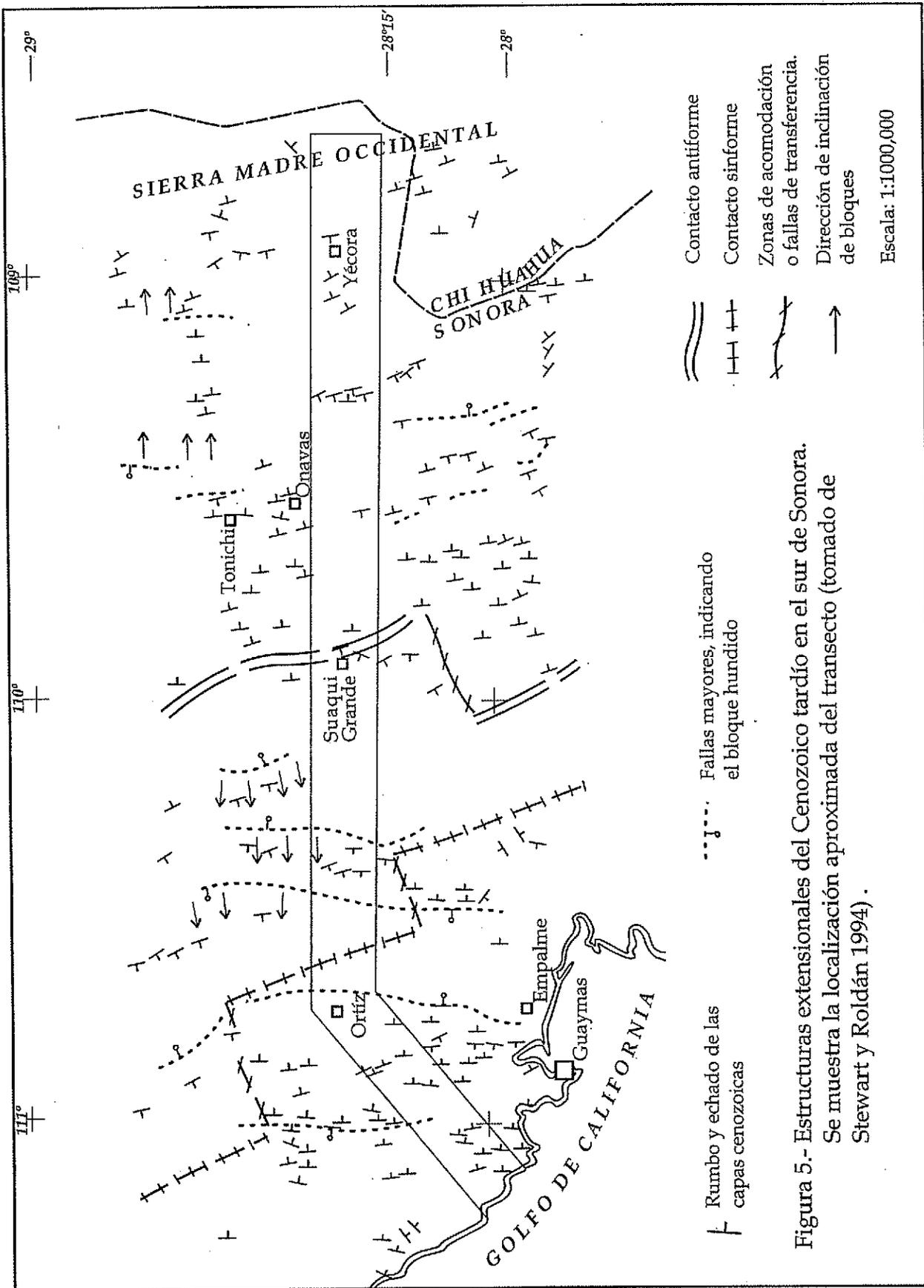


Figura 5.- Estructuras extensionales del Cenozoico tardío en el sur de Sonora. Se muestra la localización aproximada del transecto (tomado de Stewart y Roldán 1994).

1980). Otros autores han definido la estructura de CS, para referirse a un tipo de estructura dominada por bloques montañosos generalmente subparalelos separados por amplias cuencas rellenas por aluvión. Esta estructura se puede interpretar como un sistema de extensión producido por la fragmentación de una cuña cortical sobre un substrato extendido plásticamente (Stewart, 1971).

La estructura de CS se extiende sobre la mayor parte del oeste de los Estados Unidos, continuando hacia el sur en México, en los estados de Sonora, Chihuahua y Sinaloa (Stewart y Roldán-Quintana, 1994). La distribución geográfica de este tipo de estructura ha sido documentada hasta el centro de México, en el Estado de Oaxaca (Henry y Aranda-Gómez, 1992 y 2000).

El panorama en el lado oceánico, ya fue descrito en el capítulo de la Orogenia Larámide. Lo más relevante a mencionar es el cambio en estilo tectónico en la porción continental que sucedió cuando el centro de dispersión de la Placa Farallón (PF) y la Placa del Pacífico (PP), alcanzaron la Placa de Norte América (PNA) hace aproximadamente 30 Ma.

Por lo que respecta al carácter y edad de la tectónica cenozoica en el noroeste de México, para el Oligoceno Temprano (30 Ma) se ha propuesto un cambio en el régimen tectónico de compresivo a extensivo. De acuerdo a Nourse (1990), las estructuras "Core complex" (CC) en el norte de Sonora, representan la primera deformación extensional documentada. Los CC son estructuras extensionales formadas a profundidad, donde tuvo lugar deformación dúctil, y posteriormente fueron expuestos después de un período largo de erosión. En el norte de Sonora, algunos de los CC mejor documentados afloran en las Sierras de Magdalena, La Madera y Mazatán. La edad de la deformación dúctil en la placa inferior de estas estructuras está restringida al intervalo de tiempo 15-35 Ma (Mioceno Medio-Oligoceno) (Nourse et al., 1994).

La extensión asociada a los CC produjo cuencas sintectónicas tales como las que se encuentran adyacentes al CC de Magdalena, las cuencas de Magdalena y Tubutama. En algunos lugares de estas cuencas los sedimentos fueron deformados por deslizamientos gravitacionales asociados a la extensión, como los que pueden observarse en las de Tubutama y Magdalena (Miranda-Gasca y De Jong, 1992). Sobre la edad de las cuencas

sintectónicas, se ha obtenido una edad K/Ar de 27 ± 0.6 Ma, en un derrame de latita en la base de la secuencia sedimentaria (Miranda-Gasca y De Jong, 1992). Después de la formación de las cuencas asociadas a los CC en el norte de Sonora, el siguiente evento tectónico fue la formación de Cuencas y Sierras (CS), el cual caracteriza a la mayor parte del norte de Sonora. En la Figura 5 se muestra de manera general en el área del transecto, la presencia de bloques inclinados, hacia el oriente y hacia el poniente. Estos dominios, se encuentran limitados por grandes fallas N-S a NW-SE, o bien por fallas perpendiculares de transferencia (Stewart y Roldán-Quintana, 1994).

En el Mioceno Medio predominó el régimen extensional de CS, dejando una clara expresión fisiográfica en ambos flancos de la Sierra Madre Occidental en el oriente de Sonora y el occidente de Chihuahua. En el oriente de Sonora se han fechado por el método K/Ar algunos de los basaltos más antiguos, los cuales se hayan intercalados con rocas clásticas en las cuencas, obteniendo edades de aproximadamente 27 Ma, siendo la edad más joven de 14 Ma, para una toba riolítica (Roldán-Quintana y McDowell et al., 1997). La parte superior de la secuencia clástica no contiene rocas volcánicas, sin embargo contiene restos de vertebrados fósiles que indican una edad pleistocénica (King, 1939). En la región de Moctezuma, basaltos cuaternarios están afectados por fallas normales (Paz-Moreno, 1985).

d) Deformación desde hace 5 Ma hasta el presente, incluyendo la apertura del Golfo de California

La dirección de movimiento de la PP es hacia el NW, mientras que la Placa de Norte América se movió hacia el SW (Fig. 3E). La Placa de San Juan de Fuca, subdujo a Norte América, se formó la falla transforme de San Andrés y más tarde (hace 4 Ma) se inicia la formación del Golfo de California. La Placa de San Juan de Fuca fue subdividida en dos pequeñas placas, la Placa Gorda en el sur y la Explorer hacia el norte. Sin embargo, estos cambios en el lado oceánico no producen cambios tectónicos en la porción continental de una manera tan inmediata.

El régimen tectónico actual en el noroeste de México es de tipo extensional, lo que se comprueba por la actividad sísmica relacionada a fallamiento extensional en el NE de

Sonora y cuya ruptura se extendió por más de 100 km hacia el sur, donde también han ocurrido sismos en tiempos históricos (Suter, 2000). Se conoce, con seguridad, cuando menos una gran falla activa en el noreste de Sonora, en el Valle de San Bernardino, llamada Falla Pitaycachic, que tuvo actividad en 1887 (Suter, 2000). La Falla Pitaycachic se localiza en los municipios de Bavispe y Nacozari, Sonora. Es una falla normal de rumbo general N-S, la inclinación del plano de falla varía entre 60°-90°, con bloque hundido hacia el oeste, el afloramiento de la zona de ruptura es del orden de 100 km. El sismo más importante ocurrió el 3 de mayo de 1887 y fue de magnitud 7.4 en la escala de Richter (Suter, 2000).

En resumen, en el noreste y oriente de Sonora, se tienen evidencias de fallamiento normal cuando menos desde hace 22 Ma; el fallamiento en bloques y el volcanismo bimodal continuó hasta el Terciario tardío, pero aún no hay datos suficientes para evaluar si este evento de fallamiento fue continuo desde el Mioceno hasta el Presente, o si hubo períodos cortos con una mayor intensidad tectónica.

El Golfo de California es una cuenca marina joven (4 Ma) que fue producida por un movimiento transtensional entre la Placa de Norte América y la Placa del Pacífico (Atwater, 1989). El movimiento ocurrió en dos eventos extensionales consecutivos: (1) La extensión proto-golfo en el Mioceno Tardío y (2) La apertura actual, la cual inició en el Plioceno (Stock and Hodges, 1989). Algunos autores apoyan la hipótesis de que los movimientos transcurrentes tuvieron un componente extensional en la porción norte de la Península de Baja California durante el Mioceno (Lee, et al., 1996). Este componente tiene una dirección perpendicular al límite de placas, que es E-NE, produciendo fallamiento normal con características similares a aquellas observadas en la porción continental de Sonora durante la fase tardía de la extensión tipo CS.

A lo largo del transecto, estas fallas normales afectan rocas calcialcalinas (23.5-11.4 Ma) de la porción inferior del Grupo Empalme en la Sierra de Santa Úrsula, en el sur de Sonora (Mora-Alvarez y McDowell, 2000). Estas rocas volcánicas están basculadas con echados que varían entre 20 y 35°E, mientras que la porción superior del Grupo Empalme el cual consiste de ignimbritas y derrames de basaltos toleíticos (10.3-8.5 Ma), se presentan inclinados solamente 5°E (Mora-Alvarez, 1992). De igual manera, la primera invasión marina asociada con la apertura del golfo está representada por conglomerados marinos en

la Isla Tiburón, donde conglomerados marinos y continentales se encuentran interestratificados con rocas volcánicas félsicas con edades K/Ar entre 13-12 Ma (Gastil et al., 1999).

La apertura del Golfo de California también produjo ambientes deltaicos los cuales han sido descritos de una manera muy general en la costa de Sonora, esto debido a que se encuentran muy mal expuestos, ya que en la mayoría de los casos se encuentran cubiertos por sedimentos cuaternarios (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998). Sin embargo en el noroeste de Sonora, en el paleodelta del Río Colorado, secuencias clásticas y marinas de hasta 6000 m de espesor fueron reportadas por Colletta y Ortlieb (1984). La edad miocénica para estos sedimentos deltaicos es contemporánea con el inicio de la apertura del protogolfo. Estos sedimentos parecen ser equivalentes a sedimentos localizados en la Cuenca de Loreto en Baja California Sur, donde afloran rocas sedimentarias marinas y continentales intercaladas con tobas de edad Plioceno que coinciden en tiempo con el inicio de la etapa moderna del Golfo de California, hace 3.5-4 Ma (Umhoefer et al., 1994).

3. Marco tectonoestratigráfico.

a) Descripción de terrenos.

En el Estado de Sonora, han sido descritos cuatro terrenos tectonoestratigráficos mayores y uno de dimensiones menores, algunos de los cuales continúan hacia el norte en el vecino Estado de Arizona; de sur a norte, estos terrenos son: Terreno Guerrero, Terreno Cortés, Terreno Caborca, América del Norte (Coney y Campa-Uranga, 1987) y por último, el Terreno Pápago (Haxel et al., 1980) (Fig. 2).

1) Terreno Guerrero.

El Terreno Guerrero es un terreno complejo, que consiste de secuencias volcanosedimentarias de arco de islas cuya edad varía del Jurásico al Cretácico. Estas secuencias representan arcos volcánicos submarinos o parcialmente continentales que fueron emplazados tectónicamente en el Cretácico Tardío hacia el norte sobre el Terreno Cortés medio (Coney y Campa-Uranga, 1987). Algunos de los mejores afloramientos del Terreno Guerrero se encuentran en el norte del Estado de Sinaloa, en la región de Porohuí

(Sinaloa de Leyva), donde la secuencia consiste de lavas basálticas almohadilladas, radiolaritas, calizas y tobas de edad Cretácico Temprano (Ortega-Gutiérrez et al., 1979). La presencia de rocas del Terreno Guerrero en el subsuelo del sur de Sonora es inferida a partir de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas en rocas intrusivas (Roldán-Quintana et al., 1993).

2) Terreno Cortés.

El Terreno Cortés, se encuentra hacia el norte del Terreno Guerrero, y fue propuesto por Coney y Campa-Uranga (1987) quienes lo definieron como un terreno compuesto por rocas mesozoicas y del Paleozoico tardío. Representa una zona de transición de corteza continental a oceánica (Fig. 2) y subyace a la mayor parte de la mitad sur de Sonora. El Terreno Cortés consiste de una secuencia sedimentaria deformada, con facies de aguas profundas, de edad Ordovícico-Pérmico, la cual fue acrecionada tectónicamente al Terreno Caborca (Stewart et al., 1990; Poole et al., 1991).

Las rocas del Grupo Barranca cubren discordantemente la zona de sutura y restringen la edad de la acreción al Pérmico medio-Triásico Tardío (Poole et al., 1991). El límite sur del Terreno Cortés es hasta hoy incierto, sin embargo, con base en observaciones en los afloramientos del Grupo Barranca se estima que continúa hasta la latitud de la ciudad de Navojoa en el sur de Sonora. Hacia el norte se estima que se extiende hasta un poco al sur de la latitud de Hermosillo y el norte de la Isla Tiburón donde se han encontrado rocas ordovícicas. El corredor que se describe en la presente tesis, se encuentra en su totalidad dentro del Terreno Cortés que representa un terreno de transición.

3) Terreno Caborca.

El Terreno Caborca, limita hacia el sur con el Terreno Cortés (Coney y Campa-Uranga, 1987), y representa una porción del Cratón de América del Norte desplazada hacia el sureste a lo largo de la falla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). En general, este terreno se compone de dos unidades, una inferior que consiste de rocas metamórficas que incluyen gneises, esquistos y anfibolitas intrusionadas por granitos de 1.7-1.8 Ga y otro grupo de 1.1 Ga. La unidad superior está representada por secuencias marinas de ambiente

somero compuestas por areniscas de cuarzo, dolomías y calizas, con estructuras estromatolíticas de edad Precámbrico Tardío a Paleozoico temprano (Anderson y Silver, 1979; Stewart et al., 1984).

4) Cratón de América del Norte.

El Cratón de América del Norte (CAN), se localiza en el extremo noroeste de Sonora, y se caracteriza por un basamento precámbrico granítico y metamórfico, cubierto por una gruesa secuencia (>2000 m) de rocas proterozoicas y paleozoicas, con facies de plataforma. En el norte de Sonora el CAN sólo aflora en pequeñas zonas, alrededor de Sonoyta, al sur de Caborca, en Cananea, en la porción norte de la Sierra de Aconchi y en la región de Rayón. Las litologías principales en estas áreas consisten de gneises y esquistos intrusionados por granitos y granodioritas. Las edades isotópicas para las rocas metamórficas y plutónicas de esta porción del CAN, varía de 1.7-1.4 Ga (Anderson y Silver, 1979).

5) Terreno Pápago.

El Terreno Pápago, fue definido por Haxel, et al. (1980), en la porción sur-central de Arizona y noroeste de Sonora, para describir una secuencia de rocas volcánicas e intrusivas de edad jurásica que formaron parte de un arco magmático continental que fueron deformadas probablemente durante el Jurásico, como en el sur de las Montañas Baboquíviri (Goodwin y Haxel, 1990). En esta localidad las rocas jurásicas también fueron intrusionadas por plutones granodioríticos, metamorfizadas y afectadas por fallamiento inverso durante la orogenia del Cretácico Tardío-Terciario temprano. En Sonora, el Terreno Pápago ha sido reportado por Calmus y Sosson (1995), en la porción noroeste de Sonora, en particular, en la región de Estación Sahuaro localizada al noroeste de Caborca. En la Figura 2, se muestra la distribución geográfica de los terrenos mencionados, y se indica la posición del transecto objeto de este estudio.

b) Ubicación del área dentro de este marco.

El transecto en estudio se localiza en su totalidad dentro del Terreno Cortés, el cual, hacia su porción oriental se encuentra cubierto por la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental. De esta manera los valores geoquímicos en los análisis de las rocas batolíticas del transecto, no se verán afectados por las variaciones en la composición de los diferentes tipos de corteza intrusionada.

III. GEOLOGÍA DEL TRANSECTO.

De acuerdo a su geología superficial, incluyendo la edad de las rocas, su morfología, y estructura de las rocas aflorantes, el área del transecto se ha dividido en tres regiones principales orientadas NW-SE, que de la costa hacia el oriente se han denominado (Fig. 6):

- 1) Región Occidental.
- 2) Región Central.
- 3) Región Oriental.

El transecto inicia muy cerca del límite actual de la Placa del Pacífico con la Placa de Norte América. La dirección del transecto corta de manera diagonal a cada una de estas regiones.

La distribución de las regiones mencionadas no es aleatoria, sino que se debe principalmente a la geometría de los procesos de subducción que dieron origen a las rocas ígneas desde el Triásico Tardío, hasta el Mioceno Tardío. Este fue un proceso discontinuo que duró más de 200 Ma, tiempo durante el que se formaron los principales arcos magmáticos presentes en esta región de México. La distribución en regiones resulta particularmente evidente al analizar las rocas volcánicas cenozoicas, cuya edad va cambiando de oeste a este. La definición de los límites de estas regiones fue acentuada por la extensión NW-SE asociada al fallamiento de Cuencas y Sierras el cual en esta región ha sido fechado como Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (McDowell et al., 1997).

Se considera que el basamento precámbrico es el mismo para todas las regiones del transecto, sin embargo, en cada una de ellas se presentan columnas estratigráficas diferentes, de las rocas más jóvenes, lo que permite separarlas.

1. Región Occidental.

a) Ubicación y extensión

Esta es la franja más occidental del transecto, tiene una longitud de aproximadamente 102 km y comprende las hojas 1:50 000 San Carlos (G12A19), José María Morelos y

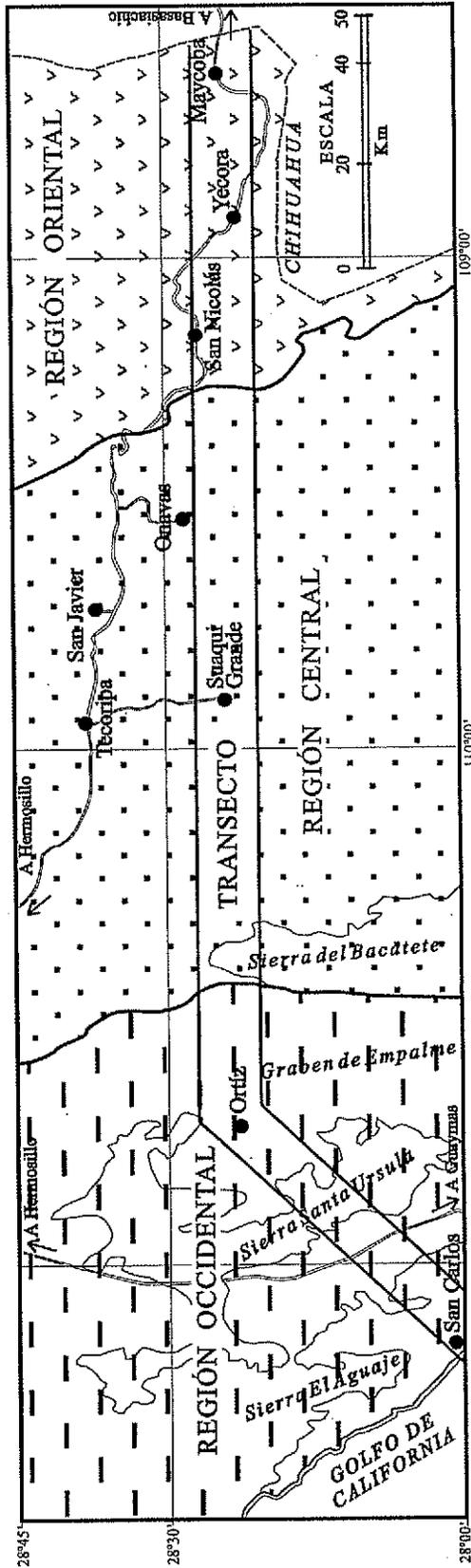


Figura 6.- Subdivisión del transecto en franjas geológicas. A partir de la costa hacia el oriente se ha subdividido en : Región Occidental, Región Central y Región Oriental. Se indica la ubicación del transecto, así como algunas carreteras y poblaciones como referencia .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Pavón (H12D81), San Alfonso (H12C89), Ortiz (H12D71) y La Misa (H12D72) (Lám. I, y Fig. 6). Las rocas volcánicas de esta región bordean el Golfo de California y afloran a lo largo de las costas de Sonora y Baja California, estas rocas fueron separadas por la apertura del golfo. En Sonora estas rocas afloran al norte de Guaymas, al norte de Bahía de Kino y en la Isla Tiburón, así como al norte y noréste de Puerto Libertad (Gastil y Krummenacher, 1974).

b) Basamento mesozoico.

Su basamento pre-terciario lo constituyen rocas mesozoicas (Mzh), que consisten en sedimentos metamorfozados por contacto compuestos por cuarcitas, metaconglomerados y calizas recristalizadas con granate y wolastonita que afloran al norte de Guaymas y en la región del Rancho El Bayo. (Fig. 7 y Lam. I).

No se encontraron fósiles en esta secuencia, pero por correlación litológica podría corresponder a las rocas triásicas del Grupo Barranca (Alencaster-De Cserna, 1961). Este grupo, consiste de rocas sedimentarias marinas y deltaicas y es de edad Triásico Tardío. Esta secuencia se encuentra cubierta de manera discordante por tobas riolíticas e ignimbritas con edad de 23 Ma. Las rocas del basamento mesozoico se encuentran intrusionadas por rocas del batolito Larámide (Ks-Ti) con edades mínimas del Cretácico Tardío (Granodiorita El Bayo 78 Ma; Mora-Alvarez, 1992).

c) Intrusivos laramídicos.

Dentro de esta franja, en el extremo más occidental del transecto se localizan las rocas intrusivas más antiguas del área estudiada, con una edad de 82.7 ± 1.7 Ma en Punta San Antonio (Mora-Alvarez y McDowell, 2000) en la región de San Carlos (Fig. 1). La edad de los intrusivos laramídicos en esta región varía de 44-82 Ma. En la costa, estas rocas, son granodioritas y tonalitas con grandes fenocristales de hornblenda > 3 mm, así como de gran cantidad de epidota. Los afloramientos de rocas del batolito Larámide en esta porción del transecto son escasos, principalmente debido a la cubierta de rocas volcánicas más jóvenes, aunque es muy probable que en el subsuelo continúen hacia el oriente debajo de las rocas volcánicas terciarias.

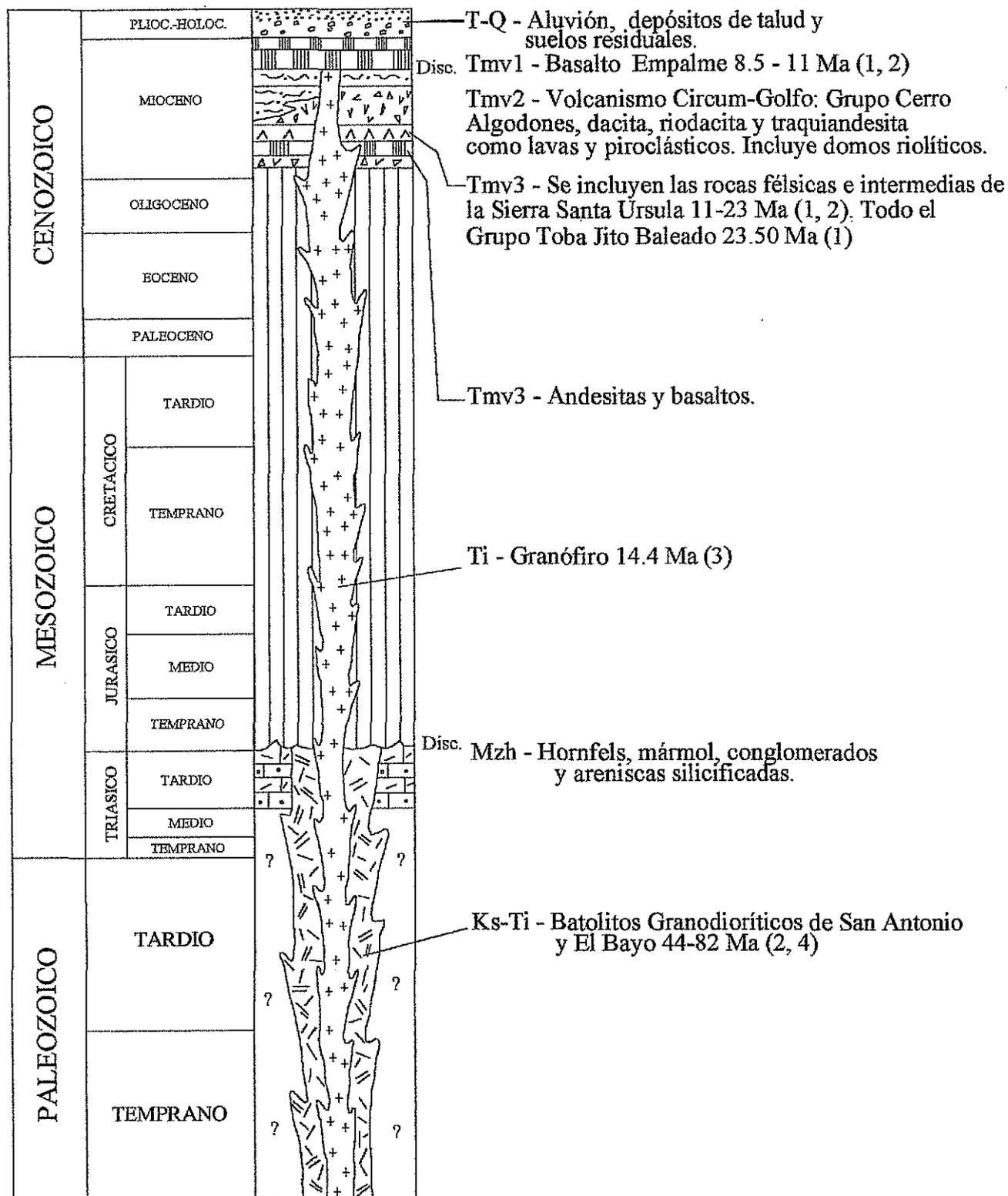


Figura 7.- Columna estratigráfica para la Zona Occidental (Mapa I) Datos de (1) Mora-Alvarez (1992); (2) Datos no publicados de Mc Dowell; (3) Mora- Klepeis et al.(1997) y (4) Mora- Alvarez y Mc Dowell (2000).

d) Rocas volcánicas terciarias

Esta región se caracteriza por contener las rocas volcánicas más jóvenes que afloran en el transecto estudiado. Espesores importantes de rocas volcánicas se encuentran discordantemente, sobre el basamento metamórfico y sobre los intrusivos larámides, constituyendo la Sierra de Santa Úrsula, siendo rocas intermedias y félsicas (> 400 m) denominadas como Grupo Jito Baleado (Tmv3), con edades entre 11-23 Ma. Concordantemente sobre la unidad anterior se encuentra el Grupo Cerro Algodones (Tmv2), que consiste en rocas de composición félsica a intermedia.

A estas dos unidades se les ha denominado también Arco Circum-Golfo, cuyas edades varían entre 23 y 11 Ma, aquí se incluyen partes de la Sierra del Aguaje, Cerros La Pirinola y el extremo sur de la Sierra Libre (Gastil y Krumenacher, 1974; Wilson, 1978 y Mora-Alvarez, 1992). En el Grupo Algodones han sido descritas cuando menos dos calderas al norte de San Carlos, definidas por fallas circulares y la presencia de domos riolíticos (Tmvr), en el plano geológico (Wilson, 1978) (Lámina I).

En forma de mesetas poco inclinadas y cubriendo discordantemente, a las unidades volcánicas anteriores, se encuentra el Basalto Empalme (Tmv1), que es de naturaleza toleítica, con edades de 8.5-11 Ma. Estos basaltos representan las rocas volcánicas más jóvenes de todo el transecto.

e) Microgranitos.

Intrusionando a las secuencia volcánica terciaria (Tmv2 y Tmv3), se presenta un granófiro (Fig. 7), del cual existe una fecha de 14 Ma (Mora-Klepeis et al., 1997). Estas rocas constituyen los intrusivos más jóvenes del área cubierta por el transecto. Los granófiros son generalmente de color claro, de grano fino (< 2 m m), con abundantes cavidades dejadas por gases las cuales están rellenas de cristales de cuarzo y minerales ferromagnesianos oxidados, evidencia de la gran actividad de fluidos hidrotermales tardíos. Sus afloramientos son lineales en forma de diques a ambos lados del Graben de Empalme.

El transecto cruza al oriente de Estación Ortíz, por una estructura que se ha denominado Graben de Empalme (Fig. 8), el cual se encuentra limitado por fallas normales de rumbo casi N-S. En sus márgenes o dentro del graben en su extremo sur fueron

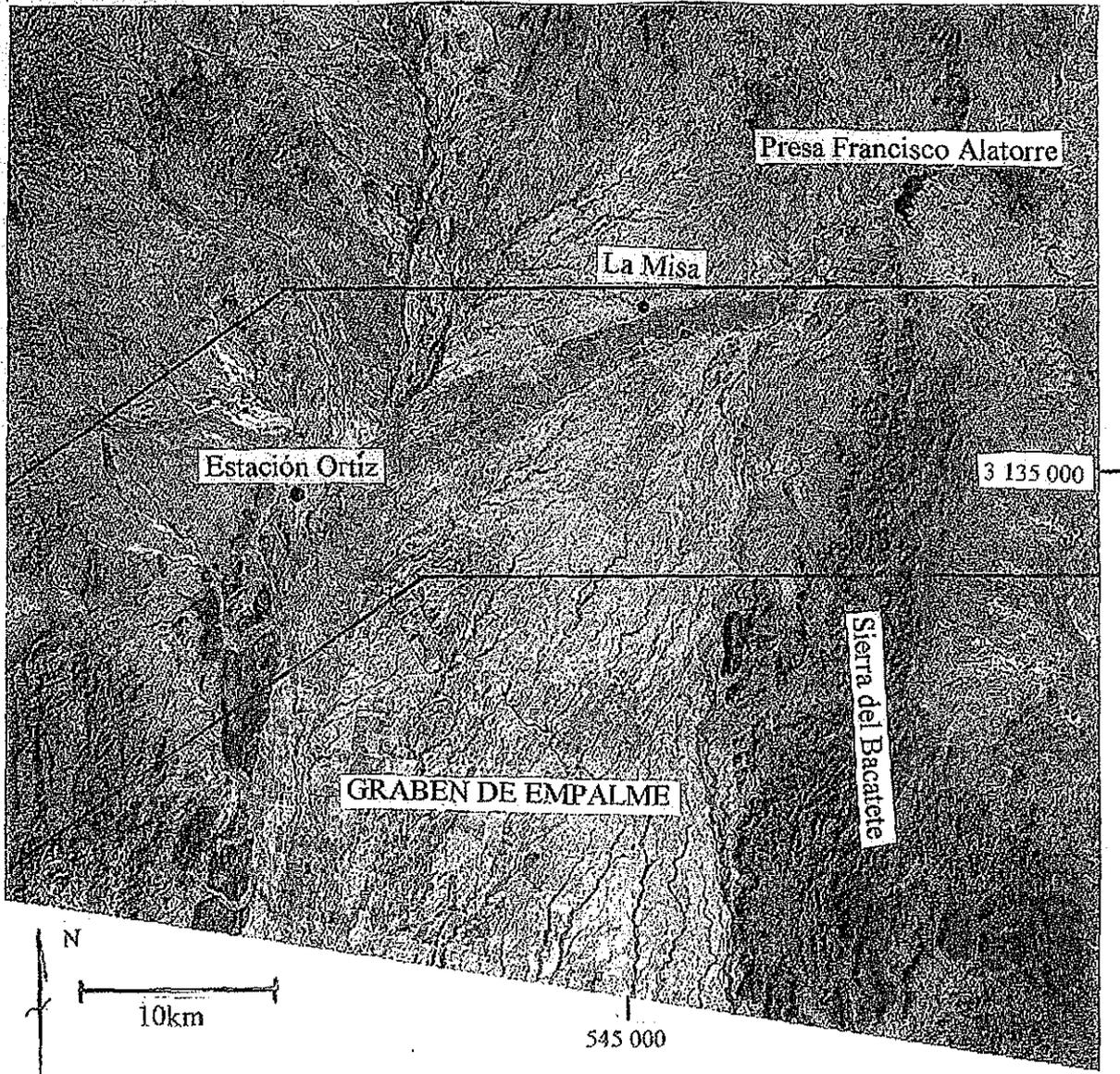


Figura 8. Imagen Landsat -4 MSS, P35R40 Hermosillo tomada en abril 13 de 1983, bandas 4,2,1 (R,G,B). Extremo norte del Graben de Empalme, en los márgenes del graben se aprecian basaltos en color oscuro, en el centro rocas clásticas. Se indica la posición aproximada del transecto y la escala gráfica aproximada.

extrabasados basaltos toleíticos (Tmv1), como el Basalto Empalme con edades de 8.5-11.2 \pm 2.7 Ma (Mora-Alvarez, 1992 y McDowell, datos no publicados) y también fueron emplazados microgranitos o granófiros (Ti) como grandes diques paralelos al borde del graben, y pequeños “stocks” al noréste de Empalme (Lámina I). Los basaltos cubren discordantemente a los microgranitos, y el contacto entre ambas se puede observar en la salida norte de Empalme.

Este graben tiene dimensiones de 25 km de ancho y se extiende por una longitud mayor de 100 km, en dirección norte-sur, terminando frente a la Cuenca de Guaymas en el Golfo de California. Por lo anterior, se considera que la edad de estas fallas son más jóvenes que el Basalto Empalme y probablemente estén asociadas a la formación del protogolfo de California, o a una fase tardía de la extensión de Cuencas y Sierras.

En este trabajo, las rocas clásticas del Plioceno-Holoceno, se han agrupado en una unidad (T-Q) donde se incluyen depósitos aluviales actuales y antiguos, depósitos de talud y suelos residuales. Este agrupamiento se utilizará en los cuatro mapas geológicos presentados en este trabajo.

La porción del mapa geológico al oriente del Graben de Empalme ya corresponde a la Región Central, por lo que su geología será descrita a continuación.

2. Región Central.

a) Ubicación y extensión

Se sitúa en la porción central del transecto con una longitud aproximada de 120 km y comprende las hojas topográficas INEGI, 1: 50 000, Agua Fría (H12D73), Suaqui Grande (H12D74) y La Dura (H12D75) (Figs. 9 y 10).

Se localiza al oriente del Graben de Empalme, a partir de la Sierra del Bacatete, iniciando donde los afloramientos, tanto de la Formación Tarahumara (Ksv) como de los intrusivos laramídicos (Ks-Ti) son más abundantes. Su límite oriental se ha establecido donde inician los afloramientos de las rocas volcánicas Eoceno-Oligoceno de la Sierra Madre Occidental (TovI), aunque es de esperarse que esta zona continúa hacia el oriente debajo de la cubierta volcánica del Terciario (Fig. 9).

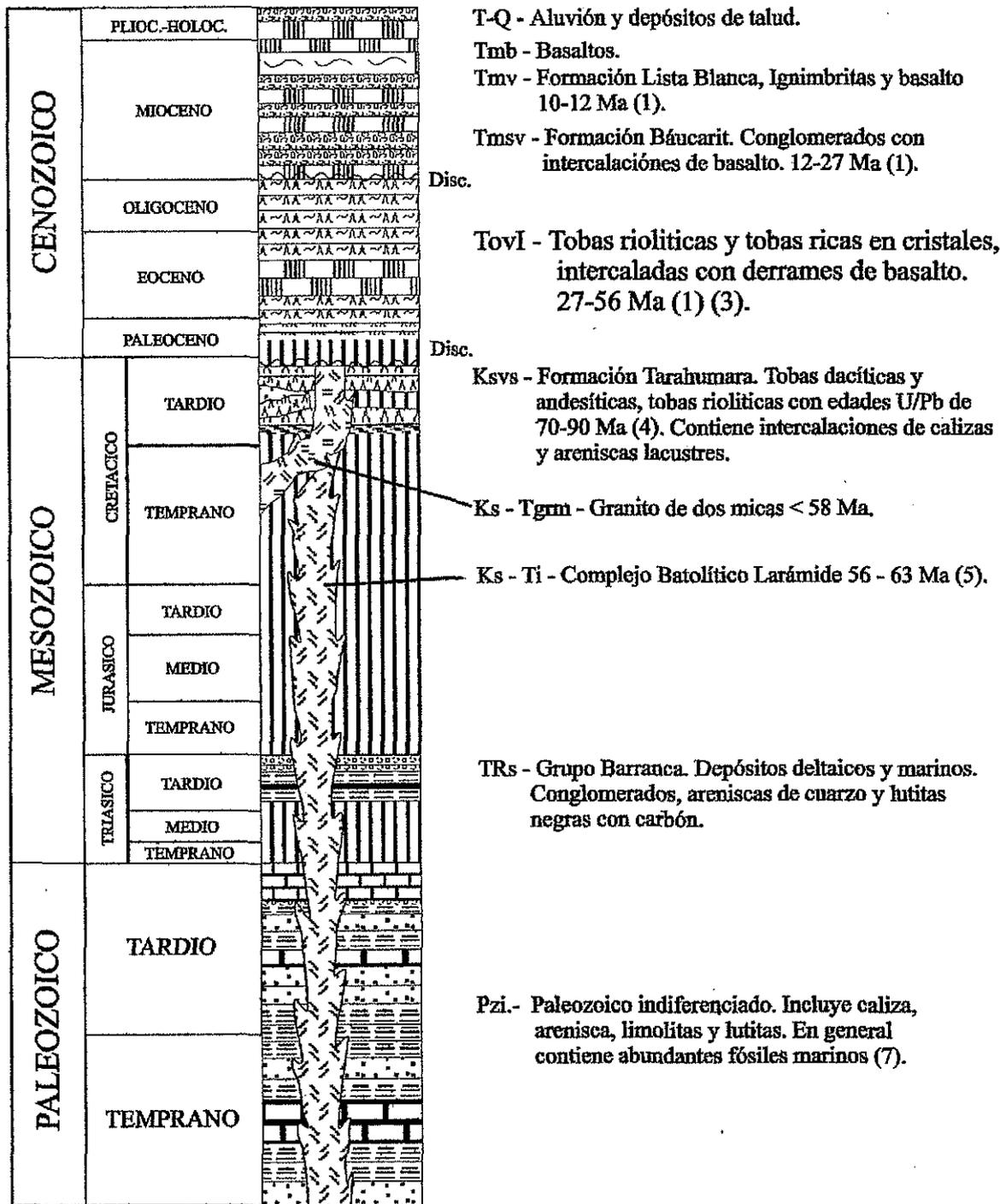


Figura 9.- Columna estratigráfica para la franja de la zona central (Mapas II y IIA). Compilada en base a datos de (1) Mc Dowell et al, (1997); (2) Bartolini et al, (1994); (3) Datos no publicados de Mc Dowell; (4) Mc Dowell et al. (2000); (5) Damon et al (1983); (6) Mc Dowell y Roldan (1993); (7) Stewart et al. (1990).

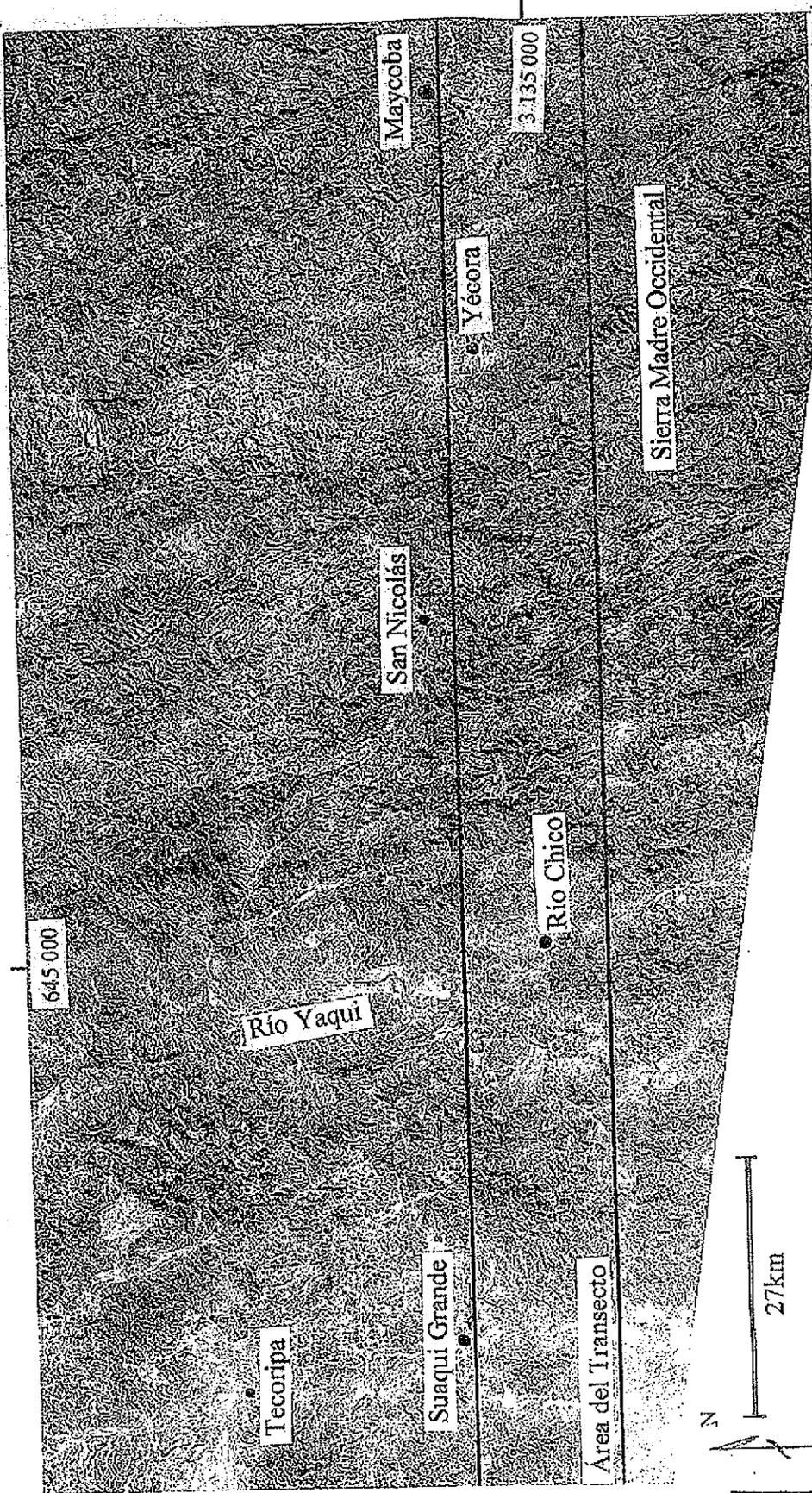


Figura 10. Imagen Landsat - 4, P34R40 Sahuaripa tomada en mayo 18 de 1983, bandas 4,2,1 (R,G,B). Porción del Arco Tarhumara y Sierra Madre Occidental. Se pueden ver los batolitos, uno al norte del Río Chico y el otro al sureste de Suqui Grande, el límite de la franja Sierra Madre Occidental es evidente hacia el oriente de la imagen. También se puede apreciar el fallamiento NW-SE, dentro y fuera del transecto.

b) Basamento paleozoico-triásico.

Las rocas más antiguas que constituyen el basamento expuesto en esta franja geológica son rocas marinas de edad Paleozoico (Pzi) (Stewart et al. 1990), que afloran hacia el norte del Transecto en la región de San Javier-Tónichi (Lámina IIA). Discordantemente sobre el Paleozoico se encuentran las rocas del Triásico Tardío del Grupo Barranca (TRs), (Alencaster-de Cserna, 1961), que afloran en la porción noreste de la Hoja La Dura aproximadamente 13 km al norte del transecto, al oriente del Río Yaqui en la región de la Nopalera, y al oeste de Tónichi en el Arroyo Tarahumara (Lámina IIA). Las rocas triásicas consisten en depósitos deltaicos y marinos, con un espesor de aproximadamente 3,000 m (Stewart y Roldán-Quintana, 1991), y están representados por areniscas de cuarzo, conglomerados y lutitas negras con plantas fósiles y carbón.

c) Intrusivos laramídicos.

Las rocas intrusivas en la región central consisten en tres unidades. La más antigua (Ks-Ti) es también la más ampliamente distribuida, representada por granitos y granodioritas, aflorando como batolitos en grandes extensiones de terreno. Intrusiona a la Formación Tarahumra y aflora en la Hoja Suaqui Grande, al oriente de la Sierra Chichiquelite y al sur de la Sierra de Las Varilleras (Lámina II); en la Hoja La Dura, las rocas graníticas afloran al sur y oeste de la Sierra de Vallecitos. Los afloramientos de estas rocas son pequeños en la Hoja Agua Fría, al norte de la Sierra del Bacatete y al sur del Rancho El Realito. La segunda unidad de rocas intrusivas (K-Tgrm) consiste en un granito de dos micas (biotita y muscovita), generalmente con cuarzo abundante. Esta unidad sólo aflora en la porción oriental de la Hoja La Dura, coincidiendo con el contacto oriental del Batolito del Vallecito. En este lugar el granito de dos micas intrusiona al batolito más antiguo y a la Formación Tarahumara. La unidad intrusiva más joven K-Tp corresponde a stocks dioríticos a cuarzodioríticos que afloran en la porción oriental de la Hoja La Dura, en la porción oriental del Batolito de Río Chico.

d) Cretácico Tardío, Formación Tarahumara.

Dentro del transecto no se identificaron rocas jurásicas, lo cual sugiere que esta región permaneció como un terreno elevado durante el Jurásico Temprano hasta el Cretácico medio y fue expuesto a procesos erosivos. Al final de este tiempo, se inició la construcción del Arco Larámide (columna estratigráfica Fig. 9).

Para evitar posibles confusiones con las rocas volcánicas del Arco Larámide, cuya edad es Cretácico Tardío-Eoceno, se debe tener en mente que el arco volcánico jurásico estuvo activo durante el Jurásico Medio y Tardío (Anderson y Silver, 1978). El cual solamente está expuesto en el noréste de Sonora.

Otro hecho importante consiste en que en el área del corredor no han sido reportadas rocas marinas del Cretácico Temprano del Grupo Bisbee (Ransom, 1904). Los depósitos marinos del Cretácico Tardío son comunes hacia el centro y norte de Sonora, pero no existen en el sureste de Sonora (en la zona del transecto). Regionalmente, está bien documentado que la paleocosta para este tiempo se localizó al oriente del Estado de Sonora, al oriente del área en discusión (González-León, 1992). El afloramiento más cercano de rocas de esta edad se localiza en el área de Arivechi, aproximadamente a 60 km al noreste de San Nicolás, localidad situada en la porción oriental del transecto. En el área de Arivechi fueron descritas lutitas y calizas arrecifales muy ricas en fósiles de edad Albiano-Aptiano (Almazán-Vázquez y Fernández-Aguirre, 1988).

La Formación Tarahumara cubre discordantemente al Grupo Barranca, por lo cual hay pérdida del registro estratigráfico desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío, de aproximadamente 128 Ma (Fig. 9). Fue descrita primeramente por Dumble (1901) en el Arroyo del Obispo, observando capas sedimentarias interestratificadas, a las que asignó una edad cretácica. Esta unidad fue posteriormente reestudiada por Wilson y Rocha (1949), quienes asignaron como localidad tipo al Arroyo Tarahumara, localizado a 20 km al suroeste de Tónichi, Sonora, 30 km al norte de su parte media. (Lámina IIA). Con base en fechas U/Pb, la edad de las tobas félsicas intercaladas dentro de la Formación Tarahumara, varían de 70-90 Ma (McDowell et al., 2001).

El Cretácico Tardío fue un tiempo de intenso magmatismo asociado a un arco de margen continental. Este magmatismo incluyó volcanismo que produjo espesores gruesos (> 1,000 m) de lavas y rocas piroclásticas, interestratificadas con delgados lentes de caliza,

arenisca y lutitas lacustres, que contienen restos fósiles de agua dulce de ambiente continental. Dentro del paquete sedimentario las calizas contienen material algáceo y en los horizontes de pedernal se identificaron raíces de palmeras (Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz, 1993). Más recientemente, dentro de la flora encontrada en el pedernal de la secuencia del Arroyo El Obispo, se han encontrado y definido dos especies nuevas de plantas acuáticas de agua dulce *Tarahumara sophiae* y *Obispocaulis myriophylloides*, cuya edad varía del Cretácico Tardío al Terciario (Hernández-Castillo y Cevallos-Ferriz, 1999).

La Formación Tarahumara (Ksvs), (Wilson y Rocha, 1949), presenta una amplia variedad de litologías dentro del área del transecto. Las rocas volcánicas más abundantes son de composición intermedia y se presentan como ignimbritas, aglomerados y brechas volcánicas. Las rocas félsicas son las que le siguen en abundancia, pero éstas sólo se presentan como tobas ricas en cristales.

En su porción inferior, la Formación Tarahumara consiste en tobas dacíticas-andesíticas, las que tienen intercalaciones de derrames y tobas de dacitas y andesitas.

Intercaladas en la parte media de la secuencia, se encuentran limolitas, areniscas y calizas con abundante pedernal negro como horizontes y lentes. En su porción superior, esta unidad consiste en tobas félsicas (McDowell et al., 1994).

Algunos de los afloramientos mejores y más grandes de la Formación Tarahumara se encuentran dentro de la cuenca actual del Río Yaqui, en las hojas Agua Fría, en la Sierra Chichiquelite y en la Hoja Suaqui Grande en las sierras de Las Varilleras y La Gloria, y al sureste del poblado de Suaqui Grande, y en la Hoja La Dura, al oriente y sureste del poblado de La Dura. (Lámina II).

Las rocas sedimentarias presentes en la porción media de la unidad, se identificaron sólo en algunas localidades y consisten de arenita volcánica, limolita y caliza con pedernal negro. En áreas donde se presenta el nivel sedimentario, como en el Arroyo El Obispo (Hoja La Dura), y en la sección del Arroyo Uvalama-Cerro Tarais (Hoja Suaqui Grande), sirve como base para dividir la formación en tres miembros, donde la porción sedimentaria representa la parte media.

Las rocas piroclásticas están presentes en proporciones mayores a los derrames de lava, brechas de flujo y aglomerados, incluyen tobas líticas y tobas ricas en cristales. Los

fragmentos líticos son generalmente de 1-5 cm en tamaño y consisten en fragmentos angulares de andesita, los fragmentos de caliza y cuarcita son menos comunes. Además de la presencia de estos materiales líticos, la presencia de fragmentos angulares de cristales y trazas de vidrio en forma de estructuras angulares y curvadas se utilizaron para identificar las ignimbritas, dado su alto grado de alteración. Los fragmentos de cristales consisten principalmente en cuarzo amiboide corroído, cristales rotos de plagioclasa y trazas de cristales de mica (posiblemente sea de neoformación).

Todas las rocas de la Formación Tarahumara presentan alteración hidrotermal, la cual en ocasiones es muy intensa. Esta alteración consiste principalmente en propilitización, produciendo una asociación de calcita, clorita, epidota, biotita, cuarzo microcristalino, sulfuros y óxidos.

Las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara se consideran contemporáneas con el Batolito Larámide (McDowell et al., 2001), y se piensa que ambos grupos de rocas fueron formados por los mismos procesos de subducción, lo cual se demostrará más adelante con las fechas isotópicas. Es interesante hacer notar la asociación geográfica de estas dos unidades lo que, como se verá más adelante, tiene implicaciones genéticas.

Las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara presentan echados moderados (20-30°), con rumbos de N25-40°W, sin evidencias de plegamiento.

Se ha observado que las rocas de la Formación Tarahumara (Ksvs) que afloran en los bordes de los intrusivos granodioríticos, consisten en dacitas porfídicas y que su contacto es intrusivo. Estas rocas generalmente constituyen la base de la columna estratigráfica, lo cual se puede observar en el contacto de la porción oeste del intrusivo Río Chico, por el Arroyo El Recodo, así como en los alrededores de La Dura y en el área del Rancho El Obispo, aunque esta última localidad se encuentra fuera del área del transecto.

A estas dacitas porfídicas se les considera como la roca encajonante más común de los batolitos, lo que podría tener implicaciones genéticas, es decir que estas rocas representarían la parte hipabisal del volcanismo (raíces), ya que siempre se encuentran entre los intrusivos y las rocas volcánicas. Los contactos entre los intrusivos graníticos y las dacitas porfídicas de la Formación Tarahumara son generalmente transicionales; es por esta razón que se piensa que puedan estar genéticamente relacionadas. En pocos lugares se

observó a este tipo de roca intrusionar a la secuencia sedimentaria de Tarahumara, como en el Arroyo El Obispo. Las dacitas porfídicas en muchos lugares están asociadas con áreas de alteración penetrativa (como argilitización y propilitización) y mineralización en forma de sulfuros primarios y/o zonas de oxidación. En este trabajo infortunadamente, no fue posible cartografiar en su totalidad las dacitas porfídicas por la naturaleza regional de esta investigación.

El grado de alteración de estas rocas sólo permitió llevar a cabo pocos análisis químicos de roca total, tierras raras o de elementos traza. Por lo anterior, las determinaciones composicionales de estas rocas están basadas exclusivamente en la mineralogía observada en lámina delgada de las rocas alteradas.

e) Rocas volcánicas y clásticas terciarias.

Las rocas terciarias cubren de manera discordante a la Formación Tarahumara, habiéndose observado este contacto en la porción oriental de la Hoja La Dura. Las rocas terciarias más antiguas (Tov1) consisten en gruesos espesores de > 500 m de tobas ricas en cristales de composición riolítica, para las que se obtuvo una edad de 55 Ma (McDowell y Roldán-Quintana, 1993). Dentro de esta secuencia de tobas, hacia su porción superior se observaron intercalaciones de andesitas basálticas. Otra edad de 27 Ma fue obtenida al oeste de Onavas (al oeste del Río Yaqui), a 6 km al norte del transecto (Mapa Geológico II). Esta edad se obtuvo para una toba de composición riolítica discordante sobre rocas cretácicas de la Formación Tarahumara (Roldán-Quintana y McDowell, 1992). En la región central del transecto, las rocas volcánicas terciarias son más antiguas que en la Región Occidental, con edades de hasta de 55 Ma. Otro cambio importante en la estratigrafía es la presencia de rocas clásticas y volcánicas de la Formación Báucarit dentro de la columna terciaria.

Cubriendo discordantemente a rocas pre-miocénicas o a las tobas ricas en cristales, se encuentran las formaciones Báucarit (Tmsv) y Lista Blanca (Tmv), las que generalmente afloran en cuencas alargadas NW-SE. La Formación Báucarit fue definida en el sur de Sonora por King (1939) para designar "una secuencia ligeramente consolidada, de areniscas y conglomerados bien estratificados, con algunas arcillas. Donde esta bien expuesta en la

parte inferior de esta formación se presenta uno ó más derrames de basalto intercalados con aglomerados basálticos”. En la porción central del transecto, la Formación Báucarit consiste en aproximadamente 700 m de conglomerados intercalados con basaltos y andesitas basálticas en su miembro inferior, de los que se obtuvieron edades isotópicas de 12-27 Ma, (McDowell et al., 1997). De estas rocas no se hicieron estudios gequímicos.

Su miembro superior consiste únicamente en conglomerados. La Formación Báucarit aflora de manera extensa en el Valle del Río Yaqui (Hoja La Dura); hacia el oeste aflora en el Arroyo de Suaqui Grande (Hoja Suaqui Grande), (McDowell et al., 1997). Otros afloramientos de la Formación Báucarit se muestran en la Lámina II.

La Formación Lista Blanca fue definida primeramente por Dumble (1900) como División Lista Blanca; posteriormente, King (1939), atribuyó una edad cretácica a esta sección y más recientemente, Bartolini et al., (1994) le asignaron una edad terciaria, mostrando que las rocas volcánicas de la Formación Lista Blanca (Tmv) cubrían concordantemente a rocas de la Formación Báucarit y reportando una edad K/Ar de 10.4 ± 0.2 Ma, Tabla 2, para una latita. La Formación Lista Blanca esta constituida por rocas piroclásticas félsicas y domos riódacíticos. En este estudio, sólo fue posible diferenciarla donde tenía un espesor considerable para poder mostrarla en los mapas a escala 1: 100,000, como al sur de Suaqui Grande, al oeste de La Dura, y también al oeste de la Sierra Chichiquelite (Lam. II).

Las rocas volcánicas más jóvenes del transecto afloran en la porción oriental de la Hoja La Dura, en la región de Mesa Grande y consisten en basaltos de olivino (Tmb), donde forman mesetas que cubren de manera discordante a las rocas volcánicas félsicas de la unidad (Tov1) y a rocas clásticas de la Formación Báucarit (Tmsv) (Lam. II).

3. Región Oriental,

a) Ubicación y extensión.

Esta región es la que se localiza en la porción más oriental del transecto (Fig. 6). Morfológicamente es la de mayor elevación (> 2100 m s n m) con relieve abrupto. Su límite occidental es el del límite geológico y morfológico de la Sierra Madre Occidental (SMW). Hacia el oriente la terminación de esta franja coincide con la terminación del

transecto dentro de la SMW. Esta porción del transecto tiene una longitud aproximada de 70 km, y se localiza en las hojas topográficas Santa Rosa (H12D76), Yécora (H12D77) y la porción oeste de la Hoja Yepachic (H12D78), de acuerdo a la distribución cartográfica del INEGI.

b) Basamento pre-terciario.

El basamento de esta franja lo forman las rocas cretácicas de la Formación Tarahumara (Ksvs) y los batolitos graníticos laramídicos (Ks-Ti), que constituyen las rocas más antiguas de esta región. La Formación Tarahumara (Ksv), en esta región consiste en tobas dacíticas, andesíticas y riolíticas alteradas hidrotermalmente. Las mayores áreas de afloramiento de la Formación Tarahumara se encuentran en la Hoja Santa Rosa, en el extremo oeste de esta franja. En esta región, también se localizan los afloramientos más orientales de las rocas intrusivas laramídicas.

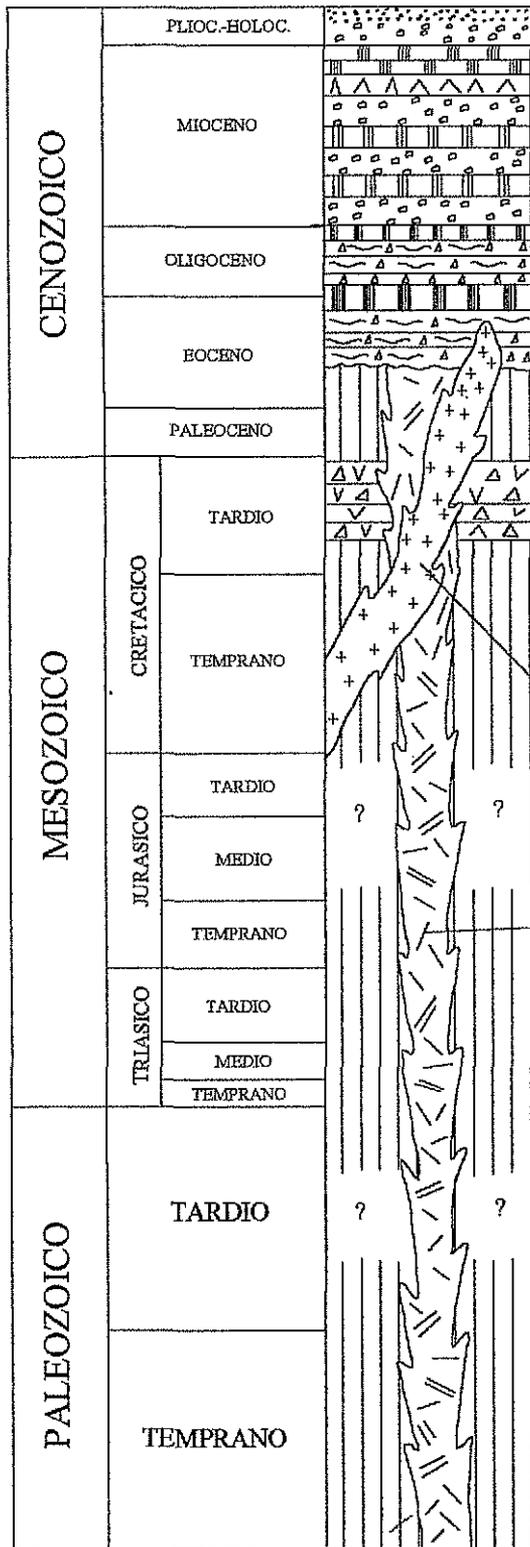
c) Intrusivos laramídicos.

Estas rocas presentan afloramientos importantes en la región oriental, particularmente en el área de Santa Ana-Santa Rosa (10 km al norte del transecto), donde aflora un gran batolito de cuando menos 150 km² de superficie. Asimismo, en el extremo oriental de esta región aflora un stock granodiorítico. Ambos batolitos se encuentran emplazados en rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Tarahumara. Las litologías más abundantes de las rocas intrusivas en esta zona son granodioritas con escasos granitos.

d) Volcanismo y rocas clásticas terciarias.

La característica principal de esta franja es la gran abundancia de rocas volcánicas de edad Cenozoica, que son las más abundantes en la provincia volcánica de la SMW, también llamada Faja Ignimbrítica Mexicana (FIM) (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Esta región de edad cenozoica, es de origen volcánico y genéticamente se describe como un arco volcánico de margen continental más joven que el Arco Larámide (Fig. 11).

La FIM es la provincia riolítica más grande del mundo y la provincia geológica más grande de México, así mismo, es quizás una de las menos conocidas geológicamente. En el presente trabajo únicamente se describirá la geología y la estructura de una franja de 70 x



T-Q - Aluvión y depósitos de talud
 Tmb1 - Basaltos y andesitas porfídicas de hornblenda.
 17 Ma (1)
 Tmb2 - Basaltos y andesitas basálticas 19 - 23 Ma.
 Tmsv - Formación Báucarit. Conglomerados
 con intercalaciones de basalto.
 Tov1 } Lavas de andesita basáltica con intercalaciones
 Tov2 } de tobas de composición félsica, 27 - 35 Ma
 (2), (3), (5)
 Disc.
 Tov - Toba rica en cristales de composición riolítica
 con intercalaciones de basalto 33 Ma.
 Ksvs - Formación Tarahumara. Tobas dacíticas,
 andesíticas y riolíticas con edades
 U/Pb de 72 Ma (4).

Ti2 - Granodioritas en la Hoja Santa Rosa
 49 Ma (2), (3).

Ks-Ti - Complejo Batolítico Larámide
 61 - 63 Ma (2), (3).

Figura 11.- Columna estratigráfica para la Zona Oriental (Mapa III). Datos de (1) Demant et al. (1989); (2) Mc Dowell (1993); (3) Gans (1997) y (4) Mc Dowell et al. (2001); (5) Damon et al. (1983).

15 km de la FIM. La geología de esta franja se muestra en la Lámina III, y la columna estratigráfica de la Figura 11.

Un grueso espesor (> 500 m) de tobas ricas en cristales de composición riolítica (Tev), cubre discordantemente a las rocas de la Formación Tarahumara, a 11.5 km al norte fuera del transecto (en el extremo oriental de la región del arco Tarahumara). Se obtuvieron dos edades K/Ar de 55 Ma para esta unidad (McDowell, 1993). Rocas muy similares, afloran en la porción oriental de la Hoja Santa Rosa, dentro del transecto, para estas rocas Gans (1997) obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 33 Ma, aquí, la secuencia presenta algunas intercalaciones delgadas 10-20 m de andesita porfídica. La secuencia anterior está cubierta concordantemente por una sección de arenisca tobácea de color rojizo intercalada con tobas líticas de color rosado que afloran en las cercanías del poblado de la Concepción en la Hoja Santa Rosa. Otros afloramientos de esta unidad fueron observados sobre la carretera entre la desviación a Santa Rosa y la Mesa del Campanero (Lámina III).

Cubriendo concordantemente a las unidades más antiguas, se encuentra una secuencia de lavas máficas con delgadas intercalaciones de tobas riolíticas (Tov1 y Tov2). Las lavas de andesita basáltica, en las Hojas Santa Rosa y Yécora han proporcionado edades isotópicas entre 23 y 27 Ma (McDowell, 1993; Gans, 1997 y Damon et al., 1983).

En la región de Yécora se han definido dos centros eruptivos de basaltos andesíticos (Oligoceno Tardío-Mioceno), cuya actividad eruptiva fue piroclástica y produjo estructuras de colapso tipo caldera (Demant et al., 1993). Estas estructuras se localizan al sur y sureste de Yécora, la primera a 5 km al sureste de Yécora, en el Rancho La Arena, a la que han denominado Caldera de Yécora. Las dimensiones de esta caldera son del orden de 5 km, es decir que estas estructuras no corresponden a las clásicas calderas de dimensiones mayores (decenas de kilómetros), formadas en rocas félsicas del Supergrupo Superior de la Sierra Madre Occidental (Swanson y McDowell, 1984). La segunda estructura de caldera formada en rocas máficas en la región de Yécora, se localiza 15 km al sureste de la misma población, al sur del poblado de La Cumbre. La forma de estas estructuras es la de una depresión anular con un domo central. Litológicamente, el domo consiste de cuarzomonzodioritas de grano grueso con márgenes microgranulares. Estas rocas pasan lateralmente en algunos contactos de manera transicional y en otros casos intrusionan a

andesitas y/o basaltos. Rodeando a los tipos de roca anteriores, en el borde de la caldera, afloran de manera extensa (en un diámetro de 3 a 5 km) basaltos y andesitas basálticas (Tmb2). También afloran rocas volcánicas más antiguas (Tov2), en esta zona.

Desde el punto de vista petrológico estos intrusivos resultan muy interesantes, ya que representan los intrusivos más someros (Tmi) (subvolcánicos) que afloran a lo largo del transecto. Las lavas consisten de plagioclasa (andesina-labradorita), ortopiroxeno, augita e ilmenita. La zona de fallas anulares de la Caldera de Yécora está formada por domos dacíticos bandeados y frecuentemente autobrechados (Demant et al., 1993). Se obtuvo una edad K/Ar de 23.0 ± 0.7 Ma, para la cuarzomonzodiorita (Demant et al., 1993). Para las lavas los autores anteriores reportaron edades K/Ar que varían entre 19.6-23.6 Ma. Las lavas de la Caldera de Yécora presentan una variación de SiO₂ entre 50-57%.

Otras dos calderas muy similares a la de Yécora, son las de Chuchupate en la misma Hoja Yécora (Lámina III) y la caldera de Tepóca en la Hoja Santa Rosa (fuera del transecto al norte), esta última ha sido descrita por Cocheme (1985).

La Formación Báucarit (Tmsv) (Fig. 11), es una unidad clástica que cubre discordantemente a las unidades anteriores, esta unidad fue fechada en la región del Río Yaqui entre 12-27 Ma (McDowell et al., 1997) y está constituida en su porción inferior por lavas máficas intercaladas con capas de conglomerados polimiticos. Mientras que la porción superior consiste exclusivamente de conglomerados. Los mayores afloramientos de esta unidad se localizan en la porción suroeste de la Hoja Santa Rosa, en el graben Tepoca-Nuri y en el graben de Pilares al oriente de Yécora (Lámina III). Cubriendo de manera concordante a la Formación Báucarit en la región de Tepoca (aproximadamente 7 km al norte del transecto en su porción occidental), se encuentran gruesos espesores de rocas máficas que consisten de andesitas porfídicas de hornblenda (Tmb), en su base, fechadas en 17 Ma (Demant et al., 1989) y una gruesa secuencia de basaltos hacia su cima. Todas estas lavas máficas son productos del volcán de La Mesa del Cusi localizado a 8 km al noroeste de Tepoca, fuera del transecto. En muy pequeñas áreas de las hojas Yécora y Yepachic se cartografiaron en cauces de arroyos áreas reducidas de aluvión y/o depósitos de talud (T-Q).

IV. EDAD DE LAS ROCAS IGNEAS DEL TRANSECTO.

1. Compilación de edades a lo largo del transecto.

Dentro del área comprendida en el presente transecto y en su vecindad, se han publicado fechas isotópicas de rocas intrusivas y volcánicas obtenidas principalmente por los métodos K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; en menor número se han determinado algunas fechas U/Pb y Rb/Sr. Esta información se muestra en las tablas 1, 2 y 2A. La mayoría de las edades presentadas fueron obtenidas por el método K/Ar por el Dr. Paul Damon en los laboratorios de la Universidad de Arizona, y más recientemente, por el Dr. Fred W. McDowell en la Universidad de Texas en Austin, quien ha publicado además algunas edades U/Pb. El Dr. Philip Gans de la Universidad de California en Santa Barbara, reportó 13 fechas isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para rocas volcánicas y una intrusiva del área de Tepoca en la porción oriental del transecto. Finalmente, en el área mineralizada de Los Verdes, en la región de Santa Ana de Yécora, también en la porción oriental del transecto, se fechó una andesita por el método Rb/Sr (Sansores-Bolívar y Wynne, 1997).

En este trabajo se reportan por primera vez un grupo de fechas isotópicas nuevas K/Ar, las cuales fueron obtenidas por el Dr. Fred W. McDowell K/Ar, en los laboratorios de geocronología de la Universidad de Texas en Austin (Tabla 3).

Las edades obtenidas por métodos diversos, utilizando varios minerales, indican momentos diferentes en los tiempos de enfriamiento de las rocas plutónicas, variando en función de su temperatura de bloqueo de los minerales. Estas diferencias están íntimamente relacionadas a las diferentes temperaturas de cierre, los rangos de temperaturas de cierre para el sistema K/Ar, de acuerdo a Geyh and Schleicher (1990), son como sigue: Hornblenda 500-700°C; flogopita 400-470°C; muscovita $350 \pm 50^\circ\text{C}$; biotita 300-400°C y feldespatos $\pm 230^\circ\text{C}$. Debe hacerse notar que las temperaturas de bloqueo dependen en gran medida de las relaciones de enfriamiento y del tamaño del mineral y que algunos de los límites superiores raramente se alcanzan en geología (McDowell, comunicación personal).

Las edades U/Pb en zircones de la intersección superior de la discordia, se consideran como edades de cristalización, ya que estos minerales tienen temperaturas de bloqueo relativamente altas ($\sim 900^\circ\text{C}$). Superiores a las del final de la cristalización de los sistemas sobresaturados en sílice en donde ocurren con más abundancia. Sin embargo, comúnmente

Tabla 1.- Edades isotópicas publicadas para rocas intrusivas laramídicas a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.*

Muestra	Localización	Tipo de Roca	Mineral fechado y método	Edad (Ma)	Referencia
PED-3-70	Aurora 28°33'43"N 109°36'51"W	Cuarzomonzonita	Biotita K/Ar	55.8 ± 1.8	1
PED-4-70	Aurora 28°33'08"N 109°36'29"W	Cuarzomonzodiorita	Sericita K/Ar	53.6 ± 1.6	1
UAKA-77-126	Lucía 28°25'32"N 109°51'53"W	Tonalita	Sericita K/Ar	56.9 ± 1.2	1
UAKA-77-127	Suaqui-La Verde 28°25'12"N 109°49'01"W	Granodiorita	Biotita Hornblenda K/Ar	56.4 ± 1.2 58.8 ± 1.3	1
UAKA-77-128	Suaqui-La Verde 28°24'41"N 109°48'11"W	Cuarzodiorita	Sericita K/Ar	56.7 ± 1.1	1
UAKA-80-07	San Javier-Tecoripa 28°37'N 109°53'18"W	Granodiorita	Biotita Hornblenda K/Ar	61.2 ± 1.3 62.0 ± 1.7	1
UAKA-80-11	San Nicolás 28°24'36"N 109°14'12"W	Granodiorita	Biotita K/Ar	49.6 ± 1.2	1
UAKA-80-12	Santa Rosa 28°24'30"N 109°10'54"W	Granodiorita	Biotita Hornblenda K/Ar	49.3 ± 1.2 49.5 ± 1.0	1
UAKA-80-18	Santa Ana 27°45'N 109°43'W	Granodiorita	Biotita Hornblenda K/Ar	67.3 ± 1.4 66.1 ± 1.4	1
UAKA-81-02	San Antonio de la Huerta 28°36'03"N 109°36'04"W	Microdiorita	Matriz K/Ar	57.4 ± 1.4	1
Ma-1	Maycoba, Son.	Granodiorita	Biotita K/Ar	63.6 ± 1.0	2
S/N	Sta. Rosa 28°21'N 109°07'W	Cuarzomonzonita	Isócrona Roca entera Rb/Sr	59.0 ± 5.0	3
SR-83	Sta. Rosa 685025 N 3148125 E	Granodiorita	Biotita Hornblenda ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	51.63 ± 0.22 56.69 ± 0.40	4
SO-36	La Dura 3140.10 N 641.55 E	Dacita Porfídica	Zircón U/Pb	66.2 ± 2.0	5

Referencias: (1) Damon et al. (1983); (2) McDowell, in Bockoven (1980); (3) Sansores-Bolívar y Wynne (1977); (4) Gans (1997); (5) McDowell y Roldán (1993). (*) Las coordenadas geográficas que se indican en las edades de Damon et al. (1983) fueron obtenidas de las cartas topográficas 1:250,000, publicadas por la Secretaría de la Defensa Nacional en 1976.

Tabla 2.- Edades isotópicas publicadas para rocas volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.*

Muestra	Localización	Tipo de Roca	Mineral fechado y método	Edad (Ma)	Referencia
<i>Rocas volcánicas de la Región Oriental</i>					
UAKA-80-09	Tepoca 28°25'N 109°19'W	Andesita basáltica	Conc. de feldespato K/Ar	33.3 ± 1.3	1
UAKA-80-10	Tepoca 28°23'N 109°18'W	Andesita basáltica	Conc. de feldespato K/Ar	14 ± 0.3	1
UAKA-80-13	Yécora 28°21'N 109°04'W	Toba riolítica	Plagioclasa Biotita Sanidino K/Ar	31.9 ± 0.7 31.5 ± 0.9 31.2 ± 0.7	1
UAKA-80-15	Yécora 28°21'N 108°59'W	Andesita basáltica	Conc. de feldespato K/Ar	23.2 ± 0.5	1
UAKA-80-17	El Palmarito 28°12'N 113°32'W	Andesita basáltica	Conc. de feldespato K/Ar	16.3 ± 0.4	1
UAKA-81-38	Tepoca 28°23'N 109°18'W	Andesita porfídica	Hornblenda K/Ar	17.2 ± 0.4	1
UAKA-90-33	Sierra Lista Blanca 28°27'N 110°21'W	Andesita	Plagioclasa K/Ar	10.4 ± 0.2	1
SR-91	Santa Ana 687900 N 3142575 E	Andesita alterada	Plagioclasa ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	60 ± 0.5	2
SR-101	Tepoca 669890 N 3134325 E	Basalto de olivino	Roca entera ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	18 ± 0.4	2
SR-104	Tepoca 673025 N 3134525 E	Basalto de piroxeno	Roca entera ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	26.1 ± 0.2	2
SR-105	Tepoca 672850 N 3134475 E	Andesita basáltica	Roca entera ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	22.3 ± 0.3	2
SN-1	Tepoca 670410 N 3148360 E	Andesita de hornblenda	Hornblenda ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	17.4 ± 0.1	2

Referencias: (1) Bartolini et al. (1994); (2) Gans (1997); (3) Mora-Alvarez (1992); (4) McDowell inédito
In: Mora-Alvarez (1992); (5) McDowell et al. (1997); (6) Mora-Klepeis et al. (1997). *Las coordenadas
geográficas que se indican en las edades de Bartolini et al. (1994), fueron obtenidas de cartas
topográficas 1:250,000, publicadas por la Secretaría de la Defensa Nacional en 1976.

Tabla 2 (cont.) - Edades isotópicas publicadas para rocas volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.*

Muestra	Localización	Tipo de Roca	Mineral fechado y método	Edad (Ma)	Referencia
<i>Rocas volcánicas de la Región Occidental</i>					
M-34	Sierra Santa Úrsula Unidad Gito Baleado	Toba riolítica	Biotita K/Ar	23 ± 0.4	3
M-35	Sierra Santa Úrsula Unidad La Espueia	Andesita	Hornblenda K/Ar	22 ± 0.4	3
M-54	Sierra Santa Úrsula Unidad La Ventana	Riolita perlítica	Plagioclasa K/Ar	11.4 ± 0.3	3
M-60	Sierra Santa Úrsula Unidad El Mezquite	Dacita	Plagioclasa K/Ar	15.3 ± 2.4	3
M-61	Sierra Santa Úrsula Unidad Las Trincheras	Basalto	Roca entera K/Ar	8.5 ± 1.5	3
RWM-5	Cerro Algodones Guaymas-San Carlos	Toba riolítica	Plagioclasa K/Ar	10.7 ± 0.4	4
RWM-6	Empalme	Basalto	Roca entera K/Ar	11.2 ± 2.7	4
MS-40	Guaymas-San Carlos	Basalto	Roca entera K/Ar	17.8 ± 0.5	4
1064	Norte de Empalme 27°59'N 110°49'W	Basalto	Plagioclasa K/Ar	23.8 ± 1.3	1
<i>Muestras localizadas en la Región Central</i>					
SO-60	0.5 km al NE del Pozo de Leyva 3144.50 N 556.55 E	Basalto	Roca entera K/Ar	8.9 ± 0.4	5
SO-61	Puerto Sta. Gertrudis al este de La Misa 3139.95 N 559.35 E	Toba riolítica	Feldespató potásico K/Ar	11.5 ± 0.9	5
SO-75	Al sur del Rancho El Pozo 3135.25 N 593.95 E	Ignimbrita	Feldespató potásico K/Ar	12.3 ± 0.3	5
SO-76	Al sur del Rancho El Pozo 3135.45 N 594.20 E	Ignimbrita	Feldespató potásico K/Ar	12 ± 0.8	5
SO-110	Ladera sur del Cerro Lista Blanca 3148.18 N 562.15 E	Riolita	Plagioclasa K/Ar	12.8 ± 0.6	5

Referencias: (1) Bartolini et al. (1994); (2) Gans (1997); (3) Mora-Alvarez (1992); (4) McDowell inédito In: Mora-Alvarez (1992); (5) McDowell et al. (1997); (6) Mora-Klepeis et al. (1997). *Las coordenadas geográficas que se indican en las edades de Bartolini et al. (1994), fueron obtenidas de cartas topográficas 1:250,000, publicadas por la Secretaría de la Defensa Nacional en 1976.

Tabla 2 (cont.) - Edades isotópicas publicadas para rocas volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.*

Muestra	Localización	Tipo de Roca	Mineral fechado y método	Edad (Ma)	Referencia
<i>Muestras localizadas en la Región Oriental</i>					
SO-14	Tepoca 3148.39 N 669.42 E	Basalto	Roca entera Plagioclasa K/Ar	14.4 ± 0.3 17.2 ± 1.6	5
SO-19	Sta. Rosa 3147.85 N 697.05 E	Andesita Basáltica	Roca entera K/Ar	22.8 ± 0.5	5
SO-40	Curea 3135.10 N 670.05 E	Andesita Basáltica	Roca entera K/Ar	17.1 ± 0.4	5
SO-41	Nurí 3123.00 N 665.25 E	Andesita Basáltica	Plagioclasa K/Ar	27.7 ± 1.4	5
<i>Granófiro de Empalme (Región Occidental)</i>					
S/N	Porción oriental de la Sierra Santa Úrsula	Granófiro	Roca entera K/Ar	14.4	6

Referencias: (1) Bartolini et al. (1994); (2) Gans (1997); (3) Mora-Alvarez (1992); (4) McDowell inédito
In: Mora-Alvarez (1992); (5) McDowell et al. (1997); (6) Mora-Klepeis et al. (1997). *Las coordenadas
geográficas que se indican en las edades de Bartolini et al. (1994), fueron obtenidas de cartas
topográficas 1:250,000, publicadas por la Secretaría de la Defensa Nacional en 1976.

Tabla 2A.- Edades isotópicas K/Ar publicadas para rocas volcánicas y una intrusiva de la caldera de Yécora en la Región Oriental del transecto.*

Muestra	Localización	Tipo de Roca	Mineral	Edad (Ma)
87/58	28°19'30"N 108°54'00"W	Cuarzomonzodiorita	Plagioclasa	23.0 ± 0.7
87/59	28°18'50"N 108°55'20"W	Andesita basáltica	Plagioclasa	19.6 ± 1.2
87/62	28°19'30"N 108°55'25"W	Andesita basáltica	Plagioclasa	23.6 ± 2.6

(*)Tomado de Demant et al. (1993). Las muestras se localizan en la Hoja Yécora, en la región oriental del transecto.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

se encuentra pérdida de plomo a baja temperatura de los zircones, lo que hace muy difícil la interpretación de rocas jóvenes.

2. Metodologías utilizadas por los diferentes autores.

La mayoría de los métodos de fechamiento isotópico en geología y petrología se basan en la relación de radios isotópicos padre/hijo. Los métodos isotópicos más importantes para el fechamiento de rocas ígneas y metamórficas son: K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb/Sr, U/Pb y Sm/Nd (Geyh y Schleicher, 1990).

El reloj radiactivo de un mineral empieza a funcionar cuando su temperatura desciende debajo de su temperatura de cierre. El requerimiento de que sólo el material más fresco puede ser usado, es generalmente válido para el método de fechamiento por K/Ar, esta es la premisa más importante para llevar a cabo estudios de geocronología de calidad. Este método es generalmente aceptado como el más conveniente para fechar rocas volcánicas cenozoicas, más recientemente el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ha tomado más popularidad para el mismo fin, ya que este último método permite fechar un solo cristal, disminuyendo el volumen de la muestra. Una aplicación importante del método K/Ar es el fechamiento de rocas volcánicas máficas jóvenes, como basaltos y doleritas (muestras de roca entera), las que de otra manera, no podrían fecharse usando el método Rb/Sr o U/Pb. En la mayoría de los casos, las edades K/Ar corresponden con la posición estratigráfica de la muestra y con fechas obtenidas utilizando otros métodos isotópicos, lo cual demuestra la validez del método.

El método K/Ar es muy sensible a recalentamientos arriba de la temperatura de cierre de los minerales fechados, la pérdida de ^{40}Ar , provoca la reducción de la edad radiométrica. Los métodos Rb/Sr tienen un campo amplio de aplicaciones en diversos ambientes geológicos, como para fechar rocas volcánicas félsicas, plutones graníticos, tobas en medios lacustres y rocas metamórficas de grado medio (Geyh and Schleicher, 1990).

El método U/Th/Pb, es útil para fechar rocas que en edad van desde el Precámbrico hasta $< 1 \text{ Ma}$, los minerales que se usan para el fechamiento son el zircón, la monacita, y xenotima, menos común es el uso de apatita, alanita, uraninita, pitchblenda, pirocloro y otros.

Las limitaciones principales del método U/Pb se deben al hecho de que en general los minerales que contienen uranio como un elemento mayor, son mucho más inestables con respecto a eventos geológicos posteriores. La principal ventaja de este método radica en el hecho de que dos isótopos de uranio radioactivo decaen con diferentes vidas medias. Otra ventaja radica en la detección de eventos metamórficos (intersección inferior) y de cristalización (intersección superior) simultáneamente. En este método, la interpretación de las fechas de discordia, en el diagrama de concordia frecuentemente es difícil, este método es útil en estudios petrogenéticos (Geyh and Schleicher, 1990).

En las tablas 1 y 2, se presentan los datos de 48 edades isotópicas publicadas, tanto de rocas volcánicas como intrusivas, así como 19 nuevas edades K/Ar (Tabla 3) para rocas ígneas sobre el transecto o en sus inmediaciones y 2 edades Rb/Sr (Tabla 3A). Con toda esta información se preparó el histograma de la Figura 12, de donde se desprenden las siguientes conclusiones que se comentan a continuación.

3. Importancia de las fechas nuevas.

Durante el desarrollo de esta investigación fue necesario complementar los fechamientos ya publicados, sobre todo en áreas a lo largo del transecto donde no existían fechas.

La mayoría de las fechas nuevas corresponden a rocas intrusivas del batolito laramídico, el cual constituyó el principal objetivo de este proyecto. Las muestras fechadas fueron colectadas en las tres zonas en las que se subdividió el transecto. Se obtuvieron 12 edades nuevas, de las cuales 10 fueron fechadas por el método K/Ar y 2 por el método Rb/Sr (Tablas 3 y 3A). Así mismo se obtuvieron 9 edades K/Ar para rocas volcánicas terciarias, algunas muy antiguas (53-62 Ma) del Eoceno Temprano-Paleoceno. Estas edades ponen en evidencia la presencia de otro grupo de rocas volcánicas que consiste en tobas riolíticas y una dacita y que son contemporáneas con el batolito laramídico, pero que son más jóvenes que las de la Formación Tarahumara (Fig. 12). En el campo estas rocas, sin alteración hidrotermal y monolitológicas cubren de manera discordante a las rocas alteradas de la Formación Tarahumara, por lo que se les considera como una unidad diferente, relacionadas a un evento volcánico terciario temprano (Eoceno Temprano-Paleoceno).

Tabla 3.- Nuevas edades K/Ar* para rocas intrusivas laramídicas y volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en su vecindad.

Muestra	Coordenadas N (km) E (km)		Tipo de roca	Mineral	%K	% ⁴⁰ Ar	⁴⁰ Arx10 ⁻⁶ (scc/gm)**	Edad [^] (Ma)	Unidad
<i>Muestras de la Región Occidental, localizadas en el mapa geológico, Lámina I</i>									
SO-25	3094.65	487.55	Granodiorita	bt	6.414	89	19.80	81.1 ± 2.8	Ks-Ti
					6.362	92	21.09		
SO-59	3121.3	502.50	Granodiorita	bt	0.416	75	1.362	76.9 ± 2.8	Ks-Ti
						74	1.372		
					6.732	94	19.72		
SO-63	3140.1	563.05	Granodiorita	bt	6.704	94	21.12	44.7 ± 0.7	Ks-Ti
					7.106	76	12.63		
SO-63	3140.1	563.05	Granodiorita	mc	7.193	74	12.53	57.6 ± 0.9	
					8.658	90	19.63		
						83	19.77		
<i>Muestras de la Región Central, localizadas en el mapa geológico, Lámina II</i>									
SO-13	3152.6	661.35	Toba riolítica	bt	7.562	79	15.75	55.3 ± 2.1	Tov1
					7.517	85	15.63		
SO-35	3136.1	643.60	Granodiorita	bt	6.789	91	14.44	56.1 ± 1.9	Ks-Ti
					6.762	91	15.40		
					0.405	68	0.89		
SO-51	3142.50	643.90	Dacita porf.	fd	0.386	66	0.93	62.5 ± 1.5	Tov1
					0.42	42	1.02		
SO-54	3152.40	659.90	Toba riolítica	fd		51	1.05	53.6 ± 2.4	Ks-Ti
					1.121	70	2.44		
SO-64	3140.45	591.25	Granodiorita	bt	1.184			63.4 ± 1.0	Ks-Ti
					7.402	85	18.65		
SO-74	3131.95	583.25	Cuarzodiorita	bt		90	18.45	64.9 ± 1.7	Ks-Ti
					0.473	11	0.99		
					0.471	31	1.12		
SO-2	3165.55	606.65	Granodiorita	bt	6.322	80	16.60	65.1 ± 1.0	Ks-Ti
					6.387	71	16.02		
SO-3	3164.65	624.10	Cuarzodiorita	bt	5.669	84	14.69	55.9 ± 1.2	Ks-Ti
					5.701	87	14.58		
SO-5	3160.20	631.60	Cuarzodiorita	bt	0.285	52	0.63	59.3 ± 0.9	Ks-Ti
					7.126	93	18.85		
SO-5	3160.20	631.60	Cuarzodiorita	hb	7.127	79	18.98	62.4 ± 2.5	
					7.309	91	17.08		
					7.296	85	17.14		
SO-5	3160.20	631.60	Cuarzodiorita	hb	0.386	40	0.97	62.4 ± 2.5	
					0.391	14	0.94		

*Edades obtenidas en los laboratorios de la Universidad de Texas en Austin por el Dr. F. W. McDowell.

**Argón radiogénico (scc/gm = cm³ por gramo de muestra).

[^]Constante de decaimiento: $\lambda_{\beta} = 4.963 \times 10^{-10}$ años⁻¹; $\lambda_{\gamma} = 0.581 \times 10^{-10}$ años⁻¹; $40k/k = 1.167 \times 10^{-4}$

bt - Biotita, hb - Hornblenda, fd - Feldespatos y mc - muscovita

Tabla 3 (cont.) - Nuevas edades K/Ar* para rocas intrusivas laramídicas y volcánicas terciarias a lo largo del transecto o en su vecindad.

Muestra	Coordenadas		Tipo de roca	Mineral	%K	%40*Ar	40*Arx10 ⁻⁶ (scc/gm)**	Edad [^] (Ma)	Unidad		
	N (km)	E (km)									
<i>Muestras de la Región Oriental, localizadas en el mapa geológico, Lámina III</i>											
SO-15	3150.90	685.30	Granodiorita	bt	6.944	86	14.51	53 ± 0.8	Ks-Ti		
					7.007	60	14.62				
					hb	0.304	19			0.68	54.3 ± 2.9
SO-39	3143.10	672.80	Toba-riolítica	bt	7.185	82	16.39	56.8 ± 0.9	Tov		
					7.290	88	16.07				
					SO-92	3139.74	691.13			Toba-riolítica	bt
SO-94	3138.49	700.91	Riolita	bt	4.993	41	4.57	22.5 ± 0.7	Tov		
					5.116	pg	0.997			38	0.90
					0.996	36	0.86				
					7.144	70	8.31			28.7 ± 0.9	
					7.347	75	7.95				
SO-95	3138.83	669.50	Vitrófico riolítico	bt	0.672	40	0.73	33.4 ± 0.5	Tov		
					0.655	pg	0.672			40	0.73
					7.381	77	9.72			31.4 ± 1.7	
					7.392	80	9.64				
					4.468	75	5.37				
SO-96	3139.09	694.78	Vitrófico riolítico	bt	4.549	76	5.80	34.1 ± 3.9	Tov		
					4.607	sd	5.190			76	7.50
					7.556	80	9.82			33.4 ± 0.5	
					7.415	82	9.79				
					5.190	76	7.50				
SO-97	3142.44	686.97	Andesita alt.	pg	59	59	6.38	61.2 ± 3.4	Tov		
					0.513	42	1.24				
					0.527	48	1.32				
					0.545						

*Edades obtenidas en los laboratorios de la Universidad de Texas en Austin por el Dr. F. W. McDowell.

**Argón radiogénico (scc/gm = cm³ por gramo de muestra).

[^]Constante de decaimiento: $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10}$ años⁻¹; $\lambda = 0.581 \times 10^{-10}$ años⁻¹; $40k/k = 1.167 \times 10^{-4}$

bt - Biotita, hb - Hornblenda, sd - Sanidino y pg - Plagioclasa

Tabla 3A.- Nuevas edades Rb/Sr* para rocas intrusivas laramílicas lo largo del Transecto o en su vecindad.

Muestra	Coordenadas		Tipo de Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1σ	Concentración (Dilución Isotópica)		Edad (Ma)
	N (km)	E (km)					Rb	Sr	
9-98	3147.46	685.17	Granodiorita	1.242	0.707	39	152.48	355.21	
Roca entera									
9-98				752.545	1.239	60	881.17	3.57	49.9 ± 2.0
Biotita									
SO-80	3128.70	623.10	Tonalita	1.141	0.707	42	154.87	392.76	
Roca entera									
SO-80				583.419	1.231	66	934.64	4.87	63.4 ± 2.5

*Edades obtenidas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en la ciudad de México. Análisis hechos en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. Valor del laboratorio del estandar SRM987: 0.710233 ± 17 (en las dos últimas cifras $n=195$; n =Número de mediciones realizadas por corrida). Edades calculadas por ISOPLOT. Participaron en los trabajos analíticos: M.S. Hernández Bernal, G. Solís Pichardo, J. Morales Contreras y T. Hernández Treviño.

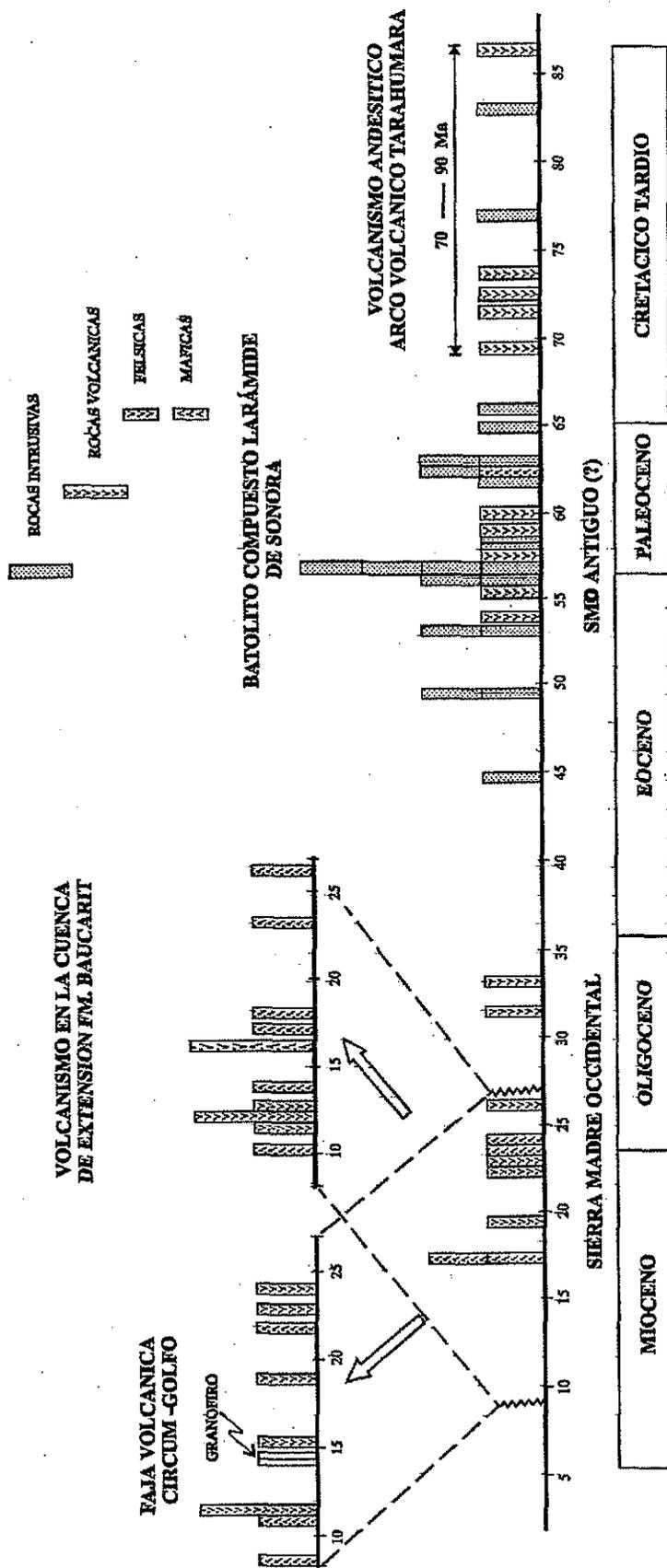


Figura 12.- Se muestran 59 edades isotópicas de rocas intrusivas y volcánicas a lo largo del transecto. El intervalo 8.5-27 Ma se presenta para tres áreas diferentes. Las fuentes de las edades se pueden consultar en las tablas 1, 2, y 3. Escala de tiempo Harland et al. (1990).

Estas rocas también fueron identificadas como tobas ricas en cristales, sin alteración, 8.5 km al noroeste de Santa Rosa fuera del transecto y fechadas como 54 Ma (Gans, 1997).

Además, dentro de las nuevas edades obtenidas, también se fecharon 4 muestras de rocas volcánicas en la Región Oriental, resultando del Mioceno-Oligoceno, las que sí corresponden al grupo de rocas que forman el cuerpo principal de la Sierra Madre Occidental.

4. Variación de las edades de las rocas intrusivas.

Con las edades obtenidas se pueden definir cuatro períodos de actividad intrusiva: (a) Batolito laramídico de Sonora, que consiste de batolitos de biotita-hornblenda, los que constituyen el objetivo principal de esta investigación; (b) Granitos de dos micas (muscovita-biotita); (c) Cuarzomonzodioritas y (d) Granófiros.

a) Batolito laramídico de Sonora.

Es el evento intrusivo más antiguo e importante asociado a subducción y abarca el lapso de tiempo de 45-83 Ma (Cretácico Tardío-Eoceno Medio). Los intrusivos corresponden a tonalitas, granodioritas y granitos, todos con biotita y/o hornblenda. Su distribución geográfica es a lo largo de todo el transecto, iniciando en la costa del Golfo de California como pequeños afloramientos (Lámina I). Posteriormente continúa hacia el oriente como grandes batolitos en la Región Central del transecto (Láminas II y IIA), en los planos geológicos estas rocas se indican como "Ks-Ti". Por último en la Región Oriental del transecto, aunque sus afloramientos continúan, éstos se hacen más discretos (Lámina III).

Al observar las edades en una gráfica Distancia a la costa vs. Edad (Fig.) 13, se puede ver claramente que el batolito larámide de Sonora está formado por múltiples plutones de diferente edad, por lo que se propone de aquí en adelante llamarle Batolito Compuesto Larámide de Sonora. Estos intrusivos son los que se estudiaron con mayor detalle y se describirán en los capítulos siguientes.

Las edades isotópicas de los batolitos varían de la costa hacia la Sierra Madre Occidental. En la Figura 13, se muestran 29 edades isotópicas obtenidas por varios

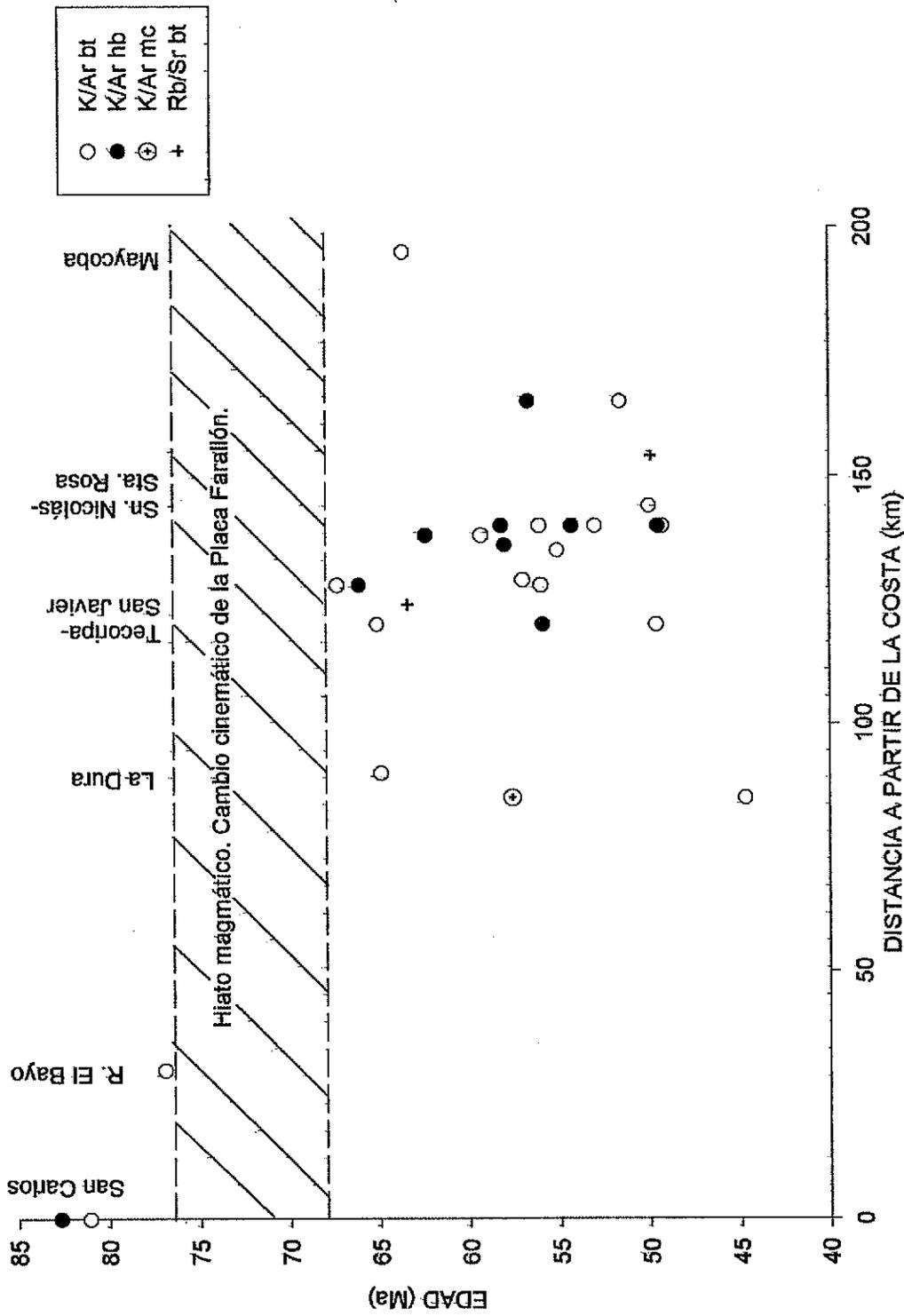


Figura 13.- Edades isotópicas de intrusivos larámícos graficadas contra distancias perpendiculares a partir de la costa. Se indica el mineral fechado. Las fuentes de los datos se indican en las Tablas 1, 3 y 3a.

métodos, las que fueron graficadas contra la distancia de la muestra perpendicular a la costa. Aquí vale la pena mencionar que en el lapso entre 49 y 64 Ma, la edad de los intrusivos laramídicos aumenta, a 195 km al oriente de la costa, en lugar de disminuir como es la tendencia de las edades entre 81 y 49 Ma.

Dentro de los batolitos, se observan en algunas áreas, stocks de cuarzodiorita más jóvenes. La edad de uno de estos stocks el de San Javier (Tecoripa-Potrero de Flores y Tecoripa, Lámina IIA) es 55.1 ± 1.7 Ma. El stock se ubica entre dos batolitos, el de Tecoripa tiene una edad K/Ar en biotita de 65.1 ± 1 Ma (muestra SO-2, Tabla 3), y el de Potrero de Flores (muestra SO-5, en la Lámina IIA), tiene una edad K/Ar en hornblenda de 62.4 ± 2.5 Ma (Tabla 3).

Con base en las fechas isotópicas anteriores se puede concluir que los stocks de cuarzodiorita son más jóvenes en esta región y que probablemente representan las porciones más superficiales de los batolitos. Estos stocks hipabisales son generalmente más máficos que los batolitos. La duración del magmatismo de aproximadamente 40 Ma es explicable si se toma en cuenta que los batolitos son originados por procesos de subducción, en este caso de la placa Farallón que duró desde 100 a 37 Ma aproximadamente, Engebretson et al. (1985) (Fig. 3). Lo anterior permite justificar el uso del término magmatismo Laramídico para todo este periodo de tiempo. Los cambios en edad de los intrusivos coinciden con las diferentes distancias de la costa, lo que es explicable en base al proceso de subducción.

Dentro de la historia geológica de esta región es interesante observar que durante el Cretácico Tardío tuvo lugar la formación de un arco volcánico con rocas de composición andesítica-dacítica, principalmente, con algunas intercalaciones de tobas y lavas riolíticas. A este arco, en este trabajo, se le denomina el Arco Volcánico Tarahumara y está muy bien expuesto en la Región Central del transecto (Fig. 9 y Lámina II). En este trabajo se considera que las rocas volcánicas del Arco Tarahumara, con edades U/Pb, de 70-90 Ma (McDowell et al. 2001), y el Batolito Compuesto Larámide de Sonora, son contemporáneas y están genéticamente asociadas, con base a los datos geoquímicos disponibles, los que se discutirán en el Capítulo VI.

b) Granitos de dos micas.

Dentro del área del transecto solamente se identificó un stock de granito de dos micas (muscovita-biotita); sin embargo, es importante describirlo para entender la evolución de los diversos eventos intrusivos. Los granitos de dos micas se encuentran restringidos a la porción oriental de la Hoja La Dura, en la región noreste del batolito de Vallecitos, en las cercanías del Rancho Potrero de Galindo. En la Lámina II, se indican como "Tgrm". Infortunadamente, no se cuenta con fechas isotópicas, por lo que su edad solamente se infiere con relación a la edad de los intrusivos donde se encuentran emplazados estos granitos peraluminosos. Para el batolito de Vallecitos se tiene una edad K/Ar en hornblenda (muestra SO-35) (Lám. II y Tabla 3) de 58 Ma, por lo que la edad del stock de dos micas debe ser < 58 Ma. Existe otro afloramiento pequeño de granitos de dos micas en la porción norte de la Sierra del Bacatete (el que no fue posible mostrar en el plano geológico) del cual se tiene una fecha K/Ar de muscovita (muestra SO-63), con una edad de 57 Ma (Lám. I y Tabla 3).

A los granitos de dos micas se les ha considerado anatexíticos (Damon et al., 1983), son de naturaleza alcalina y no se les ha relacionado a procesos de subducción, siendo posteriores al arco laramídico.

c) Cuarzomonzodiorita.

El tercer evento intrusivo corresponde al emplazamiento de un cuerpo intrusivo hipabisal de cuarzomonzodiorita con una edad K/Ar de 23 Ma (Tabla 2A) (Demant et al., 1993), dentro de la caldera de Yécora (domo resurgente), la cual se muestra en el plano geológico, como unidad "Tmi" (Lámina III). Estas rocas son de naturaleza calcialcalina, por lo que deben estar relacionadas a procesos de subducción durante el Terciario. Dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental, Cocheme y Demant (1991) reportan otros intrusivos similares en la caldera de Chuchupate, localizada 12 km al sureste de Yécora, y otro en la caldera de la Cueva, 15 km al norte de Yécora; estas dos últimas calderas localizadas fuera del transecto.

d) Granófiros.

El cuarto evento intrusivo y que es el más joven identificado a lo largo del transecto, corresponde a los granófiros, de los que únicamente se ha obtenido una edad isotópica de 14 Ma (Mora-Klepeis et al., 1997). Estas rocas son de naturaleza alcalina, altas en potasio y se considera que están relacionadas al inicio de los procesos de extensión del protogolfo. Se debe hacer notar que estas rocas presentan una distribución geográfica amplia en la Región Occidental, en los bordes del Graben de Empalme, en la costa del Golfo (Lámina I).

5. Variación de edades de rocas extrusivas.

Con el fin de mostrar la distribución de las rocas volcánicas cenozoicas en las tres regiones del transecto, estas rocas se dividieron de acuerdo a la región tectónica y geográfica donde fueron colectadas (Fig. 12). De esta manera, de la costa hacia la sierra, se tiene: (1) Arco Volcánico Circum-Golfo (Región Occidental); (2) Volcanismo bimodal de la Formación Báucarit (Región Central) y (3) Sierra Madre Occidental (Región Oriental). A continuación se presentan algunos detalles para cada uno de ellos.

a) Arco Volcánico Circum-Golfo.

Esta franja corresponde con la Región Occidental, a lo largo de la costa del Golfo de California, iniciando en la costa misma hasta una distancia de aproximadamente 50 km a lo largo del transecto. Este arco fue dividido durante la abertura del Golfo de California, quedando un remanente del mismo en la península (Mora-Alvarez, 1992). La edad de las rocas volcánicas en esta región varía de 11 a 22 Ma; aquí se presenta un volcanismo bimodal, aunque probablemente en volumen predominen las rocas félsicas. En esta región se han identificado basaltos toleíticos con una edad de 8.5 Ma, los que podrían marcar el inicio de la abertura del Golfo de California. Otro rasgo importante en esta franja volcánica es la ausencia de rocas clásticas intercaladas dentro de la columna de rocas volcánicas (Mora-Alvarez, 1992).

b) Volcanismo bimodal de la Formación Báucarit.

Corresponde con la Región Central, donde las rocas volcánicas y clásticas de la Formación Báucarit cubren discordantemente a las rocas mesozoicas de la Formación

Tarahumara, afloran en cuencas orientadas NW-SE que definen la estructura de Cuencas y Sierras.

Durante el Terciario, esta faja corresponde a rocas volcánicas cuya edad varía de 10 a 26 Ma y son principalmente rocas máficas que incluyen basaltos y basaltos andesíticos, intercaladas en la porción inferior de esta formación con rocas clásticas consistentes en conglomerados polimícticos y areniscas de grano grueso. Hacia la parte superior de la Formación Báucarit, se presentan intercalaciones delgadas de rocas félsicas, como tobas riolíticas o riolitas. Esta columna se puede observar claramente en el Arroyo del Obispo, localizado 6 km al norte del transecto, en la porción oeste de la Hoja La Dura (Roldán-Quintana y McDowell, 1992).

c) Sierra Madre Occidental.

Corresponde con la Región Oriental, donde aflora un grupo de rocas volcánicas más antiguo que varía de 54-62 Ma (Eoceno Temprano-Paleoceno Tardío), correspondiendo a tobas ricas en cristales de composición riolítica (SO-13, SO-54 y SO-39) (Tablas 3 y 3 cont.), y una dacita porfídica (SO-51). Estas rocas volcánicas son también contemporáneas con las rocas batolíticas, pero no muestran la alteración hidrotermal característica de la Formación Tarahumara (Fig. 12). Una ignimbrita riolítica densamente soldada, fue fechada por Gans (1997), en 54 Ma, esta muestra se localiza a 9 km al noroeste de Santa Rosa fuera del transecto, pero en su vecindad.

Para el Cenozoico, en la Región Oriental, las edades de las rocas volcánicas se presentan de manera más continua, siendo las rocas post-batolíticas más antiguas las de 33 Ma en la provincia de la Sierra Madre Occidental.

La edad de las rocas volcánicas más jóvenes expuestas a lo largo del transecto o en sus inmediaciones, en la Zona Oriental, varían entre 17 y 34 Ma (Mioceno Temprano a Oligoceno Temprano); sin embargo, algunas de las edades más antiguas sólo se obtuvieron de afloramientos muy puntuales. Litológicamente corresponden a tobas riolíticas, con intercalaciones menores de andesitas basálticas o basaltos. Este último intervalo corresponde en gran medida con el Super Grupo Volcánico Superior de la Sierra Madre

Occidental, definido por McDowell y Keizer (1977), para el que propusieron los límites entre 27-34 Ma.

Algunas de las rocas volcánicas jóvenes (27 Ma) corresponden a andesitas basálticas y tobas riolíticas. En volumen, las rocas máficas representan una cantidad importante de las rocas Mioceno-Oligoceno para esta porción de la Sierra Madre Occidental. Las andesitas basálticas de 17 Ma constituyen las rocas volcánicas más jóvenes en esta región, y están relacionadas a un cono volcánico aún visible, cuya morfología atestigua su juventud.

Recientemente se colectaron en la región de la Sierra Madre Occidental, cuatro muestras de rocas volcánicas, incluyendo basaltos y andesitas basálticas del Super Grupo Volcánico Superior, de las que se obtuvieron edades $Ar^{40}/^{39}Ar$ en los laboratorios de la Universidad de Brest, Francia, en el rango entre 22-29 Ma. Estos resultados, aunque se consideran preliminares, concuerdan con las edades conocidas para la secuencia terciaria de la Sierra Madre Occidental en la porción oriental del transecto (Bellon, comunicación escrita a Thierry Calmus, 2000).

d) Discusión sobre las edades de las rocas volcánicas.

Como ya se mencionó anteriormente, todas las edades isotópicas de rocas volcánicas presentadas en este trabajo fueron obtenidas ya sea por el método K/Ar o bien Ar/Ar.

En tres de ellas, se detectaron señales de alteración del reloj isotópico atribuibles a recalentamiento posterior al emplazamiento. Las muestras anómalas son las: SO-64 y SO-63 en la que se obtuvo una edad de muscovita (Tabla 3), en las cuales se puede apreciar una edad menor para la hornblenda que para la biotita, lo cual no es normal.

Las edades K/Ar para el batolito compuesto Larámide de Sonora lo definen de manera coherente, entre 44-83 Ma. Entre 68 y 76 Ma ocurrieron cambios cinemáticos en la dirección y/o velocidad de subducción de la placa Farallón, pues no hubo generación de rocas intrusivas en este intervalo de tiempo (Fig. 12). Otra posible explicación puede ser que no se han fechado todos los intrusivos de esta región. Para el caso de las rocas volcánicas del Eoceno Temprano-Paleoceno Tardío (53-63 Ma), por relaciones de campo y grado de alteración, no es posible agruparlas con la Formación Tarahumara, por lo que se

considera que estas edades definen un período volcánico poco conocido en la Sierra Madre Occidental durante el Terciario temprano (Fig. 12).

La edad de las rocas que forman el cuerpo principal de la Sierra Madre Occidental (Región Oriental) es bastante coherente entre 17-33 Ma (Fig. 12), la novedad consiste en que dentro de estas secciones existe un volumen importante de rocas volcánicas máficas en esta porción de Sonora.

La edad de las rocas volcánicas de la Faja Volcánica Circum-Golfo (Región Occidental) varía entre 8-23 Ma, siendo muy similar a la de la cuenca extensional de la Formación Báucarit (12-27 Ma) en la Región Central; sin embargo, en esta última existen niveles clásticos intercalados con las rocas volcánicas y el volumen del volcanismo es menor (Fig. 12).

Como conclusión se puede decir que se considera que las fechas K/Ar y Ar/Ar para las rocas volcánicas cenozoicas fueron obtenidas por los métodos más apropiados. En el caso de los intrusivos mesozoicos o del Terciario temprano infortunadamente no existe un número suficiente de edades U/Pb para poder evaluar ambos métodos. Sin embargo, teóricamente las edades U/Pb deberían ser más antiguas debido a que la temperatura de cierre del zircón es de $\pm 900^{\circ}\text{C}$ (Damon et al., 1983); esto sólo se podría evaluar una vez que se tuvieran fechas K/Ar y U/Pb de la misma muestra.

V. PETROGRAFIA DE LAS ROCAS INTRUSIVAS.

1. Batolitos

Las rocas intrusivas del batolito compuesto laramide de Sonora, son las que se estudiaron en lámina delgada de una manera más sistemática, ya que estas rocas constituyen el objetivo principal de esta investigación. Para definir las variaciones litológicas de los intrusivos, se utilizó la clasificación modal de Streckeisen (1976), contando 600 puntos por lámina. En el Apéndice A, se puede consultar la descripción petrográfica particular de cada una de las muestras estudiadas, así como descripciones petrográficas de las muestras de otras unidades litológicas.

En la Tabla 4 se muestra de manera sintetizada la información disponible sobre las características petrográficas de los granitoides laramídicos localizados en el transecto (Láminas I, II, IIA y III).

A continuación se presenta un resumen de las variaciones litológicas y las principales características texturales y mineralógicas de las rocas intrusivas. Generalmente las rocas intrusivas presentan textura fanerítica con una matriz equigranular principalmente de grano grueso (>5 mm), pero que puede variar a grano medio (5 mm), o aún de grano fino (<5 mm). Desde un punto de vista geográfico regional, en los granitoides se identificaron cambios notables en las regiones diferentes en las que se dividió el transecto, con base en su composición y su textura, lo que refleja su composición química.

a) Región Occidental.

En esta franja (área de San Carlos-El Bayo), que corresponde a la zona costera (Lámina I), los afloramientos de los intrusivos son de dimensiones pequeñas (1-5 km²), su edad varía de 44 a 82 Ma. Esto es producto de la cobertura de rocas volcánicas del Cenozoico y sedimentos del Cuaternario que han sido estudiadas por geología superficial. A profundidad, es muy probable que todos estos pequeños stocks se conecten para formar un batolito. En esta región, se identificó una franja pequeña de 5 km de ancho, con orientación NW-SE, de tonalitas y granodioritas. Aunque sólo se estudiaron en lámina delgada seis muestras, éstas se caracterizan por la presencia de grandes cristales de hornblenda, (2 cm de longitud) y la existencia de abundante biotita primaria y en algunas de

Tabla 4.- Resumen de información petrográfica para rocas del Batolito Compuesto Laramídico a lo largo del transecto.* De acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976). Su localización se indica en el Apéndice A.

Muestra	Minerales Esenciales (%)		Minerales Accesorios		Tamaño (en mm)	Clasificación	Observaciones
	Qz	Pg	Fk				
1-2000	24	28	48		2-3	Granito de ms	Microcina como fenocristales
2-2000	39	30	31		Fenocristales -5 2-3	Granito de ms	Minerales secundarios: cl, se, opacos
5-2000	36	38	26		Fenocristales -4 1-2	Granito de bt	Textura mirmeq. en bordes de pg
9-2000	49	23	28		3-5	Granito de bt	Minerales secundarios: cl, se
12-2000	36	29	35		2-3	Granito de ms	Fenocristales de qz
4-99	34	44	22		3-4	Granodiorita	Textura mirmequítica
5-99	37	20	43		3-4	Granito de bt y ms	Ms derivada de bt
1-98	30	50	20		2-4	Granodiorita	Pg como fenocristales
11-98	43	30	27		Fenocristales > 5 2-4	Granito	Inclusiones de cuarzodiorita
13-98	20	58	22		3-5	Granodiorita	Minerales secundarios: cl, ep, se
82-98	38	60	2		3	Tonalita	Fenocristales de hb
83-98	32	48	20		10-20 Fenocristales 4-5	Granodiorita	Minerales secundarios: ep, se
102-97	27	66	7		15-25	Tonalita	Fenocristales de hb, pg zonadas
104-97	21	72	7		3-4	Tonalita	Bt clorilizada y opacos
105-97	24	70	6		2-3	Tonalita	Minerales secundarios: se, cl
112-97	58	18	24		10 Fenocristales 2-3	Granito de bt	Bt como fenocristales
136-97	71	16	13		5-7	Granitos ricos en qz	Abundan minerales opacos
131-97	17	60	23		1-2	Cuarzomonzodiorita	Minerales secundarios: ep, cl
SO-35	34	22	44		1-2	Granito	Rutilo como agujas en la bt
SO-38	35	53	12		2-3	Granodiorita	Minerales secundarios: cl, se y opacos
SO-59	58	23	19		3-4	Granito	Qz con ext. ondulante, algo de brecham
SO-65	22	61	17		2-5	Granodiorita	Inclusiones de lamprófidio

(*) La textura de las rocas es holocristalina en ocasiones porfídica, hipidiomórfica (cristales euhedrales, subhedrales y anhedrales).

Abreviaciones: Qz - cuarzo, hb - Hornblenda, bt - Biotita, pg - plagioclasa, es - Esfeno, se - Seficita, cl - Clorita, ms - Muscovita y ep - Epidota.

Tabla 4 (cont.) - Resumen de información petrográfica para rocas del Batolito Compuesto Laramídico a lo largo del transecto.* De acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976). Su localización se indica en el Apéndice A.

Muestra	Minerales		Minerales Accesorios	Tamaño (en mm)	Clasificación	Observaciones
	Esenciales (%)	Qz Pg Fk				
<i>Porcentajes de minerales estimados</i>						
7-2000	40	30	ms, bt	3-4	Granito	Microclina como fenocristales
10-2000	35	35	ms, bt	2-3	Granito	Fenocristales de muscovita
8-98	30	50	bt, hb	3-4	Granodiorita	Minerales secundarios: ci, se
9-98	45	40	bt, hb, es	5-6	Granodiorita	Qz con extensión endulante
14-98	50	15	bt, hb	2-3	Granito	Microclina como fenocristales
Fenocristales 5						
15-98	40	55	bt	2-3	Granodiorita	Abundan epidotas
56-98	30	50	bt, hb, es	3-4	Granodiorita	Escasa epidota y esfeno
80-98	28	60	hb, bt	2-3	Granodiorita	Inclusiones de cuarzodiorita
81-98	50	32	bt	3-4	Granodiorita	Minerales secundarios: ci, ep
TC-22-98	45	22	hb, bt, es	5-6	Granito	Textura mirmequítica
TC-25-98	40	45	hb, bt, es	4-5	Granodiorita	Fenocristales de cuarzo
101-97	25	70	hb, bt	10-20	Tonalita	Abundan vetillas de epidota
138-97	32	60	bt	3-4	Granodiorita	Minerales secundarios: ci
140-97	43	40	bt, hb	1-2	Granodiorita	Textura equigranular
SO-2	30	55	bt, hb	3-4	Granodiorita	Inclusiones de cuarzodiorita grano fino
SO-3	15	45	bt	1-2	Cuarzomonzonita	Equigranular de grano fino
SO-15	35	50	bt, hb	3-4	Granodiorita	Abundan ci, ep
SO-63	40	20	bt, hb, es	4-5	Granito	Minerales secundarios: ep, opacos
SO-74	17	50	bt	1-2	Cuarzomonzonita	No se observó hb
107-90	19	65	bt	1-2	Cuarzomonzonita	Abundante pirita
112-90	45	20	bt, hb, es	3-4	Granito	Minerales secundarios ci, ep

(*) La textura de las rocas es holocristalina en ocasiones porfídica, hipidiomórfica (cristales euhedrales, subhedrales y anhedral).

Abreviaciones: Qz - cuarzo, hb - Hornblenda, bt - Biotita, pg - plagioclasa, es - Esfeno, se - Sericita, ci - Clorita, ms - Muscovita y ep - Epidota.

ellas epidota reemplazando a los minerales anteriores (Fig. 14). En estas rocas el contenido de biotita y hornblenda, epidota y clorita, alcanza en algunas muestras hasta 21% en volumen del total de los minerales. Estas rocas generalmente presentan una textura holocristalina, hipidiomórfica y porfídica, con fenocristales dentro de una matriz de grano más fino, menores que 2 mm.

Su mineralogía consiste en fenocristales de plagioclasa (andesina), de dos tamaños, muchos de ellos con zoneamiento composicional, siendo el contenido de plagioclasa mayor que el de feldespato potásico (ortoclasa); también se observó cuarzo con extinción ondulante. Los intrusivos de la porción costera presentan hornblenda y biotita como fenocristales (<5 mm), ambos con reemplazamiento por clorita, en muchos casos asociada con epidota secundaria (Fig. 15). En ocasiones se observan enclaves pequeños o inclusiones (2-5 cm) alargados de una roca más máfica y de grano fino (<5 mm) que mineralógicamente corresponde a una cuarzodiorita. Estas inclusiones son comunes en los batolitos de todo el transecto.

En el conteo de puntos, las rocas intrusivas de la porción costera se clasificaron 3 como tonalitas, 2 como granodioritas y sólo una como granito.

b) Región Central.

En esta porción del transecto, que corresponde al Arco Volcánico Tarahumara (Láminas II y IIA), los afloramientos del Batolito Laramídico (con edades de 56 a 63 Ma) son de mayores dimensiones. Aflora como pequeños stocks (1-5 km²) y como batolitos (> 100 km²). Aquí debe aclararse que sólo se cartografió parte de los batolitos, pues el batolito localizado a 7 km al suroeste de Suaqui Grande, y el del Valle de Río Chico (Lám. II), ambos continúan fuera del área del transecto. Las superficies de estos batolitos dentro del área cartografiada varían de 80-90 km², más el área expuesta fuera del transecto. En estos batolitos se identificaron zonas de márgenes de enfriamiento consistentes en cuarzodioritas de grano fino (Fig. 16 y 17). Aunque se hizo el intento de cartografiar estos bordes, esto no fue posible, ya que los intrusivos se presentan sumamente intemperizados, lo que dificulta encontrar buenos afloramientos para poder delimitar los contactos. También se observaron pequeños stocks de rocas de composición cuarzodiorítica en la región de San

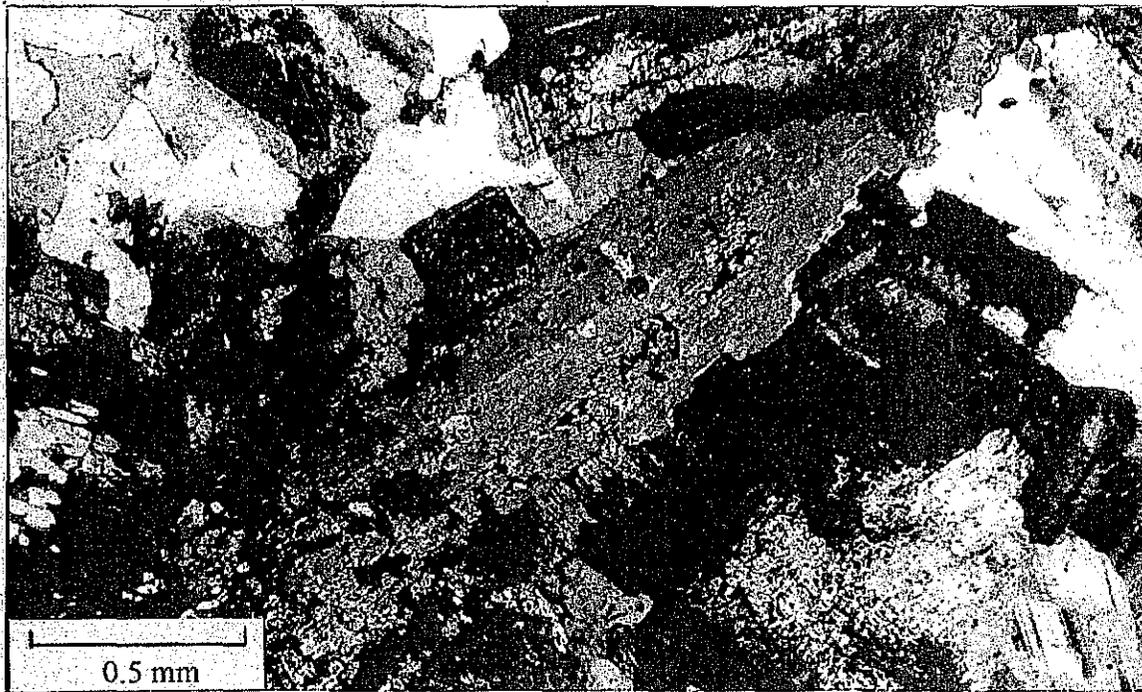


Figura 14.- Fenocristales de hornblenda en sección longitudinal mostrando maclado, la hornblenda presenta microinclusiones de plagioclasa alterada a clorita, se observa también plagioclasa y cuarzo anhedral. Luz polarizada. Tonalita, muestra 102-97.

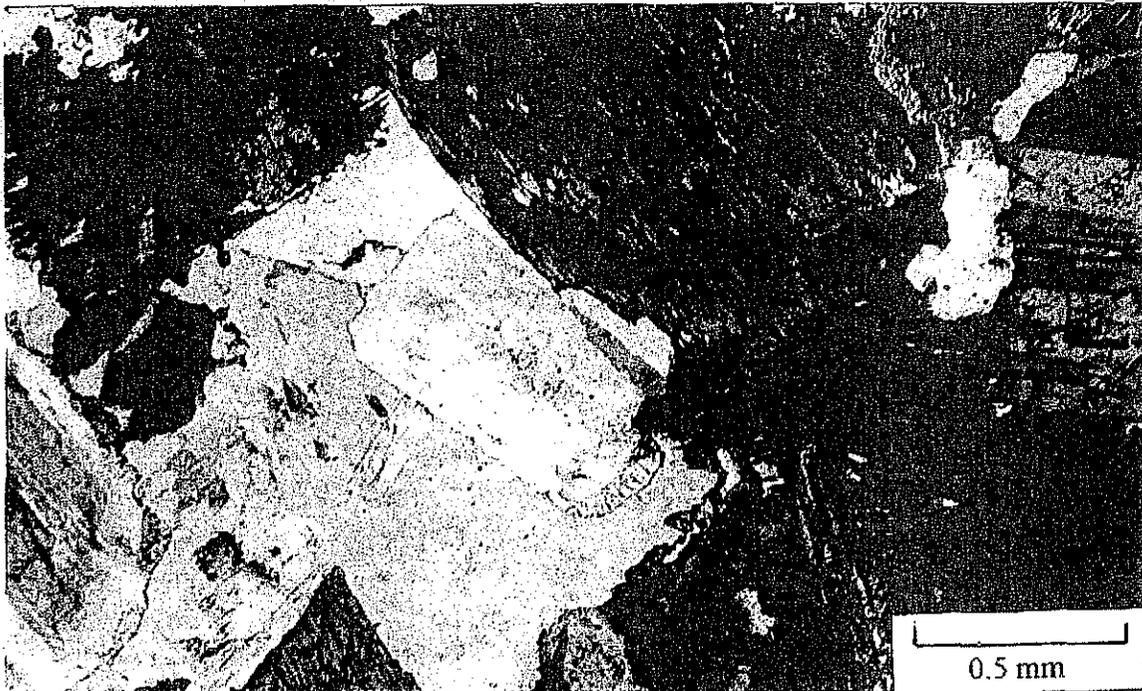


Figura 15.- Plagioclasa parcialmente alterada, cuarzo anhedral, escaso feldespato potásico en extinción. Biotita alterada a clorita (variedad peninita) con algo de epidota y cuarzo. La hornblenda presenta menos alteración. Luz polarizada. Tonalita, muestra 102-97.

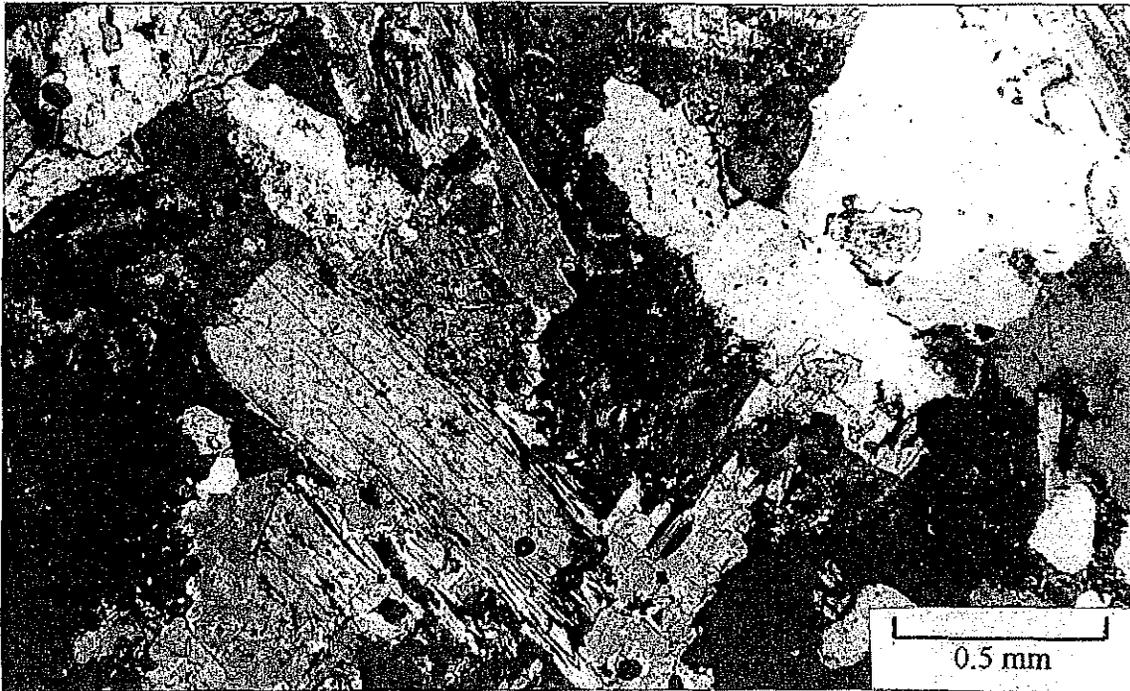


Figura 16.- Concentración de cristales de biotita y hornblenda con diferentes grados de alteración dentro de una matriz equigranular que consiste de cuarzo anhedral y plagioclasa parcialmente alterada. Luz polarizada. Cuarzodiorita, muestra 11-98.

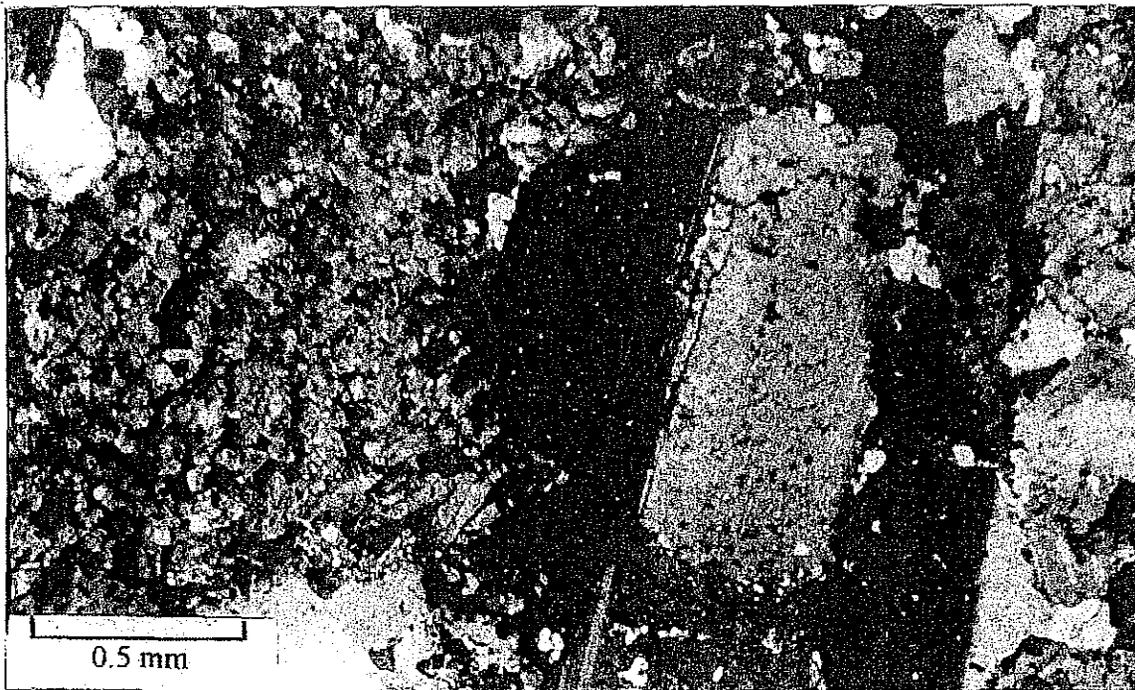


Figura 17.- Fenocristal de plagioclasa bordeada por biotita hidrotermal con cuarzo, la alteración penetra el cristal de plagioclasa. Luz polarizada. Cuarzodiorita, muestra SO-59.

Javier y La Barranca; con base a fechas isotópicas (Tabla 3) se sabe que los stocks en esta región son más jóvenes que los batolitos de Tecoripa y el de Potrero de Flores (Lámina IIA).

En la Región Central, existe una mayor diversidad litológica, se identificaron rocas con composiciones que varían desde cuarzomonzodioritas, granodioritas, abundantes granitos y algunos granitoides ricos en cuarzo (Figs. 18 y 19). Asimismo, es en esta porción del transecto donde se vieron las variaciones texturales más marcadas, desde cuarzodioritas de grano fino (1-2 mm), a granitos y granodioritas (Fig. 20), de grano grueso (> 5 mm) y en algunos casos hasta pegmatitas (> 5 cm). Aunque hay muchas diferencias texturales en todos estos batolitos, su mineralogía no es muy variable, ya que generalmente la mayoría de ellos contiene hornblenda y biotita como minerales accesorios, con excepción de un stock con muscovita. Dicho stock se localiza en la porción más oriental de esta región (Lámina II), en el área de Potrero de Galindo, se clasifica como un granito de muscovita (Fig. 21), el cual se encuentra intrusionando al batolito de hornblenda-biotita (59 Ma). En lámina delgada se identificó muscovita que se considera primaria, sin embargo, en algunos casos, es claramente derivada por alteración hidrotermal de la biotita que conserva rasgos remanentes de sus características originales. En ninguna de las láminas estudiadas se identificaron granates. Se reconocieron diques pegmatíticos con muscovita, los cuales son ligeramente diferentes a los granitos laramídicos desde el punto de vista químico, de muestras del stock con muscovita (Fig. 22). Para estas pegmatitas se obtuvieron valores altos de SiO₂ (70.7-76.5%); Al₂O₃ (13.6-15.6%) y K₂O (3.8-4.7%), por lo que podrían considerarse como granitos de dos micas, o quizás más propiamente llamarlos granitos peraluminosos, los que son más jóvenes que 59 Ma.

Los granitos y las granodioritas (Fig. 23), representan las litologías más comunes en los intrusivos de la franja del Arco Tarahumara. Corresponden a rocas con textura holocristalina, hipidiomórfica, de grano grueso (>5mm), en ocasiones porfídica, donde se identificó textura poiquilitica, observándose pequeños cristales (1-2 mm) de plagioclasa sobre los fenocristales de feldespato potásico, los cristales de plagioclasa en la mayoría de los casos presentan zoneamiento (Fig. 24).

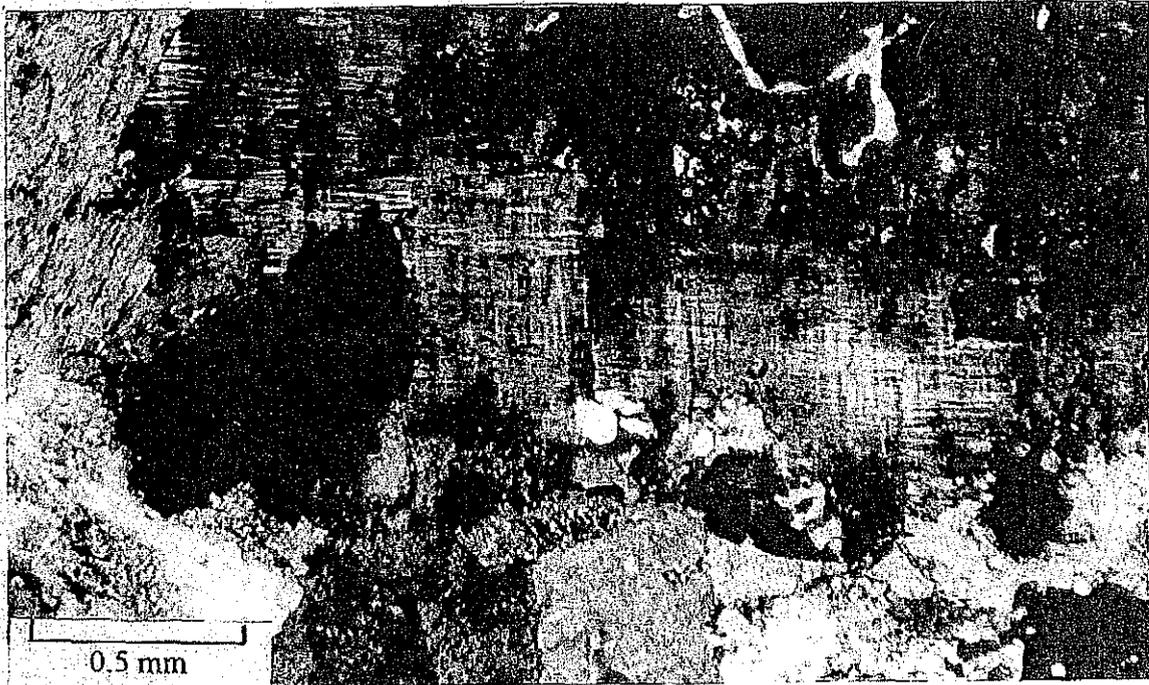


Figura 18.- Microclina con introducción de cuarzo en microvetillas, biotita en uno de sus extremos, cristales más pequeños de plagioclasa alterados a cuarzo y sericita. Luz polarizada. Cuarzomonzonita, muestra 4-99.

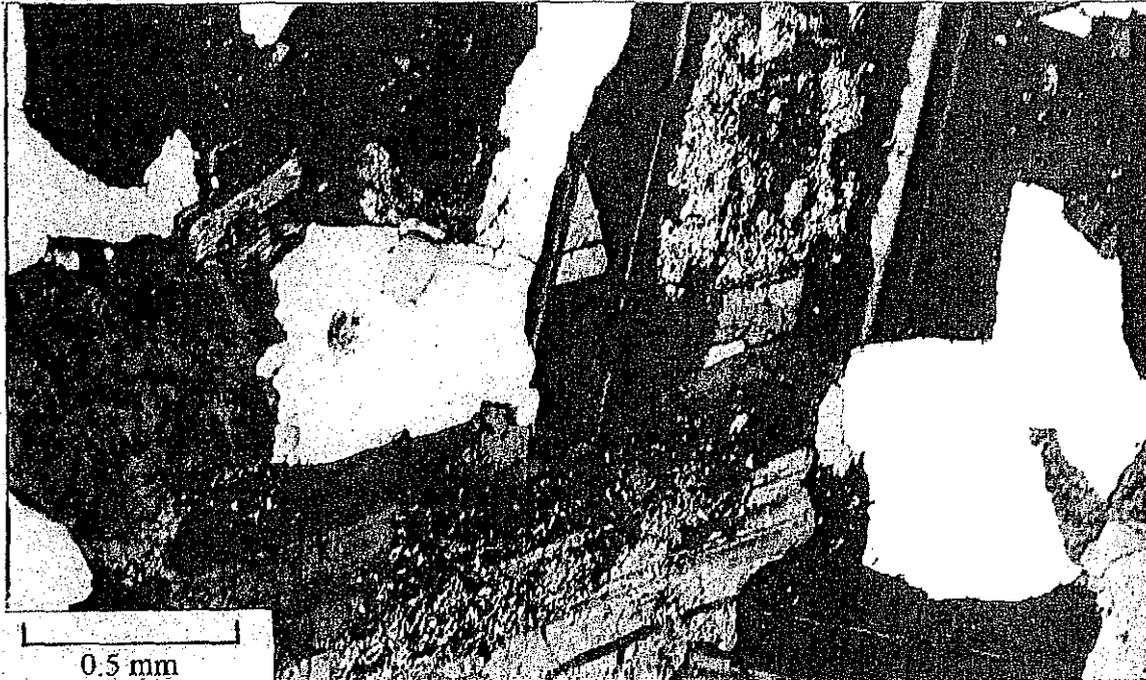


Figura 19.- Fenocristales de plagioclasa parcialmente alterados a sericita y gránulos de epidota, cuarzo anhedral intercrecido con un microcristal de feldespato potásico, algo de biotita cloritizada. Luz polarizada. Granodiorita, muestra SO-35.

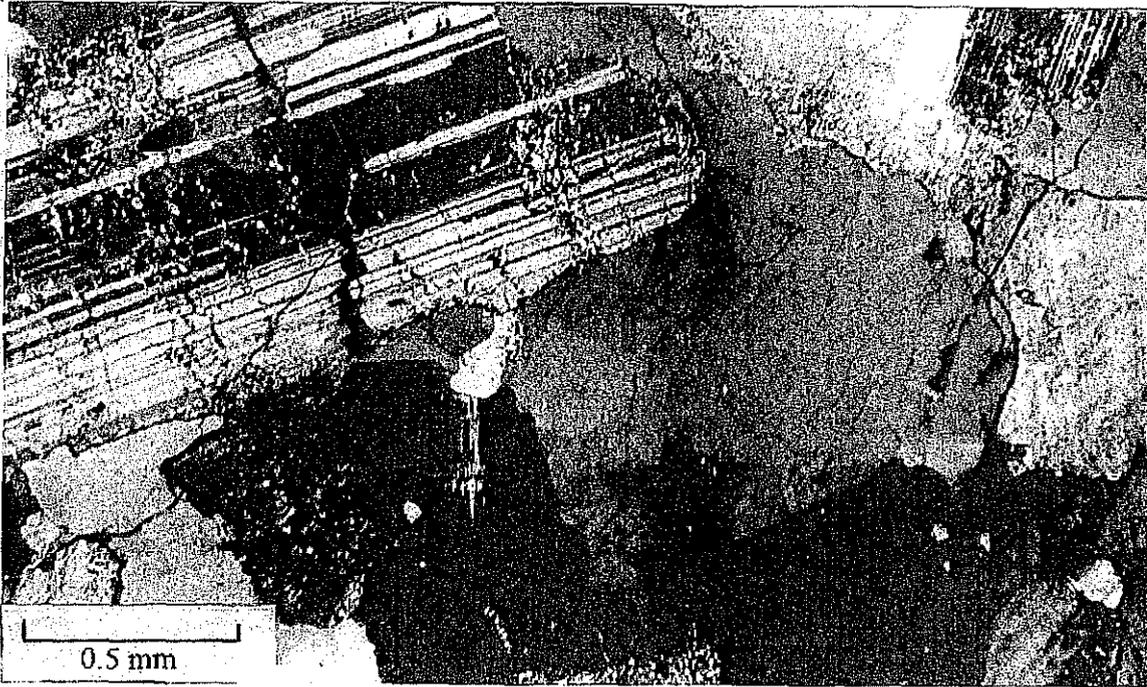


Figura 20.- Fenocristal de plagioclasa, cuarzo con ligera extinción ondulante, escasa microclina. La alteración en las plagioclasas consiste de sericita y epidota. Luz polarizada. Granodiorita, muestra SO-35.

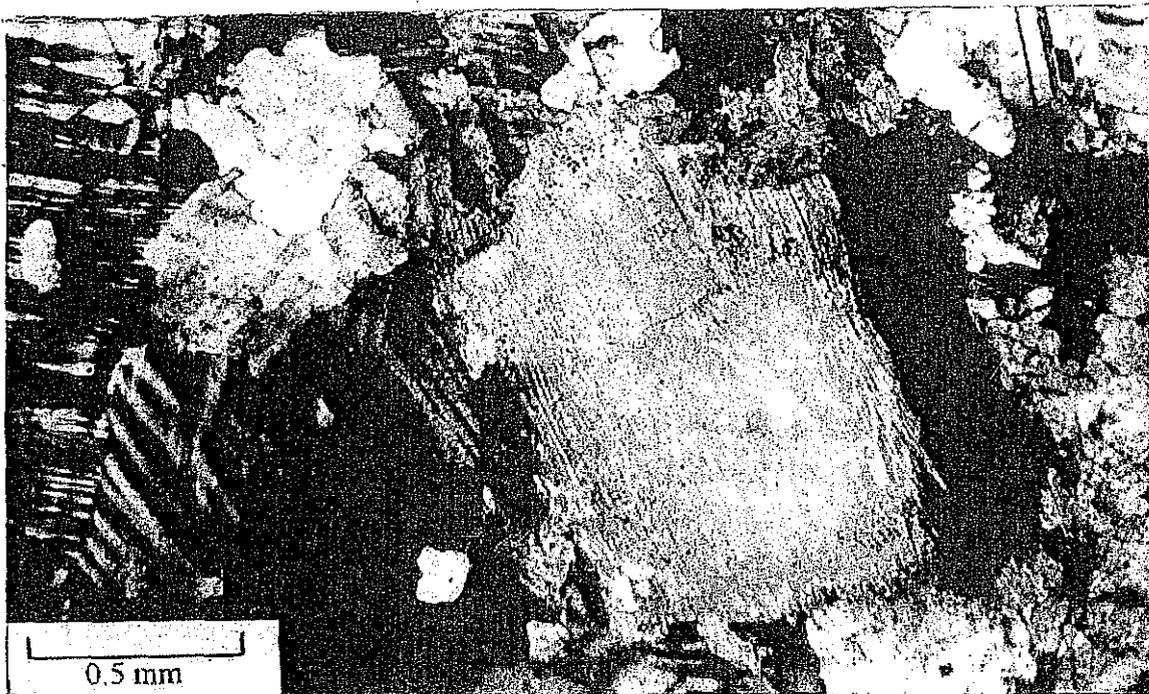


Figura 21.- Muscovita, feldespato potásico en posición de extinción y algunas plagioclasas. Luz polarizada. Granito de muscovita, muestra 99-5.

Las cuarzodioritas en lámina delgada presentan una textura holocristalina, hipidiomórfica, de grano medio-fino (5-5 mm), en algunas de las muestras estudiadas estas rocas presentan una textura traquitoide. Su mineralogía consiste de plagioclasa (andesina) 60-70%, muchas de las plagioclasas están zonadas y en algunos casos muestran sus bordes corroídos por cuarzo (15-20%), mostrando una textura mirmequítica (Fig. 25). Como minerales accesorios se identificaron biotita y hornblenda generalmente alteradas a clorita, otros minerales accesorios identificados son piroxenos como constituyente menor, titanita y minerales opacos que en algunos casos corresponde a pirita. La mayoría de las rocas del grupo de las cuarzodioritas muestran alteración hidrotermal de tipo propilítico, con la asociación de clorita, epidota, calcita y minerales opacos.

Durante el trabajo de campo no fue posible observar directamente el contacto entre los granitos y granodioritas de grano grueso y las cuarzodioritas. Sin embargo Por fechamiento isotópico se sabe que los stocks son más jóvenes

c) Región Oriental.

Esta región coincide geográficamente con la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (con edades de 61 a 63 Ma), los afloramientos de los plutones en esta franja, son de dimensiones batolíticas como al oriente y sureste de San Nicolás, que tiene un área expuesta de aproximadamente 140 km², sobre el transecto y continúa hacia el norte fuera de él. Hacia el oriente sólo afloran dos stocks (12-16 km²), esto debido a la gruesa cubierta de rocas volcánicas terciarias. Desde el punto de vista petrográfico presentan una variación litológica limitada, ya que únicamente se identificaron granodioritas y escasos granitos. En lámina delgada estos íntusivos consisten en rocas con textura holocristalina, hipidiomórfica de grano medio a grueso, en ocasiones porfídica. Su mineralogía consiste de cuarzo con extinción ondulante (30%), plagioclasa como cristales pequeños de 1-2 mm, y como fenocristales de 2-5 mm de oligoclasa-andesina (45%), algunas de las plagioclasas presentan zoneamiento y feldespato potásico (15%). Como minerales secundarios se identificaron clorita a partir de biotita, sericita sobre las plagioclasas y escasa epidota. Como minerales accesorios se tienen biotita, escasa hornblenda, titanita, zircón y minerales opacos.

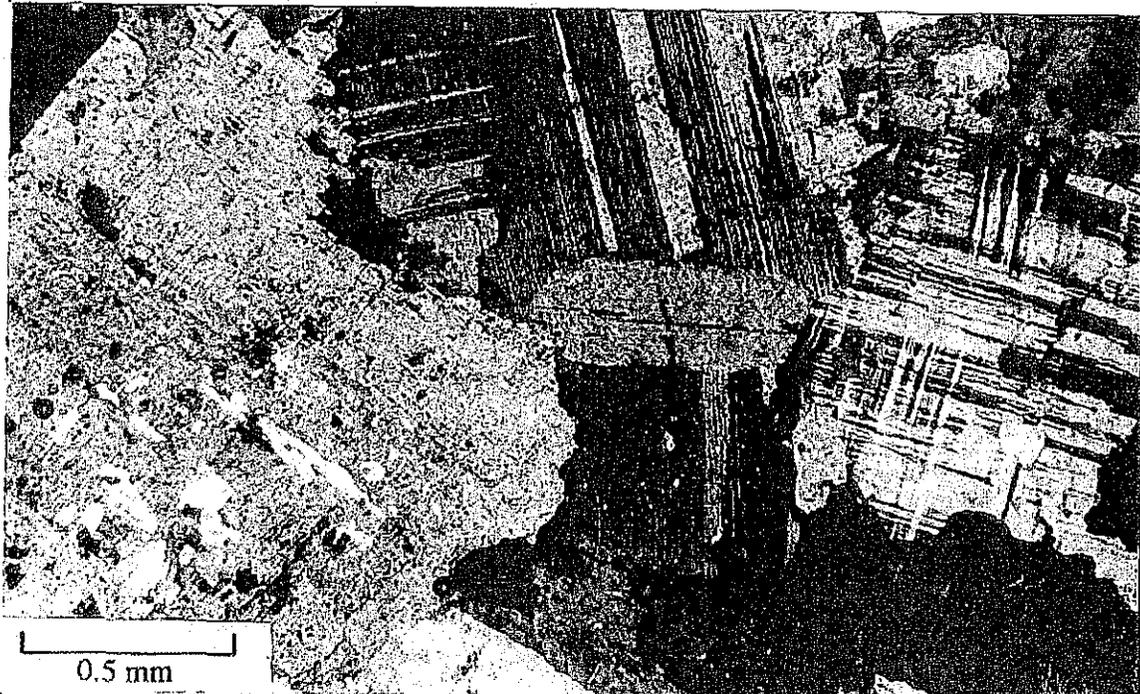


Figura 22.- Feldespato potásico, plagioclasa con pequeños cristales de muscovita, algunas de las plagioclasas están reemplazadas por sericita. Luz polarizada. Granito de muscovita, muestra 1-2000.

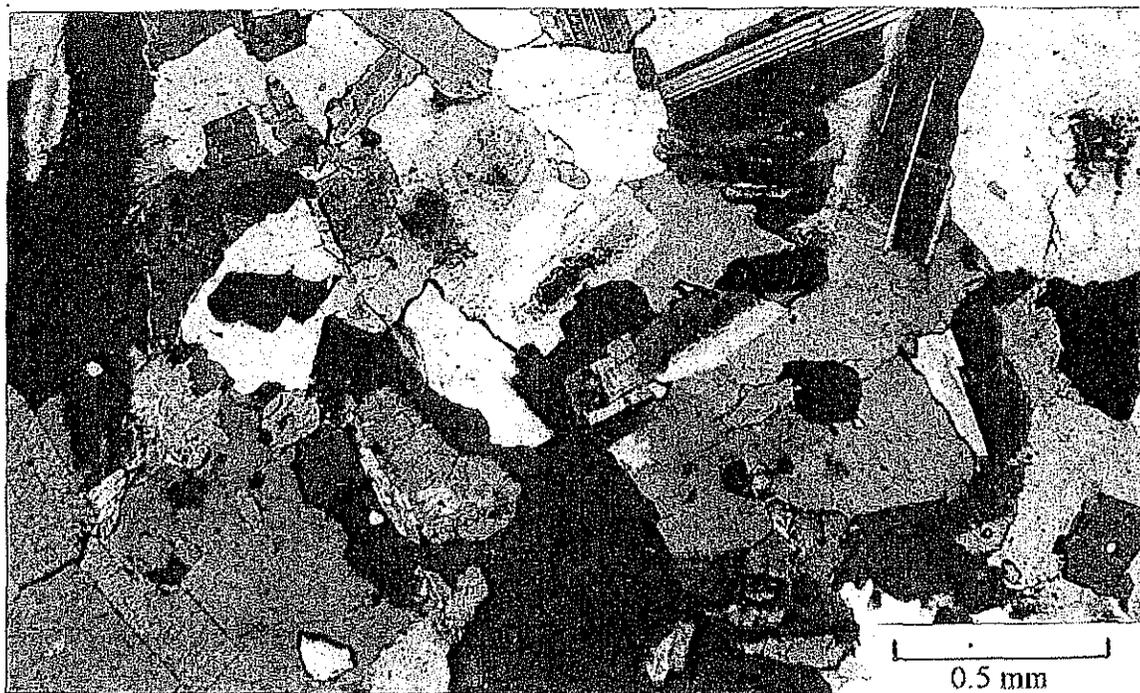


Figura 23.-Plagioclasas, algunas zonadas, biotita, cuarzo anhedral, escaso feldespato potásico y hornblenda verdosa. La roca muestra una textura equigranular. Luz polarizada. Granodiorita, muestra 131-97.

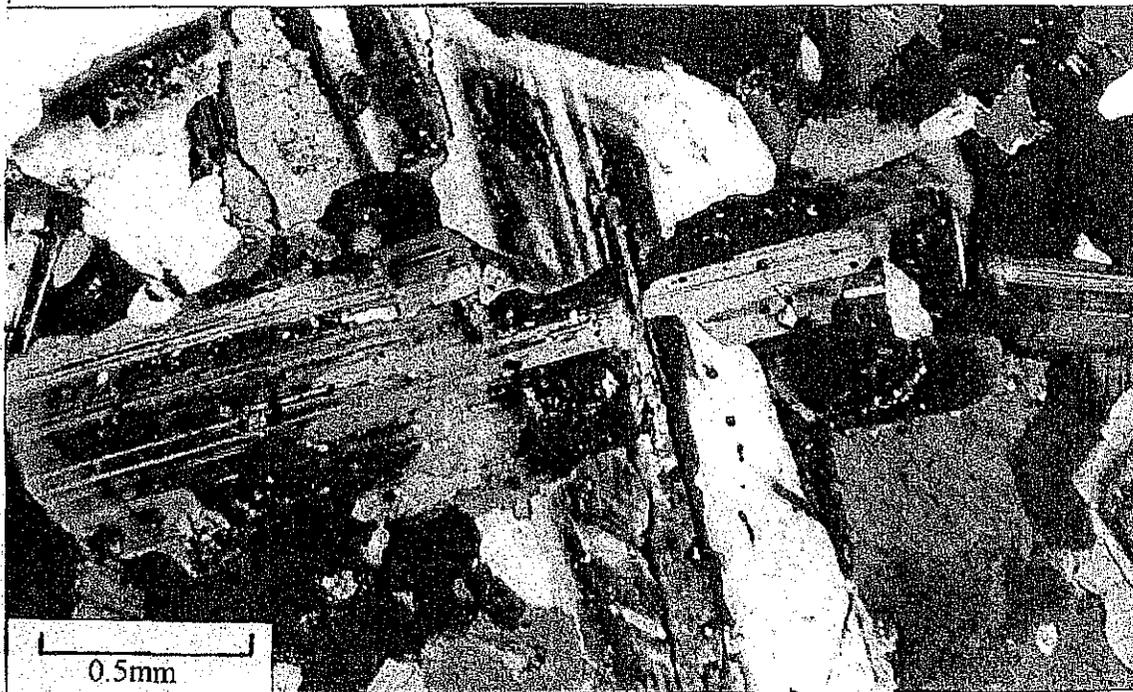


Figura 24.- Plagioclasas zonadas formando una cruz por gemelación penetrante, también se observa cuarzo, biotita y escaso feldespato potásico. Luz polarizada. Granodiorita, muestra 131-97.

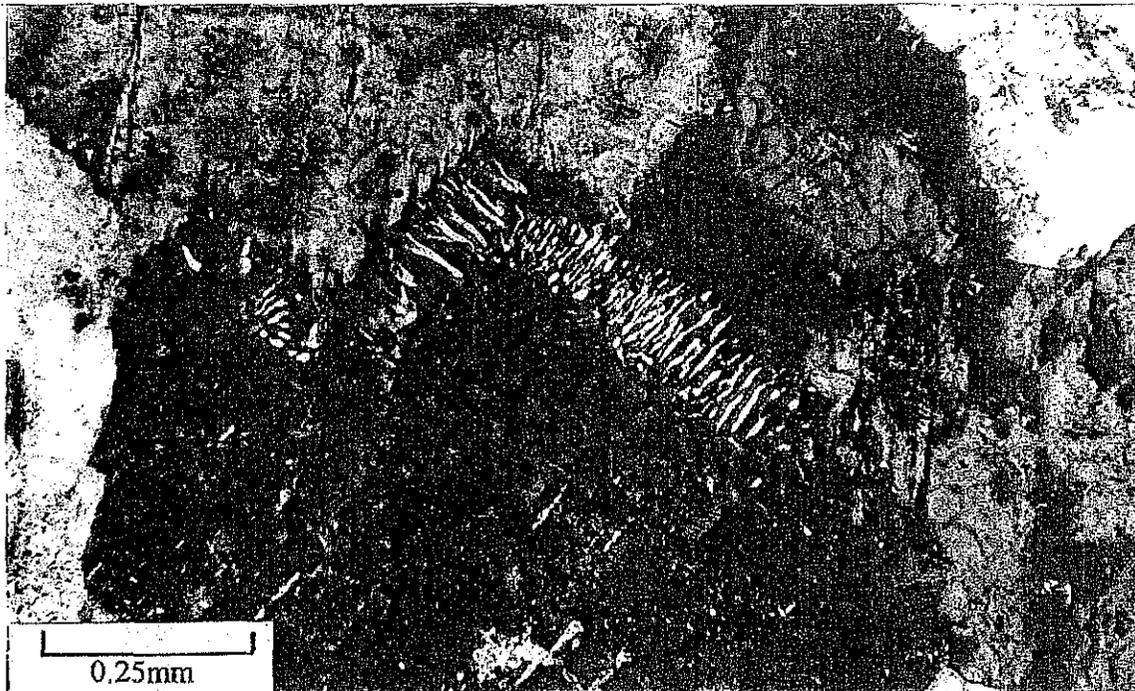


Figura 25.- Textura mirmequítica, mostrando pequeñas lenguetas de cuarzo en el borde de un cristal de plagioclasa en posición de extinción. Los pequeños círculos son efecto del balsamo. Luz polarizada. Granito de muscovita, muestra 5-2000.

La composición modal de 28 muestras de los intrusivos, y separados de acuerdo a su posición geográfica dentro del transecto, se muestra en la Figura 26. No se pudieron contar todas las láminas, pues algunas muestran alteración hidrotermal intensa y otras son de grano muy fino lo que no permite homogeneizar el conteo de puntos.

2. Diques en todo el transecto

En todo el transecto, los granitoides del Batolito Compuesto Larámide de Sonora, se encuentran intrusionados por diques de pegmatita y aplita, los que a su vez se encuentran intrusionados por diques de composición andesítica a microdiorítica.

Los diques pegmatíticos están expuestos en casi todos los batolitos descritos en este trabajo. En el intrusivo de Potrero de Flores (parcialmente mostrado en la esquina inferior izquierda del mapa geológico de la Lámina IIA), se estudiaron diques pegmatíticos con rumbo N60-80°W, con espesores que varían de 0.5-5 m. La mineralogía de las pegmatitas consiste en cuarzo, microclina, almandino y muscovita. El tamaño de los cristales en las pegmatitas varía de 1-10 cm.

En la región de Potrero de Galindo, en la porción oriental de la Lámina II, afloran diques pegmatíticos y apliticos con rumbo S50°W, con espesor de 10 m. La porción pegmatítica contiene muscovita, feldespatos potásicos, plagioclasas y cuarzo, en esta localidad no se observó almandino.

Otros lugares donde se observaron diques pegmatíticos, fueron a lo largo del camino de Suaqui Grande a Cumuripa, así como en el batolito de Río Chico-Potrero de Galindo, ambos se pueden observar en el plano geológico de la Lámina II.

Los diques andesíticos en todos los casos son posteriores a las pegmatitas a las que cortan; generalmente son delgados (2-4 m), o bien pueden presentarse como apófisis de intrusivos de composición andesítica o microdiorítica. La composición de algunos de estos diques se puede definir como doleritas de grano fino, las que generalmente están cloritizadas. En la región de Potrero de Galindo, se observaron diques andesíticos de rumbo N20-40°E, verticales y con espesores de 8-10 m. En esta misma localidad se observaron diques de rumbo N-S, de rumbo N40-60°E, con espesores de 1-5 m.

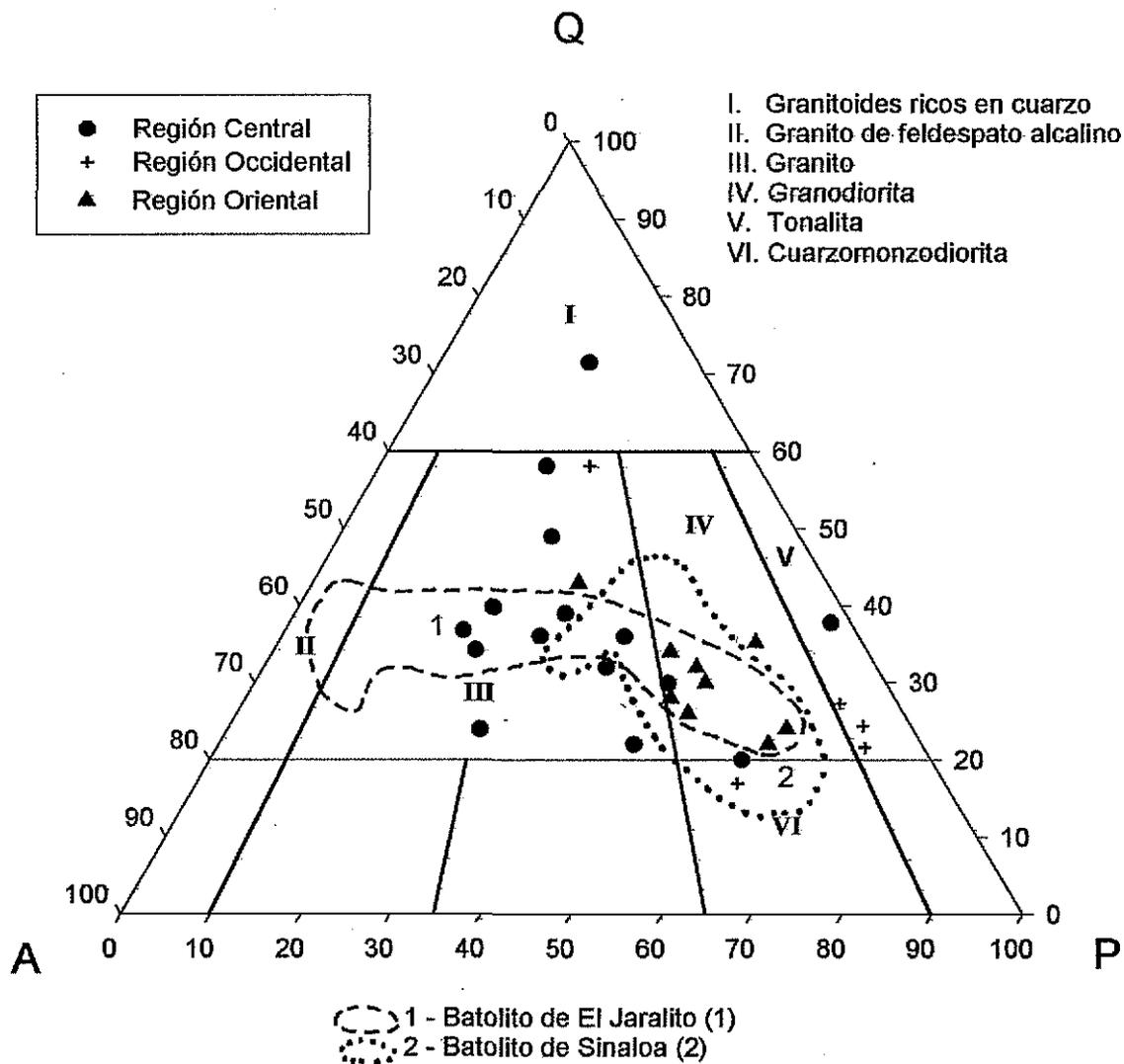


Figura 26.- Composición modal de rocas intrusivas laramídicas a lo largo del Transecto. Los intrusivos se muestran por región a lo largo del transecto y se comparan con las de los batolitos de El Jaralito y el Batolito de Sinaloa. A= Feldespato Alcalino; Q= Cuarzo; P= Plagioclasa. De acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976). (1) Roldán-Quintana (1991); (2) Henry (1975).

Otra localidad donde se pueden observar de manera excelente los diques andesíticos, es a lo largo de la carretera pavimentada Hermosillo-Yécora, al oriente del Río Yaqui, esta localidad queda sólo un poco fuera del transecto (al oriente del área cubierta por la Lámina II).

3. Intrusivos hipabisales en la Región Central

Afloran en la porción oriental de la Región Central (Lámina II), donde se indican como "K-Tp" y corresponden a stocks de 1-3 km² de área. Generalmente intrusionan a la Formación Tarahumara o los batolitos laramídicos, por lo que por relaciones de campo se les considera más jóvenes que los batolitos.

Por encontrarse alteradas hidrotermalmente estas rocas no se estudiaron en detalle, pero corresponden a cuarzodioritas y dioritas, las que generalmente están propilitizadas, caolinizadas y oxidadas.

En lámina delgada las cuarzodioritas presentan una textura traquítica, observándose plagioclasa (albita-andesina) 60-70%. Muchas de las plagioclasas están zonadas y muestran bordes corroídos. Tienen de 15-20% de cuarzo, como constituyentes menores, se observaron biotita y hornblenda generalmente alterada a clorita y como constituyentes menores se identificaron piroxeno, titanita y pirita.

Las dacitas son generalmente porfídicas, con alteración hidrotermal intensa; su mineralogía consiste en cuarzo con golfos de corrosión y formas amiboides (>10%), plagioclasas (30%), en una matriz microlítica (40%), de plagioclasa. Como mineral accesorio se observó hornblenda y como minerales secundarios sericita, calcita, epidota y óxidos de hierro.

4. Granófiros en la Región Occidental.

Debe aclararse que aunque los granófiros son rocas intrusivas y se describen en esta sección, no tienen ninguna relación genética con los batolitos laramídicos. Los granófiros son intrusivos más jóvenes (14 Ma) y están restringidos a la región del graben de Empalme (Lam. I). Aquí se presentan como diques paralelos al graben o bien como pequeños stocks en la porción sur del graben fuera del transecto. Petrográficamente son rocas de grano fino

(0.5-1 mm), con vesículas dejadas por gases y rellenas de cuarzo secundario y óxidos. Presentan una textura porfídica micrográfica. Como minerales esenciales se identificaron plagioclasa (20%), feldespato potásico (50%), cuarzo como pequeños cristales (20%), plagioclasas y hornblenda en la matriz. También presenta abundante hematita (10%) como vetillas o diseminada.

VI. GEOQUIMICA.

1. Datos geoquímicos existentes sobre el área del transecto.

La información geoquímica publicada sobre rocas ígneas a lo largo del transecto es escasa. Sólo se reportan algunos análisis químicos de rocas volcánicas en la Región Occidental, en la franja Circum-Golfo (Mora-Alvarez, 1992), así como otros análisis de rocas volcánicas de rocas cenozoicas en la región de Yécora, en la Región Oriental en la Sierra Madre Occidental (Cocheme, 1985; Demant et al., 1993).

De las rocas intrusivas, únicamente se encontraron publicados tres análisis químicos para muestras a lo largo del transecto (Mora-Alvarez, 1992; Valencia-Moreno, 1998). Respecto a la información isotópica, Damon et al. (1983), obtuvieron dos valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas intrusivas en la Región Oriental del transecto en el área de San Nicolás-Santa Rosa. Más recientemente, Valencia-Moreno (1998) publicó cuatro valores de la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de ϵNd inicial en granitoides sobre el terreno Cortés, dentro del transecto en estudio, y cuyos valores están entre 0.7064 - 0.70735 y -5.1 a -3.7 respectivamente.

Más regionalmente la información geoquímica es también escasa, hacia el sur en el Estado de Sinaloa, Henry (1975), presentó algunos datos químicos y geocronológicos para rocas graníticas del sur de Sinaloa. Hacia el oriente de Sonora, la información geoquímica más abundante se ha obtenido de rocas volcánicas terciarias de la Sierra Madre Occidental, principalmente de los estados de Chihuahua y Durango (Bagby et al., 1981, McDowell y Clabaugh, 1979 y McDowell et al., 1999).

2. Nuevos datos de elementos mayores.

Para el presente estudio se hicieron un total de 74 análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X, los cuales se presentan en las tablas B1-B6 del Apéndice B.

De éstos análisis, 60 fueron hechos, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), y se recibieron como colaboración 14, hechos en la Universidad de Texas en Austin (ver Capítulo 1, Metodología).

De las muestras analizadas, 50 corresponden a rocas intrusivas de los batolitos laramídicos, incluyendo seis muestras de granitos de dos micas. Se analizó un mayor

número de granitoides en virtud de que estas rocas representan el principal objetivo de esta investigación. Durante este trabajo se analizaron por primera vez 7 andesitas de la Formación Tarahumara, con el fin de comparar su composición química con la de los granitos laramídicos. A pesar de la alteración hidrotermal que presentan en la mayoría de sus afloramientos, en general se considera que los resultados fueron aceptables, al encontrar la composición química de ambos tipos de roca muy similar en los diagramas tipo Harker.

De las rocas volcánicas cenozoicas se analizaron 10 muestras y 7 muestras de los intrusivos granofíricos terciarios de la Región Occidental (Graben de Empalme), cuyos resultados se reportan en las tablas B-5 y B-6 del Apéndice B.

a) Granitoides del arco Larámide y rocas volcánicas asociadas de la Formación Tarahumara.

La composición modal de las rocas intrusivas varía de cuarzdiorita a granito, siendo las granodioritas las rocas más abundantes (Fig. 26). La mayoría de los granitoides estudiados tienen composición calcialcalina, de acuerdo a la línea de Irvine y Baragar (1971); solamente la andesita 105-90 se localiza en el campo toleítico, (Fig. 27).

Los granitos de dos micas en general presentan valores altos de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Asimismo se puede apreciar que la composición química de cuatro muestras de andesita caen dentro del tren mostrado por los intrusivos. El contenido de sílice de estas rocas varía entre 52-76%, mientras que las rocas andesíticas analizadas varían de 55-64% (Fig. 28 y tablas B-1, B-2, y B-3 en el Apéndice B). Con respecto a su contenido de potasio, éste es generalmente alto (>2%), variando en la mayoría de los casos entre 1.9-5.9%. De acuerdo con el diagrama de $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, las rocas estudiadas se localizan en las regiones de potasio alto a intermedio (Fig. 28).

De acuerdo a la clasificación de Chappell y White (1974), la mayoría de las muestras son de granitos tipo "I", y sólo tres muestras son del tipo "S", dos de ellas corresponden a granitos de dos micas. De acuerdo a la clasificación de Shand (1947), que utiliza el índice de alcalinidad A/CNK: relación molar de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{NaO}+\text{K}_2\text{O})$, la mayoría de las muestras analizadas son granitos metaluminosos, solo 15 muestras son peraluminosas (Fig.

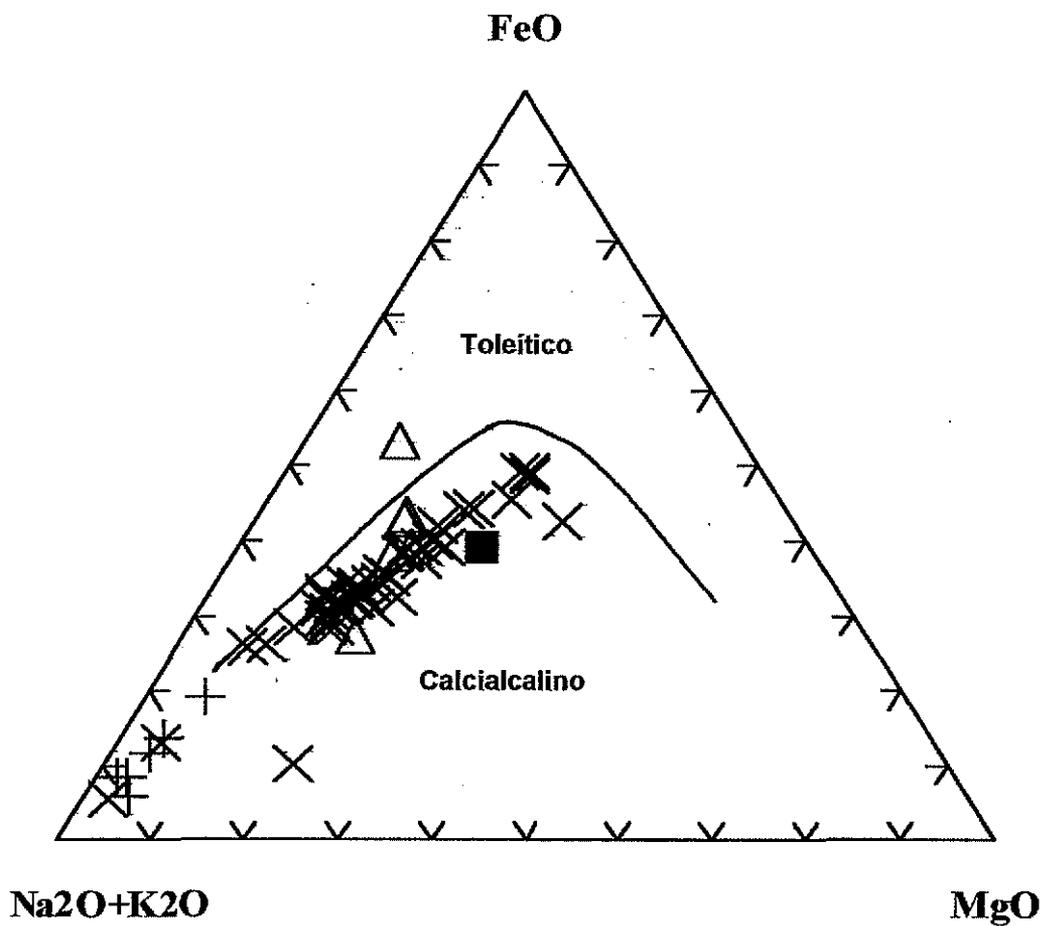


Figura 27.- Diagrama AFM mostrando el límite entre las series calcicalalina y toleítica de acuerdo a Irvine y Baragar (1971) para muestras de rocas intrusivas del Batolito Larámide, se incluyen también muestras de rocas volcánicas y porfídicas de la Formación Tarahumara. A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = Fe total como FeO; M = MgO.
 (X) Granitoides; (+) Granitos de dos micas; (Δ) Andesitas y (\blacksquare) Dacita Porfídica

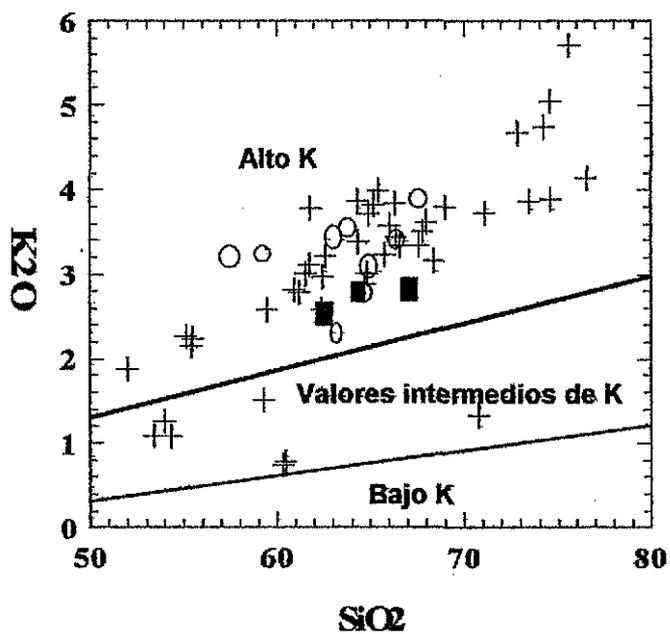


Figura 28.- Diagrama K_2O/SiO_2 para rocas intrusivas laramídicas a lo largo del transecto. (■) Región Occidental; (+) Región Central; (○) Región Oriental. Los límites para los valores de K son los propuestos por Le Maitre et al.(1989).

29). Las muestras de granitos tipo "S" se han interpretado como producidas por fusión de corteza continental y corresponden con los granitos de dos micas (Chappell y White, 1974).

En este trabajo no se calculó la norma por considerar que para granitos puede ser errónea ya que casi todas las muestras contienen micas las cuales no se consideran en la norma, por lo que todo el potasio va erróneamente a la ortoclasa (comunicación personal de Peter Schaaf, 2000). Aunque para las rocas volcánicas la norma es importante para poder comparar intrusivos con volcánicas en los mismos términos, por otro lado la norma tiene otros usos fundamentales en petrología, sin embargo éste no fue el objetivo principal de esta investigación.

En la Figura 29a se muestra la relación de alcalinidad para los intrusivos granofíricos de la Franja Circum-Golfo. En general, los diagramas de variación de sílice muestran una disminución en el contenido de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y CaO con el aumento en el contenido de sílice. Solo en el caso de los óxidos de Na_2O y K_2O , se observa una tendencia inversa, aunque los valores de Na_2O son más bien erráticos (Fig. 30). En los diagramas de variación de sílice se han observado tendencias muy similares en los batolitos de margen continental del suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México (Silver y Chappell, 1988; Valencia-Moreno et al., 1999). Algunos valores anómalos en los diagramas de SiO_2 /óxidos en muestras de la Formación Tarahumara (andesitas y dacitas porfídicas) pueden deberse a la alteración hidrotermal que generalmente presentan estas rocas.

b) Rocas ígneas del Cenozoico a lo largo del transecto.

Dentro de este grupo se consideran las rocas intrusivas granofíricas del graben de Empalme en la franja Circum-Golfo (Lámina I y Fig. 7), las rocas volcánicas terciarias de la Sierra Madre Occidental y las rocas volcánicas máficas asociadas a la Formación Báucarit. En esta investigación no se hicieron análisis químicos de las rocas volcánicas del Arco Circum-Golfo en la Región Occidental.

Los datos químicos de estas rocas se muestran en las tablas B-5 y B-6 en el Apéndice B. De acuerdo con el diagrama AFM (Fig. 31), las cinco muestras de rocas volcánicas terciarias de la Sierra Madre Occidental son de naturaleza calcialcalina; y las rocas volcánicas máficas asociadas a la Formación Báucarit, son también calcialcalinas. Se

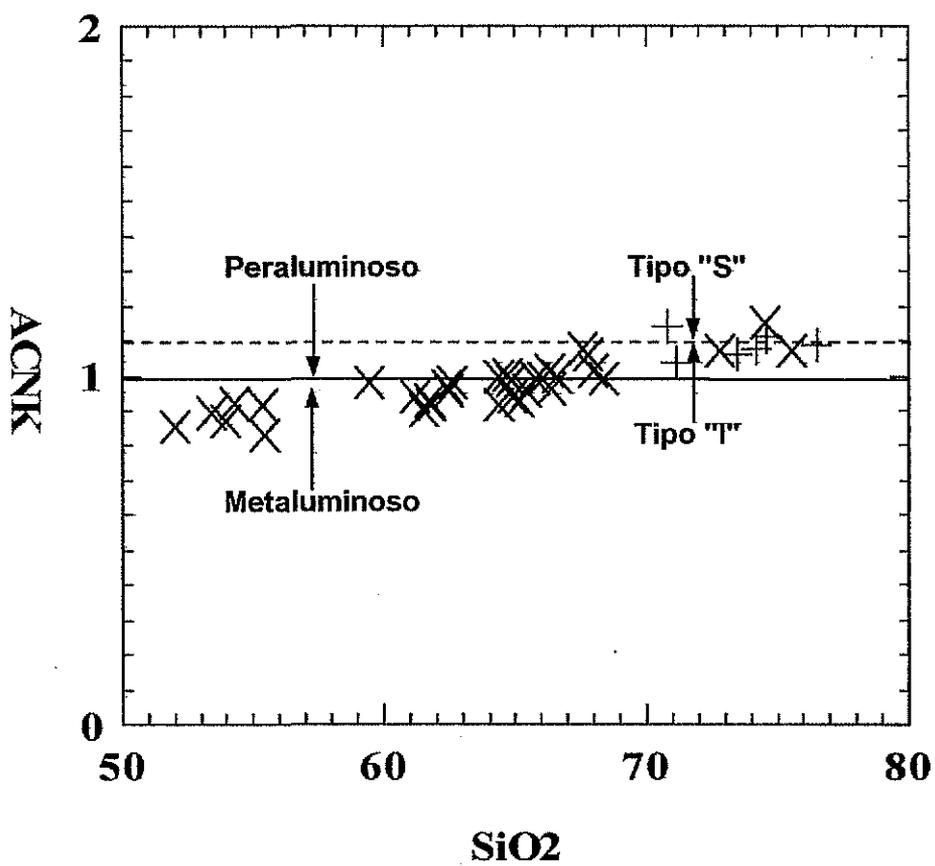


Figura 29.-Diagrama que muestra la relación de alcalinidad contra sílice. La línea discontinua representa el límite de los granitos Tipo "I" y Tipo "S" de Chappell y White (1974) La línea continua separa los granitos metaluminosos de los peraluminosos de acuerdo a la clasificación de Shand (1947).
 (X) Granitoides laramídicos; (+) Granitos de dos micas.
 A/CNK es la proporción molar de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$

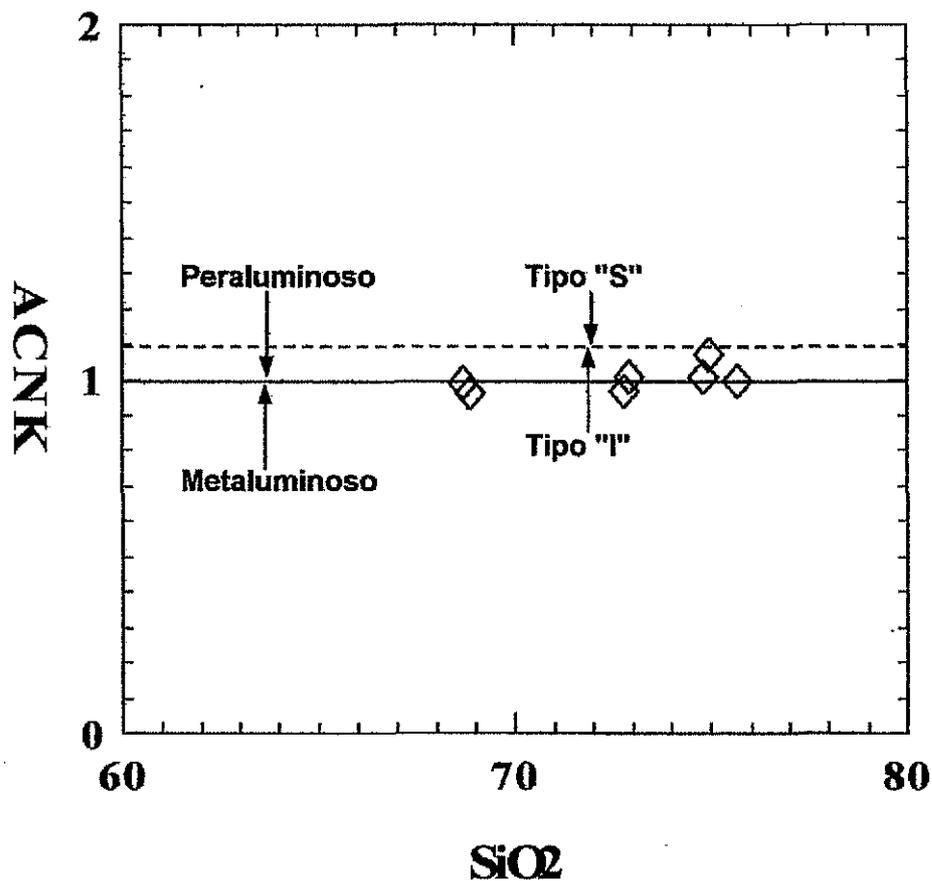


Figura 29a.- Diagrama que muestra la relación de alcalinidad contra sílice. La línea discontinua representa el límite de los granitos Tipo "I" y Tipo "S" de Chappell y White (1974). La línea continua separa los granitos metaluminosos de los peraluminosos de acuerdo a la clasificación de Shand (1947). (◇) Granófiros de la Región Occidental. ACNK es la composición molar de Al_2O_3 ($CaO+Na_2O+K_2O$)

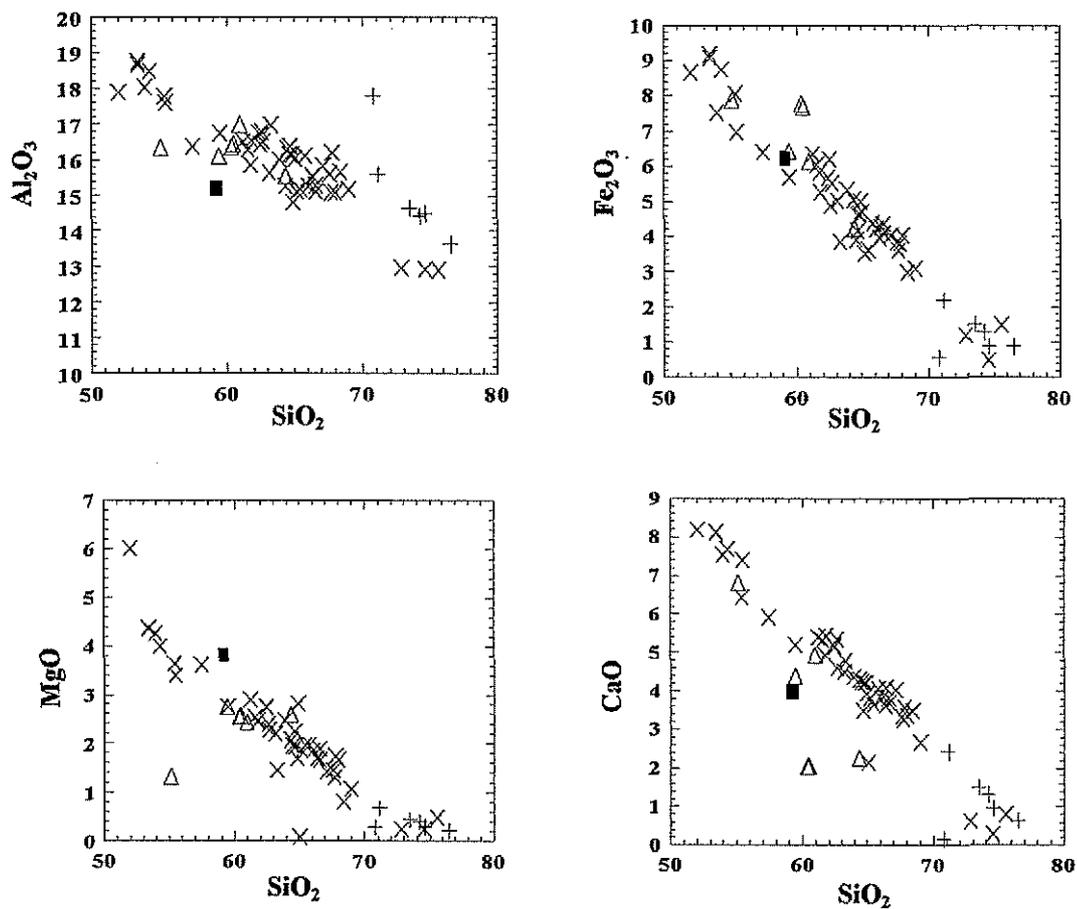


Figura 30.- Diagramas de variación de sílice vs. elementos mayores para muestras analizadas de granitoides laramídicos, se incluyen también muestras de rocas volcánicas y porfídicas de la Formación Tarahumara. (X) Granitoides; (+) Granitos de dos micas; (Δ) Andesitas y (■) Dacita porfídica.

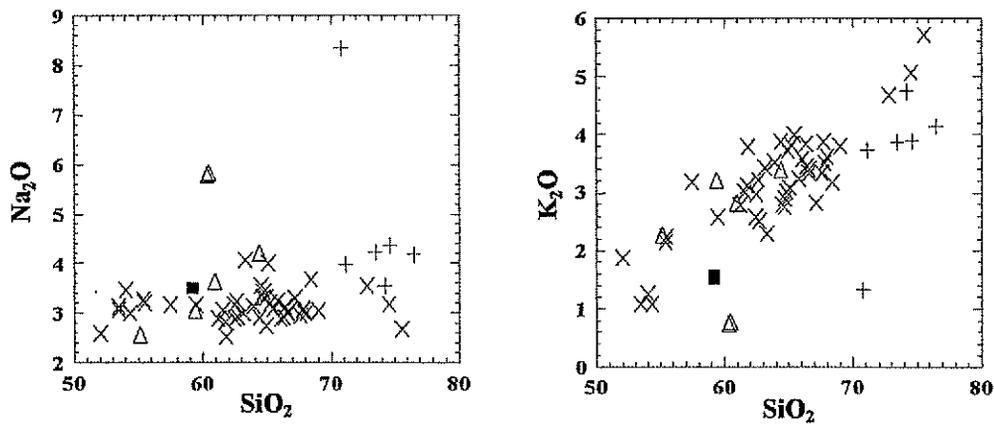


Figura 30 (cont.).-Diagramas de variación de sílice vs. elementos mayores para muestras analizadas de granitoides laramídicos. Se incluyen también muestras de rocas volcánicas y porfídicas de la Formación Tarahumara. (X) Granitoides; (+) Granitos de dos micas; (Δ) Andesitas y (■) Dacita Porfídica.

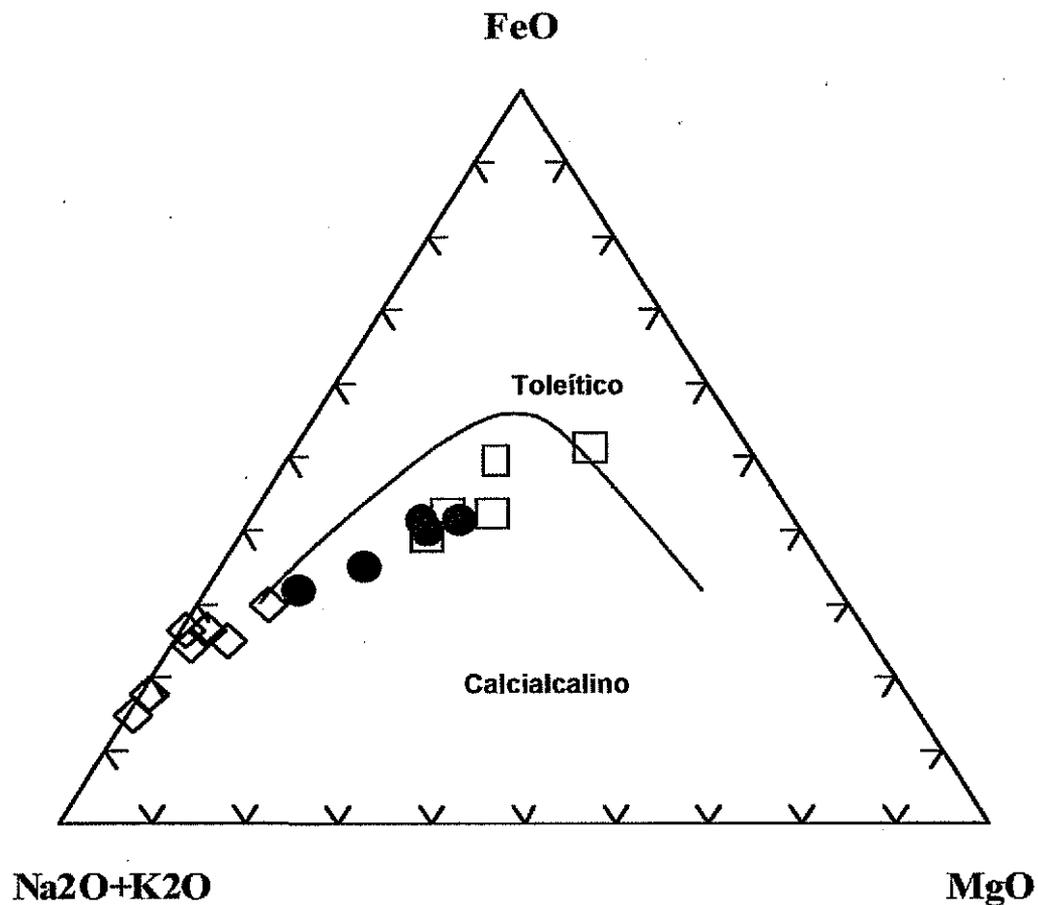


Figura 31.- Diagrama AFM mostrando el límite de Irvine y Baragar (1971) para muestras de rocas intrusivas y volcánicas terciarias. A = Na₂O + K₂O; F = Fe total como FeO; M = MgO; El FeO_T fue recalculado a partir de los datos de Fe₂O₃. (X) Granitoides; (◇) Granófiros de la Región Occidental; (●) Rocas volcánicas terciarias de la Región Oriental y (□) Rocas volcánicas máficas asociadas a la Formación Báucarit en la Región Central.

considera como un volcanismo bimodal por contener rocas máficas en la base y félsicas en la cima.

Por lo que respecta a los granófiros de la franja Circum-Golfo, de siete análisis hechos, cinco de las muestras son ligeramente alcalinas. Los diagramas de variación de sílice muestran tendencias muy similares a las de los batolitos, mostrando valores altos en potasio (4 a 5%) (Fig. 32). Con esta información química se interpreta que estos intrusivos fueron emplazados en un período de transición magmática de un régimen calcialcalino a uno toleítico.

3. Nuevos datos sobre elementos traza y Tierras raras.

Para las muestras de los granitoides se graficaron los elementos traza para 30 muestras, los datos se presentan en las tablas B-1, B-2 y B-3, en el Apéndice B. Se graficaron los valores de Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y y Th contra su contenido de sílice cuyos resultados se muestran en las gráficas de la Figura 33. En este diagrama se observan algunas tendencias generales, para un contenido de sílice entre 55-77%, el Rb, Ba, Nb, e Y muestran un aumento con el contenido de sílice. Los valores más altos de estos elementos traza coinciden con los contenidos altos de sílice para los granitos de dos micas identificados en la porción central del transecto. Por el contrario, el Sr presenta una disminución con el aumento en sílice. Estas tendencias se pueden interpretar como que los granitoides de las regiones Central y Oriental muestran un comportamiento más definido, probablemente debido a la diferenciación magmática y a la presencia de una corteza relativamente homogénea. Mientras que las muestras de la Región Occidental presentan un comportamiento más errático, probablemente como consecuencia de una mezcla de diferentes materiales o bien de una fuente heterogénea. Dado que el comportamiento del Sr^{+2} es similar al Ca^{+2} , la disminución de Sr se podría deber a un aumento en el contenido de calcio producido por rocas más cálcicas en la Región Occidental (batolito más cálcico).

Los rangos de contenido de cada uno de los elementos son como sigue, el Ba es el que presenta un rango de valores más altos que todos los elementos analizados, presentando variaciones de 250-1400 ppm; el Rb varía de 50-380 ppm; el Sr varía de 100-600 ppm; el Nb varía de 5-24 ppm (coincidiendo con los granitos de dos micas); el Y presenta muy poca

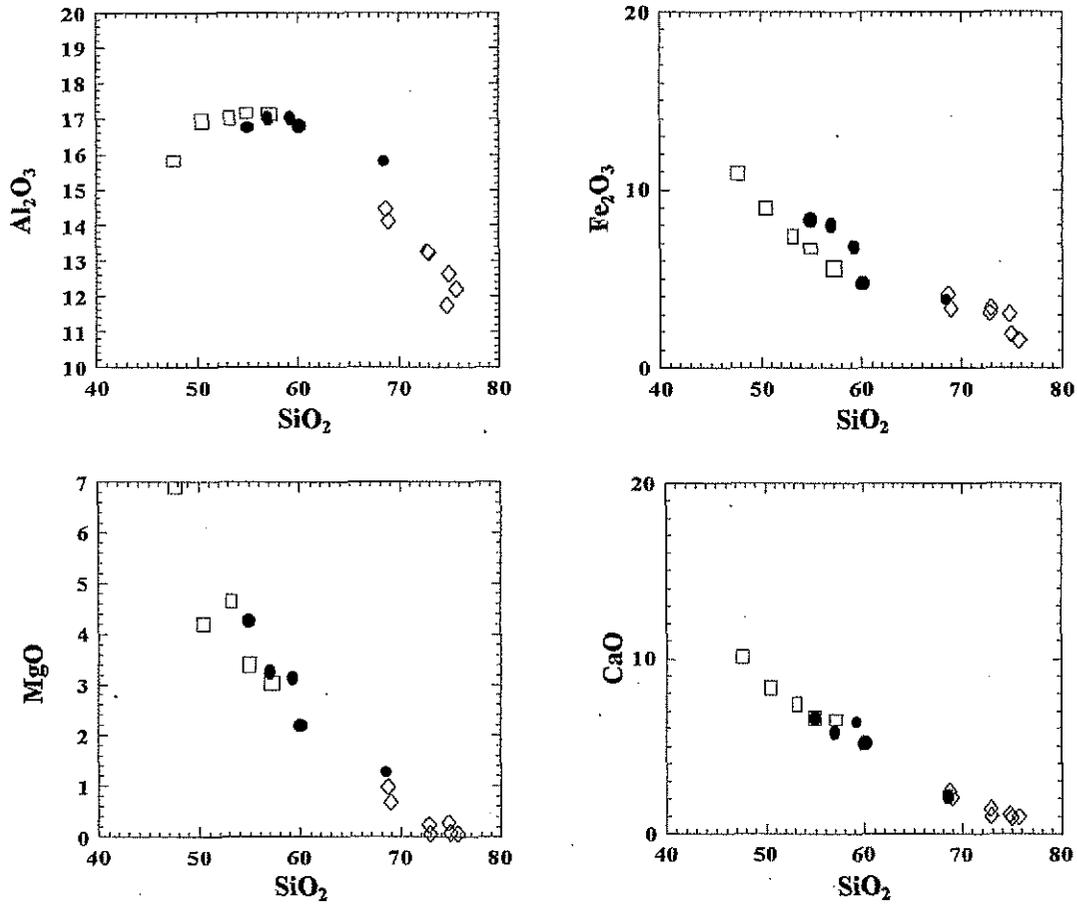


Figura 32.- Diagrama de variación de sílice vs. elementos mayores para muestras analizadas de rocas intrusivas y volcánicas terciarias. (\diamond) Granófiros de la Región Occidental; (\square) Rocas volcánicas terciarias de la Región Oriental y (\bullet) Rocas volcánicas máficas asociadas a la Formación Báucarit en la Región Central.

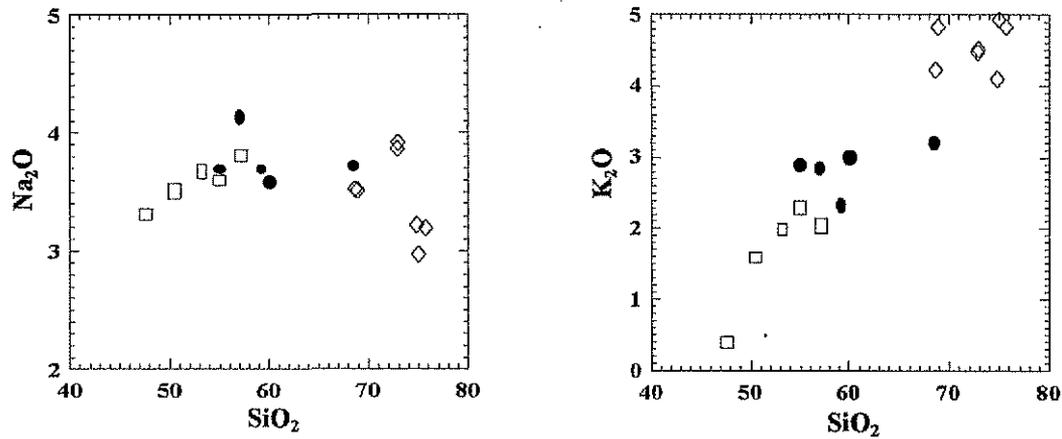


Figura 32 (cont.)- Diagrama de variación de sílice vs. elementos mayores para muestras analizadas de rocas intrusivas y volcánicas terciarias. (◇) Granófiros de la Región Occidental; (□) Rocas volcánicas terciarias de la Región Oriental y (●) Rocas volcánicas máficas asociadas a la Formación Báucarit en la Región Central.

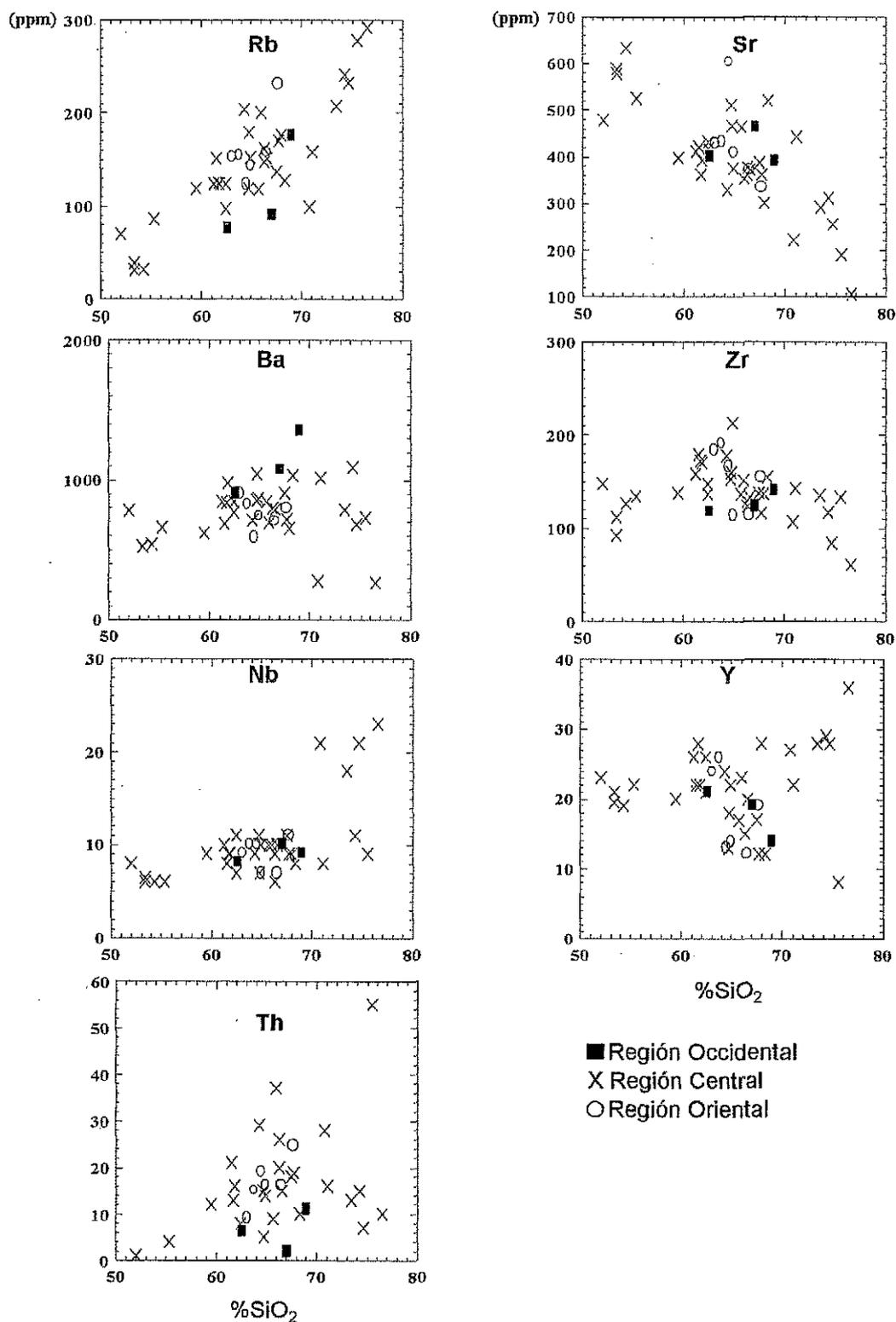


Figura 33.- Diagrama Harker de variación de sílice vs. algunos elementos traza en partes por millón de los granitoides laramídicos a lo largo del transecto

variación, fluctuando entre 10-35 ppm; por último el Th varía de 1-55 ppm. Estos contenidos de elementos traza se consideran normales para un arco continental y son similares a los obtenidos por Valencia-Moreno (1998) para los terrenos Caborca y Cortés, los que coinciden parcialmente con el área en estudio. Los granitos de dos micas corresponden con valores de $\text{SiO}_2 > 73\%$ y son altos en Rb, Nb e Y, mostrando valores bajos de Ba y Th. En los granitos de biotita-hornblenda, su contenido de SiO_2 varía de 52 a 73% y muestran una amplia variabilidad en sus valores de elementos traza.

Los resultados de los análisis por ICP-MS para los elementos de las Tierras raras (REE) de granitoides, se muestran en la Tabla C-1, del Apéndice C.

A lo largo del transecto se colectaron y se analizaron por ICP-MS 14 muestras de granitoides; 3 de andesitas laramídicas de la Formación Tarahumara (Tablas C-1 y C-2 en el Apéndice C), 7 de granófiros y 4 muestras de rocas volcánicas terciarias. (Tabla C-3 en el Apéndice C). Para los granitoides laramídicos el contenido de sílice varía de 61-75% con excepción de la muestra 80-98 que tiene un contenido de 52% de SiO_2 (roca de grano fino, localizada en el borde de uno de los intrusivos de la Región Central). La suma de los valores de las tierras raras aumenta de la costa hacia la sierra, variando de 87 en el área de San Carlos a 151 ppm en la región de San Nicolás; no se observó una correlación clara entre estos valores y el porcentaje de SiO_2 . Para las andesitas de la Formación Tarahumara que son de la misma edad, en la porción central y oriental del transecto, los valores de las tierras raras se notan ligeramente más enriquecidas variando de 136-245 ppm. Sin embargo las tendencias de las andesitas y los granitoides son muy similares en las gráficas. Los valores de tierras raras se muestran enriquecidos para las rocas volcánicas y granófiros terciarios (14-35 Ma), los que son generalmente altos, variando de 177-251 ppm para los granófiros y de 66-212 ppm en las rocas volcánicas máficas (Tabla C-3 en el Apéndice C).

El contenido de tierras raras normalizadas a la condrita C1 de Orgueil (Anders y Grevesse, 1989) fue graficado en grupos de acuerdo a su litología y su edad. Las gráficas de los granitoides laramídicos muestran un enriquecimiento de tierras raras ligeras característico de áreas con corteza continental, mostrando valores similares a otros obtenidos en Sonora para el Terreno Cortés (Valencia, 1998). El enriquecimiento pudo significar asimilación de corteza continental o cristalización fraccionada. Los valores

normalizados de la relación La_N/Lu_N varía de 6.61-34.03, mientras que la abundancia de lantano alcanza 148 veces la condrita. (Tabla C-4 en el Apéndice C).

Los granitoides estudiados no muestran una anomalía de europio bien desarrollada, de hecho sólo algunas de las muestras presentan dicha anomalía (102-97 en la Fig.34 y las muestras de los granófiros en la Fig. 36), con relaciones de Eu_N/Eu que varían de 0.67-0.99 (Tabla C-4 en el Apéndice C). El valor de esta relación da una idea de la magnitud de la pendiente y es una medida del tamaño de la anomalía de europio y define si es positiva o negativa.

Es interesante mencionar que los valores de Tierras raras para las rocas analizadas de la Formación Tarahumara son muy similares a las obtenidas para los granitoides, aunque muestran un mayor enriquecimiento de Tierras raras ligeras (comparar las figuras 34 y 35). Para las andesitas de la Formación Tarahumara, los valores de la suma de Tierras raras varía entre 136-245 ppm, observándose ligeramente enriquecidas y no presentan anomalía de europio (Fig. 35). La pendiente de la gráfica con los valores de las Tierras raras de los granitoides es ligeramente mayor a la mostrada por los valores de las Tierras raras de las andesitas de la Formación Tarahumara. Los valores normalizados se muestran en la Tabla C-5 en el Apéndice C. Los granófiros y las rocas volcánicas terciarias presentan un patrón con menos pendiente y a partir del europio muestran una tendencia casi horizontal, esto debido a que no hay enriquecimiento de las Tierras raras pesadas (Figs. 36 y 37). Los granófiros (14 Ma), presentan una anomalía de europio bien marcada (Fig. 36). Los valores de la relación La_N/Lu_N varían de 6.65 a 11.98. Las relaciones de Eu_N/Eu varía de 0.34-0.70 en los granófiros. Las rocas volcánicas terciarias no presentan ninguna anomalía notoria de ningún elemento. Los valores normalizados para las muestras de granófiros y rocas volcánicas se muestran en la Tabla C-6 en el Apéndice C.

4. Características isotópicas de las rocas intrusivas laramídicas.

Para obtener las relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd, en el presente trabajo fueron analizadas 16 muestras de rocas intrusivas laramídicas (doce en el LUGIS y cuatro en los laboratorios de la Universidad de Texas en Austin), cuyos datos se presentan en las tablas 5 y 6. Las edades modelo están calculadas con los parámetros del manto

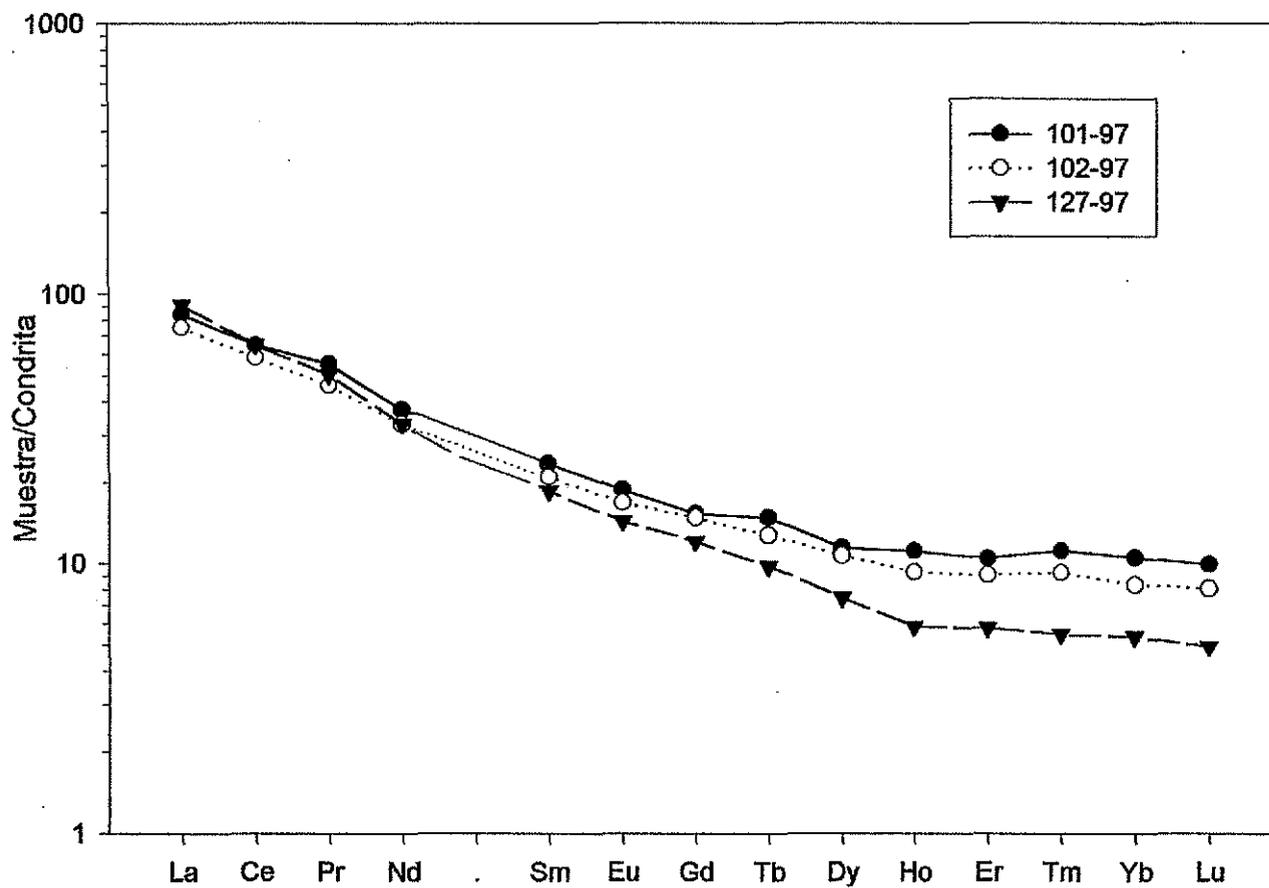


Figura 34a.- Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de granitoides laramídicos de la Región Occidental a lo largo del Transecto.

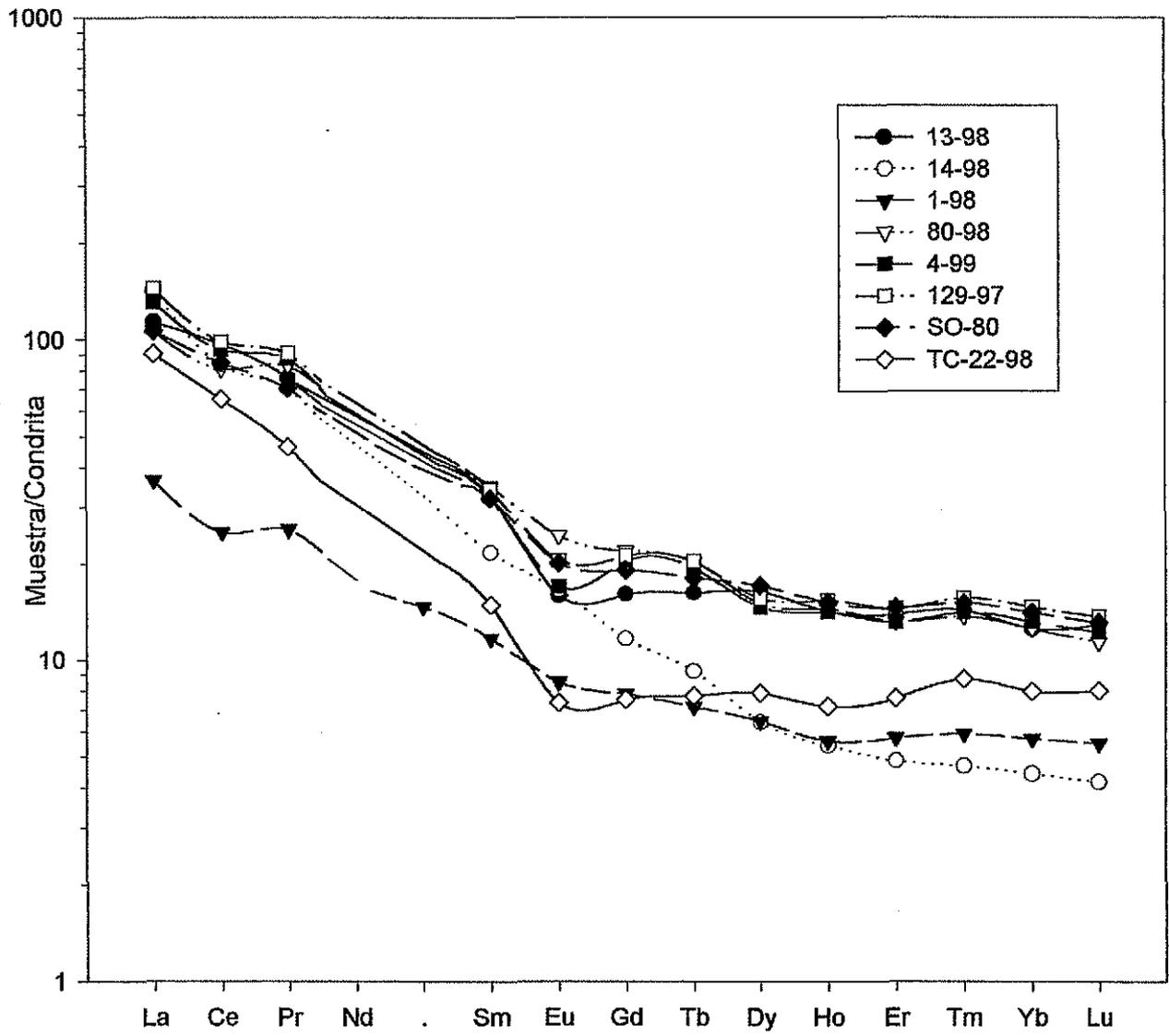


Figura 34b.- Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de granitoides laramídicos de la Región Central a lo largo del Transecto.

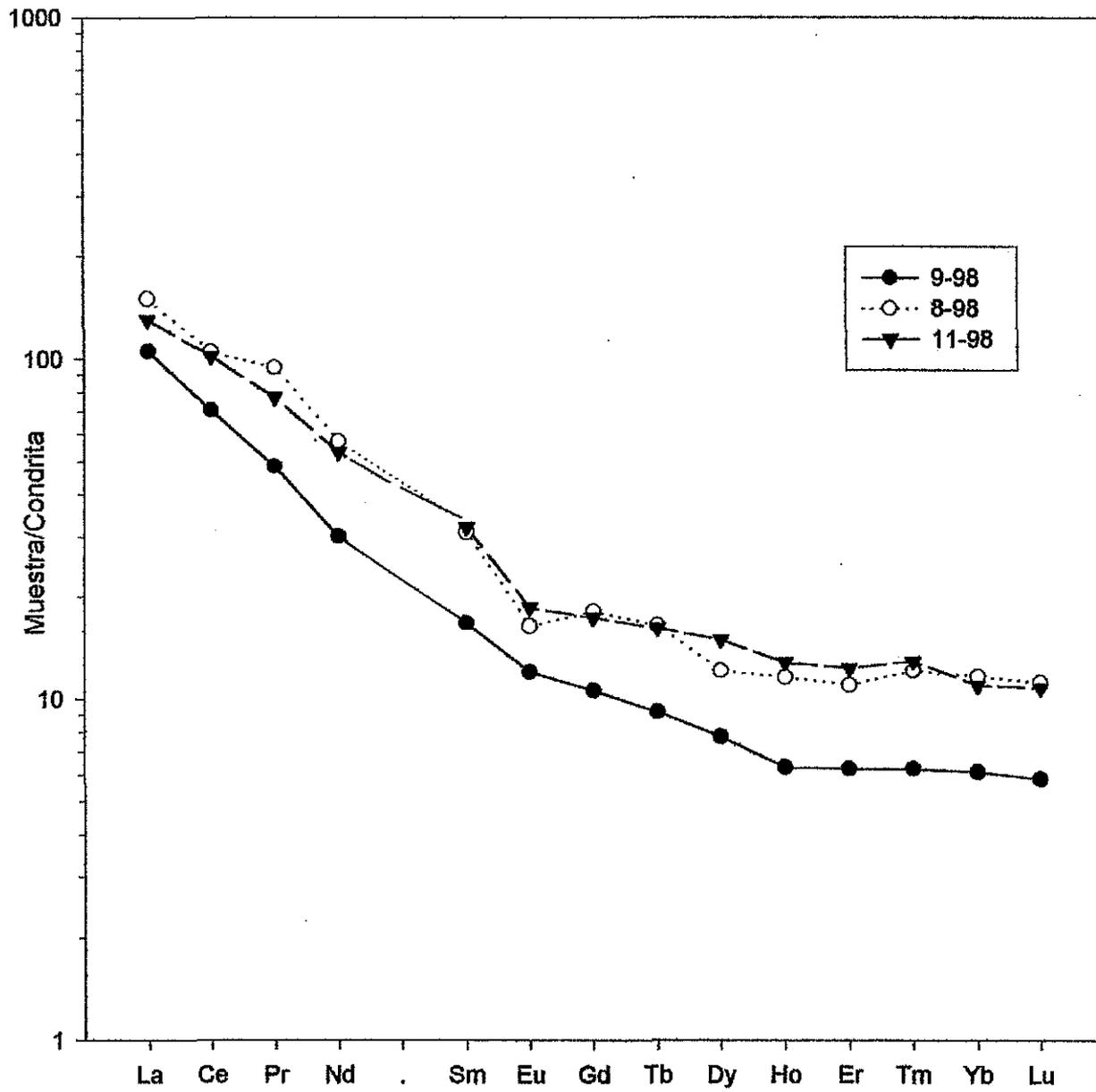


Figura 34c.- Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de granitoides laramídicos de la Región Oriental a lo largo del Transecto

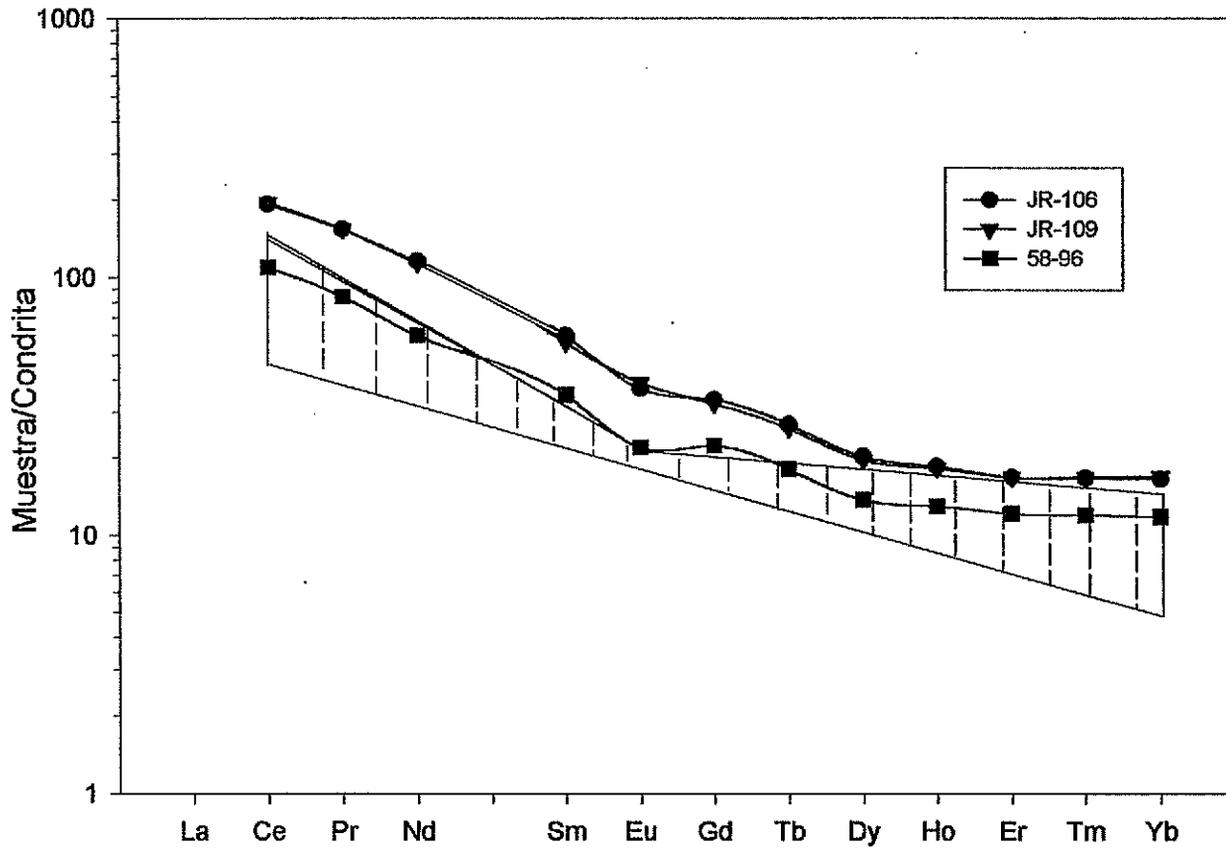


Figura 35.- Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de andesitas de la Formación Tarahumara a lo largo del Transecto. El área con rayado discontinuo corresponde al campo de los granitoides.

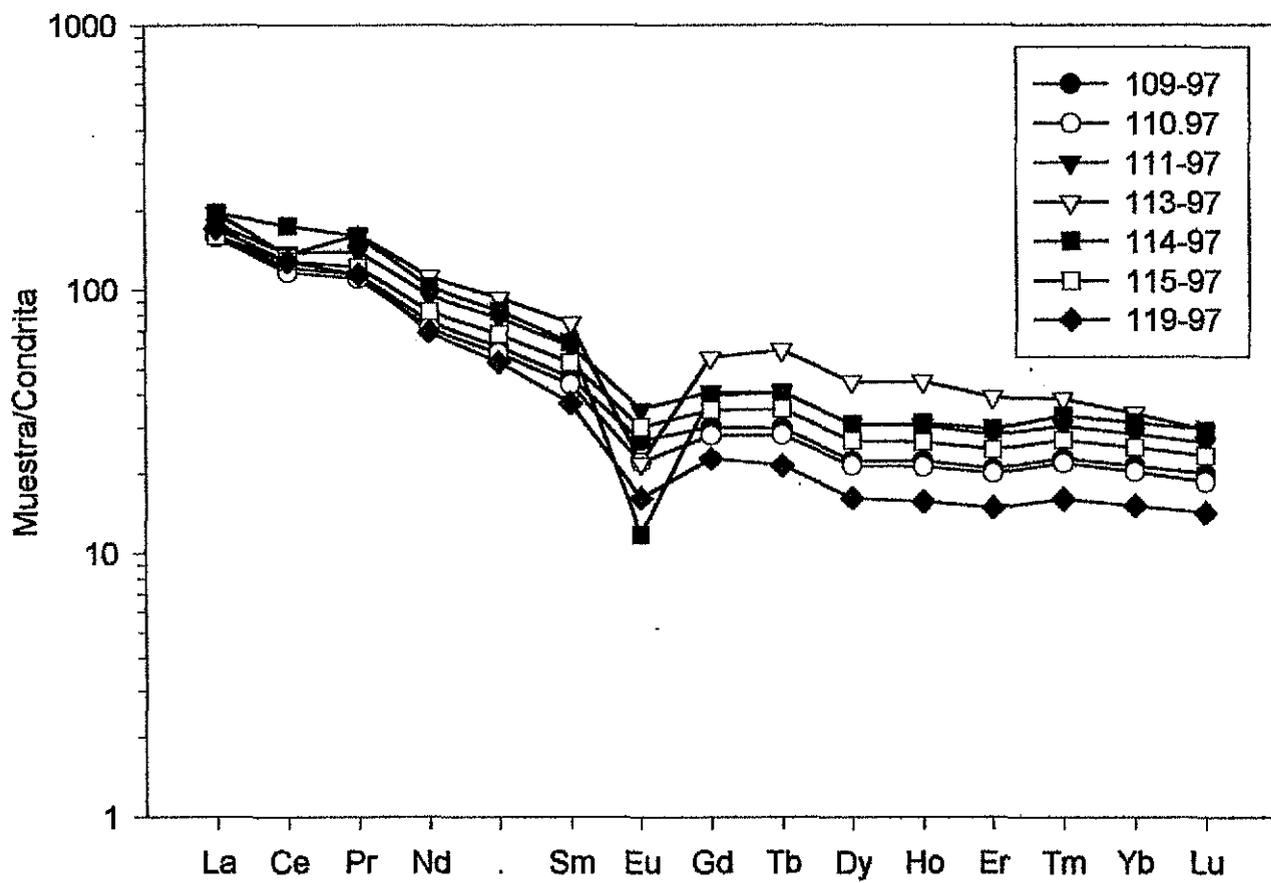


Figura 36.- Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de granófiros a lo largo del Transecto

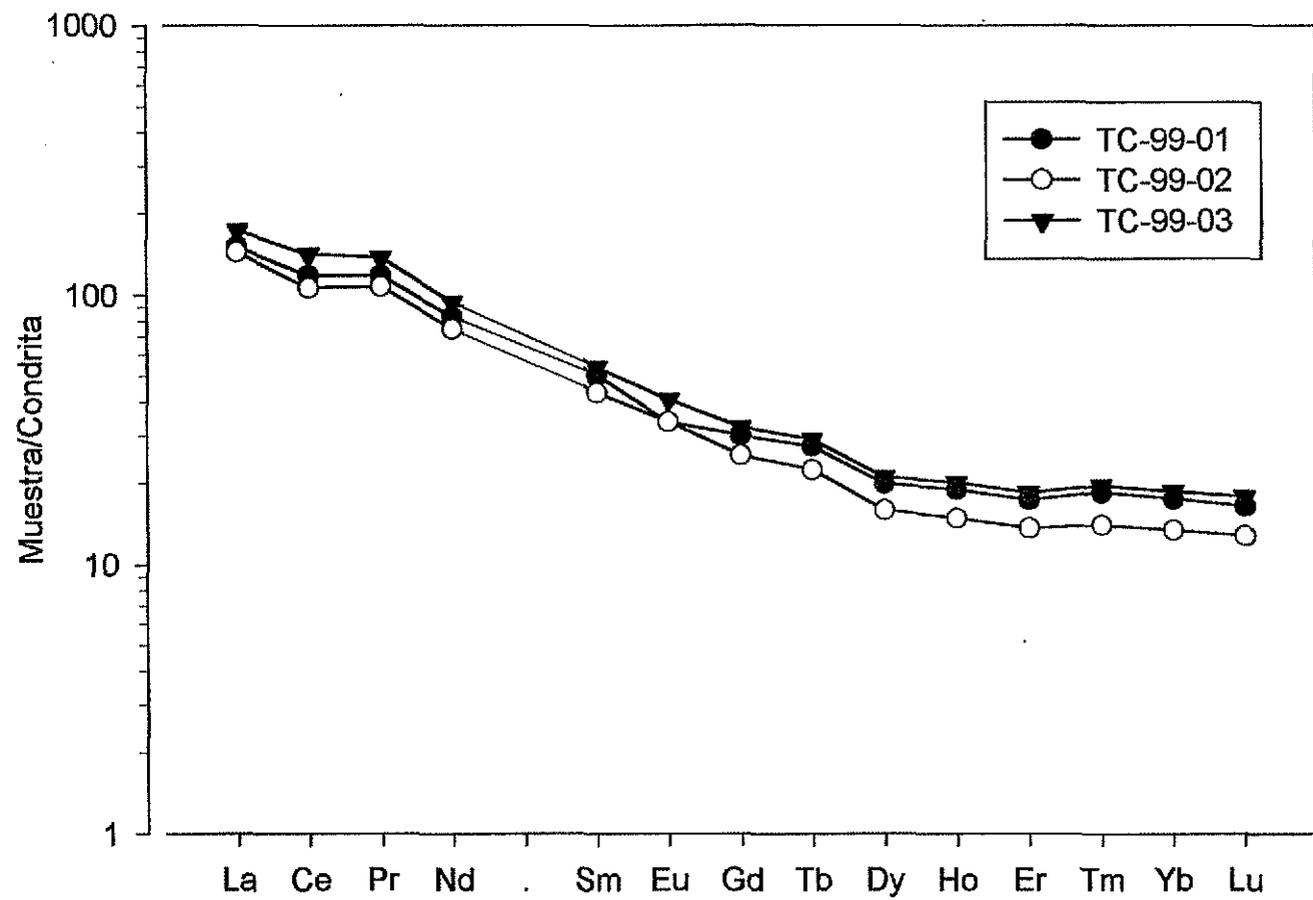


Figura 37.- Concentraciones de tierras raras normalizadas para muestras de rocas volcánica de la Sierra Madre Occidental (Zona Oriental)

Tabla 5.- Datos isotópicos de rocas graníticas laramídicas, volcánicas y porfídicas a lo largo del transecto.*

Muestra	Edad Ma ±	Concentración (ppm)						$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		ϵ_{Nd} Inicial	Edades (Ma) Modelo Nd (DM)
		Rb	Sr	Sm	Nd	± σ	Inicial	± σ	± σ	Inicial	± σ	Inicial	± σ				
58-96	60	144.87	399.36	4.93	25.11	1.050	0.707285 ± 49	0.706405	0.119	0.512370 ± 20	0.512324	-4.64	1266				
101-97	83	75.90	404.57	3.79	20.08	0.543	0.706101 ± 33	0.705470	0.114	0.512423 ± 34	0.512361	-3.32	1123				
102-97	83 ± 2	75.24	411.29	3.56	17.81	0.529	0.706587 ± 45	0.705971	0.121	0.512421 ± 29	0.512356	-3.44	1210				
127-97	44 ± 7	151.19	389.94	3.44	19.71	1.122	0.707647 ± 43	0.706930	0.105	0.512388 ± 17	0.512357	-4.35	1079				
1-98	60	140.01	359.68	3.67	20.43	1.127	0.707470 ± 43	0.706509	0.108	0.512379 ± 15	0.512337	-4.37	1122				
9-98	49.9 ± 2	152.48	355.21	3.06	16.94	1.242	0.707302 ± 39	0.706420	0.109	0.512405 ± 17	0.512369	-3.99	1096				
11-98	63.6 ± 1	147.37	414.08	5.48	29.02	1.030	0.707457 ± 40	0.706521	0.114	0.512391 ± 20	0.512343	-4.14	1171				
13-98	55.3 ± 2	203.85	306.94	5.57	27.73	1.922	0.707730 ± 47	0.706092	0.121	0.512396 ± 94	0.512349	-4.14	1251				
TC-98-22	60	239.62	164.33	2.48	15.00	4.221	0.710197 ± 43	0.706591	0.100	0.512414 ± 23	0.512375	-3.63	997				
TC-98-25	62	141.34	385.58	3.37	18.60	1.061	0.707097 ± 54	0.706193	0.109	0.512401 ± 21	0.512358	-3.95	1101				
1-99	70	102.82	432.20	5.03	27.16	0.688	0.707837 ± 40	0.707153	0.112	0.512277 ± 16	0.512226	-6.29	1318				
SO-80	63.4 ± 2	154.87	392.76	4.83	25.18	1.141	0.707317 ± 42	0.706296	0.116	0.512414 ± 18	0.512366	-3.72	1160				

* Análisis realizados en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262; Valor del laboratorio del estándar SRM987: $0.710233 \pm 16^{**}$.

Valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla: $0.511881 \pm 21^{**}$.(**) En las dos últimas cifras. DM parámetros: Goldstein et al. 1984.

Valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.51316$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.214$. Participación en los trabajos analíticos: M. S. Hernández Bernal,

T. Hernández Treviño, J. Morales Contreras y G. Solís Plichardo.

Tabla 6.- Datos isotópicos de rocas graníticas laramídicas y volcánicas terciarias a lo largo del transecto. * °

No. Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Rocas intrusivas laramídes								
SO-2	0.70676	0.512255	-6	37.99	102.06	19.2306	15.6750	38.9738
SO-3	0.70689	0.512156	-7.7	15.2	54.96	18.9103	15.6703	38.6439
SO-5	0.70617	0.512357	-4	24.31	25.12	18.6248	15.6340	38.6549
SO-15						18.8721	15.6206	38.6500
SO-25	0.70571	0.512360	-3.4	17.37	53.84	18.8341	15.6629	38.6768
SO-35						18.8906	15.6554	38.7833
SO-63		0.512260	-6.2	5.53	34.26	19.0762	15.6576	38.7181
SO-64	0.70669			8.68	44.86	19.0074	15.7055	38.8535
MA-1						18.6080	15.6000	38.6150
Rocas volcánicas terciarias								
SO-14	0.70626	0.512391	-4.5	10.13	20.94	18.9048	15.6332	38.6922
SO-28	0.70559	0.512388	-3.4	10.13	26.17	18.7790	15.6305	38.5672
SO-40	0.70559	0.512555	-1.2	30.39	62.81	18.8476	15.6372	38.6551
SO-41	0.70547	0.512522	-1.6	11.05	22.84	18.8035	15.6271	38.6143
SO-48	0.70461	0.512572	-0.6	27.01	41.87	18.4755	15.5795	38.4062
SO-60	0.70382	0.512910	5.5	30.39	31.40	18.8219	15.6070	38.4670
SO-106						18.8145	15.6308	38.6762

*Estos estudios fueron realizados en los laboratorios de la Universidad de Texas en Austin por Fred McDowell y Todd Housh

° Asumiendo una relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0.14 que representa el valor promedio de la corteza.

empobrecido (DM) y se muestran en la Tabla 5. Asimismo, se presenta una gráfica de los valores de las edades modelo contra distancia a la costa (Fig. 38), la cual no presenta un arreglo definido de las edades modelo; ésto probablemente sea debido a lo heterogéneo de los granitos antiguos del basamento. El rango de los valores varía entre 897 y 1318 Ma, indicando diferentes contribuciones de componentes corticales antiguos en la generación de los magmas de los granitos, posiblemente del Cratón de América del Norte.

Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras estudiadas varían de 0.705470 a 0.707153. Los tres valores más bajos corresponden a tonalitas localizadas en la costa, en la región de San Carlos, las cuales son también las rocas más antiguas que se colectaron (muestras 101-97; 102-97 y SO-25). Los valores más altos para los intrusivos corresponden a dos muestras de granito, una en la porción central del transecto en la región de La Dura, con valores de 0.707153 (muestra 1-99), y la otra muestra fue colectada en las cercanías del poblado de San Javier en la porción central del transecto, con valores de 0.70689 (muestra SO-3, en la Lámina IIA). Los valores antes mencionados de isótopos de estroncio son muy similares a los obtenidos por Valencia (1998) para rocas intrusivas del terreno Cortés, y a otros valores obtenidos por Schaaf et al. (en preparación), para rocas plutónicas laramídicas en el noroeste de Sonora (Fig. 39). El valor más alto de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, corresponde a un intrusivo porfídico de andesita de la Formación Tarahumara, la cual se considera cogenética con los intrusivos laramídicos de granitoides (muestra 1-99), localizado en la porción media del transecto (Lámina II), al sureste de Suaqui Grande.

Los valores obtenidos de ϵNd para las muestras estudiadas son todos negativos y varían de -3.32 (muestra 101-97) a -7.7 (muestra SO-3). El valor menos negativo es de -3.32 y corresponde a una tonalita colectada en la costa de Sonora, en la región de San Carlos, mientras que el valor más negativo de -7.7 es de una cuarzodiorita localizada en la vecindad del poblado de San Javier (Lámina IIA). La muestra SO-63, tiene un valor de ϵNd de -6.2 y corresponde a un granito de dos micas. Únicamente se analizaron por isótopos dos muestras de rocas volcánicas o intrusivas porfídicas de la Formación Tarahumara, que son las muestras 1-99 y la 58-96. La primera dio un valor muy negativo de ϵNd de -6.29 y la segunda (la muestra 58-96) dio un valor de -4.64, muy similar a los de los intrusivos del batolito Larámide.

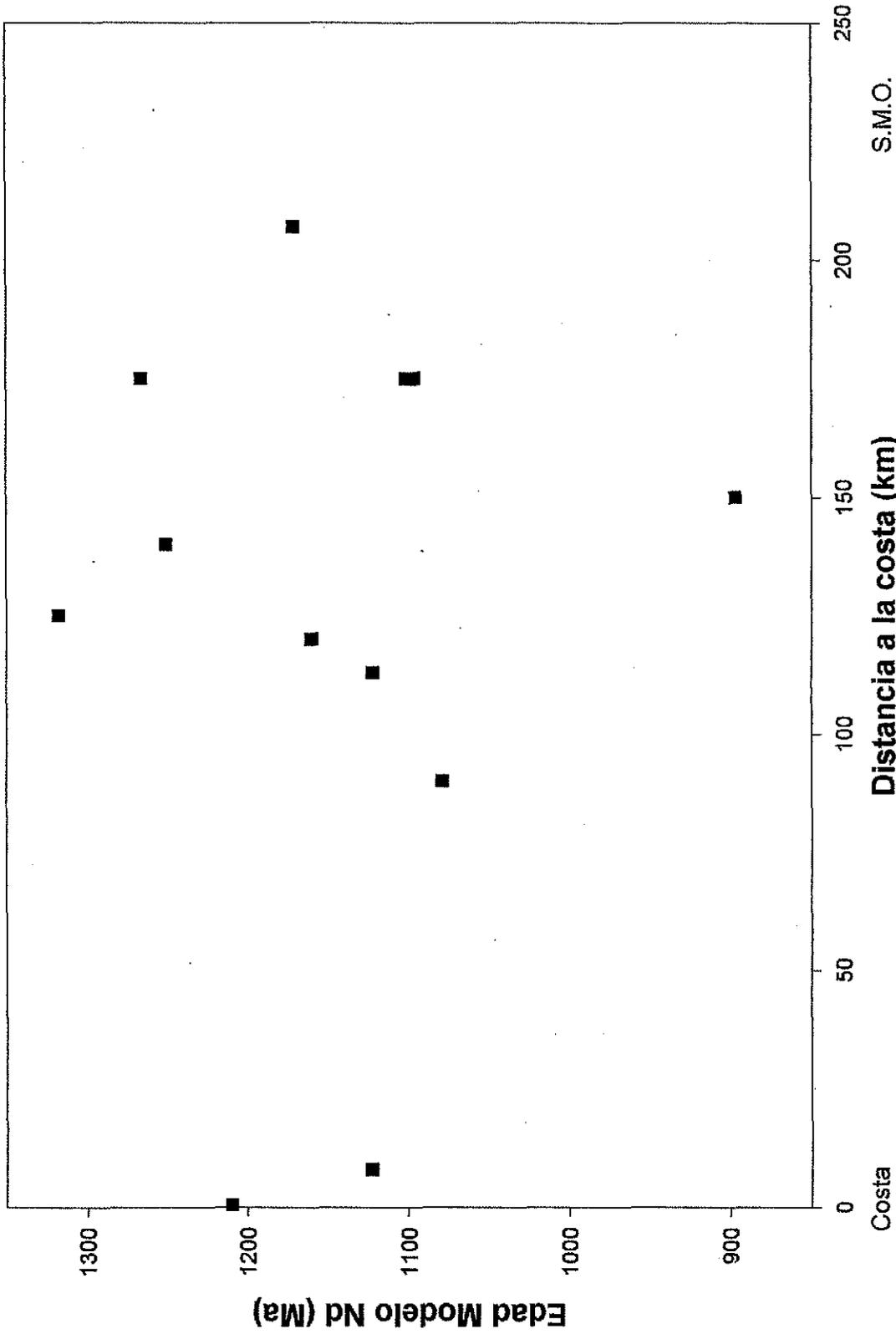


Figura 38.- Valores de edades modelo de las rocas intrusivas de Nd respecto al manto empobrecido (Goldstein et al. 1984) a lo largo del transecto graficados contra la distancia perpendicular a la costa. Los valores numéricos pueden verse en la Tabla 4.

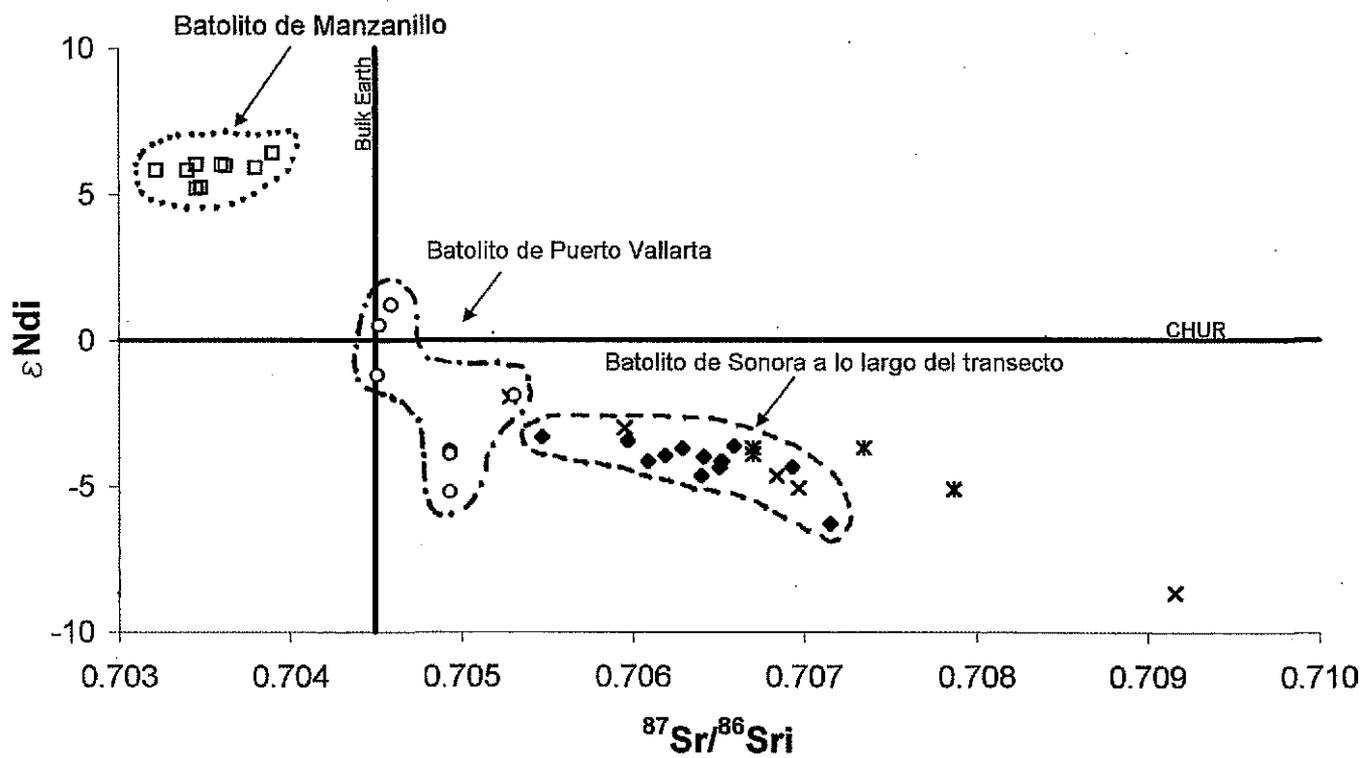


Figura 39.-Valores ϵ_{Ndi} vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ para rocas intrusivas a lo largo del transecto (\blacklozenge); Noroeste de Sonora (\times) Schaaf et al. (en prep.); (\times) Terreno Cortés (Valencia, 1998); (\square) Batolito de Manzanillo (Schaaf, 1990); y (\circ) Batolito de Puerto Vallarta- Región Central (Schaaf, 1990).

Con el fin de estudiar si existen variaciones laterales con la longitud se prepararon dos gráficas, una de $\epsilon\text{Nd}/\text{Longitud}$, y la otra de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}/\text{Longitud}$ las que se muestran en la Figura 40. En ambas gráficas se observan variaciones notables desde las tonalitas de la costa (longitud $111^\circ 15'$), con valores de ϵNd de -3.32, los que hacia el oriente (longitud $109^\circ 7'$) se tienen valores de -7.7, para posteriormente aumentar los valores en la porción oriental (longitud $108^\circ 6'$), con valores de -4.14. Los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presentan los valores más bajos en la costa (longitud $111^\circ 15'$) que tienen valores más bajos, variando de 0.70547 a 0.70571. Hacia la porción media (longitud $109^\circ 8'$) del transecto estos valores aumentan hasta 0.70715. Más hacia el oriente el valor de la relación de estroncio disminuye a 0.70652 (longitud $108^\circ 6'$) en la Sierra Madre Occidental, como se muestra en la Figura 40.

5. Información isotópica para las rocas volcánicas terciarias.

Las rocas volcánicas terciarias incluyen la secuencia oligocénica de la Sierra Madre Occidental que consiste de rocas piroclásticas félsicas y derrames máficos intercalados; también en este grupo se incluyen derrames de rocas máficas intercaladas con clásticos de la Formación Báucarit de edad miocénica. La idea de analizar estas rocas fue con el fin de entender la evolución del magmatismo durante el Terciario, durante la migración del arco hacia el oriente y su regreso hacia la costa durante el Mioceno Tardío.

Aunque no fue el objetivo principal del trabajo, se colectaron algunas muestras de rocas volcánicas terciarias a lo largo del transecto obteniéndose datos isotópicos para 9 de ellas, mismas que se muestran en la Tabla 6 (datos obtenidos en la Universidad de Texas en Austin), y en la Tabla 7 (datos obtenidos en el LUGIS). En términos generales se puede ver que los valores de ϵNd para las rocas volcánicas terciarias son mayores que los obtenidos para los intrusivos y variando de -0.6 a -4.5, los cuales son muy diferentes a los obtenidos para los intrusivos laramídicos, que se muestran en la Figura 41. Los valores de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían de 0.70382 a 0.70726. La muestra SO-60 es isotópicamente muy diferente a las demás rocas volcánicas y corresponde a un basalto toleítico de la Formación Báucarit, con una edad de 8.5 Ma. Esta roca es muy similar a las toleítas reportadas en la Sierra de Santa Úrsula. Con la información de campo fue posible graficar estos datos

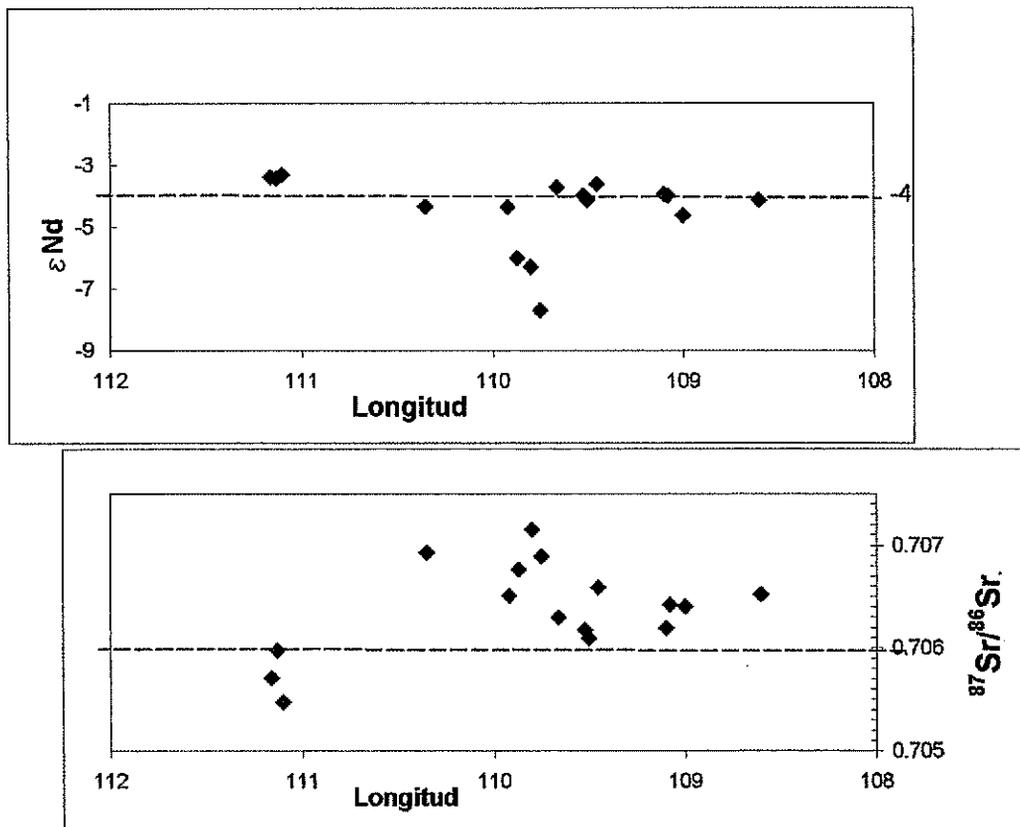


Figura 40.- Variación de los valores isotópicos con la longitud, en el diagrama superior se muestran los valores de ϵNd y en el inferior los de $^{87}Sr/^{86}Sr$. Los valores numéricos se pueden ver en las Tablas 4 y 5. Las líneas discontinuas son sólo referencias, valor -4 para ϵNd y 0.706 para el valor de $^{87}Sr/^{86}Sr$. Las coordenadas UTM se pueden ver en el índice.

Tabla 7.- Datos isotópicos de rocas volcánicas de la Zona Oriental a lo largo del transecto o en su vecindad.*

Muestra	Edad Ma ±	Concentración (ppm) (Dilución Isotópica)				$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{149}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd Inicial
		Rb	Sr	Sm	Nd	± σ	± σ	± σ	Inicial	± σ	± σ	Inicial	Inicial	
TC-99-01	29 ± 0.8	96.17	547.67	8.01	40.85	0.508	0.706010 ± 35	0.705801	0.119	0.512567 ± 16	0.512644	0.512644	-1.10	
TC-99-02	17 ± 0.6	40.59	873.69	6.96	37.17	0.134	0.704918 ± 33	0.704885	0.113	0.512628 ± 19	0.512615	0.512615	-0.01	
TC-99-03	22 ± 0.6	62.01	725.26	8.59	46.86	0.247	0.706311 ± 36	0.706234	0.111	0.512521 ± 19	0.512505	0.512505	-2.04	
8-99	27 ± 0.7	121.85	334.67	3.48	19.79	1.054	0.704918 ± 33	0.704514	0.106	0.512383 ± 12	0.512364	0.512364	-4.66	

*Análisis realizados en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. Valor del laboratorio del estándar SRM987: $0.710233 \pm 16^{**}$. Valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla: $0.511881 \pm 21^{**}$. (***) En las dos últimas cifras. Participación en los trabajos analíticos: G. Sólís Pichardo M. S. Hernández Bernal, T. Hernández Treviño y J. Morales Contreras. +) Las edades K/Ar son preliminares y fueron obtenidas por H. Bellon, en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Bretagne Occidentale (UBO), Francia.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

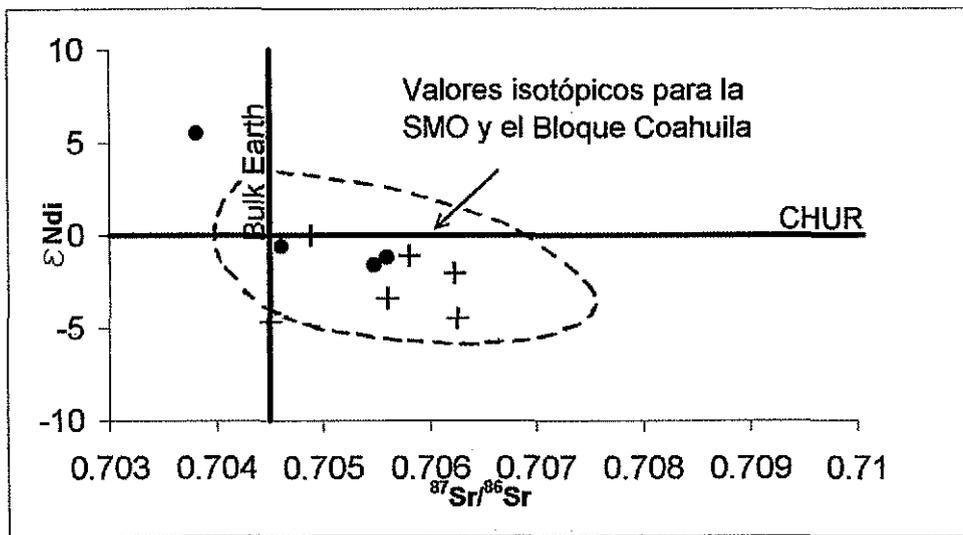


Figura 41.- Valores ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas volcánicas a lo largo del transecto. Se comparan estos datos con información isotópica para rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMO) y el bloque Coahuila (McDowell et al., 1999) (+) Roca volcánica máfica de la Sierra Madre Occidental (SMO); (●) Roca volcánicas máficas asociadas a Sierras y Cuencas (Fm. Báucarit) y al proto-Golfo (muestra SO-60)

separando las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (Oligoceno), de las rocas máficas asociadas a clásticos rellenando cuencas (Formación Báucarit) de edad Mioceno Medio a Tardío (Fig. 41).

VII. EVOLUCION DEL PALEOARCO LARAMÍDICO DEL NOROESTE DE MÉXICO: HIPÓTESIS.

1. Evolución petrogenética.

Durante el Cretácico Tardío-Terciario temprano el noroeste de México fue un margen activo, donde la placa oceánica de Farallón subdujo a la placa continental de América del Norte (Atwater, 1989). Esta subducción dio lugar a la formación del arco laramídico continuando este proceso durante el Terciario temprano, dando lugar a la formación de rocas volcánicas calcialcalinas. Para un arco de margen continental, los valores de ϵNd y de ϵSr de las rocas graníticas cambian de una manera gradual, desde valores similares a aquellos de arcos primitivos con valores de ϵNd positivos y ϵSr bajos, progresando a valores de rocas cristalinas en rocas antiguas precámbricas, con valores de ϵNd negativos y ϵSr altos (De Paolo y Farmer, 1984).

Los valores de las tierras raras obtenidos para las rocas intrusivas y volcánicas laramídicas muestran un patrón típico de un arco de margen continental, con un enriquecimiento moderado de tierras raras ligeras. La anomalía de europio sólo se presenta en algunas de las muestras, lo que sugiere una fuerte remoción de la plagioclasa en la fuente fundida.

Por otro lado los datos isotópicos muestran que los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son claramente altos y los valores de ϵNd son negativos, por lo que en un diagrama de ϵNd contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 39), todos los puntos se ubican en el cuadrante inferior derecho (cortical). Esta información indica que las rocas de este arco fueron generadas con la participación importante de corteza continental ignea-metamórfica de composición félsica. Estos valores son muy similares a los obtenidos de rocas intrusivas laramídicas emplazadas en el Cratón de América del Norte y el Terreno Cortés (Valencia, 1998) y al terreno Caborca (Schaaf et al. en prep.). A lo largo del transecto se observaron variaciones de los valores isotópicos con la longitud lo que se interpreta como debido a cambios en la composición de la corteza, o bien a una mayor asimilación de la misma corteza. Uno de los cambios más notables se localiza en la porción costera en el área de San Carlos, donde afloran rocas tonalíticas, aquí se obtuvieron los valores menos negativos de ϵNd y valores

bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, estos datos sugieren la presencia de una corteza menos evolucionada o más joven.

A continuación se comentan los modelos petrogenéticos posibles que pudieron generar las rocas ígneas del arco larámide.

a) Fusión parcial en el manto superior.

Esta hipótesis se aplica en la génesis de magma en arcos oceánicos donde no existe la intervención de corteza continental (Wilson, 1989). Sin embargo, la fusión parcial del manto no se considera como un mecanismo de generación de las rocas ígneas del arco, con base en las características geoquímicas e isotópicas del arco Larámide, como son valores altos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y valores negativos de ϵNd .

b) Anatexis en la corteza inferior.

Este es otro de los posibles modelos de cómo se pueden generar las rocas ígneas del arco Larámide. En este caso los componentes del manto son eliminados. De esta manera los líquidos generados en la base de la corteza continental, alcanzan la composición de tonalitas hasta granitos sin fraccionamiento significativo. Un origen como el indicado en este modelo ha sido atribuido para las rocas riolíticas de la Sierra Madre Occidental (Ruiz et al., 1988), aunque dichas rocas tienen una firma calcialcalina.

Wyllie (1977), ha reinterpretado complejos graníticos de la Cordillera como derivados de fusión de la corteza inferior, y concluye que problemas termales y la presencia de cantidades pequeñas de diorita, gabro y sus equivalentes hidratados argumentan en contra de fusión de corteza para muchos de estos complejos. Por otro lado Valencia-Moreno et al, (2001), proponen que hay una correspondencia clara en las composiciones isotópicas de Sr y Nd entre los granitos del sur de Arizona y los del noroeste de México con la composición de los xenolitos corticales en rocas volcánicas jóvenes del sur de Arizona y el norte de México, lo que se presenta como una sugerencia genética provocativa. El mismo autor presenta datos de valores isotópicos de xenolitos de la corteza inferior para explicar que sólo con la fusión de rocas de la corteza inferior (representada por los xenolitos) se

puede explicar todo el espectro de firmas isotópicas observadas en las rocas graníticas Larámides.

Valencia-Moreno et al., (2001), consideran que ésta es la explicación más viable para explicar el origen de estas rocas, pero fusiones del manto relacionadas a subducción que parcialmente funden la corteza inferior y quizás subordinadamente mezcladas con ella pueden también estar involucradas.

Otros autores, como Smith et al., (1996), reportaron datos isotópicos para xenolitos de piroxenitas y granulitas del manto y de la corteza profunda bajo la porción norte central de México, tratando de explicar el origen de la corteza del Cenozoico medio (30 Ma). La composición isotópica de las piroxenitas y las granulitas sin granate varia en ϵNd de - 1.2 a 1.4 y en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7044 a 0.7056 (diagrama 6A, Smith et al., 1996). Por otro lado los granitos con edad del Mesozoico al Terciario temprano a lo largo del transecto presentan valores más negativos de ϵNd (- 3.32 a - 6.29) y valores más altos de la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7072 a 0.7077). Se considera que al corregir estos valores por edad de Cenozoico (30 Ma) a Mesozoico (60-80 Ma) no presentaría mucha variación. De lo anterior se concluye que los valores isotópicos de las rocas graníticas del transecto (Fig. 39) caen fuera del campo de datos isotópicos mostrado por Smith et al., (1996), para xenolitos de la porción norte central de México y por lo tanto no explicarían el origen de los batolitos laramídicos de Sonora a partir de la composición isotópica de estos xenolitos.

En un diagrama de variación de las relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para rocas de la corteza inferior presentado por McDowell et al. (1999), fueron graficados los valores de 8 intrusivos larámides, la mayor parte de ellos coinciden con el campo indicado para los xenolitos de ortogneises y paragneises (campo más radiogénico) de la localidad de La Olivina, Chihuahua (Cameron et al., 1992).

En el presente estudio se considera difícil explicar cómo es que la composición de los xenolitos en grandes volúmenes no sufrieran cambios (mezcla o contaminación) al atravesar la corteza y salir a la superficie como rocas volcánicas, o bien quedar en la corteza como rocas intrusivas. Por lo anterior no se considera esta hipótesis como la más viable para explicar el origen de las rocas ígneas del arco Larámide.

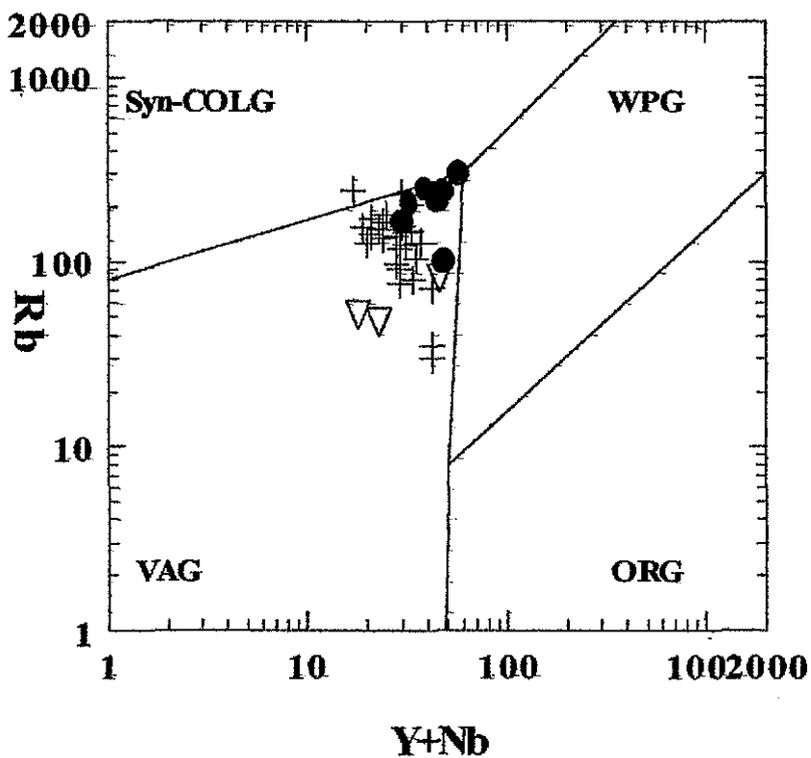
c) Interacción de componentes.

En la interacción de componentes, el manto (de la cuña astenosférica) y la corteza continental están involucrados en la generación de los magmas graníticos, ocurriendo los procesos de fusión, asimilación y homogeneización y que la cristalización fraccionada se presenta después de completar la homogeneización (Hildreth y Moorbath, 1988). En este modelo las rocas tienen firmas de la corteza y del manto, tal y como se ha observado en este estudio. Damon et al. (1983), consideran un origen en el manto para el magma calcialcalino con diferenciación y asimilación cortical, para los batolitos del Mesozoico al Terciario temprano de Sonora.

En este trabajo se considera esta hipótesis como el modelo más probable para generar las rocas laramídicas y algunas de las rocas volcánicas terciarias que afloran en el transecto, pues se estima improbable que un magma calcialcalino derivado de la cuña astenosférica del manto pueda penetrar la corteza sin ninguna interacción. Con el fin de caracterizar el ambiente de intrusión de los batolitos a lo largo del transecto estudiado se preparó el diagrama de Pearce et al., (1984), graficando Rb vs. Y+Nb resultando que la gran mayoría de los intrusivos caen claramente en el campo de los granitos de arco volcánico (Fig. 42). Además, para probar si hubo mezcla de componentes magmáticos en los intrusivos, se construyó un diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr} \times 10^{-3}$ (Schaaf, comunicación personal), observándose una tendencia leve de los puntos graficados, lo que se interpreta como que sí hubo mezcla de componentes y apoyaría esta posibilidad (Fig. 43). Es claro que sin la muestra TC-98-22, con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7098, el resto de los puntos sólo sería un agrupamiento amorfo.

La idea de la génesis de las rocas graníticas en el manto es favorecida por Thompson et al., (1984), quienes basan su hipótesis sobre evidencias geofísicas y geoquímicas citando una reflexión sísmica en perfiles a lo largo de complejos batolíticos en el suroeste de los Estados Unidos. Estos reflectores son capas subhorizontales a una profundidad de 6-10 km, los que se han interpretado como gabros estratiformes.

Aunque a lo largo del transecto no se observaron gabros se conoce en la literatura que en la porción costera de Sonora y en la Isla Tiburón se han reportado este tipo de rocas con firmas isotópicas muy primitivas y edad de 81 Ma (Schaaf et al., en preparación). Por otro



Batolito de Sonora:

- Valores de Rb por dilución isotópica
- + Valores de Rb por fluorescencia de Rayos X
- ▽ Batolito de Manzanillo

Figura 42.- Ambiente de intrusión y características de elementos traza, para granitos a lo largo del transecto, comparados con el batolito de Manzanillo (Schaaf et al., 1995). Diagrama de Pearce et al. (1984) ORG- Granitos de Cordilleras Océánicas; VAG- Granitos de Arco Volcánico; WPG-Granitos intraplaca; syn-COLG-Granitos sincolisión

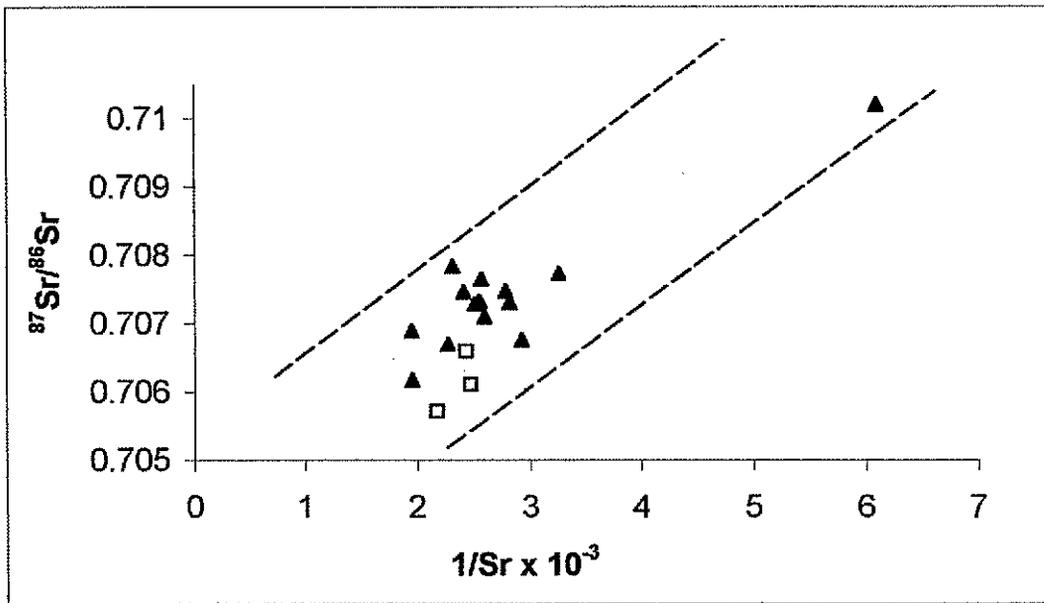


Figura 43.- Gráfica de $1/\text{Sr} \times 10^{-3}$ contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (actual) para los intrusivos laramídicos estudiados a lo largo del transecto. (\square) Muestras en la costa; el resto hacia el oriente (\blacktriangle). Valores de Sr tomados de análisis hechos en este trabajo.

lado, en la porción continental de Sonora, en algunos de los batolitos asociados a posibles "core complexes", se ha reportado la presencia de grandes cuerpos de gabros, interdigitados con granodioritas, como en el batolito de la Sierra de la Madera (Roldán-Quintana, 1994). Otro batolito en el centro de Sonora, donde se ha reportado la presencia de gabros corresponde a la porción sur del Batolito del Jaralito (Radelli et al., 1985). Es evidente que en ambos casos la erosión ha sido intensa, exponiendo las partes profundas de los batolitos. A lo largo del transecto, la cubierta volcánica terciaria ha protegido a los batolitos de una erosión profunda.

Quizás uno de los argumentos más contundentes a favor de la interacción del manto y la corteza en la génesis de los batolitos es la geometría de los mismos. Es bien conocido que la franja de batolitos mesozoicos se extiende desde Alaska, el oeste de Canadá y de los Estados Unidos, hasta el noroeste de México (Bateman and Clark, 1974; Hamilton y Bradley, 1967 y Damon et al., 1983). Los batolitos están expuestos en grandes franjas de dimensiones continentales, las que sólo se pueden generar por procesos de subducción en los que interviene el manto en la génesis de dichos cuerpos graníticos como es el caso de los Andes en Sudamérica (Harmon et al., 1984). Difícilmente se podría explicar esta geometría utilizando otros procesos de generación de magma.

2. Evolución temporal.

a) Evolución temporal de eventos Cretácico Tardío-Terciario.

Para este intervalo de tiempo se tienen 32 edades isotópicas, y es durante este período cuando ocurrió el magmatismo laramídico. De este número de edades se fecharon muestras tanto de rocas intrusivas como de rocas volcánicas laramídicas (Fig. 12). Para poder comprender mejor la evolución temporal del magmatismo laramídico a lo largo del transecto se preparó la Figura 44, donde se resume la información que se conoce sobre las edades y tipo de roca ígnea; también aquí se sintetiza la información disponible sobre la deformación y se refiere el escenario en el contexto de la tectónica de placas.

Como primera observación, en la Figura 44 se aprecia que las edades más antiguas obtenidas corresponden a rocas volcánicas de composición intermedia de la Formación

El paso de la junta triple de Rivera

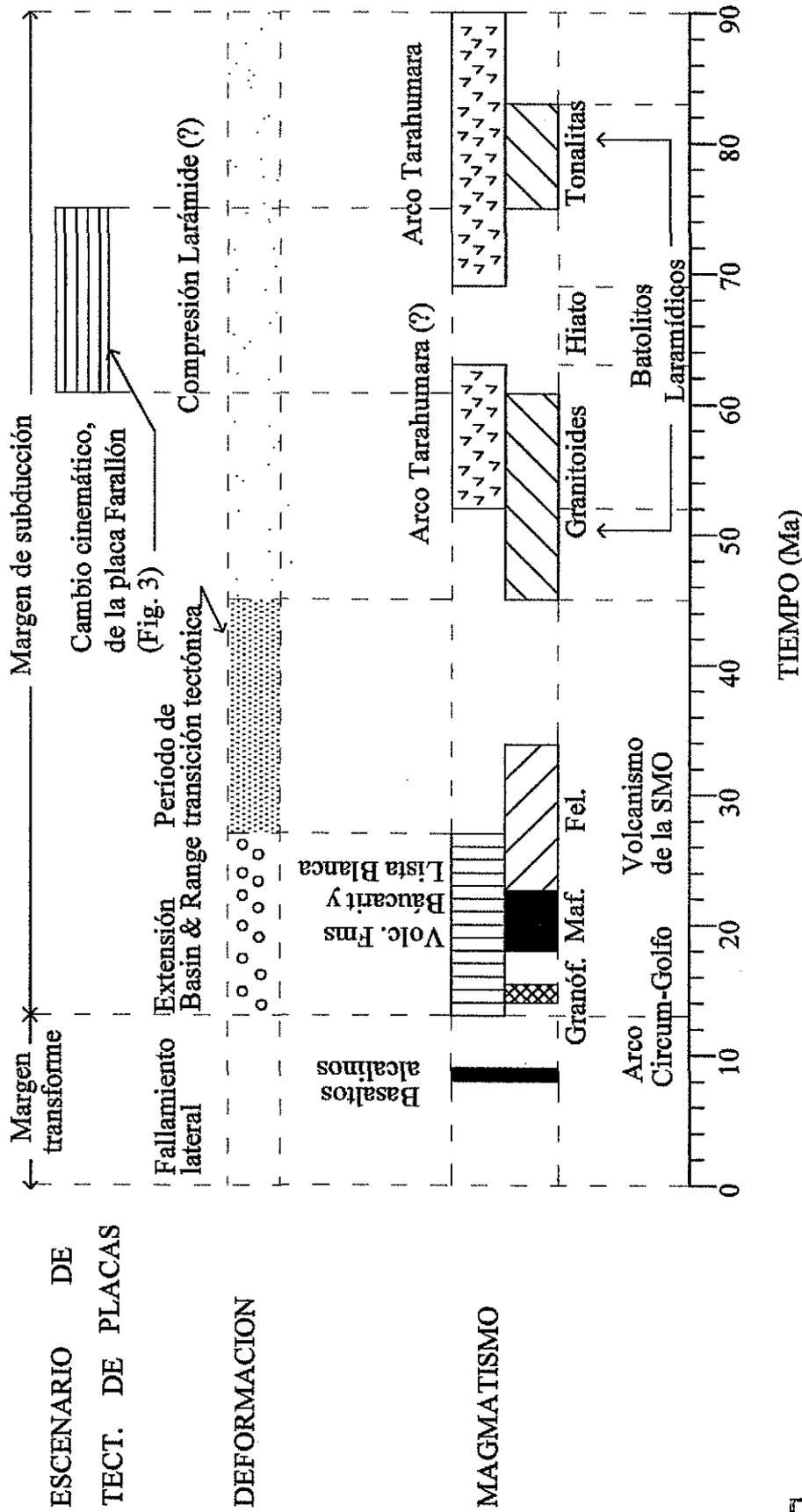


Figura 44.- Eventos tectónicos y magmáticos a lo largo del transecto. Los límites del magmatismo están definidos con base en muestras fechadas. Un episodio inicial de compresión es solamente inferido, pues no hay evidencias en las rocas de esa edad. El paso de la junta triple en esa latitud se supone ocurrió aproximadamente hace 13 Ma, siguiendo la reconstrucción de Stock y Hodges (1989). Diagrama modificado a partir de Gans (1997).

Tarahumara, lo que nos hace suponer que desde hace 90 Ma esta porción de México fue un margen activo y ya existía un arco volcánico de margen continental.

En el mismo diagrama (Fig. 44), se puede observar que las edades de las rocas intrusivas y las volcánicas de la Formación Tarahumara coinciden temporalmente (aunque no en la misma longitud geográfica), en el intervalo de 69 a 83 Ma. Las rocas intrusivas más antiguas (83 Ma), corresponden isotópicamente a las rocas menos evolucionadas (con una menor influencia de la corteza continental), lo cual se ha interpretado (Valencia-Moreno et al., 2001) como si fuera el borde del cratón, o bien a la formación incipiente del arco. Más hacia el oriente a 120 km de la costa, las rocas intrusivas ya presentan características isotópicas más evolucionadas lo que se explica como el resultado de la interacción con corteza continental (Cratón de América del Norte).

Otro problema que se visualiza es el hecho que a partir de la distancia perpendicular a la costa hasta ± 140 km, las edades van disminuyendo hasta 49 Ma, para posteriormente volver a aumentar más hacia el oriente a ± 180 km de la costa, a aproximadamente 200 km se tiene una edad de 63.6 Ma (Fig. 13). Estos cambios en las edades no son congruentes con un proceso de subducción simple ya que se esperaría que los valores de las edades continuaran disminuyendo de manera uniforme hacia el oriente si fuera un simple proceso de subducción. Para tratar de explicar este aparente problema es necesario tener más edades a lo largo de otras secciones paralelas hacia el norte y hacia el sur y así poder evaluar de una manera más integral su comportamiento.

De acuerdo con la información de que se dispone, el paso del magmatismo laramídico es transicional. A lo largo del transecto se tiene un lapso de tiempo entre 44 y 33 Ma donde no se tienen datos (Fig. 12), aunque en el campo, en algunas localidades de la Hoja Santa Rosa se observó una discordancia erosional entre las rocas volcánicas laramídicas y las del Terciario, donde las primeras muestran alteración y una mayor deformación manifestada en una mayor inclinación, mientras que las volcánicas terciarias no están alteradas y se encuentran en posición casi horizontal (Lugo-Zazueta, 2001). Hacia el norte, fuera del transecto y sobre la carretera Río Yaqui-Tepoca, se conoce de la existencia de una toba rica en cristales con una edad K/Ar de 55 Ma (muestra SO-13); sin alteración hidrotermal y aparentemente concordante con la secuencia oligocénica de la Sierra Madre Occidental. Lo

anterior puede interpretarse como que hubo un período de erosión importante entre el Eoceno y el Oligoceno. Aunque como ya se ha venido mencionando, el magmatismo terciario de la Sierra Madre Occidental también es de naturaleza calcialcalina.

b) Esbozo de un modelo evolutivo.

Básicamente existen dos casos extremos de modelos de subducción en arcos magmáticos actuales: **(1) Subducción de arcos oceánicos.** Estos se presentan en arcos oceánicos, con un plano de subducción fuertemente inclinado ($70-80^\circ$) y una anchura del arco volcánico reducida (100-200 km). Ejemplos de este tipo de subducción son los arcos de Nueva Hébrides y el de Izu-Bonin en el Pacífico Occidental (Isacks y Barazangi (1977); **(2) Arcos de tipo andino.** Estos son arcos de margen continental, donde el ángulo del plano de subducción es poco inclinado ($20-30^\circ$) y la anchura del arco volcánico es amplia (600-1000 km) (Cross y Pilger, 1982).

En esta investigación se considera que el modelo de subducción para el paleo-arco Larámide en el sur de Sonora, deberá ser más parecido a los de tipo chileno, en base a los siguientes aspectos: (1) La naturaleza calcialcalina de los productos magmáticos y la composición intermedia de sus lavas; (2) La anchura de más de 500 km del arco magmático y (3) Las características isotópicas de este magmatismo que actualmente se conocen, en particular para las rocas intrusivas a lo largo del arco. Es obvio que la geología de ambas regiones no es tan similar si se analiza en detalle.

Tradicionalmente, al arco Larámide en los Estados Unidos se le han estimado velocidades de convergencia altas (6-12 cm/año), en base en edades de anomalías magnéticas en el lado oceánico (Jurdy, 1984). Asimismo a la subducción de la Placa Farallón se le atribuyen tres cambios en la dirección de convergencia; la primera, entre 80 y 60 Ma fue de dirección casi norte-sur; la segunda entre 60 y 40 Ma cambió a una dirección $N80^\circ E$; y la tercera entre 40 y 10 Ma de dirección $N15^\circ E$ (Jurdy, 1984).

Al comparar los datos químicos en diagramas de variación de sílice entre las rocas volcánicas de la porción central de los Andes en América del Sur y los análisis correspondientes para las rocas graníticas mesozoicas de la porción centro oriental del Batolito de la Sierra Nevada, los resultados son similares (Hamilton, 1969). Esta similitud

permitió concluir al autor anterior que el campo volcánico de la porción central de los Andes representa un modelo moderno análogo al que formó los batolitos cretácicos del oeste de América del Norte.

VIII. DISCUSIÓN.

En el noroeste de México, la existencia de rocas ígneas calcialcalinas de edad mesozoica y terciaria asociadas a procesos de subducción ha sido descrita por Anderson y Silver (1978), Damon et al., (1983), Henry (1975), Henry y Fredrickson (1987), Mc Dowell y Clabaugh (1979) y McDowell et al., (2001), entre otros. El aporte principal del presente trabajo consiste en que por primera vez se realizó un estudio geológico, geocronológico y geoquímico sistemático de las rocas ígneas del Mesozoico al Terciario tardío a lo largo de un transecto perpendicular a la actual línea de costa. Con base en la geología regional, posición geográfica y edades y firmas isotópicas, fue posible definir la presencia de tres arcos magmáticos, uno del Mesozoico (Cretácico Tardío) y dos del Cenozoico. En esta interpretación se puede argumentar que el transecto sólo tiene 15 km de ancho, sin embargo en la interpretación de estos rasgos magmáticos se utilizó mucha de la información disponible fuera del transecto.

El transecto estudiado permitió tener una visión regional de la evolución de una margen continental activa desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Tardío en esta porción del noroeste de México. La distribución de la geología en franjas o cinturones bien definidos se considera resultado de los procesos de subducción. A lo largo del transecto, el arco más antiguo es el arco volcánico Tarahumara que aflora en las regiones Central y Oriental, el cual representa un arco de margen continental genéticamente asociado al Batolito Compuesto Larámide de Sonora (BCLS) (Fig. 44). El BCLS evolucionó en dos etapas, la primera entre 75 y 83 Ma, que corresponde a intrusivos que afloran en la porción más occidental del transecto y está representada por tonalitas con firmas isotópicas poco evolucionadas. Las tonalitas posiblemente se relacionen a una etapa primitiva en el desarrollo del arco o a un zoneamiento magmático, como sucedió en el arco japonés (Hugo Delgado, comunicación personal, 2001). En las regiones Central y Oriental, la composición de los intrusivos cambia a granitos y granodioritas con edades entre 44 y 60 Ma, y cuyas firmas isotópicas son más evolucionadas. Estos cambios se reflejan en las edades isotópicas, las que presentan un salto de 83 a 65 Ma, aproximadamente a 100 km de la costa. Estos cambios parecen coincidir con un reacomodo de la placa Farallón que cambia

su dirección de subducción de N-S a NE durante ese tiempo (Engebretson et al., 1985, Atwater, 1989).

Durante el desarrollo de este primer arco mesozoico se ha definido un hiato magmático para las rocas volcánicas e intrusivas entre 63 y 69 Ma. Esta ausencia de magmatismo ha sido atribuida a cambios cinemáticos de la Placa Farallón (Figs. 12 y 44). Aunque bien podría argumentarse que se tienen muy pocas edades isotópicas para hacer esta interpretación.

El volcanismo del Eoceno-Paleoceno en el noroeste de México ya había sido identificado como muy extenso por Aguirre y McDowell, (1991). Las rocas volcánicas asociadas al batolito pueden dividirse en dos unidades, la más antigua entre 70 y 90 Ma, corresponde a la Formación Tarahumara compuesta de lavas y tobas principalmente de composición dacítica y andesítica, con niveles sedimentarios intercalados y presentando una alteración hidrotermal penetrante. La segunda unidad volcánica definida entre 52 y 63 Ma, sin nombre formal, está constituida únicamente por gruesos espesores de tobas riolíticas, sin alteración hidrotermal y estratigráficamente encima de la Formación Tarahumara. Sin embargo en este trabajo se considera que ambas unidades, aunque son de diferente edad corresponden al mismo arco magmático y tienen una relación genética con los batolitos laramídicos.

En el trabajo presente se reportan datos que sugieren que las intercalaciones de caliza, lutitas y areniscas fueron depositadas en lagos de agua dulce.

Otra contribución importante de esta investigación consiste en que por primera vez se prueba que las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara y los batolitos laramídicos fueron formados contemporáneamente y por el mismo proceso magmático, esto con base en la similitud de la información geográfica, geoquímica e isotópica.

Durante el Cenozoico se formaron dos arcos magmáticos de margen continental. El más antiguo y de mayores dimensiones, es el de la Sierra Madre Occidental (SMO) en la Región Oriental, cuyos afloramientos se extienden hacia el oriente fuera del transecto. El segundo arco es más joven y de menores dimensiones y corresponde al Arco Circum-Golfo, el cual se localiza en la Región Occidental.

Para las rocas volcánicas de la SMW, se consideró que investigando algunos datos químicos e isotópicos se pueden inferir los eventos que sucedieron después del emplazamiento de los intrusivos laramídicos a fines del Eoceno Medio. La edad de las rocas volcánicas de la SMW a lo largo del transecto varía de 18 a 34 Ma (Oligoceno Temprano a Mioceno Temprano), y son de naturaleza calcialcalina (Fig. 31).

Las rocas volcánicas del Arco Circum-Golfo que afloran en la costa de Sonora sólo representan una porción del mismo, ya que la otra parte se localiza en la región oriental de Baja California, la cual fue separada durante la apertura del Golfo de California. El arco Circum-Golfo contiene dos secuencias: (1) Una sección de rocas volcánicas félsicas y máficas de naturaleza calcialcalina con edades entre 11 y 23 Ma y (2) Otra sección de rocas volcánicas e intrusivas más jóvenes que consisten en basaltos, e intrusivos granofíricos de naturaleza alcalina con edades entre 8.5 y 14 Ma. Este segundo grupo de rocas se considera asociado a la apertura del proto-Golfo de California, en particular la muestra SO-60 en la región de Pozo de Leyva (Lam. I), que corresponde a un basalto de olivino, con una edad de 8.5 Ma y con una firma isotópica oceánica con un valor de ϵNd de + 5.5. Tanto los granófiros como el basalto parecen estar relacionados a la formación del Graben de Empalme (Fig. 8 y Lám. 1), el cual se considera está asociado al proto-Golfo de California.

El paso de un régimen de compresión a uno en extensión se ha estimado aproximadamente a los 13 Ma, tiempo en el que hay un cambio en la composición del magmatismo, de calcialcalino a alcalino (Gans, 1997, Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998).

Hacia el oriente en la Región Central, se identificaron rocas volcánicas (10-27 Ma) contemporáneas a las del arco Circum-Golfo, aquí se encuentran intercaladas con secuencias clásticas depositadas en cuencas orientadas NW-SE. Estas asociaciones litológicas tienen un significado tectónico importante pues representan una secuencia de tras-arco y ha sido demostrado que dichos rellenos clásticos y las rocas volcánicas máficas intercaladas tienen una relación genética clara con el evento extensional de Cuencas y Sierras (McDowell et al., 1997).

Aunque desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno la subducción estuvo activa en el noroeste de México y produjo los diferentes arcos magmáticos, la naturaleza de la placa

que subdujo siempre fue diferente en edad y probablemente en composición, lo que refleja diferencias en la composición química e isotópica de dichos arcos. Aunque la mayor parte de estas rocas son calcialcalinas, estas muestran cambios notables en sus patrones de tierras raras. Así por ejemplo entre las rocas volcánicas de la SMW (Región Oriental) y los granófiros (Región Occidental), las primeras no muestran la anomalía de europio, mientras que los granófiros presentan una anomalía bien desarrollada (Figs. 35 y 36).

En cuanto a sus datos isotópicos, los valores de ϵ_{Nd} para las rocas volcánicas terciarias son menos negativos que los obtenidos para los intrusivos, variando de + 5 a -4.5 (Fig. 41), mientras que las relaciones de Sr inicial varían entre 0.7038 a 0.7072; este cambio en los valores isotópicos se considera relacionado al inicio de la extensión, que produjo un mayor aporte de material del manto.

Por lo que respecta a los batolitos, esta tesis constituye el primer trabajo de investigación donde se estudian los batolitos laramídicos de una manera integral, obteniendo nuevas edades isotópicas, información geoquímica, y lo más importante es que toda esta información se obtuvo a lo largo de un transecto de 300 km de longitud perpendicular al arco Larámide.

La composición litológica de los batolitos laramídicos, varía desde tonalitas y cuarzomonzonitas hasta granitos ricos en cuarzo. Comparando los datos de los intrusivos a lo largo del transecto con los datos para el Batolito de El Jaralito, en el norte de Sonora, los primeros no presentan granitos alcalinos (Fig. 26). Litológicamente son más parecidos al Batolito de Sinaloa (Henry, 1975), aunque isotópicamente son completamente diferentes. Los batolitos laramídicos en el área estudiada no presentan deformación en forma de lineamiento de minerales o brechamiento sintectónico.

Uno de los resultados más importantes derivado del estudio de los intrusivos laramídicos es sin duda el de los resultados isotópicos, ya que muestran relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ relativamente altas entre 0.7055-0.7072 y valores de ϵ_{Nd} negativos entre -3.32 a -7.7, que sugieren la presencia de corteza continental en la génesis de estos intrusivos. Lo anterior tiene importantes implicaciones en cuanto a la geología regional, pues la presencia en el subsuelo del cratón precámbrico podría extenderse hacia el sur por 180 km. Esta distancia se midió a partir de la porción norte de la Sierra de Aconchi, donde afloran granitos,

granodioritas y gneises precámbricos, con edades entre 1.6 a 1.7 Ga (Anderson y Silver, 1979).

Con base en 16 determinaciones isotópicas Sr-Nd de los batolitos laramídicos, éstos se sitúan en el cuadrante inferior derecho de un diagrama ϵ_{Sr} vs. ϵ_{Nd} , siendo sus valores muy similares a los del Terreno Cortés (Valencia-Moreno, 1998) y a los del Terreno Caborca (Schaaf, et al., en prep.). Estos granitos son también similares a los granitoides de la porción norte del Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf y Martínez-Serrano, 1997), aunque el Batolito de Puerto Vallarta presenta una gran variación isotópica. Los granitoides estudiados en el transecto son muy diferentes a los del Batolito de Manzanillo, que tiene una firma isotópica oceánica (Fig. 39). Por último comparando los resultados isotópicos en el transecto con los obtenidos para el Batolito de las Cordilleras Peninsulares, descrito por Silver y Chappell (1988), los valores obtenidos para los granitoides del transecto corresponden con la porción oriental, donde estos autores obtuvieron valores de ϵ_{Nd} entre +5.9 y -6.4 y valores también variables de la relación de los isótopos de estroncio.

En la Región Central se identificó por primera vez un tronco de granito peraluminoso con biotita y muscovita. Estos generalmente se interpretan como producto de fusión de una corteza continental gruesa (Chappell y White, 1974).

Con la presencia de este tipo de granitos en el transecto, se extienden los afloramientos de granitos de dos micas hasta 100 km al sureste de Mazatán, que era el afloramiento que se conocía más al sur de Sonora.

En el aspecto tectónico es importante destacar que la deformación compresiva Larámide aparentemente no dejó ninguna huella en las rocas del Cretácico Tardío a lo largo del transecto. No se observaron evidencias de deformación compresiva desde el Cretácico Tardío hasta el Terciario tardío, aunque tampoco existen evidencias de extensión durante el Cretácico Tardío. Esto podría corresponder con un período de actividad tectónica neutral durante la subducción (Fig. 44).

Es evidente que el tipo de deformación más importante en las rocas a lo largo del transecto es la extensión que inició a principios del Mioceno, siendo más intensa entre 10 y 22 Ma (Gans, 1997; McDowell et al., 1997, Henry y Aranda-Gómez, 2000). El cambio a un

régimen tectónico de tipo transformante se ha documentado para Sonora Central a los 13 Ma (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998; Gans, 1997).

Sobre la presencia de la megafalla Baja California-British Columbia dentro del área del transecto, no existen evidencias de fallas con desplazamiento lateral o zonas con milonitas con dirección N-S, en las rocas de edad Cretácico Tardío-Terciario temprano o más antiguas. Analizando las edades de los batolitos laramídicos en una dirección E-W, tampoco se pone en evidencia ningún cambio abrupto en las edades que pudiera sugerir algún desplazamiento importante a lo largo del transecto. Por lo anterior si esta falla existe debe localizarse al oeste de la actual Península de Baja California.

Con base en la información de que se dispone para el arco Larámide a lo largo del transecto y en su vecindad, y comparándola con datos de ángulo de subducción, velocidad de convergencia y tipo de magmatismo de arcos actuales. Se especula que el modelo de subducción más apropiado para explicar la génesis de arco Larámide es uno de tipo andino (Chileno), con un ángulo de subducción de inclinación moderada y una anchura del arco mayor de 500 km. En el noroeste de México el arco Larámide evolucionó en dos etapas separadas por un hiato magmático. La primera entre 70-90 Ma con la formación de tonalitas que representan la formación incipiente del arco presentando rocas intrusivas poco evolucionadas; la segunda entre 45 y 63 Ma donde se generaron intrusivos más evolucionados con una mayor participación de corteza continental.

IX. CONCLUSIONES.

Los resultados alcanzados en este trabajo se dividen en dos grandes apartados: (1) Geología regional del transecto, donde se estudiaron aspectos estratigráficos, tectónicos y magmáticos; (2) Estudios sobre el origen de los intrusivos laramídicos donde se describe la naturaleza geoquímica e isotópica de estas rocas.

1. Geología regional del transecto

En el apartado de la geología regional, se alcanzaron los siguientes resultados:

- Se estudió un transecto de 300 km de longitud situado dentro del Terreno Cortés, y perpendicular al tren principal del arco Larámide, con el fin de que los valores geoquímicos obtenidos en el análisis de las rocas batolíticas no se vieran afectados por las variaciones en la composición de los diferentes tipos de corteza intrusionada. El arco Larámide está truncado en esta latitud en su borde occidental por efecto de la tectónica más reciente asociada a la apertura del Golfo de California.

- De acuerdo a su geología, el transecto se dividió en tres regiones orientadas NW-SE, paralelas a la costa, cada una de ellas presenta características geológicas propias: (a) Región Occidental: Coincide con la Franja Circum-Golfo, se localiza paralela a la costa, contiene las rocas volcánicas más jóvenes del transecto (8.5-23 Ma). La secuencia volcánica no presenta intercalaciones de rocas clásticas y cubren discordantemente al batolito laramídico y a un basamento mesozoico representado por rocas metamórficas de contacto. No se observaron rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. Los intrusivos laramídicos en esta franja son los más antiguos (78-83 Ma). El contacto occidental de esta franja es el límite transforme dentro del Golfo de California, mientras que su contacto oriental es tectónico, situado en el límite oriental del Graben de Empalme; (b) Región Central: Coincide con la Franja del Arco Volcánico Tarahumara, es la región intermedia, que se caracteriza por contener los mayores afloramientos tanto de rocas volcánicas laramídicas (70-90 Ma) e intrusivas laramídicas, cuya edad varía de 56-58 Ma. Su contacto oriental corresponde con el inicio de los afloramientos de la cubierta volcánica terciaria. Esta franja contiene además rocas volcánicas cenozoicas con edades entre 10 y 27 Ma. En esta franja se empiezan a ver las intercalaciones de rocas clásticas de la Formación Báucarit dentro de la secuencia terciaria; (c) Región Oriental: Coincide con la Franja de la Provincia

de la Sierra Madre Occidental, que corresponde a la región más oriental del transecto y cubre discordantemente a las rocas del Arco Volcánico Tarahumara. Contiene una gran cantidad de rocas volcánicas de edad terciaria que corresponden a las más antiguas que afloran en el transecto, cuyas edades varían entre 17 y 35 Ma. Estas rocas sobreyacen a intrusivos laramídicos con edades entre 49 y 63 Ma. Esta franja comprende la porción de la Sierra Madre Occidental cortada por el transecto por lo que no existe un contacto oriental.

- Desde el punto de vista tectónico, a todo lo largo del transecto no se identificaron en el campo ni en las fotografías aéreas evidencias de deformación compresiva atribuible a la orogenia larámide en rocas volcánicas y clásticas del Cretácico Tardío. El estilo tectónico que predomina es la extensión, siendo muy abundantes las fracturas y fallas normales N 60°W, con inclinaciones del plano de falla de 20-50° NE o al SW. Este tipo de deformación se observó tanto en las rocas terciarias como en las del Cretácico Tardío de la Formación Tarahumara.

- En todo el transecto se identificó un “hiatus” estratigráfico desde el Jurásico Temprano al Cretácico medio (Albiano), lo cual pudo haber sido producto de erosión o bien causado por un levantamiento regional durante ese tiempo.

- No se encontraron evidencias de la presencia de fallas con desplazamiento lateral de gran magnitud, por lo que en caso de existir deben estar fuera del transecto.

2. Conclusiones sobre los intrusivos laramídicos.

-Los intrusivos laramídicos corresponden a batolitos aislados, cuya composición varía entre tonalitas, cuarzomonzodioritas y granitos, en la Región Occidental y en la Región Central, su composición es más variable, desde tonalita hasta granodiorita, granito y granitoides ricos en cuarzo; en la Región Oriental, su litología varía de granito a granodiorita. La edad de los batolitos a lo largo del transecto varía de 83 Ma en la costa a 49 Ma. En la Región Central, en la parte media del transecto, aumentan su edad hacia el oriente a 63 Ma en el extremo oriental de Sonora.

-Químicamente todos los granitoides son de naturaleza calcialcalina, cuyo contenido de SiO₂ varía de 52% (cuarzodioritas) a 76.5% (granitos peraluminosos). Son granitoides con variación en el contenido de K₂O de intermedio (0.8%) a alto (5.7%).

-La mayoría de los granitoides son del tipo I, y solo unos pocos pueden considerarse del tipo S.

- Por primera vez se identificó un stock de un granito peraluminoso con muscovita en esta latitud del Estado de Sonora. Este afloramiento se localiza 100 km al suroeste de los intrusivos de dos micas del domo de Mazatán en Sonora central.

- Las gráficas de los valores de Tierras raras normalizadas para los granitoides laramídicos muestran un enriquecimiento de Tierras raras ligeras característico de los arcos de margen continental. Así mismo se hicieron algunos análisis de Tierras raras de andesitas y dacitas de la Formación Tarahumara, cuyos resultados son muy similares a los obtenidos para los granitoides, lo cual sugiere una historia genética similar.

- Con base en la cartografía, geocronología y geoquímica se puede probar por primera vez que las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara constituyen el equivalente volcánico de los batolitos laramídicos.

- La información isotópica de los batolitos laramídicos muestra relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.705470 a 0.707153, siendo los valores más bajos asociados a tonalitas localizadas en la costa, mientras que el valor más alto corresponde a una muestra en la Región Central. Todos los valores de ϵNd de las muestras estudiadas son negativos y varían de -3.32 a -7.7, los valores menos negativo corresponden a una tonalita en la Región Occidental (área de San Carlos); mientras que el más negativo corresponde a una cuarzodiorita, en la región de San Javier al norte de la porción media del transecto. Dos muestras de rocas volcánicas de la Formación Tarahumara que se analizaron por isótopos proporcionaron valores muy similares a los de los intrusivos laramídicos.

- Los valores altos en las relaciones de Sr (0.705470 – 0.707153) y los valores negativos de ϵNd (-3.32 - -7.7) indican que las rocas intrusivas a lo largo del transecto fueron generadas con la participación de corteza continental. Estos valores son muy similares a los ya conocidos, más hacia el norte en el estado de Sonora, para el cratón de América del Norte. Únicamente en la costa se obtuvieron valores menos negativos de ϵNd (-3.3 a -3.4) y valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7054 – 0.7059), lo que sugiere la presencia de una corteza menos evolucionada o adelgazada. Esta podría representar un fragmento de tipo oceánico acrecionado al continente o bien coincidir con el borde del cratón precámbrico. La

variación de los valores isotópicos con la longitud (E-W) no es uniforme, presentando pequeñas anomalías, las que se pueden atribuir a cambios locales en la corteza continental del terreno Cortés intrusionada o bien a cambios en la composición del manto.

- El modelo de subducción propuesto para el arco Larámide es del tipo Andino, con un ángulo de subducción de inclinación moderada y una anchura del arco magmático mayor de 500 km. En el transecto para el intervalo de tiempo entre 75-63 Ma se considera que posiblemente ocurrió un cambio importante en la dirección de convergencia produciendo una velocidad de subducción baja y ausencia de magmatismo.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G. J., and McDowell, F. W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13373-13388.
- Albrecht, A., 1990, The geochemistry of the mid-Tertiary volcanic rocks of the Northern Sierra Madre Occidental (Chihuahua, Mexico) [PhD Dissertation]: The University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico, 134p.
- Alencaster-De Cserna, G. 1961, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del Estado de Sonora, Parte I *in* Paleontología del Triásico Superior de Sonora: Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Paleontología Mexicana, núm. 11, 18 p.
- Almazán-Vázquez, E. y Fernández-Aguirre, M. A., 1988, Estratigrafía de la Hoja Arivechi (H12-D56): *In* II Simposio sobre Geología y Minería de Sonora, Resúmenes, Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Estación Regional del Noroeste y Departamento de Geología, Univ. de Sonora, p. 2-3.
- Anders, E., and Grevesse, N., 1989, Abundances of the elements: Meteorite and solar: *Geochem. Et Cosmochem. Acta*, v. 53, p. 197-214.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico [Abstracts with Programs]: *Geol. Soc. of Am.*, v. 10, no.7, p. 359.
- Anderson, T. H., and Silver L. T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of Northern Sonora: *Geol. Soc. of Am. Guidebook-Field Trip no. 27*, p. 59-68.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L. and Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347-357.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeastern Pacific and western North America: *In* Winterer, E. L., Hussong, D. M., and Decker, R. W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. N, p.21-72.
- Bagby, W. C., Cameron, K. L. and Cameron, M., 1981, Contrasting evolution of calc-alkaline volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B11, p. 10402-10410.
- Bartolini, C., Damon, P. E., Shafiqullah, M. and Morales-M, M., 1994, Geochronologic contributions to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences ("Báucarit Formation"), in Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional*, v.33, no. 1, p. 67-77.
- Bateman, P. C., and Clark, L. D., 1974, Stratigraphic and structural setting of the Sierra Nevada Batholith, California: *Pacific Geology*, v. 8, p. 79-89.
- Bates, R. L., and Jackson, J. A. (eds.), 1980, *Glossary of Geology*, Second Edition, American Geological Institute, 751p.
- Beck Jr. Myrl, E., 1991, Case for northward transport of Baja and coastal southern California: Paleomagnetic data, analysis and alternatives: *Geology*, v. 19, p. 506-509.
- Berg, R. R., 1962, Mountain in flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.46, p. 2019-2032.
- Bockoven, N. T., 1980, Reconnaissance geology of Yecora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, México [PhD dissertation]: University of Texas at Austin, 197p.
- Böhmel, H. and Delgado-Argote, L., 2000, Paleomagnetic data from northern Baja California (Mexico): Results from the Cretaceous San Telmo batholith: *In* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz G., and Stock, J. M. (eds.) *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper 334*, p. 157-165.

- Burchfiel, B. C., Lipman, P. W. and Zoback (eds.), 1992, The Cordilleran Orogen: Conterminous U. S.: Geological Society of America, The Geology of North America, v.G.3, p. 1-7.
- Butler, R. F., Dickinson, W. R., and Gehrels, G. E., 1991, Paleomagnetism of coastal California and Baja California: Alternatives to large-scale northward transport: *Tectonics*, v. 10, p. 561-576.
- Calmus, T. and Sosson, M., 1995, Southwestern extension of the Papago terrane into the Altar-Desert region, northwestern Sonora, and its implications: *In* Jaques-Ayala C., González-León, C. and Roldán-Quintana, J., (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas*: Boulder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 301, p. 99-109.
- Cameron, K., Cameron, M., Bagby, W., Moll, E., and Drake, R., 1980, Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, México: *Geology*, v. 8, no. 2, p. 87-91.
- Cameron, K., Robinson, J., Niemeyer, S., Nimz, G., Kuentz, D., Harmon, R., Bohlen, S., and Collerson, K., 1992, Contrasting styles of pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina: *Journal of Geophysical Research*, v.97, p. 17353-17376.
- Cameron, K., and Jones N., 1993, A reconnaissance Nd-Sr isotopic study of pre-Cenozoic igneous and metagneous rocks of the Coahuila Terrane northeastern México: *In* Ortega-Gtz., F., Coney P. J., Centeno-G. E. and Gómez-C. A. (eds.) *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Proceedings, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 24-27.
- Campa, U. M. F., 1985, The Mexican thrust belt: *In* D. G. Howell (ed.) *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Earth Science Series, no 1, p. 299-313.
- Centeno-García, E., Coney, P. J., Ruiz, J., Patchett, J. and Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonic significance of the sediments of the Guerrero Terrane from petrographic, trace element, and Nd isotopic studies: *In* Ortega-Gutiérrez, F., Coney, Peter, J., Centeno García, E. and Gómez-Caballero, A. (eds.), *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Proceedings, p. 30-36.
- Chappell, B. W., and White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, v.8, p. 173-174.
- Clark, K. F., Foster, T. and Damon, P. E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 93, p. 533-544.
- Cochemé, J. J., 1985, Le magmatisme cenozoïque dans la nordouest du Mexique, cartographie de la région du Yecora-Maycoba-Mulatos, illustration magmatique de la fin d' un régime en subduction et du passage à un régime diestensif: *Thèse Docteur es Sciences*, Univ. De Droit D' Economic et des Sciences, D'Aix Marseille, 209p.
- Cochemé, J. J., and Demant, A., 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental Mexico: *In* Pérez-Segura, E. and Jaques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran Geology*: Geological Society of America, Special Paper 254, p. 69-80.
- Colletta, B., and Ortlieb, L., 1984, Deformations of middle and late Pleistocene deltaic deposits at the mouth of the Río Colorado, northwestern Gulf of California. *In* Malpica-Cruz, V. M., Celis-Gutiérrez, S., Guerrero-García, J. C. and Ortlieb, L. (eds.) *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California Area-A Symposium*: Hermosillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p.31-53.
- Coney, P. J., 1972, Cordilleran tectonics and North America Plate motion: *Am. Journal of Science*: v. 272, p. 603-628.
- Coney, P. J., Jones, D. L. and Monger, J. W. H., 1980, Cordilleran suspect terranes: *Nature* 288, p. 329-333.

- Coney, P. J., and Campa-Uranga, M. F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico: U. S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies map, MF-1874-D, with descriptive text.
- Coney, P. and Reynolds, S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Cowan, D. S., Brandon, M. T., and Garver, J. I., 1997, Geologic test of hypothesis for large coastwise displacements—a critique illustrated by the Baja British Columbia controversy: *American Journal of Science* v. 297, p. 117-173.
- Cross, A. T. and Pilger, H. R. Jr., 1982, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions: *Geological Society of America Bulletin*, v.93, p. 545-562.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana J. and Cochemé, J. J., 1983, El Batolito Larámide (90-40 Ma) de Sonora: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A. C., Memoria Técnica XV*, p. 63-95.
- De Cserna, Zoltan, 1992, Carta Tectónica de México, *En Atlas Nacional de México*, Instituto de Geografía, UNAM. Carta IV.2.1, Escala 1: 4000,000, con texto.
- Demant, A., Cochemé, J. J., Delpretti, P., and Pigué, P., 1989, Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: *Bulletin Geological Society of France*, v. 4, p. 737-748.
- Demant, A., Cochemé, J.J., Montigny, R. and Joron, J. L., 1993, The Tertiary Yecora Caldera, Sonora, Mexico: *In* Rodríguez, J. L. y Calmus, T. (eds.) *Libreto Guía, III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste y Univ. de Sonora, Departamento de Geología, Hermosillo, Sonora*, p. 173-194.
- De Jong, K. A., Escarcega-E., J. A. and Damon, P. E., 1988, Eastward thrusting, southward folding, and westward backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, Mexico: *Geology*, v. 16, p. 865-869.
- De Paolo, D. J. and Farmer, G. L., 1984, Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the western United States: *Philosophical Transactions Royal Society of London*, A310, p. 743-753.
- Dickinson, R. W. and Butler, F. R., 1998, Coastal and Baja California paleomagnetism reconsidered: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, no 10, p. 1268-1280.
- Dumble, E. T., 1901, Notes on the geology of Sonora, Mexico: *American Institute of Mining Engineers Transactions*, v. 29, p. 122-152.
- Fenneman, N. M., 1928, Physiographic divisions of the United States: *Annals Association of American Geographers* 3rd ed., v. 18, p. 261-353.
- Gans, B. P., 1997, Large magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v.16, no. 3, p. 388-408.
- Gastil, R. G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks in southern California and western Mexico: *In* Roddick, J. A. (ed.) *Circum-Pacific Plutonic terranes: Geological Society of America Memoir* 159, p.265-275.
- Gastil, R. G., 1991, Is there a Oaxaca-California megashear? Conflict between paleomagnetic data and other elements of geology: *Geology*, v.19, p. 502-505.
- Gastil, R. G., Le Mone, D. V. and Stewart, W. J., 1973, Permian Fusulinids from near San Felipe, Baja California: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, p. 746-747.
- Gastil, R. G., Krummenacher D. and students at San Diego State University, 1974, Reconnaissance Geologic Map of Costal Sonora between Puerto de Lobos and Bahia Kino: *Geological Society of America, Map and Chart Series MC-16*.

- Gastil, R. G., Phillips, R. P. and Allison, E. C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: Geological Society of America, Memoir 140, 170 p., and geologic maps.
- Gastil, R. G., and Miller, R. H., 1984, Prebatholithic paleogeography of peninsular California and adjacent Mexico: Society of Economic Paleontologists, Pacific Section, San Diego Cal., Field Trip Guide Book, v. 39, p.9-16.
- Gastil, R. G., Neuhaus, J., Cassidy, M., Smith, J. T., Ingle Jr., J. and Krummenacher, D., 1999, Geology and paleontology of southwestern Isla Tiburón, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 16, p. 1-34.
- Gehrels, G. E. and Stewart, J. H., 1998, Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeosynclinal and eugeosynclinal strata of Sonora Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 2471-2487.
- Geyh, A. M. and Schliecher, H., 1990, Absolute age determinations: Physical and Chemical Dating Methods and their Applications. Springer, Verlag, 502 p.
- Gill, J. B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Springer-Verlag, Berlin, 358 p.
- González-León, C., 1978, Geología del área de Arizpe, Sonora centro-septentrional [Tesis de Licenciatura]: Hermosillo, Universidad de Sonora, 71 p.
- González-León, C., 1987, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 7, p. 148-162.
- González-León, C., 1992, Stratigraphy of the Late Cretaceous Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico: *In* Clark, Rodán, and Schmidt (eds.), *Geology and Mineral Resources of northern Sierra Madre Occidental, México: Guidebook for the 1992 Field Conference*, El Paso Geological Society, p. 419-424.
- González-León, C., 1996, Stratigraphy and paleogeographic setting of the Antimonio Formation, Sonora, México: *In* González-León, C. and Stanley, George D. Jr., (eds.) *Publicaciones Ocasionales Num. 1*, Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 23-33.
- González-León, C. and Jacques-Ayala, C., 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora central: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, v. 5, núm. 2, p. 1-23.
- González-León, C., 1992, Stratigraphy of the Late Cretaceous Cabullona Basin, Northeastern Sonora, Mexico: *In* *Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico*, Clark, Roldán, and Schmidt (eds.) *Guidebook for the 1992 Field Conference*, El Paso Geological Society, p. 419-424.
- González-León, C., Roldán-Quintana, J. y Rodríguez-Guerra, E., 1993, Deformaciones Sevier y Larámide: Su presencia en Sonora: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, v.9, núm. 1, p. 1-18.
- Goldstein, S. L., O'Nions, R. K. and Hamilton, P. J., 1984, A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river system: *Earth and Planet. Science Letters*, v.70, no. 2, 221-236
- Goodwin, L. B., and Haxel, G., 1990, Structural evolution of the southern Bavoquivari Mountains, south-central Arizona, and North-central Sonora: *Tectonics*, v. 9, p. 1077-1095.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrel-J. D. y Damon P. E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico, en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, v. XLII, no. 2, p. 1-18.
- Grijalva-Noriega, F. J. y Roldán-Quintana, J., 1998, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, no. 2, p. 145-156.
- Gromet, L. P. and Silver, L. T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs: *Journal of Petrology*, v.28, p. 75-125.

- Hagstrum, J.T., McWilliams, M., Howell, D. C. and Gromme, S., 1985, Mesozoic paleomagnetism and northward translation of Baja California Peninsula: Geological Society of America, Bulletin, v. 96, p. 1077-1090.
- Hamilton, B. W. and Bradley, M. W., 1967, The nature of batholiths: U. S. Geological Survey Professional Paper 554-C, p. 1-26.
- Hamilton, B. W., 1969, The volcanic central Andes-A modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America: In Proceedings of the Andesite Conference. McBirney, R. A. (ed.) Oregon Department of Geology and Mineral Resources, Bulletin G5, p. 175-184.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., and Smith, D. G., 1990, A geologic time scale, 1989: Cambridge, England, Cambridge University Press, 263 p.
- Harmon, R. S., Barreiro, B. A., Moorbath, J., Hoefs, P.W., Francis, R. S., Thorpe, B., Deruelle, J., McHugh and Viglino, J. A., 1984, Regional O-, Sr- and Pb isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera: Journal of the Geological Society of London, v. 141, p. 803-822.
- Hausback, P. B., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico: In V. F. Frizzell (ed.), Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists And Mineralogists, v. 39, p. 219-236.
- Haxel, G. B., Wright, J.E., May, D. J. and Tosdal, R. M., 1980, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Indian Reservation, Arizona: A preliminary report, In Jenny J. P., and Stone, C. (eds.), Studies in western Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 12, p. 17-29.
- Haxel, G. B., Tosdal, R. M., May, D. J. and Wright, J. E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona Thrust faulting regional metamorphism, and granitic plutonism: Geological Society of America Bulletin, v.95, p. 631-653.
- Henry, C. D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico [PhD Dissertation]: Austin, Univ. of Texas at Austin, 158p.
- Henry, C. D., and Fredrickson, G., 1987, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America, Map and Chart Series MCH067, map with 14 p. of text.
- Henry, C. D. and Aranda-Gómez, J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to Late Cenozoic extension in Mexico: Geology, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C. D., and Aranda-Gómez, J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: Tectonophysics, v. 328, p. 1-26..
- Hernández-Castillo, G. R. y Cevallos-Ferriz, S. R. S., 1999, Reproductive and vegetative organs with affinities to Haloragaceae from the Upper Cretaceous Huepac chert locality of Sonora, Mexico: American Journal of Botany 86(12): 1717-1734.
- Hidret, R. A. y Henderson, W. T., 1971, Comparison of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for sea-water strontium and the Eimer and Ahmend SrCO_3 . Geochim Cosmochim. Acta, v. 35, p. 235-238.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: Contributions to Mineral and Petrology, v. 98, p. 455-489.
- Howell, D. G. (ed.), 1985, Tectonostratigraphic terranes of the circumpacific region: Earth Sciences Series, No 1, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R., 1971, A guide to chemical classification of common igneous rocks: Canadian Journal of Earth Science, v. 8, p. 523-248.

- Isacks, B. L. and Barazangi, M., 1977, Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere, *In* Talwani, M. and Pitman W. C III (eds.), *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins: American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 1*, p. 99-114.
- Jacques-Ayala, C., 1993, *The Cretaceous in the Caborca-Santa Ana region northwest Sonora, Mexico: Unpublished [PhD Dissertation]: University of Cincinnati, Cincinnati, Ohio, 158 p.*
- Jones, D. L.; Howell, D. G.; Coney, P. J. and Monger, J. W., 1982, *Recognition, character and analysis of Tectonostratigraphic Terranes in western North America: Center for Academic Publications Japan Oji Seminar, v. 20.*
- Jurdy, M. D., 1984, *The subduction of the Farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions: Tectonics, v. 3, p. 107-113.*
- Keith, S. B., and 5 others, 1980, *Evidence for multiple intrusion and deformation within the Santa Catalina-Rincon-Tortolita crystalline complex: In* Crittenden, M. D. Jr., Coney, P. J. and Davis, G. H. (eds.), *Cordilleran metamorphic Core Complexes: Geological Society of America, Memoir 153, p. 217-267.*
- Keith, S. B., 1982, *Paleoconvergence rates determined from K_2O/SiO_2 ratios in magmatic rocks and their application to Cretaceous and Tertiary tectonic patterns in southwestern North America: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 524-532.*
- King, E. R., 1939, *Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625-1722.*
- Kistler, R. W., and Peterman, E. Z., 1978, *Reconstruction of crustal blocks of California on the basis of initial strontium isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks: U. S. G. S. Professional Paper 1071.*
- Lee, J., Miller, M. M., Crippen, R., Hacker, B. and Ledesma, V. J., 1996, *Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California-evidence from the southern Sierra de Juárez: Geological Society of America Bulletin, v.108, p. 505-525.*
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyer, Le Bas M. J., Sabine, P. A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B., 1989, *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Blackwell, Oxford, 193 p.*
- Lozano-Santacruz, R., Verma, S. P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F. y Chávez, G., 1995, *Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos-X para análisis de elementos mayores en rocas ígneas: INAGEQ, México, v. 1, p. 203-208.*
- LUGIS, 2000, *Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS): Métodos Rb-Sr, Sm-Nd y U-Pb Manual Inédito, institutos de Geofísica y Geología de la UNAM, 13.p.*
- Lugo-Zazueta, L. C., 2001, *Geología de la porción sur de la Hoja Santa Rosa (H12D76) y descripción del depósito Los Verdes, Distrito de Buena Vista, Municipio de Yécora, Sonora [Tesis de Licenciatura]: Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Son., 75p. y un plano geológico.*
- Mahoney, Brian J., Haugerud, T. B. and Maxson, Julie, 1999a, *Introduction to terrane accretion along the western cordilleran margin: Constraints on timing and displacement: Field Trip Guidebook and Proceeding Abstracts, Winthrop, Washington, 21-27 june 1999, p.1-3.*
- Mahoney, Brian J., Mustard, Peter, S., Haggart, J. W., Friedman, R. M., Fanning, M. C., and McNicoll, V. J., 1999b, *Archean zircons in Cretaceous strata of the western Canadian Cordillera: "The B. C." hypothesis fails a crucial test: Geology, v. 27, p. 195-198.*

- Mahoney, Brian J., Tikoff, Maxson J., and Haugerud, A. R., 2000, Terrane Accretion along the western Cordilleran Margin: Constraints on timing and displacement: Penrose Conference Report, GSA Today, February 2000, p. 11-13.
- McDowell, F. W., 1993, The volcanic section near Yécora, Sonora, and its regional significance: *In* González-León y Vega-Granillo (eds.) III Simposio de la geología de Sonora y áreas adyacentes, Instituto de Geología UNAM y Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, Resúmenes, p. 185-194.
- McDowell, F. W. and Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479-1487.
- McDowell, F. W. and 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 Paper 180, p. 113-124.
- McDowell, F. W., Wark, D. A. and Aguirre-Díaz, G., 1990, Tertiary ignimbrite flare up in western Mexico: Geol. Soc. Am. [Abstracts with Programs]: v. 22, p. 66.
- McDowell, F. W., and Roldán-Quintana, J., 1993, Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in south-central Sonora: A progress report: *In* González-León y Vega-Granillo (eds.) III Simposio de la geología de Sonora y áreas adyacentes, Instituto de Geología UNAM y Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, Resúmenes, p. 77-80.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R. and González-Carlos, M., 1994, The Tarahumara Formation, a neglected component of the Laramide arc in Sonora: Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco: Boletín Informativo, II Epoca, p. 76-77.
- McDowell, F. W. and Mauger, L. R., 1994, K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central chihuahua State, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 118-132.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J. and Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America, Bulletin, v. 109, p. 1349-1360.
- McDowell, F. W., Housh, T. B., and Wark, D. A., 1999, Nature of the crust beneath west-central Chihuahua, Mexico, based upon Sr, Nd, and Pb isotopic compositions at the Tomóchic volcanic center: Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 823-830.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana J. and Connelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, no. 4, p. 521-531.
- McKee, James, W., Jones Norris W. and Long Leon E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 593-614.
- Mead, R. D., Kesler, S. E., Foland, K. A., and Jones, L. M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: Economic Geology, v. 83, p. 1943-1965.
- Miller, D. M., Nilsen, T. H., and Bilodeau, W. L., 1992, Late Cretaceous to Early Eocene geologic evolution of the U. S. Cordillera: *In* The Cordilleran Orogen: Conterminous U. S., The Geology of North America, Geological Society of America, p. 205-260.
- Miranda-Gasca, M. A. and Dejong, K. A., 1992, The Magdalena mid-Tertiary extensional basin: *In* Clark, Roldán-Quintana, and Schmidt (eds.) Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico: Guidebook for the 1992 Field Conference, El Paso Geological Society, p.377-384.

- Monreal-Savedra, R. y Longoria, J. F., 2000, The Lower Cretaceous rocks of the Sierra Los Chinos, East-Central Sonora, México: *In* Thierry C. y Pérez, E. (eds.), Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología UNAM y Departamento de Geología Universidad de Sonora, Publicaciones Ocasionales, núm. 2, Resúmenes p. 63.
- Mora-Alvarez, G., 1992, History of Cenozoic volcanism in the Sierra Santa Ursula, Sonora, México [M. A. thesis]: The University of Texas at Austin, Austin Tx 153p.
- Mora-Alvarez, G. And McDowell, F. W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico: *In* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. And Stock, J. M. (eds.), Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico, Geological Society of America Special Paper 334, p. 123-141.
- Mora-Klepeis, G., McDowell, F. W., and Ortega-Rivera, A., 1997, Late Miocene felsic volcanism in west-central Sonora: An expression of rift or subduction-related magmatism?: Geological Society of America Annual Meeting, Salt Lake City, Utah [Abstracts with Programs] p. A481.
- Morales-Montaño, M., Bartolini, C. y Shafiqullah, M., 1990, K-Ar dating, stratigraphy and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, central Sonora, México: Geological Society of America [Abstracts with Programs], v. 22, no. 7, p. A-364.
- Morán-Zenteno, D. J., 1998, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: Trabajo sometido para su ingreso a la Academia Mexicana de Ingeniería, México, D. F. Septiembre de 1998. Trabajo inédito, 50 p.
- Morton, O., Hernández, E., Lunejeva, E. y Armenta, M. A., 1997, Desarrollo y aplicación de un método analítico para la determinación de lantánidos en materiales geológicos por ICP-MS: Actas INAGEQ, v. 3, p. 259-264.
- Neuhaus, J. P., Cassidy, M., Krummenacher, D. and Gastil, R. G., 1988, Timing of protogulf extension and transtensional rifting through volcanic-sedimentary stratigraphy of southwestern Isla Tiburon, Gulf of California, México: Geological Society of America [Abstract with Programs], v. 20, no. 3, p. 218.
- Nourse, J. A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena Core Complex, northern Sonora: *In* G. E. Gehrels and J. E. Spencer (eds.), Geologic Excursion through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey, Special Paper, no. 7, p. 155-164.
- Ortega-Gutierrez, F., Prieto-Velez, R., Zúñiga, Y. y Flores, S., 1979, Una secuencia volcano-plutónica sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa: ¿Un complejo ofiolítico?: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 3, p.1-8.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre, S. L. M., Roldán, Q. J., Aranda, G. J., Morán, Z. D., Alaniz, A. S., and Nieto, S. A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, Quinta Edición 1992: Univ. Nat. Autón. de México, Instituto de Geología y Consejo de Recursos Minerales. Carta 1: 2, 000 000 y texto explicativo, 74 p.
- Ortega-Rivera, M. A., 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the Peninsular Ranges Batholith of alta and Baja California: Tectonic implications for southwestern North America (México): [Ph.D. Thesis] Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 140 p., and two appendixes including lab data.
- Oskin, M. and Stock, J. M., 2000, Correlation of pyroclastic deposits from coastal Sonora, Isla Tiburón and Baja California Norte: Implications for the development of the Pacific-North America plate boundary in the Gulf of California: GEOS, Epoca II, v. 20, núm. 3, p. 317.
- Patterson, D. L., 1984, Paleomagnetism of the Valle Formation and the Late Cretaceous paleogeography of the Vizcaino Basin, Baja California, Mexico: *In* V. A. Frizzell, Jr. (ed.) Geology of the Baja California Peninsula, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 173-182.

- Paz-Moreno, F., 1985, Composición y origen de los basaltos (malpais) Plio-Cuaternarios de Moctezuma, Sonora, México: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, v. 2, núm. 1 y 2, p. 9-15.
- Pearce, J. A., Harris, W. B. N., and Tindle, G. A., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pearthree, P. A., Bull, W. B. and Wilace, T. C., 1990, Geomorphology and Quaternary geology of the Pitaycachi fault, northeastern Sonora, Mexico: *In* Gehrels, G. E., and Spencer, J. E. (eds.), *Geologic Excursion through the Sonoran Desert region Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey, Special Paper 7*, p. 124-135.
- Pitcher, W. S., 1993, *The nature and origin of granite: Blackie Academic and Professional (Eds.)*, 321p.
- Poole, F. G., Madrid, R. J., Oliva-Becerril F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, México, *In* Raines, G. L., Lisle, R. E., Scafer, R. W., and Wilkinson, W. H., (eds.) *Geology and ore deposits of the Great Basin*, v. 1: Reno, NV, Geological Society of Nevada p. 517-522.
- Pubellier, M., 1987, Relations entre domaines cordillerain et mésogéen au nord du Mexique; étude géologique de la Vallée de Sahuaripa, Sonora Central: These de Docteur, Université Paris VI, 219 p.
- Pubellier, M., Rangin, C., Rascón, B., Chorowicz, J., and Bellon, H., 1995, Cenomanian thrust tectonics in the Sahuaripa region, Sonora: *In* Jaques-Ayala, C., González-León, C. and Roldán-Quintana, J. (eds.) *Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301*, p. 111-120.
- Radelli, L., Rodríguez, P., Ornelas, R. E., 1985, Origin of some geomorphologic lineaments and curvilineaments of central Sonora (Northwestern Mexico): *Boletín del Departamento de Geología Universidad de Sonora*, v. 2, no. 1 y 2, p. 1-8.
- Rangin, Claude, 1978, Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del Estado de Sonora: *In* Roldán-Quintana y Salas-Piza (eds.) *Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora*, Instituto de Geología UNAM, Libro Guía, p. 35-55.
- Rangin, Claude, 1986, Contribution a L' Étude Géologique du système Cordillérain Mésozoïque du Nord-Ouest du Mexique: Une coupe de la Basse Californie centrale à la Sierra Madre Occidentale en Sonora: *Mem. De la Societe Geologic De France: Memoir 148*, p.12-17.
- Ransome, L. F., 1904, *Geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona: U. S. Geological Survey Professional Paper 21*, 167p.
- Ricalde-Moreno, O. y Cevallos, F. S., 1993, Plantas permineralizadas del Estado de Sonora: *In* González-León y Vega-Granillo (eds.) *III Simposio de la Geología de Sonora y áreas Adyacentes*, Instituto de Geología UNAM y Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, Resúmenes, p.104-106.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1990, Relaciones estructurales en la parte centroseptentrional del Estado de Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 9, núm. 1, p. 51-61.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, *In* Pérez-Segura, E. and Jaques-Ayala, C., eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254*, p. 69-80.
- Roldán-Quintana, J. and McDowell, F. W., 1992, The Baucarit Formation in the Rio Yaqui area, Municipality of Onavas, Sonora: *In* Clark, Roldán-Quintana and Schmidt (eds.) *Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico: Guidebook for the 1992 Field Conference*, El Paso Geological Society, p.377-384.
- Roldán-Quintana, J., González-León, C., and Amaya-Martínez, R., 1993, Geologic constraints on the northern limit of the Guerrero terrane in northwestern Mexico: *In* Ortega-Gutierrez, F., Concy, P. J., Centeno-García, E. and Gómez-

- Caballero, A. (eds.): First Circum-Pacific and circum-Atlantic Terrane Conference, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Proceedings, p.124-127.
- Roldán-Quintana, J., 1994, Geología del sur de la Sierra de Oposura, Moctezuma, Estado de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 11, p. 1-10.
- Roldán-Quintana, J., 1997, The Laramide (Late Cretaceous-early Tertiary) Arc in northwestern Mexico: IAVCEI, Puerto Vallarta, México, 1997, Abstracts, p. 164.
- Ruiz, Joaquín, Patchett, J. P. and Arculus, J. R., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenocryst evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 99, p. 36-43.
- Sansores-Bolivar, O. y Wynne, L. F., 1977, Geología, mineralización y origen de las brechas de cuarzo-turmalina del Distrito Minero de Santa Ana de Yécora, Sonora, México: A. I. M. M.G. M., Memoria Técnica XII, p. 501-549.
- Sawlan, M. G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift: American Association of Petroleum Geologists, Mem. 47, p. 301-369.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische untersuchungen an granitoiden gesteinen eines aktiven kontinentalrandes. Alter und herkunft der tiefengesteinskomplexe an der pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Ph. D. thesis facultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, München, 202 p. (inedita).
- Schaaf, P., Morán-Zenteno D. y Hernández-Bernal S., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: Tectonics, v.14, no.5, p. 1339-1350.
- Schaaf, P. and Martínez-Serrano, R., 1997, The Puerto Vallarta Batholith, an example for multicomponent parenthood of continental arc magmas: Mid-Congress Excursion, no. 8, IAVCEI, Puerto Vallarta, Jalisco, México, 24p.
- Schaaf, P., Böhmel, H. y Pérez-Venzor, J. A., 2000, Pre-Miocene paleogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and paleomagnetic constraints: Tectonophysics, v. 318, p. 53-69.
- Schaaf, Peter, Roldán-Quintana, J. and Calmus, Thierry, 2001, (en prep.) Isotopic evidences for multicomponent magma sources of the granitoids in northwestern Sonora.
- Shand, S. J., 1947, Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits, 3rd Edition, John Wiley & Sons, New York, 448 p.
- Silver, L. T., 1996, Petrogenetic implications of petrographic and geochemical zonations in the integrated Peninsular Ranges and Sonoran Batholiths:[Abstract] Geol. Soc. of Am., Abstract with Programs, 92Annual Cordilleran Section, v. 28, no. 5, p. 112.
- Silver, L. T. and Chappell, B. W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: An insight in to the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: Transactions Royal Society of Edinburgh, v. 79, p. 105-121.
- Solis-Pichardo, Gabriela, 2001(en preparación), Geoquímica e isotopía de los granitoides de Huatulco, Oaxaca: Tesis de doctorado, Posgrado UNAM.
- Stearn, C. W., Carroll, R. L. and Clark, T. H., 1979, Geological evolution of North America (Third Edition): John Wiley and Sons, New York, 566p.
- Steiger, R. H. y Jaeger, E., 1977, Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geochemistry and cosmochronology: Earth and Planetary Science Letters, v. 36, p. 359-362.
- Stewart, J. H., 1971, Basin and Range structure: A system of horst and grabens produced by deep-seated extension: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 1019-1044.

- Stewart, John, H., McMenamin, M. and Morales, R. J. M., 1984, Upper Proterozoic and cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico-Physical stratigraphy paleocurrent studies, and regional relations: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 1309, p. 29-30.
- Stewart, John, H., Poole, F. G., Ketner, K. B., Madrid, R. J., Roldán-Q., J., and Amaya-M. R., 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, México: In Gehrels, G. E. and Spenser J. E. (eds.). *Geologic excursions through the Sonoran Desert Region Arizona and Sonora*: Tucson, Az., Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 183-202.
- Stewart, John, H., Anderson, T. H., Haxel, G. B., Silver, L. T. and Wright, J. E., 1986, Late Triassic paleogeography of the Southern Cordillera: The problem of a source for voluminous volcanic detritus in the Chinle Formation of the Colorado Plateau region: *Geology*, v. 14, p. 567-570.
- Stewart, John H. and Roldán-Quintana J., 1991, Upper Triassic Barranca Group, nonmarine and shallow marine rift-basin deposits of northwestern Mexico: *Geological Society of America Special Paper 254*, p.19-36.
- Stewart, J. H. and Roldán-Quintana, J., 1994, Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: U. S. Geol. Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-2238, Scale 1:1,000,000, with a descriptive text.
- Stock, J. M., and Molnar, P., 1982, Uncertainties in the relative positions of the Australia, Antartica, Lord Howe and Pacific plates since the Late Cretaceous: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 4697-4714.
- Stock, J. M., and Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, v.8, no. 1, p. 99-115.
- Streckeisen, A. L., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Reviews*, v.12, p. 1-33.
- Suter, Max, 2000, Seismotectonics of northeastern Sonora: In Thierry C. and Pérez-Segura, E. (eds.). *IV Reunión sobre geología de Sonora y áreas adyacentes, Estación Regional del Noroeste, Inst. de Geol. UNAM y Depto. de Geol. Uni-Son, Publicaciones Ocasionales, núm. 2*, p.132-133.
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons, J. I., and Clabaugh, S. E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 89, no. 7, p. 1000-1012.
- Swanson, E. R. and McDowell, F. W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field, western Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B10, p. 8787-8799.
- Teissere, R. F. and Beck Jr. M. E., 1973, Divergent Cretaceous paleomagnetic pole position for the southern California batholith, U: S. A.: *Earth Planetary Science Letters*, v. 18, p. 296-300.
- Thompson, R. N., Morrison, A. M., Hendry, L. G. and Parry, J. S., 1984, An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach: *Philosophical Transactions Royal Society of London A310*, p. 549-590.
- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Murillo-Muñetón, J. and Grajales-Nishimura, J. M., 1993, The Paleozoic magmatism in México; evidences for the shift from Circum-Atlantic to circum-Pacific tectonism: In Ortega-Gutiérrez, Coney P., Centeno-García, and Gómez-Caballero (eds.), *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Guanajuato, Proceedings*, p. 154-155.
- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., and Grajales-Nishimura, J. M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstructions of southern North America: In Bartolini, C., Wilson, J. L.,

- and Lawton, T. F., eds. Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder Colorado Geological Society of America, Special Paper 340, p. 191- 196.
- Tosdal, R. M., Haxel, G. B., Anderson, T. H., Connors, C. D., May, D. J., and Wright, J. E., 1990, Highlights of Jurassic, Late Cretaceous to early Tertiary, and middle Tertiary tectonics, south-central Arizona and north-central Sonora, In Gehrels, G. E., and Spencer, J. E., (eds.). Geological Excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Geol. Soc. of Am. , Cordilleran Sect. 86th Annual Meeting, Tucson, Arizona, Geological Survey, Special Paper 7, p. 76-88.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. I., and Renee, P., 1994, Tectonics of the Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California: *Geology*, v. 22, p. 649-652.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Morton-Bernea, O., 1997, Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs: *Geofisica Internacional*, v. 36, núm. 2, p. 87-110.
- Valencia-Moreno, Martín, 1998, Geochemistry of Laramide Granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico [PhD dissertation]: The University of Arizona, Tucson Az., 164p.
- Valencia-Moreno, Martín, Ruiz, Joaquin and Roldán-Quintana, Jaime, 1999, Geochemistry of laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American Continent, Central Sonora, Mexico: *International Geology Review*, v. 41, no. 9, p. 845-857.
- Valencia-Moreno, Martín, Ruiz, J., Barton, D. M., Patchett, P. J., Zurcher, L., Hodkinson, D.G. and Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of North Western Mexico: Identification of the southern edge of the North America Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 11, p. 1409-1422.
- Wasserburg, G. J., Jacobson, S. B., DePaolo, D. J., McCulloch, M. T. y Wen, T., 1981, Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions: *Geochemical and Cosmochemical Acta*, v.45, no. 12, p. 2311-2323.
- Wilson, F. I. And Rocha, S. V., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico: U. S. Geological Survey Bulletin, 962A, 80p.
- Wilson, Marjorie, 1989, *Igneous petrogenesis*: Chapman & Hall, London, Eds., Glasgow New York, 466p.
- Wilson, R.T., 1978, Reconnaissance geology and petrology of the San Carlos area, Sonora. [M. S. Thesis]: Arizona State University, 107p.
- Wyllie, P. J., 1977, Crustal anatexis: An experimental review: *Tectonophysics*, v. 43, p. 41-71.

APENDICE: A

Localización y descripción petrográfica de algunas de las muestras de roca colectadas a lo largo del transecto o en sus inmediaciones.

1-2000

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3138.78N; 654.41E. Tipo de roca: granito fracturado con muscovita, biotita, abundante cuarzo y feldespato; textura holocristalina porfídica; minerales esenciales: cuarzo, microclina, plagioclasa, feldespato potásico; la microclina está como fenocristal junto con el cuarzo; minerales secundarios: muscovita en menor proporción que la biotita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

2-2000

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3139.21N; 653.95E. Tipo de roca: granito de grano grueso, color gris claro, contiene muscovita predominando sobre la biotita, contiene además cuarzo y feldespato potásico; textura: holocristalina porfídica; minerales esenciales: fenocristales de cuarzo y microclina, albita(?), plagioclasas zonadas las cuales se encuentran alteradas, pequeños cristales de albita; minerales secundarios: clorita a partir de muscovita, minerales opacos, sericita a partir de plagioclasa o de muscovita; minerales accesorios: minerales opacos, muscovita como fenocristal. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

5-2000

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3138.76N; 653.45E. Tipo de roca: granito porfídico de color blanco con manchas de óxidos, predomina la biotita sobre la muscovita, se observan fenocristales de feldespato mayores de 1cm, cuarzo, y feldespato de grano fino; textura: holocristalina porfídica; minerales esenciales: fenocristales de cuarzo, microclina como fenocristal, bordes de reacción entre las plagioclasas y feldespatos potásicos, las plagioclasas presentan zoneamiento; minerales accesorios: abundante biotita, predominando la muscovita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

9-2000

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3140.44N; 652.17E. Tipo de roca: granito de biotita con abundante esfeno, como minerales secundarios clorita y sericita.

7-2000

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3139.57N; 652.64E. Tipo de roca: granito porfídico; textura: holocristalina porfídica; minerales esenciales: abundante fenocristales de cuarzo, plagioclasas alteradas a sericita, fenocristales de microclina, bordes de reacción entre plagioclasas y feldespato potásico; minerales secundarios: clorita a partir de muscovita; minerales accesorios: esfeno, biotita, muscovita, minerales opacos en forma cuadrada. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

10-2000

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3137.88N; 653.13E. Tipo de roca: granito porfídico de dos micas, de grano grueso, abundante cuarzo, biotita y feldespatos; algunos rosados; textura: holocristalina de grano medio; minerales esenciales: cuarzo, plagioclasa más abundante que el feldespato potásico; minerales secundarios: abundante clorita; minerales accesorios: abundante muscovita en pequeños cristales.

12-2000

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3139.15N, 654.17E. Tipo de roca: granito de dos micas; cuarzo, feldespatos, la roca es de color claro; textura: holocristalina porfídica, intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa. minerales esenciales: fenocristales de cuarzo, microclina en pequeños cristales, albita(?); minerales secundarios: clorita a partir de muscovita, sericita a partir de plagioclasa o de muscovita; minerales accesorios: esfeno, minerales opacos, pequeños cristales de muscovita. En este afloramiento se vieron vetillas de pegmatitas con abundante feldespato y muscovita. Otros estudios: Análisis por elementos mayores.

TC-99-01

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3152.70N; 659.77E. Tipo de roca: derrames de andesita interestratificadas con tobas ricas en cristales y areniscas tobáceas; textura: microlítica alrededor de los fenocristales; minerales esenciales: plagioclasa como fenocristales (andesina), escasos cristales de clinopiroxenos poco alterados; en la matriz microlitos de pequeñas plagioclasas y posiblemente vidrio en la matriz; minerales accesorios, pequeñas zonas de oxidación en la matriz. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras.

TC-99-02

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3148.25N; 670.20E. Tipo de roca: derrame de andesita de horblenda sobre rocas clásticas de la Formación Báucarit; roca de color gris oscuro con cristales brillantes de horblenda.; textura: microlítica seriada; minerales esenciales: plagioclasa de dos tamaños (de 3 m.m. y menor 1m.m.); minerales accesorios: horblenda como fenocristales oxidados(oxi-horblenda), la horblenda se presenta corroída y algo cloritizada y reemplazada por óxidos y sílice microcristalino; escasos restos de piroxeno; la horblenda presenta un borde de oxidación. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras.

TC-99-03

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3139.90N; 692.50E. Tipo de roca: basalto de piroxeno y olivino idingitizado de color gris oscuro; textura: microlítica; minerales esenciales: plagioclasa de grano fino sin orientación definida, olivino oxidado a idingsita; algunos olivinos solo se oxidan sus bordes; piroxeno muy fino en la matriz; minerales secundarios: óxidos en los cristales de olivino; minerales accesorios: piroxeno en la matriz. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras.

1-99

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3137.22N; 619.05E. Tipo de roca: dacita. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras, isótopos Rb/Sr y Sm/Nd.

4-99

Localización: Hoja La Dura; 11.5 km al sureste de Río Chico, por el camino a Movas. Tipo de roca: cuarzomonzonita equigranular de grano medio; textura holocristalina, hipidiomórfica de grano medio, localmente textura granofírica; minerales esenciales: plagioclasas, algunas zonadas, cuarzo, escasa microclina; minerales secundarios: clorita, epidota y abundante sericita sobre las plagioclasas; accesorios: abundante biotita, escasa hornblenda, minerales opacos y esfeno.

5-99

Localización: Hoja La Dura; cerca de las casas del Rancho Potrero de Galindo. Tipo de roca: granito de dos micas, muscovita en cristales de 3 mm, biotita más pequeña, cuarzo y feldespato potásico; textura holocristalina, minerales esenciales: microclina, cuarzo y plagioclasas; minerales secundarios: clorita y escasa sericita; minerales accesorios: biotita alterada, sobre las plagioclasas se observa muscovita y sericita. Parte de la muscovita parece ser derivada de la alteración de la biotita.

6-99

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3152.60N; 661.35E. Tipo de roca: toba rica en cristales, de color rosado con pequeñas manchas blancas y oscuras; textura: piroclástica; minerales esenciales: cuarzo, plagioclasas alteradas, el cuarzo está en cristales quebrados y subredondeados, sobre las plagioclasas se observa sericita y poca calcita, cristales frescos de biotita; minerales secundarios: sericita, calcita y estructuras esferulíticas a partir del material vítreo; minerales accesorios: minerales opacos, biotita, zircón(?), pequeños cristales de oxidados de hornblenda. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras.

Ma-1

Localización: 2 km al oriente de Maycoba Son. Tipo de roca: granodiorita. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

MV-22

Localización: Hoja Sierra Libre escala 1:250,000; coordenadas: 28°12'45"N; 110°58'33"W. Tipo de roca: granito de grano medio a grueso, compuesto de granos alargados de feldespatos, cuarzos, hornblenda y biotita.

1-98

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3137.74N; 602.75E. Tipo de roca: granodiorita de biotita y hornblenda; textura: holocristalina; minerales esenciales: plagioclasas como fenocristales (65%); feldespato potásico (8.3%); cuarzo (9.1%); minerales secundarios: clorita a partir de biotita y hornblenda; sericita sobre las plagioclasas; minerales accesorios: biotita (5%); hornblenda, minerales opacos, esfeno como constituyente menor. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras, isótopos Rb/Sr.

8-98

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3145.96N; 677.04E. Tipo de roca: granodiorita con cuarzo, biotita, hornblenda y feldespatos; vetillas de pirita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

9-98

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3147.46N; 685.17E. Tipo de roca: granodiorita de grano grueso (0.5m.m), feldespato, cuarzo, biotita, hornblenda y esfeno; textura: holocristalina de grano grueso; minerales esenciales: cuarzo con extinción ondulante (7%); abundante plagioclasa (70%); poco feldespato potásico (5%); minerales secundarios: poca sericita sobre plagioclasas, epidota; minerales accesorios: biotita y hornblenda. Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento Rb/Sr, tierras raras.

9A-98

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3142.50N; 683.50E. Tipo de roca: andesita porfídica con estructura fluidal, feldespatos rojizos, biotita, hornblenda cloritizada, todo en una matriz grisacea. Misma muestra que la 58-96.

11-98

Localización: Hoja Maycoba; coordenadas: 3143.14N; 732.22E; tipo de roca: granito de grano medio, cuarzo, plagioclasa, algunas inclusiones de una roca más oscura (cuarzodiorita); textura: holocristalina porfídica. minerales esenciales: plagioclasas (albita y oligoclasa), feldespato potásico, cuarzo, biotita, hornblenda; minerales sesecundarios: clorita, epidota alterando ferromagnesianos, sericita alterando feldespatos potásicos, minerales opacos pirita (?); minerales accesorios: esfeno, minerales opacos.

13-98

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3135.66N; 644.10E. Tipo de roca: granodiorita con biotita de grano medio, (5m.m); cuarzo, feldespato, escasa hornblenda y esfeno; la biotita se presenta muy alterada; textura: holocristalina equigranular; minerales esenciales: plagioclasa (52%), cuarzo con extinción ondulante (17%), microclina escasa (15%); minerales secundarios: Clorita, epidota(?), escasa sericita sobre las plagioclasas; minerales accesorios: biotita cloritizada, esfeno, minerales opacos asociados a la biotita; la biotita está reemplazada por la clorita, escasa epidota. Otros estudios: Análisis por elementos mayores, tierras raras, isótopos Rb/Sr.

14-98

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3135.66N; 644.10E. Tipo de roca: granito porfídico; fenocristales mayor de 1cm de feldespatos potásicos, hornblenda, biotita y cuarzo menores de medio centímetro. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

15-98

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3141.73N; 645.70E. Tipo de roca: granodiorita; otros estudios: análisis por elementos mayores.

56-98

Localización: Hoja Agua Fría; coordenadas: 3142.50N; 560.87E. Tipo de roca: granodiorita con hornblenda, cuarzo, feldespato, escasa epidota y esfeno. Otros estudios: Análisis por elementos mayores.

80-98

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3128.38N; 601.48E. Tipo de roca: granodiorita; otros estudios: análisis por elementos mayores.

81-98

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3127.39N; 601.63E. Tipo de roca: granodiorita de biotita y hornblenda de grano fino. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

82-98

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3135.37N; 602.22E. Tipo de roca: tonalita con epidota, pirita, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda (?); textura: holocristalina porfídica; minerales secundarios: abundante sericita y clorita, minerales opacos, escasa epidota; minerales accesorios: biotita y escasa hornblenda.

83-98

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3141.14N; 605.73E. Tipo de roca: granodiorita de biotita de grano medio; cuarzo, esfeno (?), plagioclasa. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

84-98

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3144.42N; 615.91E. Tipo de roca: granodiorita de hornblenda de grano grueso, biotita, abundante esfeno, feldespato, cuarzo. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

TC-22-98

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3140.57N; 651.81E. Tipo de roca: granito de feldespato alcalino (?); minerales esenciales: cuarzo (21%), feldespato potásico (70%) se presenta principalmente como microclina, albita; plagioclasa (4%); textura: mirmequitica, mezcla de cuarzo y plagioclasa; minerales secundarios: clorita sobre plagioclasa; minerales accesorios: biotita (3%) cloritizada de grano fino, minerales opacos (2%). Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras, isótopos Rb/Sr y Sm/Nd.

TC-23-98

Localización: Hoja Maycoba; coordenadas: 3143.20N; 732.37E. Tipo de roca: granodiorita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

TC-25-98

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3141.74N; 683.51E. Tipo de roca: granodiorita de grano grueso, cuarzo, feldespato, esfeno, hornblenda y biotita; textura: holocristalina de grano grueso; minerales esenciales: feldespato potásico (45%) en masas xenomorfas que alojan a las plagioclasas, algunas zonadas (33%), fenocristales de cuarzo (12%); otros minerales (10%); minerales accesorios: hornblenda y biotita. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras, isótopos Rb/Sr y Sm/Nd.

101-97

Localización: Hoja San Carlos; coordenadas: 3093.62N; 498.69E. Tipo de roca: tonalita de grano medio a grueso, cuarzo, feldespato (fenocristales); biotita y fenocristales de hornblenda; abundantes vetillas de epidota; inclusiones de cuarzo de grano fino; minerales esenciales: plagioclasas zonadas (78%); como fenocristales de cuarzo (15%); feldespato potásico (2%); otros minerales (biotita, hornblenda) (5%); minerales secundarios: sericita sobre plagioclasa, epidota más opacos a partir de hornblenda, clorita a partir de biotita; minerales accesorios: biotita, hornblenda, minerales opacos. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras, isótopos Rb/Sr.

102-97

Localización: Hoja San Carlos; coordenadas: 3090.31N; 490.31E. Tipo de roca: Tonalita rica en fenocristales de hornblenda, algunos mayores de 1 cm, biotita de 5 mm, cuarzo y feldespatos. Textura holocristalina, como minerales esenciales: plagioclasas zonadas como fenocristales, hornblenda alterada a biotita y clorita; minerales secundarios: clorita (perminita), epidota sobre biotita; minerales accesorios: biotita, hornblenda como fenocristales, minerales opacos, apatito y zircón sobre la biotita. Otros estudios: análisis por elementos mayores, tierras raras e isótopos de Rb/Sr y Sm/Nd.

104-97

Localización: Hoja San Carlos; coordenadas: 3096.32N; 505.03E. Tipo de roca: basalto con vesículas rellenas de material arcilloso, fenocristales de plagioclasa.

105-97

Localización: Hoja San Carlos; coordenadas: 3096.84N; 484.99E. Tipo de roca: granito de hornblenda y biotita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

109-97

Localización: Hoja Guaymas; coordenadas: 3095.82N; 519.54E. Tipo de roca: granófiro; roca intrusiva de grano medio, plagioclasa, cuarzo, minerales opacos oxidados; otros estudios: análisis por elementos mayores.

110-97

Localización: Hoja Ortiz; coordenadas: 3099.46N; 521.06E. Tipo de roca: granófiro de grano fino, plagioclasa, minerales opacos oxidados, inclusiones oscuras y huecos microlíticos con cuarzo cristalizado; textura: intergranular; minerales esenciales: plagioclasa (albita) (?), oligoclasa, cuarzo, biotita, hornblenda, piroxeno, clinopiroxeno, feldespato potásico; minerales secundarios: clorita que altera a los ferromagnesianos y opacos que crecen a partir de la biotita y de la hornblenda y la sericita que altera a todas las plagioclasas. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

111-97

Localización: Hoja Ortíz, coordenadas: 3124.66N; 529.06E. Tipo de roca: granófiro; otros estudios: análisis por elementos mayores.

112-97

Localización: Hoja Ortíz, coordenadas: 3132.60N; 528.51E. Tipo de roca: granófiro o granito de grano fino con biotita como fenocristales, feldespato y cuarzo.

113-97

Localización: Hoja Ortíz, coordenadas: 3134.30N; 529.20E. Tipo de roca: granófiro con textura de grano fino -0.5 m.m. plagioclasas, minerales opacos (hornblenda), abundante hematita como vetillas o diseminadas; textura: porfídica micrográfica; minerales esenciales: fenocristales de plagioclasas (20%), feldespato potásicos (50%), cuarzo como pequeños cristales (20%) y plagioclasas en la matriz; minerales secundarios: opacos (10%). Otros estudios: análisis por elementos mayores.

114-97

Localización: Hoja Ortíz, coordenadas: 3135.88N; 531.31E. Tipo de roca: granófiro. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

115-97

Localización: Hoja La Misa; coordenadas: 3141.97N; 534.41E. Tipo de roca: pórfido félsico, fenocristales de plagioclasa de 0.8 m.m; cuarzo.

119-97

Localización: Hoja Ortíz, coordenadas: 3116.05N; 550.50E. Tipo de roca: granófiro de grano fino con escasos fenocristales de feldespatos, con abundantes cavidades microlíticas; otros estudios: análisis por elementos mayores.

127-97

Localización: Hoja La Misa; coordenadas 3140.10N; 563.05E. Tipo de roca: granito de grano medio, cuarzo, plagioclasa, biotita, esfeno, escasos fenocristales de hornblenda. Misma muestra que la SO-63.

129-97

Localización: Hoja Agua Fría; coordenadas: 3142.29N; 578.85E. Tipo de roca: granodiorita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

131-97

Localización: Hoja Suaqui Grande, en el Rancho El Pozo, a 500 m del entronque con el camino a Suaqui. Tipo de roca: granodiorita equigranular de grano medio; minerales esenciales: plagioclasas zonadas, albita y cuarzo, escaso feldespato potásico; minerales secundarios: clorita, epidota y minerales opacos creciendo sobre la biotita; minerales accesorios: biotita, esfena, zircón y hornblenda alterada a clorita.

134-97

Localización: Hoja Suaqui Grande a 1km al sur de la desviación a Cumurípa. Tipo de roca: andesita porfídica, abundante epidota, la roca se ve algo silicificada, plagioclasa, cuarzo (?) en pequeños cristales en matriz color violeta; Otros estudios: análisis por elementos mayores.

136-97

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3139.73N; 603.28E. Tipo de roca: granodiorita de grano medio (0.5cm), fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y esfena, no se observó hornblenda; textura: holocristalina de grano grueso; minerales esenciales: Plagioclasa con zoneamiento (60%), cuarzo (17%), feldespato potásico (8%), otros(15%); minerales secundarios: clorita, escasa epidota, escas calcita, sericita sobre algunas plagioclasas; minerales accesorios: abundantes minerales opacos, esfena, biotita.

137-97

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas:3143.18N; 607.14E. Tipo de roca: granodiorita de biotita de grano medio. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

138-97

Localización: Hoja Tecoripa, 3 km al este de Tecoripa. Tipo de roca: granodiorita de biotita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

139-97

Localización: Hoja Tecoripa; coordenadas:3158.90N; 624.85E. Tipo de roca: brecha de flujo de andesita.

140-97

Localización: Hoja Tecoripa; coordenadas: 3162.20N; 632.80E. Tipo de roca: granodiorita de grano medio-fino, biotita menor de 0.5 m.m. cuarzo y feldespato; minerales esenciales: plagioclasa, cuarzo; minerales secundarios: sericita sobre plagioclasa, clorita sobre biotita; minerales accesorios: biotita, hornblenda. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

141-97

Localización: Hoja Tecoripa; coordenadas: 3167.45N; 618.15E. Tipo de roca: granodiorita de grano medio, feldespatos, cuarzo, biotita, hornblenda (?). Otros estudios: análisis por elementos mayores.

58-96

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3142.50N; 683.50E. Tipo de roca: andesita porfídica con estructura fluidal, feldespatos rojizos, biotita, hornblenda cloritizada en matriz grisacea. Misma muestra que la 9A-98.

SO-2.- Localización: Hoja Tecoripa; coordenadas:3165.55N; 606.65E; tipo de roca: granodiorita. Otros estudios: análisis por elementos mayores; fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-3

Localización: Hoja Tecoripa; coordenadas:3164.65N; 624.10E. Tipo de roca: Cuarzodiorita. Otros estudios: Análisis por elementos mayores; fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-5

Localización: Hoja Tónochi; coordenadas: 3160.20N; 631.60E. Tipo de roca: cuarzodiorita; otros estudios: análisis por elementos mayores; fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-13

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3152.60N; 661.35E. Tipo de roca: toba riolítica. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-14

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas:3148.39N; 669.42E. Tipo de roca: andesita porfídica de piroxenos; textura: seriada porfídica, predominan las plagioclasas de diferente tamaño, algunas de 2 m m, con piroxeno (augita). Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-15

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas:3150.90N; 685.30E. Tipo de roca: Granodiorita. Otros estudios: análisis por elementos mayores; fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-19

Localización: Hoja Yécora; coordenadas:3147.85N; 697.05E. Tipo de roca: andesita basáltica; otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-25

Localización: Hoja San Carlos; coordenadas:3094.65N; 487.55E. Tipo de roca: granodiorita. Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-32

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3146.75N; 636.60E. Tipo de roca: ignimbrita de color morado claro.

SO-35

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3136.10N; 643.60E. Tipo de roca: granodiorita; textura: holocristalina de grano grueso, equigranular, microclina, plagioclasa (albita) y cuarzo 30%; plagioclasa 27%; feldespato potásico 28%; otros 15%; minerales secundarios: clorita a partir de biotita, sericita sobre plagioclasa, escasa epidota asociada a la sericita; minerales accesorios: opacos, zircon (?) posiblemente radioactivo, rutilo como agujas en la biotita. Otros estudios: fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-36

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3140.10N; 641.55E. Tipo de roca: pórfido andesítico. Otros estudios: fechamiento U/Pb.

SO-38

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3145.87N; 677.15E. Tipo de roca: granodiorita de grano grueso, con plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda, clorita, sericita y minerales opacos.

SO-39

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3143.10N; 672.80E. Tipo de roca: toba riolítica masiva con abundante biotita. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-40

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3135.10N; 670.05E. Tipo de roca: basalto de olivino y piroxeno; textura microlítica porfídica fenocristales de olivino casi totalmente alterados a idingsita; la matriz está formada por microlitos de plagioclasa calcica y piroxenos muy pequeños, se observa estructura fluidal. Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-41

Localización: Hoja Nuri; coordenadas: 3123.00N; 665.25E. Tipo de roca: basalto de olivino y piroxeno; textura porfídica, agregado de fenocristales de varios minerales agrupados y microlítica fluidal, fenocristales de plagioclasa, piroxeno (augita), olivino transformado a idingsita y óxidos de "Fe". Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-49

Localización: Hoja La Dura; coordenadas 3144.45N; 644.30E. Tipo de roca: dacita porfídica gris claro, fenocristales de feldespato y cuarzo en matriz silicificada.

SO-51

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3142.50N; 643.90E. Tipo de roca: dacita porfídica; otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-54

Localización: Hoja La Dura; coordenadas: 3152.40N; 659.90E. Tipo de roca: toba riolítica; otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-59

Localización: Hoja José Ma. Morcos; coordenadas: 3121.3N; 502.5E. Tipo de roca: cuarzodiorita; textura holocristalina porfídica; fenocristales de cuarzo, feldespato potásico como microclina, plagioclasa de albita, oligoclasa, biotita y hornblenda; otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar.

SO-60

Localización: Hoja La Misa; coordenadas: 3144.50N; 556.55E. Tipo de roca: basalto de olivino; textura holocristalina intergranular en parte porfídica, plagioclasa calcica, olivino idingsitizado y clinopiroxenos. Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-61

Localización: Hoja La Misa, coordenadas: 3139.95N; 559.35E. Tipo de roca: toba riolítica. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-63

Localización: Hoja La Misa; coordenadas: 3140.1N; 563.05E. Tipo de roca: granito de grano medio, cuarzo, plagioclasa, biotita, escaso esfeno, además de escasos cristales de hornblenda, lo cortan diques de dacita de hornblenda; textura: holocristalina equigranular; minerales esenciales: cuarzo 31%, plagioclasa 14%, sin feldespato potásico como fenocristales 45%; minerales secundarios: sericita, epidota, opacos; minerales accesorios: biotita, hornblenda y esfeno, apatita (?). Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar, isótopos. Misma localidad que la muestra 127-97.

SO-64

Localización: Hoja Agua Fría; coordenadas: 3140.45N; 591.25E. Tipo de roca: granodiorita; otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento K/Ar, isótopos.

SO-65

Localización: Hoja Agua Fría; coordenadas: 3138.30N; 594.75E. Tipo de roca: granodiorita equigranular de grano medio, plagioclasa, cuarzo, biotita en cristales pequeños (2m.m), poco esfeno, escasa hornblenda. Inclusiones de una roca más máfica (Iamprófidio); textura: holocristalina; minerales esenciales: Plagioclasa zonada (albita), cuarzo, feldespatos alterados, biotita alterada a clorita y epidota, feldespato potásico sin alteración como fenocristales; minerales secundarios: clorita, epidota y minerales opacos creciendo en la biotita; minerales accesorios: zircón, esfeno (?), hornblenda alterada a clorita; origen: intrusivo con alteración escasa de sericita en feldespatos, y alteración de clorita y epidota en biotitas, algunas con oxidación.

SO-66

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3138.35N; 598.70E. Tipo de roca: toba riolítica, fragmentos de roca y matriz. Otros estudios fechamiento por U/Pb.

SO-74

Localización: Hoja Agua Fría; coordenadas: 3131.95N; 583.25E. Tipo de roca: cuarzdiorita. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-75

Localización: Hoja Agua Fría; coordenadas: 3135.25N; 593.95E. Tipo de roca: ignimbrita. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-76

Localización: Hoja Agua Fría; coordenadas: 3135.45N; 594.20E. Tipo de roca: ignimbrita. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-79

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3137.55N; 619.85E. Tipo de roca: ignimbrita silicificada con epidota.

SO-80

Localización: Hoja Suaqui Grande; coordenadas: 3128.70N; 623.10E. Tipo de roca: tonalita de grano fino. Otros estudios: análisis por elementos mayores, fechamiento Rb/Sr.

SO-92

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3139.74N; 691.13E. Tipo de roca: toba riolítica; otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-94

Localización: Hoja Yécora; coordenadas: 3138.49N; 700.91E. Tipo de roca: riolita. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-95

Localización: Hoja Yécora; coordenadas: 3138.83N; 669.59E. Tipo de roca: vitrófido riolítico; otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-96

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3139.09N; 694.78E. Tipo de roca: vitrófido riolítico. Otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-97

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3142.44N; 686.97E. Tipo de roca: andesita alterada; otros estudios: fechamiento K/Ar.

SO-98

Localización: Hoja Santa Rosa; coordenadas: 3142.49N; 672.13E. Tipo de roca; otros estudios: análisis por elementos mayores.

SO-110

Localización: Hoja La Misa; coordenadas: 3148.18N; 562.15E. Tipo de roca: riolita; otros estudios: fechamiento K/Ar.

106-90

Localización: A 3 km de la desviación a San Javier. Tipo de roca: derrame de andesita asociado a aglomerados andesíticos. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

107-90

Localización: A 400 m al noreste del poblado de San Javier. Tipo de roca: cuarzdiorita de grano fino, menos de 2 m.m; cuarzo, feldespato, biotita. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

109-90

Localización: Hoja Tónichi, al sureste de San Javier, en la entrada a la Planta de Fomento minero. Tipo de roca: brecha de derrame de composición andesítica.

110-90

Localización: Hoja Tónichi, 5.5 km, al sureste de San Javier sobre carretera pavimentada. Tipo de roca: cuarzdiorita equigranular, menos de 2 m.m. Otros estudios: análisis por elementos mayores.

111-90

Localización: Hoja Tónichi, a 9.3 km al sureste de San Javier, formando un stock. Tipo de roca: cuarzodiorita; otros estudios: análisis por elementos mayores.

112-90

Localización: Hoja Tónichi, 2 km al noroeste del rancho Potrero de Flores. Tipo de roca: granito de biotita, fenocristales de feldespato y cuarzo hasta de 4 m m; otros estudios: análisis por elementos mayores.

APENDICE: B

Tablas con datos de elementos mayores y algunos traza de rocas ígneas a lo largo del transecto.

Tabla B-1.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitoides laramídicos a lo largo del transecto.
Su localización se indica en la láminas I, II, IIA y III*.

		Elementos mayores en peso %														
No. Muestra	% peso	101-97	105-97	127-97	129-97	130-97	131-97	136-97	137-97	138-97	140-97	141-97	1-98	8-98	9-98	11-98
SiO ₂		62.7	67.1	69.0	61.8	61.8	64.8	67.8	67.6	66.3	62.4	59.5	66.4	67.7	66.5	63.2
TiO ₂		0.64	0.52	0.40	0.69	0.74	0.58	0.49	0.51	0.47	0.71	0.69	0.52	0.48	0.49	0.82
Al ₂ O ₃		16.5	15.8	15.2	15.9	16.5	16.1	16.2	15.6	15.5	16.7	16.7	15.5	15.1	15.1	15.6
Fe ₂ O ₃ T		5.49	4.03	3.09	5.82	5.26	4.66	3.82	3.84	3.97	5.68	6.79	4.26	3.61	4.09	5.02
MnO		0.10	0.08	0.07	0.10	0.09	0.08	0.05	0.05	0.06	0.08	0.09	0.08	0.04	0.06	0.08
MgO		2.28	1.42	1.07	2.44	2.46	1.68	1.74	1.44	1.68	2.75	2.88	1.70	1.31	1.67	2.18
CaO		5.33	4.03	2.65	4.91	5.43	4.21	3.55	3.34	3.62	5.18	5.22	4.07	3.25	3.82	4.48
Na ₂ O		2.92	3.31	3.05	2.83	2.53	3.30	3.08	2.94	2.91	3.16	2.95	3.12	3.04	3.02	3.01
K ₂ O		2.50	2.83	3.80	3.11	3.76	3.01	3.51	3.33	3.84	2.58	2.61	3.44	3.88	3.40	3.43
P ₂ O ₅		0.13	0.13	0.10	0.16	0.17	0.13	0.09	0.11	0.10	0.15	0.16	0.08	0.06	0.06	0.10
PxC		0.61	0.34	0.81	1.22	0.63	0.49	0.63	0.99	0.99	1.52	1.99	0.97	0.62	1.51	1.88
Suma		99.18	99.62	99.22	96.88	99.42	99.11	100.92	99.70	99.53	100.96	99.62	100.10	99.08	99.71	99.55
ppm																
Rb		77	90	177	125	124	179	170	137	162	97	119	148	231	158	153
Sr		400	463	389	361	392	467	361	387	360	432	398	377	333	371	430
Ba		900	1072	1347	838	992	1042	717	903	797	768	617	795	789	707	900
Y		21	19	14	28	22	18	12	17	15	21	20	15	19	12	24
Zr		118	124	140	172	170	160	116	138	129	137	138	124	154	114	184
Nb		8	10	9	9	9	7	9	11	9	7	9	6	11	7	9
V		120	61	54	126	83	118	76	77	76	146	131	90	75	87	107
Cr		11	2	69	13	2	15	4	nd	14	12	14	7	5	4	32
Co		17	9	7	18	14	15	10	8	10	19	22	10	8	11	14
Ni		5	3	7	6	9	14	7	7	7	9	10	10	10	7	17
Cu		20	9	17	36	22	10	15	76	9	32	14	16	24	14	32
Zn		64	71	73	65	77	92	43	39	47	89	72	51	34	53	56
Th		6	2	11	13	16	5	19	18	26	8	12	20	25	16	9
Pb		9	10	14	19	13	16	10	13	13	11	12	13	9	8	15

Estos análisis se hicieron en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUCIS, por Rufino Lozano Santa Cruz (*) Sus coordenadas se indican en el apéndice A.

Tabla B-1.- (cont.) Análisis por elementos mayores y algunos traça para muestras de granitoides laramídicos a lo largo del transecto.
Su localización se indica en la láminas I, II, y III*.

No. Muestra	13-98	14-98	15-98	TC22-98	TC23-98	TC25-98	56-98	30-98	81-98	82-98	83-98	84-98	SO-98	SO-98	MV-22
% peso															
SiO ₂	64.4	68.4	66.0	75.6	63.9	65.1	65.7	52.0	55.3	64.9	66.6	64.7	61.5	64.6	68.0
TiO ₂	0.61	0.41	0.55	0.20	0.60	0.53	0.51	0.86	0.91	0.59	0.49	0.59	0.74	0.57	0.34
Al ₂ O ₃	15.2	15.6	15.3	12.9	16.0	16.0	16.1	17.9	17.8	14.8	15.3	16.4	16.3	16.1	15.1
Fe ₂ O ₃ T	5.04	2.98	4.23	1.49	5.33	4.89	4.38	8.64	8.05	4.98	4.36	4.61	6.04	4.17	0.90
MnO	0.08	0.07	0.06	0.02	0.08	0.08	0.07	0.14	0.13	0.08	0.07	0.06	0.09	0.09	0.05
MgO	2.08	0.80	1.84	0.48	2.47	2.15	1.96	6.00	3.64	2.81	1.88	1.93	2.53	2.24	0.99
CaO	4.29	3.49	3.79	0.80	4.36	4.00	4.05	8.18	6.42	3.93	3.69	4.22	5.31	3.49	2.72
Na ₂ O	2.91	3.69	2.89	2.69	3.14	3.08	3.25	2.59	3.27	2.75	3.01	3.42	3.07	3.30	4.18
K ₂ O	3.87	3.16	3.57	5.71	3.53	3.44	3.24	1.88	2.14	3.71	3.34	2.90	3.02	2.76	3.73
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.06	0.03	0.11	0.10	0.11	0.16	0.17	0.11	0.09	0.13	0.11	0.11	0.07
PXC	0.74	0.79	1.10	0.56	0.88	0.55	1.21	0.78	1.37	0.87	0.52	0.37	0.49	1.80	2.55
Suma	99.31	99.50	99.39	100.45	100.39	99.70	100.62	99.13	99.22	99.51	99.34	99.29	99.20	99.37	98.63
ppm															
Rb	204	127	200	278	154	143	118	70	86	152	151	119	151	123	
Sr	329	520	352	190	433	412	463	478	525	375	372	511	421	602	
Ba	709	1031	692	731	928	738	840	778	659	868	792	854	689	592	
Y	24	12	23	8	26	14	17	23	22	22	20	13	22	13	
Zr	178	155	151	133	190	114	137	148	134	213	133	153	179	167	
Nb	9	8	10	9	10	7	10	8	6	10	10	11	8	10	
V	108	44	103	21	106	99	91	206	182	103	78	90	126	79	
Cr	20	5	14	<1	24	4	16	202	8	62	2	8	25	48	
Co	15	5	10	<2	14	11	13	32	21	17	9	10	19	17	
Ni	12	6	11	2	15	9	5	44	8	26	6	8	16	25	
Cu	61	16	43	47	46	24	24	65	86	76	30	97	52	18	
Zn	74	74	177	19	56	45	68	102	98	62	44	52	77	160	
Th	29	10	37	55	15	16	9	<1	4	14	15	15	21	19	
Pb	16	19	14	14	11	14	18	7	11	16	11	10	19	57	

Estos análisis se hicieron en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS, por Rufino Lozano Santa Cruz (*) Sus coordenadas se indican en el apéndice A.

Tabla B-2.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitos de dos micas y rocas volcánicas de la Formación Tarahumara a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas II, IIA y III.*

No. Muestra	Granitos de dos micas						Rocas volcánicas de la Formación Tarahumara					
	1-2000	2-2000	5-2000	7-2000	10-2000	12-2000	58-96	134-97	139-97	1-99	16-98	
% peso												
SiO ₂	76.5	74.7	74.2	71.1	70.8	73.5	59.4	64.4	55.1	60.9	59.2	
TiO ₂	0.07	0.08	0.13	0.26	0.14	0.18	0.77	0.59	0.85	0.72	0.74	
Al ₂ O ₃	13.6	14.5	14.4	15.6	17.8	14.6	16.1	15.5	16.3	17.0	15.1	
Fe ₂ O ₃ T	0.88	0.89	1.29	2.21	0.59	1.52	6.42	4.25	7.89	6.13	6.20	
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.02	0.07	0.09	0.06	0.17	0.11	0.16	
MgO	0.22	0.30	0.40	0.68	0.29	0.45	2.75	2.59	1.33	2.44	3.78	
CaO	0.64	0.96	1.32	2.42	0.17	1.49	4.39	2.25	6.80	4.94	3.93	
Na ₂ O	4.19	4.37	3.55	3.99	8.34	4.22	3.04	4.22	2.57	3.64	3.48	
K ₂ O	4.14	3.88	4.74	3.73	1.33	3.87	3.21	3.39	2.28	2.83	1.52	
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.06	0.10	0.05	0.09	0.12	0.18	0.53	0.17	0.13	
PxC	0.53	0.51	0.43	0.54	0.80	0.71	4.14	1.63	7.16	1.70	5.59	
Suma	100.94	100.27	100.61	100.72	100.30	100.74	100.44	99.04	101.02	100.59	99.90	
ppm												
Rb	291	232	241	158	99	207	150	135	72	104	80	
Sr	106	255	311	442	221	291	331	680	551	451	210	
Ba	265	682	1088	1013	274	788	659	1314	819	814	788	
Y	36	28	29	22	27	28	23	14	30	25	23	
Zr	61	84	117	143	107	135	169	190	272	225	144	
Ni	23	21	11	8	21	18	8	10	12	10	11	
V	9	9	13	29	10	18	145	96	89	111	163	
Cr	5	<2	4	<2	6	3	19	50	nd	20	99	
Co	<3	<3	<3	4	<3	<3	24	13	20	16	25	
Ni	2	2	1	3	4	2	11	36	nd	4	39	
Cu	12	14	8	6	22	10	31	12	nd	23	27	
Zn	40	29	37	54	13	47	96	79	241	108	222	
Th	10	7	15	16	28	13	26	10	4	11	13	

Estos análisis se hicieron en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS, por Rufino Lozano Santa Cruz.

(*) Sus coordenadas se indican en el apéndice A.

Tabla B-3.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitoides del arco larámide y rocas volcánicas de la Formación Tarahumara a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas II y IIA.

No. Muestra % peso	Granitoides del arco larámide										Rocas volcánicas de la Formación Tarahumara	
	104-90	105-90	107-90	110-90	111-90	112-90	106-90	108-90				
SiO ₂	61.2	62.5	53.5	54.3	53.4	68.0	60.4	60.5				
TiO ₂	0.73	0.74	1.06	0.95	1.06	0.48	0.92	0.92				
Al ₂ O ₃	16.5	16.4	18.7	18.5	18.8	15.1	16.4	16.5				
Fe ₂ O ₃ T	6.33	6.16	9.18	8.73	9.08	4.04	7.77	7.68				
MnO	0.10	0.10	0.14	0.13	0.13	0.06	0.12	0.12				
MgO	2.89	2.74	4.36	3.99	4.38	1.67	2.55	2.57				
CaO	5.40	5.12	8.09	7.69	8.11	3.34	2.03	2.05				
Na ₂ O	2.89	2.88	3.06	3.00	3.12	3.01	5.80	5.83				
K ₂ O	2.78	2.97	1.08	1.09	1.08	3.61	0.75	0.77				
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.16	0.16	0.16	0.06	0.46	0.46				
PxC	0.81	0.44	0.70	1.02	0.61	1.06	2.99	2.96				
Suma	99.76	100.16	99.94	99.58	99.93	100.43	100.12	100.32				
ppm												
Rb	124	124	39	32	31	176	30	35				
Sr	411	418	578	633	589	302	307	304				
Ba	841	840	520	542	530	654	346	338				
Y	26	26	21	19	19.5	28	27	27.5				
Zr	158	148	92	128	112	137	309	310				
Nb	10	11	6.5	6	6	9	15	15				
Ga	18	18	18	19	19	19	20	20				
V	154	134	215	232	263	85	80	82				
Cr	34	463	74	46	35	34	9	8				
Co	70	50	52	52	56	57	22	40				
Ni	18	16	38	16	22.5	15	6	6				
Cu	176	24	7.5	93	22	47	10	12				
Zn	107	70	73	109	110	40	128	124				

Estos análisis se hicieron en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS, por Rufino Lozano Santa Cruz.

Tabla B-4.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granitoides laramídicos a lo largo del transecto. Su localización se indica en la láminas I, II, IIA y III.* (**)

	No. Muestra	MA-1	SO-2	SO-3	SO-5	SO-15	SO-25	SO-63	SO-64
% peso									
SiO ₂	57.4	65.4	55.4	53.9	63.3	64.5	74.5	62.6	
Al ₂ O ₃	16.4	15.2	17.6	18.0	17.0	16.3	12.9	16.8	
Fe ₂ O ₃	2.51	1.55	2.27	0.42	2.76	3.57	0.44	4.36	
FeO	4.13	2.21	4.93	7.13	1.35	0.70	0.11	0.96	
MnO	0.11	0.07	0.12	0.13	0.07	0.08	0.02	0.09	
MgO	3.61	1.97	3.39	4.25	1.44	1.94	0.24	2.38	
CaO	5.91	3.64	7.40	7.53	4.77	4.22	0.28	4.58	
Na ₂ O	3.16	3.09	3.20	3.46	4.07	3.54	3.19	3.22	
K ₂ O	3.18	3.99	2.24	1.26	2.29	2.79	5.05	3.21	
TiO ₂	1.01	0.49	0.90	1.01	0.67	0.57	0.11	0.73	
P ₂ O ₅	0.19	0.13	0.23	0.24	0.24	0.18	0.04	0.19	
H ₂ O-	0.13	0.11	0.18	0.11	0.04	0.13	0.26	0.17	
H ₂ O+	1.28	1.06	0.95	1.33	1.01	1.21	0.32	0.74	
CO ₂	0.95	0.23	0.52	0.27	0.06	0.13	0.03	0.00	
Total	99.95	99.14	99.35	99.11	99.01	99.82	97.56	100.03	
Sr	440	342	513	511	644	460	118	440	
Ba	635	440	519	470	701	704	324	661	
V	165	93	184	214	87	681	15	114	
Co	28	25	28	33	28	27	14	26	
Cr	1	40	103	55	2	70	35	3	
Zn	78	36	64	79	26	61	0	73	
Sc	17	10	19	21	5	8	2	12	
Y	26	17	24	20	8	17	5	17	

* Análisis hechos en la Universidad de Texas, en Austin por el Dr. Fred W. McDowell.
(**) Sus coordenadas se indican en el Apéndice A.

Tabla B-5.- Análisis por elementos mayores y algunos traza para muestras de granófiros de la Zona Occidental y rocas volcánicas terciarias de la Zona Oriental a lo largo del transecto. Su localización se indica en las láminas I, II, IIA y III.*

	Granófiros Zona Occidental										Rocas volcánicas terciarias de la Zona Oriental				
	No. Muestra	109-97	110-97	111-97	113-97	114-97	115-97	119-97	TC99-01	TC99-02	TC99-03	6-99			
% peso															
SiO ₂	68.7	68.9	72.9	74.8	75.7	72.8	75.0	57.1	59.3	55.2	68.5				
TiO ₂	0.73	0.63	0.32	0.48	0.16	0.35	0.22	1.31	0.95	1.42	0.45				
Al ₂ O ₃	14.5	14.1	13.2	11.7	12.2	13.3	12.6	17.0	17.0	16.7	15.8				
Fe ₂ O ₃ T	4.15	3.35	3.41	3.03	1.56	3.09	1.91	7.95	6.68	8.28	3.74				
MnO	0.07	0.06	0.07	0.55	0.07	0.07	0.02	0.13	0.12	0.13	0.06				
MgO	0.98	0.69	0.06	0.29	0.07	0.25	0.09	3.22	3.09	4.23	1.25				
CaO	2.39	2.06	1.03	1.08	0.99	1.46	0.95	5.70	6.26	6.50	2.10				
Na ₂ O	3.52	3.51	3.92	3.23	3.20	3.87	2.98	4.12	3.68	3.68	3.70				
K ₂ O	4.22	4.83	4.51	4.10	4.82	4.48	4.93	2.82	2.31	2.87	3.18				
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.04	0.12	0.02	0.09	0.04	0.52	0.41	0.67	0.14				
PxC	0.55	1.00	0.30	0.41	0.46	0.53	0.61	0.82	0.86	0.44	1.85				
Suma	99.91	99.25	99.81	99.82	99.23	100.24	99.34	100.72	100.65	100.08	100.75				
ppm															
Rb	152	177	172	157	200	167	200	86	41	57	138				
Sr	217	154	92	103	51	107	95	489	761	629	337				
Ba	1113	1046	1710	681	387	1481	1303	762	983	1023	920				
Y	46	48	76	106	43	63	36	35	23	33	24				
Zr	334	433	385	387	181	365	177	251	240	297	138				
Nb	15	15	20	15	16	16	15	15	14	22	8				
V	50	31	9	24	7	18	10	185	133	149	57				
Cr	14	nd	nd	nd	10	nd	nd	8	33	45	3				
Co	10	5	3	4	nd	3	nd	18	16	20	6				
Ni	5	2	nd	4	7	1	5	4	14	31	3				
Cu	14	9	7	17	13	11	12	26	17	22	14				
Zn	55	54	72	113	43	83	21	91	82	84	57				
Th	10	10	13	13	19	10	12	9	3	5	20				

Estos análisis se hicieron en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS, por Rufino Lozano Santa Cruz. (*) Sus coordenadas se indican en el apéndice A.

Tabla B-6.- Análisis por elementos mayores y algunos traça para rocas volcánicas terciarias de la Zona Oriental y rocas volcánicas asociadas Fm. Báucarit en la Zona Central. Su localización se indica en las láminas II y III.* (**)

No. Muestra	Roca volcánica terciaria de la Zona Oriental					Rocas volcánicas asociadas a la Formación Báucarit				
	SO-14	SO-28	SO-40	SO-41	SO-48	SO-60				
% peso										
SiO ₂	60.2	57.4	53.3	55.1	50.7	47.8				
Al ₂ O ₃	16.8	17.1	17.0	17.1	16.9	15.8				
Fe ₂ O ₃	2.47	5.69	4.88	6.81	8.91	6.50				
FeO	2.35	0.40	2.95	0.50	0.83	4.96				
MnO	0.08	0.09	0.13	0.12	0.14	0.19				
MgO	2.18	2.99	4.60	3.38	4.16	6.85				
CaO	5.08	6.44	7.30	6.51	8.24	10.04				
Na ₂ O	3.57	3.80	3.67	3.58	3.50	3.30				
K ₂ O	2.97	2.04	1.96	2.26	1.56	0.37				
TiO ₂	0.76	0.74	1.29	1.09	1.58	2.10				
P ₂ O ₅	0.27	0.26	0.53	0.42	0.99	0.32				
H ₂ O-	0.32	0.75	0.59	0.90	0.92	0.50				
H ₂ O+	1.33	0.91	0.76	0.98	0.92	1.28				
CO ₂	0.07	0.02	0.03	0.02	0.04	0.15				
Total	98.38	98.62	98.95	98.76	99.35	100.10				
ppm										
Sr	579	920	703	651	1180	309				
Ba	1143	753	874	867	691	241				
V	151	154	230	212	237	301				
Co	28	32	34	30	32	41				
Cr	0	8	53	19	9	0				
Zn	57	79	64	63	75	30				
Sc	10	13	20	17	19	36				

* Análisis hechos en la Universidad de Texas, en Austin por el Dr. Fred W. McDowell.

(**) Sus coordenadas se indican en el apéndice A.

APENDICE: C

Tablas con datos de análisis de Tierras raras de rocas ígneas a lo largo del transecto.

Tabla C-1.- Análisis de tierras raras de granitoides laramídicos a lo largo del transecto.*

No. Muestra	101-97	102-97	127-97	129-97	1-98	8-98	9-98	11-98	13-98	14-98	80-98	4-99	SO-80	TC22-98
La (ppm)	19.91	17.77	21.55	34.09	8.61	35.43	24.92	30.74	26.83	33.57	25.13	30.95	25.16	21.40
Ce	40.03	36.00	40.21	60.97	15.57	65.01	43.83	63.15	60.02	51.38	50.14	57.54	52.48	40.32
Pr	4.97	4.13	4.54	8.16	2.31	8.51	4.35	6.95	6.85	6.35	7.47	7.86	6.34	4.17
Nd	17.32	15.27	15.33	27.08	8.17	26.60	13.96	24.66	24.19	19.88	26.68	25.65	23.26	13.08
Sm	3.39	3.03	2.69	4.91	1.68	4.48	2.42	4.62	4.66	3.12	5.04	4.70	4.61	2.14
Eu	1.03	0.92	0.79	1.12	0.47	0.90	0.66	1.02	0.87	0.91	1.34	0.93	1.10	0.40
Gd	3.06	1.49	1.14	4.23	0.84	3.62	1.08	1.91	1.92	2.32	4.36	4.08	2.14	0.91
Tb	0.53	2.07	1.49	0.72	1.22	0.58	1.49	2.81	2.98	0.33	0.72	0.69	2.85	1.43
Dy	2.82	2.64	1.84	3.83	1.59	2.99	1.91	3.70	4.03	1.57	3.68	3.61	4.21	1.94
Ho	0.62	0.51	0.32	0.85	0.31	0.64	0.35	0.71	0.79	0.30	0.80	0.78	0.84	0.40
Er	1.70	1.47	0.94	2.36	0.93	1.79	1.01	2.00	2.26	0.79	2.14	2.14	2.37	1.24
Tm	0.25	0.20	0.12	0.34	0.13	0.27	0.14	0.29	0.32	0.10	0.30	0.31	0.33	0.19
Yb	0.25	1.39	0.89	0.34	0.13	0.28	1.02	1.83	2.09	0.10	0.29	0.31	0.33	1.33
Lu	0.24	0.20	0.12	0.34	0.13	0.28	0.14	0.27	0.32	0.10	0.28	0.30	0.32	0.20
Suma	96.12	87.09	91.97	149.34	42.09	151.38	97.28	144.66	138.13	120.82	126.39	139.85	126.33	89.15

*Los análisis de tierras raras fueron hechos en el laboratorio del ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM por Ofelia Marton B. y Elena Lounejeva B.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla C-2.- Análisis de tierras raras de andesitas de la Formación Tarahumara a lo largo del transecto.*

No.Muestra	JR-106	JR-109	58-96
Ce	118.17	119.93	67.58
Pr	13.79	13.84	7.60
Nd	53.19	52.40	27.48
Sm	8.58	8.05	5.04
Eu	2.00	4.57	1.18
Gd	6.69	6.45	4.44
Tb	0.94	0.91	0.63
Dy	4.97	4.82	3.39
Ho	1.02	1.00	0.71
Er	2.73	2.72	1.97
Tm	0.37	0.37	0.26
Yb	0.38	0.39	0.27
Suma	212.83	215.45	120.55

*Análisis hechos por Martín Valencia en los laboratorios del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona.

Tabla C-3.- Análisis de tierras raras para muestras de granófiros de la Zona Occidental y rocas volcánicas de la Zona Oriental a lo largo del transecto.*

No. Muestra	Granófiros										Rocas volcánicas			
	109-97	110-97	111-87	113-97	114-97	115-97	119-97	TC-99-01	TC-99-02	TC-99-03	6-99			
La (ppm)	38.12	37.14	41.42	46.19	46.12	37.67	40.35	35.77	34.06	40.92	13.84			
Ce	74.76	71.96	85.35	83.72	107.75	79.32	79.30	73.10	65.97	87.77	29.98			
Pr	10.24	9.89	12.54	14.49	14.34	10.92	10.26	10.63	9.70	12.40	3.48			
Nd	34.99	33.10	44.01	51.80	47.75	38.24	32.05	38.53	34.70	43.72	11.88			
Sm	6.72	6.30	8.86	10.76	9.11	7.62	6.36	7.27	6.26	7.76	2.16			
Eu	1.47	1.21	1.93	1.21	0.64	1.65	0.89	1.85	1.86	2.25	0.66			
Gd	6.02	5.59	8.15	11.01	7.94	6.88	4.56	6.02	5.07	6.45	1.86			
Tb	1.06	1.00	1.45	2.08	1.44	1.25	0.76	0.97	0.79	1.03	0.26			
Dy	5.55	5.32	7.63	11.04	7.64	6.60	3.99	4.81	3.92	5.17	1.35			
Ho	1.24	1.18	1.70	2.48	1.72	1.47	0.87	1.05	0.82	1.11	0.26			
Er	3.89	3.27	4.57	6.34	4.82	4.03	2.42	2.82	2.21	3.00	0.73			
Tm	0.51	0.49	0.67	0.85	0.74	0.60	0.35	0.41	0.31	0.43	0.10			
Yb	0.50	0.47	0.65	0.78	0.73	0.58	0.35	0.41	0.31	0.44	0.10			
Lu	0.49	0.46	0.64	0.72	0.72	0.57	0.35	0.40	0.31	0.44	0.10			
Suma	185.06	177.38	219.57	243.47	251.46	197.50	181.86	184.14	166.29	212.89	66.76			

*Los análisis de tierras raras fueron hechos en el laboratorio del ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM por Ofelia Morton B. y Elena Lounejeva B.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla C-4.-Valores de tierras raras normalizados a la condrita de Orgueil (Anders y Grevesse, 1989), para muestras de granitoides laramídicos a lo largo del transecto.

No. Muestra	101-97	102-97	127-97	129-97	1-98	8-98	9-98	11-98	13-98	14-98	80-98	4-99	SO-80	TC22-98
La	84.58	75.30	91.30	144.44	36.46	150.11	105.57	130.24	113.70	142.23	106.47	131.14	106.61	90.69
Ce	64.67	58.16	64.95	98.49	25.16	105.02	70.81	102.02	96.96	83.00	81.00	92.95	84.78	65.14
Pr	55.21	45.91	50.46	90.70	25.66	94.57	48.80	77.21	76.12	70.52	83.00	87.29	70.48	46.36
Nd	37.42	32.99	33.11	58.48	17.66	57.44	30.15	53.26	52.25	42.84	57.63	55.40	50.23	28.25
Sm	23.53	21.03	18.66	34.10	11.69	31.08	16.80	32.08	32.37	21.69	34.97	32.64	32.03	14.84
Eu	18.84	16.91	14.39	20.52	8.54	16.46	12.04	18.66	15.90	16.61	24.53	16.98	20.18	7.87
Gd	15.67	14.84	12.08	21.24	7.84	18.20	10.62	17.45	16.06	11.68	22.00	20.48	19.15	7.54
Tb	14.88	12.78	9.78	20.36	7.14	16.56	9.20	16.24	16.22	9.23	20.36	19.41	18.12	7.72
Dy	11.45	10.72	7.48	15.58	6.45	12.16	7.78	15.04	16.39	6.40	14.96	14.66	17.10	7.90
Ho	11.18	9.33	5.86	15.41	5.61	11.61	6.33	12.86	14.25	5.42	14.48	14.12	15.19	7.19
Er	10.47	9.10	5.78	14.55	5.74	11.03	6.26	12.37	13.97	4.66	13.24	13.20	14.61	7.65
Tm	11.19	9.27	5.48	15.67	5.90	12.15	6.26	12.96	14.37	4.69	13.74	14.15	15.13	8.76
Yb	10.57	8.36	5.37	14.68	5.70	11.69	6.13	11.01	12.57	4.43	12.57	13.20	14.12	8.00
Lu	9.95	8.11	4.94	13.89	5.51	11.23	5.85	10.82	12.92	4.18	11.40	12.25	13.12	8.05
Suma	379.11	332.83	329.64	577.91	175.06	559.31	342.10	522.22	504.05	427.88	510.35	537.87	490.85	315.46
La _N /Lu _N	8.48	9.28	18.48	10.55	6.61	13.36	18.05	12.03	8.80	34.03	9.34	10.71	8.13	11.27
Eu*/Eu	0.97	0.94	0.94	0.74	0.87	0.67	0.88	0.75	0.66	0.99	0.86	0.64	0.79	0.66

Tabla C-5.- Valores de tierras raras normalizados a la condrita de Orgueil (Anders y Grevesse, 1989), para muestras de andesitas de la Formación Tarahumara a lo largo del transecto.

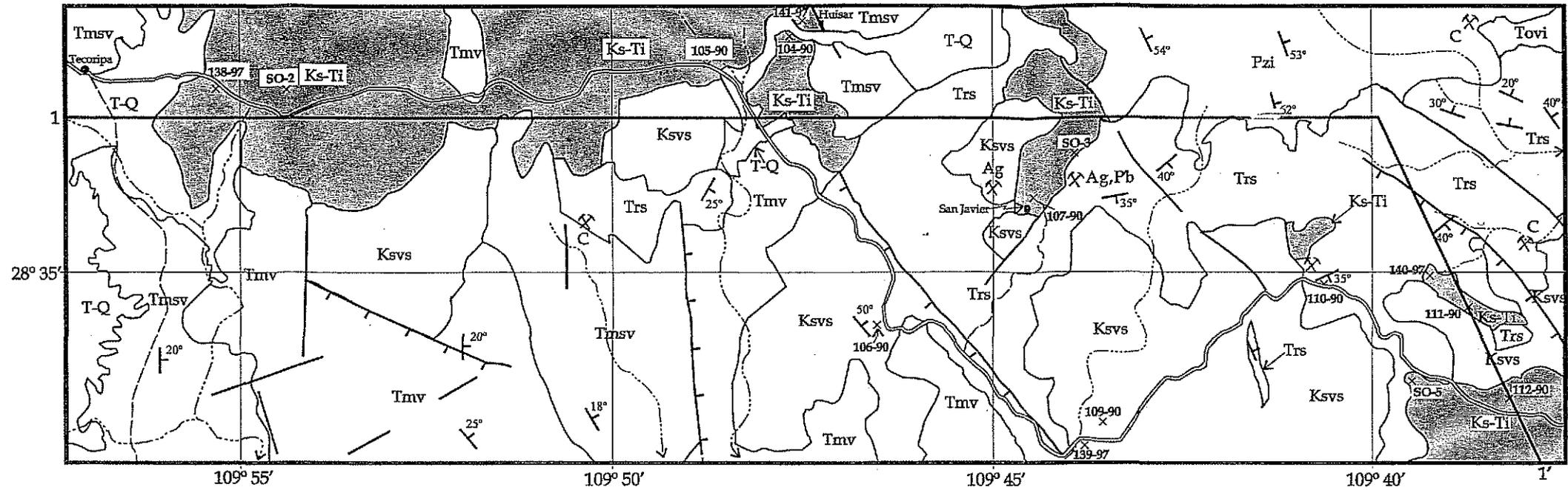
No. Muestra	JR-106	JR-109	58-96
Ce	191.21	194.06	109.36
Pr	153.18	153.74	84.43
Nd	115.14	113.42	59.49
	87.35	84.65	47.25
Sm	59.56	55.89	35.00
Eu	37.10	39.18	21.89
Gd	33.63	32.41	22.31
Tb	26.91	26.01	18.04
Dy	20.19	19.61	13.77
Ho	18.51	18.20	12.98
Er	16.83	16.80	12.18
Tm	16.67	16.87	12.01
Yb	16.52	16.94	11.84
Suma	792.80	787.78	460.55

Tabla C-6.- Valores de tierras raras normalizados a la condrita de Orgueil (Anders y Grevesse, 1989), para muestras de granófiros de la Zona Occidental y rocas volcánicas de la Zona Oriental a lo largo del transecto.

No. Muestra	Granófiros										Rocas volcánicas				
	109-97	110-97	111-97	113-97	114-97	115-97	119-97	TC-99-01	TC-99-02	TC-99-03	6-99				
La	161.53	157.38	175.52	195.73	195.44	159.60	170.99	151.58	144.34	173.41	58.63				
Ce	120.77	116.26	137.88	135.25	174.07	128.14	128.10	118.09	106.57	141.79	48.43				
Pr	113.81	109.84	139.34	160.97	159.32	121.37	114.04	118.13	107.82	137.76	38.70				
Nd	75.58	71.50	95.06	111.18	103.13	82.60	69.22	83.23	74.95	94.42	25.66				
Sm	46.69	43.77	61.50	74.75	63.28	52.92	37.21	50.51	43.46	53.92	14.99				
Eu	26.85	22.20	35.31	22.04	11.76	30.18	16.24	33.87	33.98	41.05	12.10				
Gd	30.26	28.11	40.96	55.33	39.89	35.06	22.92	30.23	25.47	32.40	9.37				
Tb	29.95	28.28	41.00	58.97	40.77	35.39	21.54	27.51	22.48	29.20	7.51				
Dy	22.57	21.61	31.00	44.89	31.05	26.82	16.23	19.97	15.94	21.04	5.48				
Ho	22.39	21.39	30.74	45.00	31.21	26.61	15.73	19.04	14.91	20.19	4.79				
Er	20.95	20.18	28.22	39.11	29.73	24.88	14.92	17.44	13.65	18.54	4.50				
Tm	22.97	22.05	30.56	38.74	33.42	27.06	16.12	18.56	14.08	19.61	4.33				
Yb	21.50	20.37	28.40	34.09	31.44	25.26	15.19	17.54	13.44	18.72	4.25				
Lu	20.04	18.69	26.24	29.44	29.47	23.46	14.27	16.52	12.85	17.84	4.18				
Suma	735.86	701.63	901.73	1045.49	973.98	799.35	672.72	722.22	643.94	819.89	242.92				
La/LuN	8.06	8.42	6.69	6.65	6.63	6.8	11.98	9.17	11.27	9.72	14.03				
Eu*/Eu	0.7	0.62	0.66	0.34	0.23	0.69	0.54	0.84	0.99	0.95	0.99				

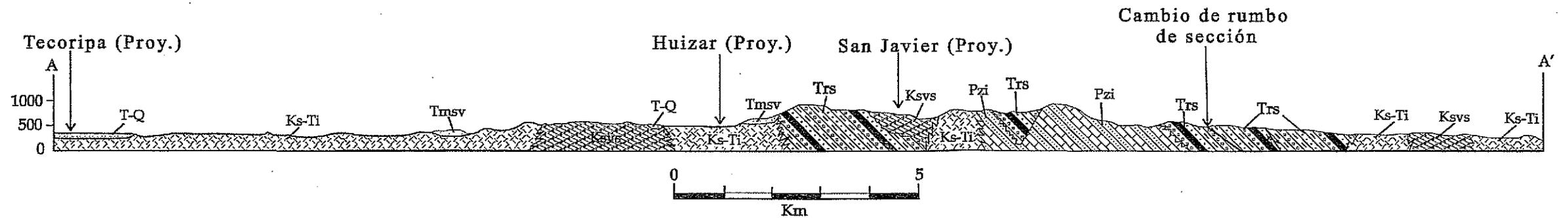
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

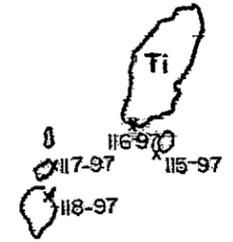
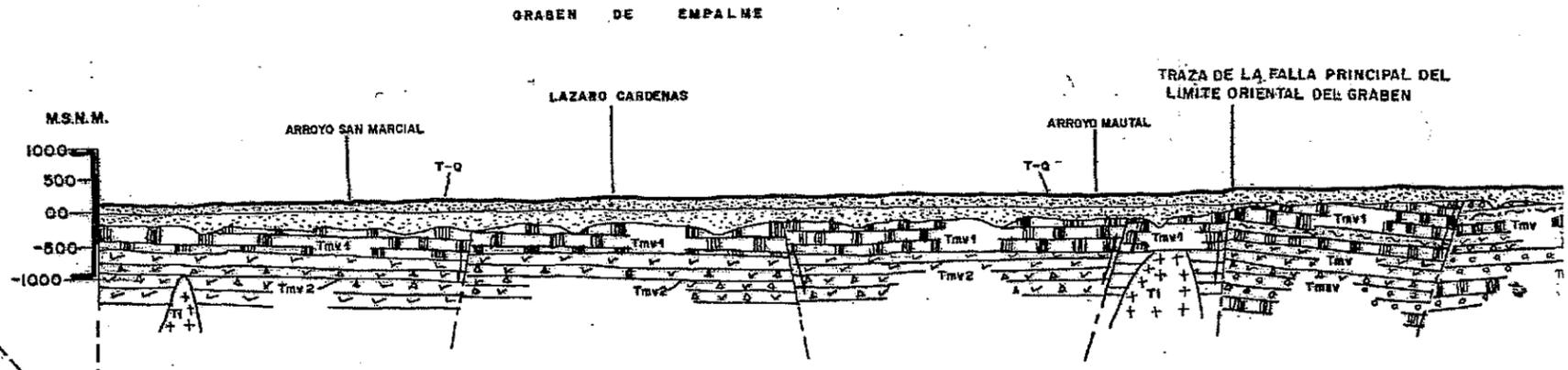
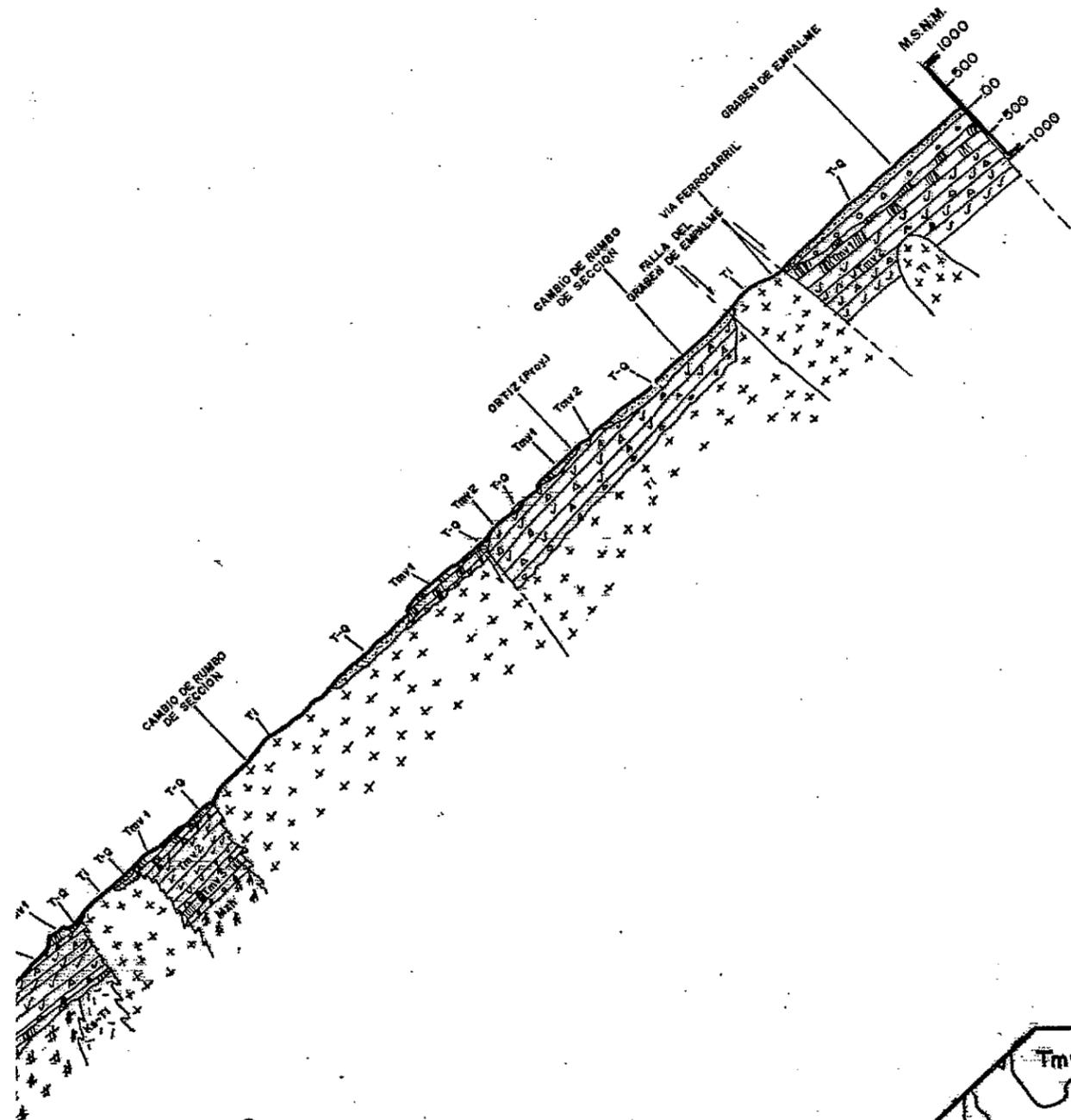
LAMINA IIA



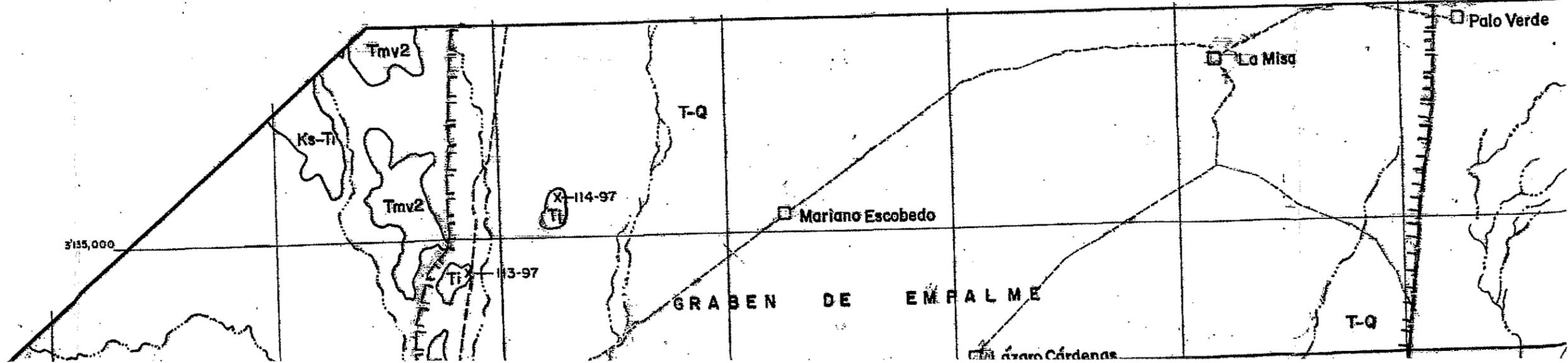
Nota: Ver leyenda del mapa y sección en la Fig. 5.

SECCION 1-1'



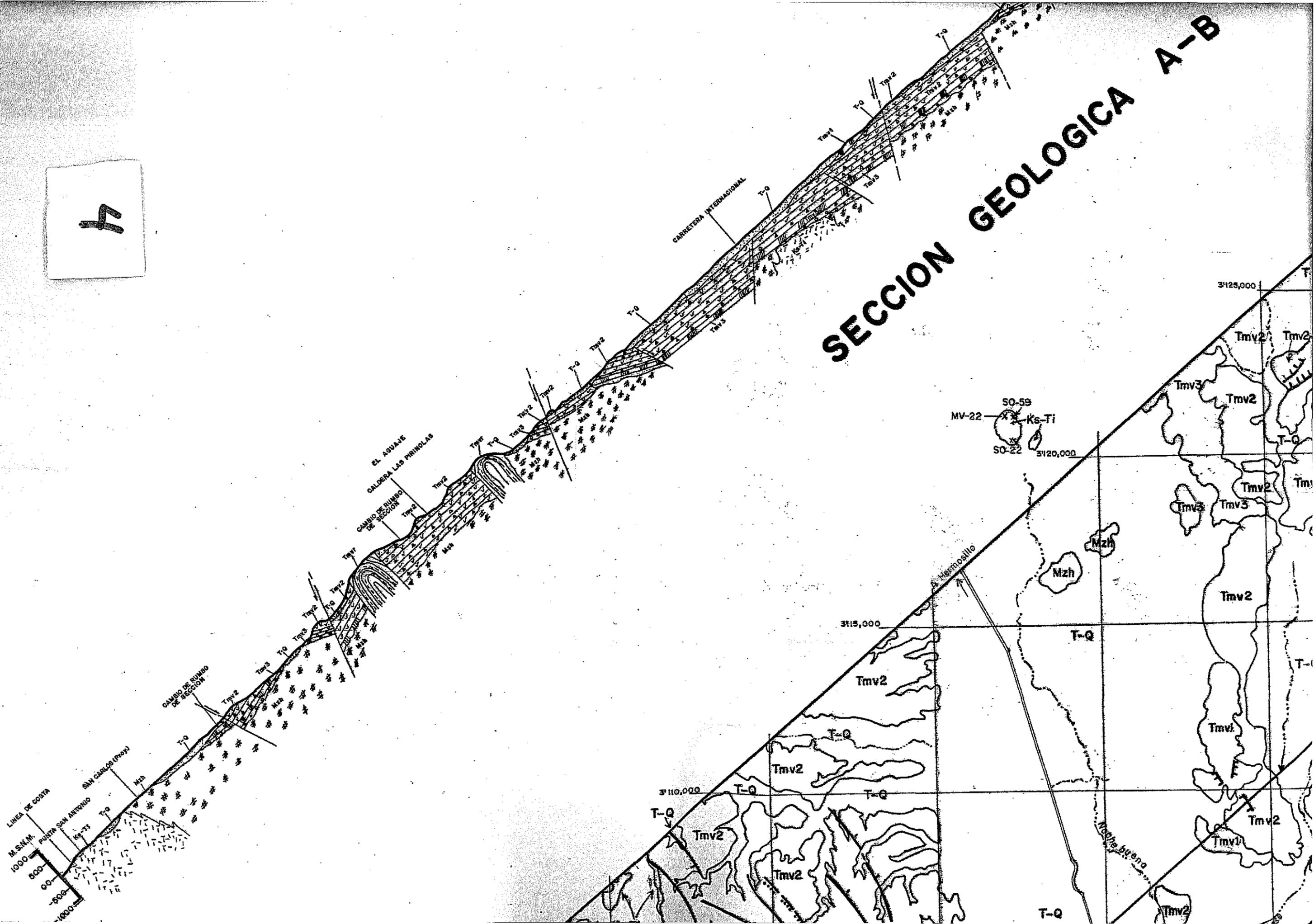


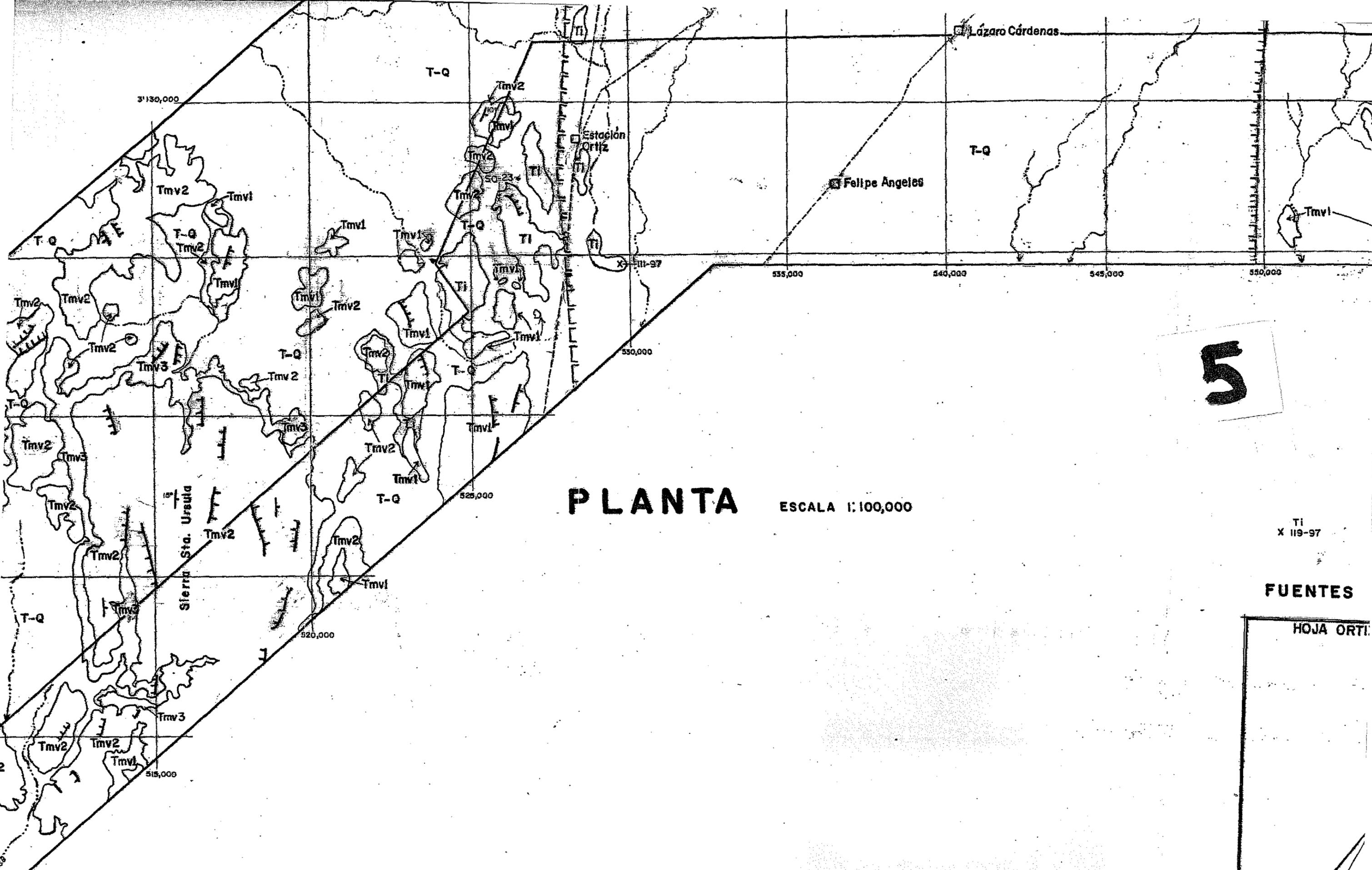
VERTICAL 1:100,000
 ALAS: HORIZONTAL 1:100,000



4

SECCION GEOLOGICA A-B





PLANTA

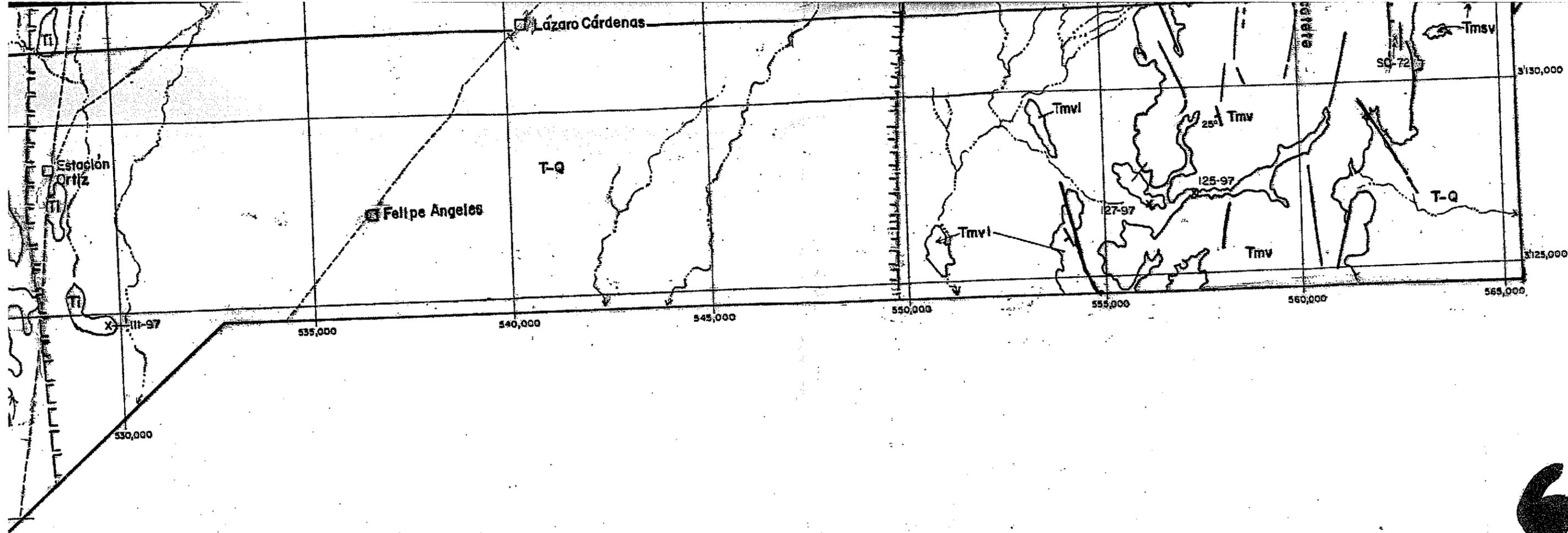
ESCALA 1:100,000

5

TI
X 119-97

FUENTES

HOJA ORTI

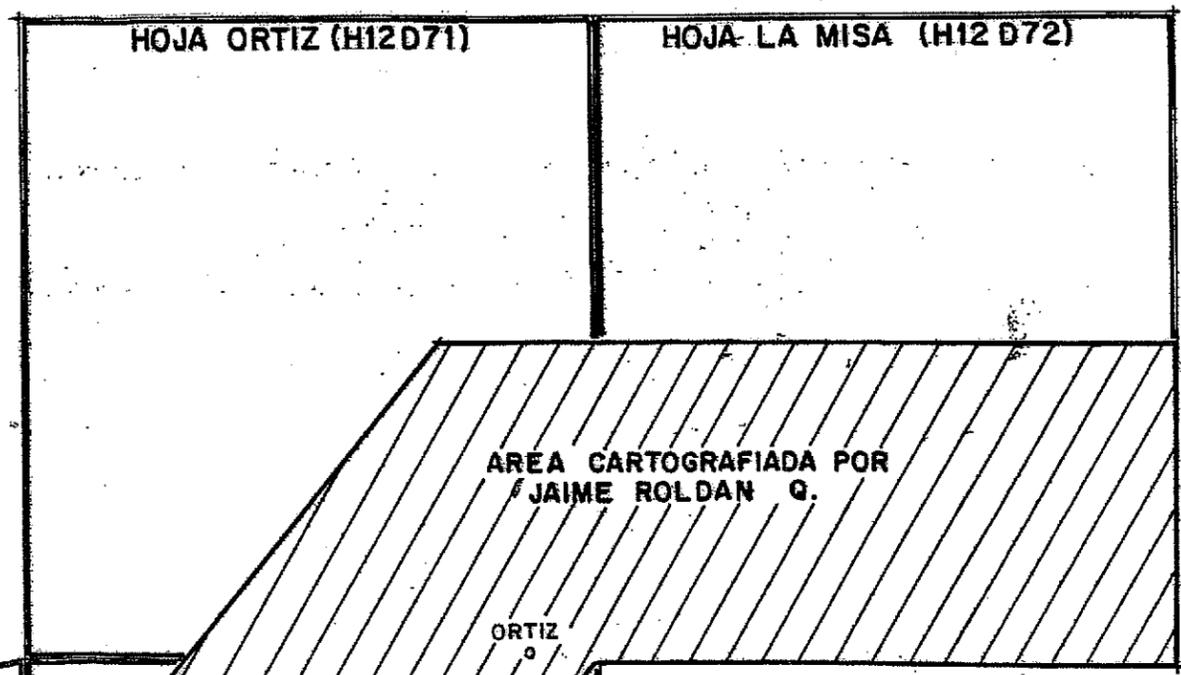


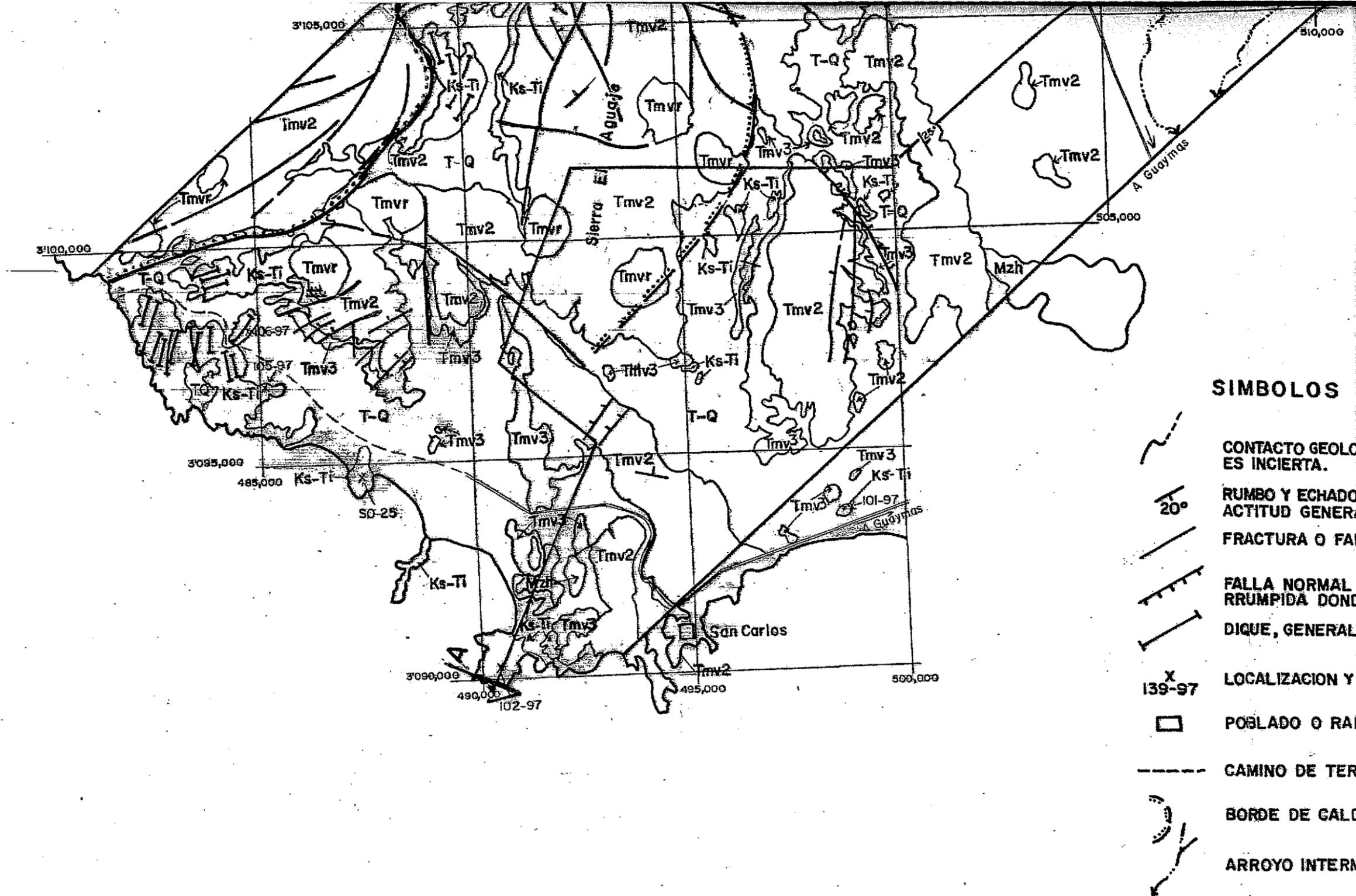
PLANTA

ESCALA 1:100,000

Ti
X 119-97

FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA





7

T1
X 109-97

LOS CONVENCIONALES

FO GEOLOGICO, CON LINEA INTERRUMPIDA DONDE SU POSICION
ERTA.

ECHADO, EL SIMBOLO SIN VALOR SE USA PARA INDICAR LA
GENERAL DE LOS ESTRATOS.

RA O FALLA INDIFERENCIADA.

ORMAL INDICANDO EL BLOQUE HUNDIDO, CON LINEA INTE-
DA DONDE SU POSICION ES INCIERTA

GENERALMENTE DE COMPOSICION ANDESITICA.

ACION Y NUMERO DE MUESTRA

O O RANCHERIA.

DE TERRAGERIA O BRECHA.

DE CALDERA.

INTERMITENTE.

TERC. TARD.
CUATERNARIO

T-Q

Tmv 1

DISC.

Ti

Tmvr

Tmv 2

Tmv 3

DISC.



CENOZOICO

EXPLICACION.

ALUVION O DEPOSITOS DE TALUD, EN EL GRABEN DE EMPALME
TIENE ESPESORES GRUESOS.

DERRAMES DE BASALTO TOLEITICO DE EMPALME 11.2 ± 2.7

Tmv

Tmv.- FORMACION LISTA BLANCA. IGNIMBRITAS Y LAVAS
RIOLITICAS INTERSTRATIFICADAS CON BASAL —
TOS 10-12 Me.

Ti

Ti.- INTRUSIVOS DE GRANOFIRO DE GRANO FINO 14.4 Me.

Tmvr

Tmvr.- DOMOS RIOLITICOS.

Tmv

Tmv2.- GRUPO CERRO ALGODONES, VOLCANISMO CIRCUM-
GOLFO, CONSISTE EN DERRAMES Y PIROCLASTICOS
DE DACITAS, RIODACITAS Y TRAQUIANDESITAS.

Tmv

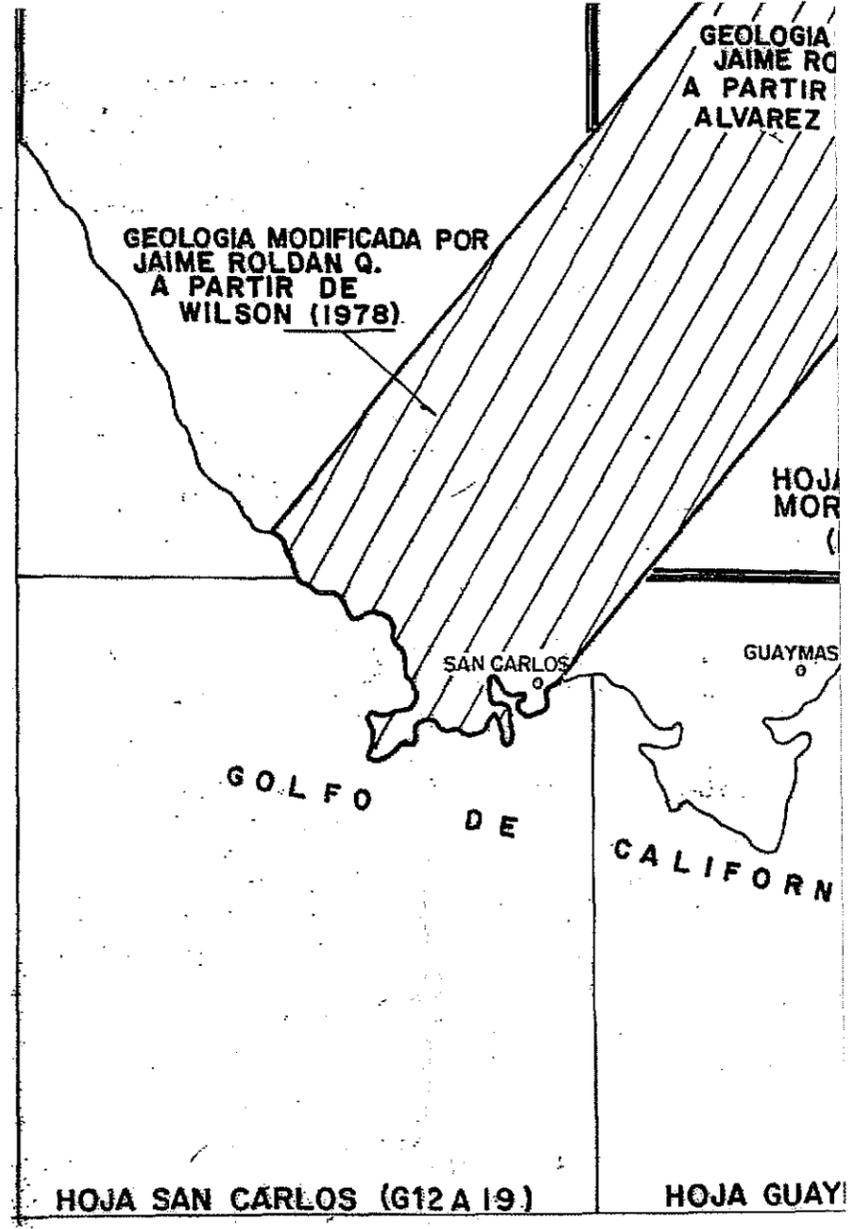
Tmv3.- GRUPO SIERRA SANTA URSULA, LAVAS Y PIROCLAS-
TICOS FELSICOS E INTERMEDIOS. 11-23 Me. EN
LA BASE ANDESITAS Y BASALTOS.

Tmvr

Tmvr.- FORMACION BAUCARIT. CONGLOMERADOS Y ARENIS-
CAS BIEN CONSOLIDADAS CON INTERCALACIONES
DE BASALTO EN SU MIEMBRO INFERIOR 12-27 Me.

Ks-Ti.- BATOLITICO COMPUESTO LARAMIDE. GRANITOS
DE BIOTITA-HORNBLENDA 78-83. Ma.

Mzb.- ROCAS METAMORFICAS. HORNFELS, MARMOL CON-
GLOMERADOS Y ARENISCAS SILIFICADAS.

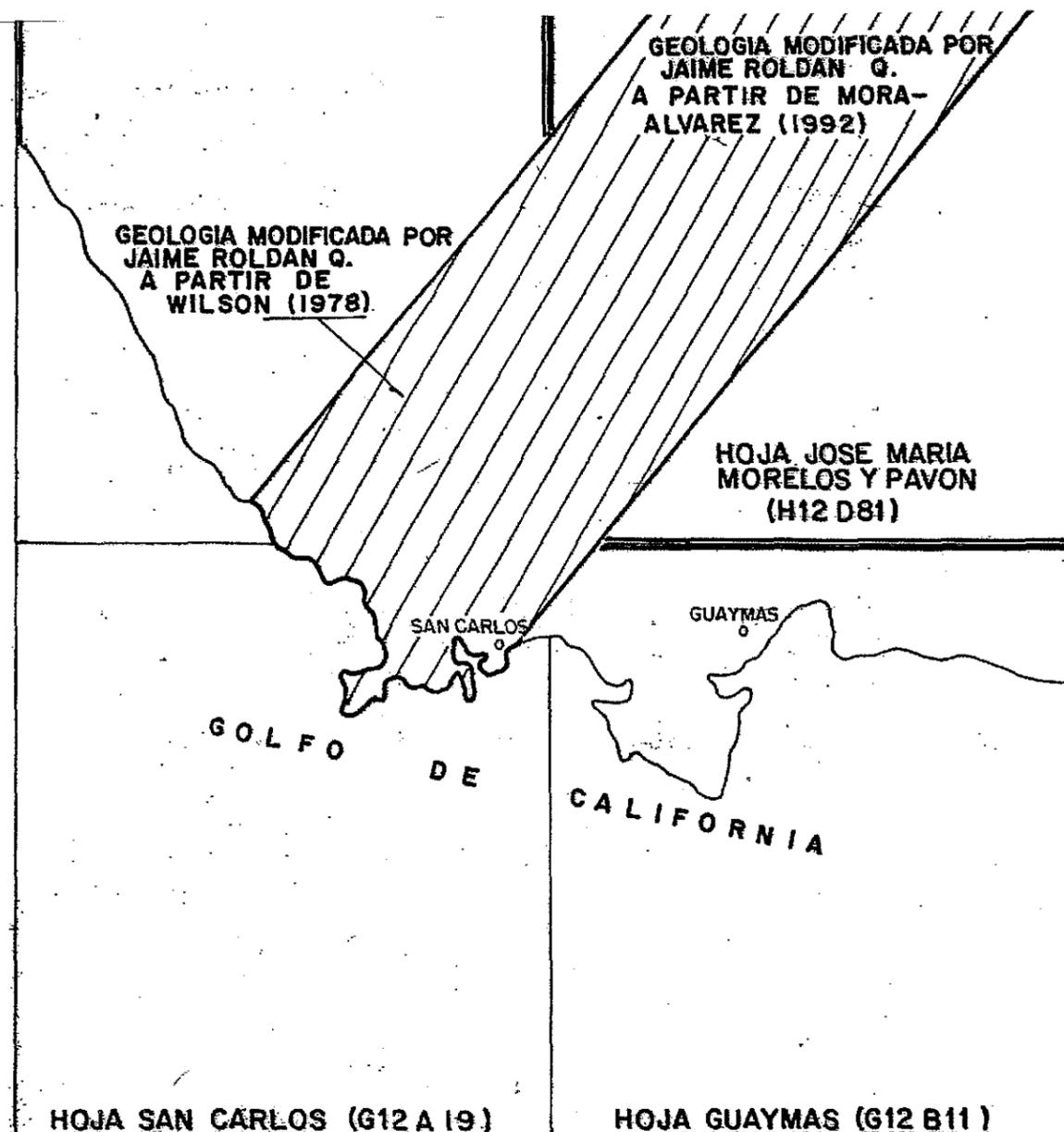


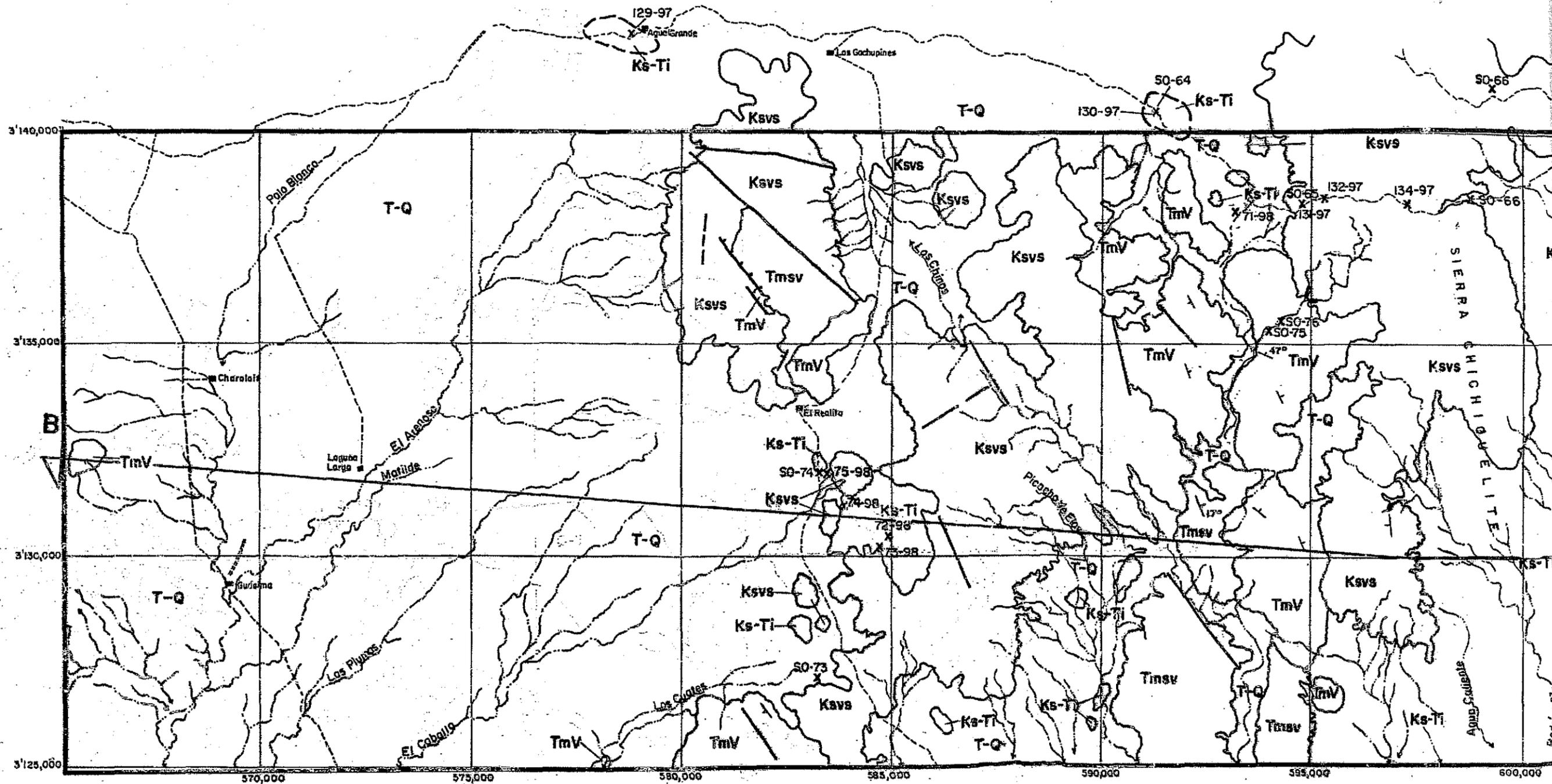
HOJA SAN CARLOS (G12 A 19)

HOJA GUAY

EXPLICACION.

- Q ALUVION O DEPOSITOS DE TALUD, EN EL GRABEN DE EMPALME TIENE ESPESORES GRUESOS.
- 1 DERRAMES DE BASALTO TOLEITICO DE EMPALME 11.2 ± 2.7
- DISC.
- Tmv FORMACION LISTA BLANCA. IGNIMBRITAS Y LAVAS RIOLITICAS INTERSTRATIFICADAS CON BASAL — TOS 10-12 Ma.
- Ti INTRUSIVOS DE GRANOFIRO DE GRANO FINO 14.4 Ma.
- Tmvr DOMOS RIOLITICOS.
- 2 Tmv2 GRUPO CERRO ALGODONES, VOLCANISMO CIRCUM — GOLFO, CONSISTE EN DERRAMES Y PIROCLASTICOS DE DACITAS, RIODACITAS Y TRAQUIANDESITAS.
- 3 Tmv3 GRUPO SIERRA SANTA URSULA, LAVAS Y PIROCLASTICOS FELSICOS E INTERMEDIOS 11-23 Ma. EN LA BASE ANDESITAS Y BASALTOS.
- DISC.
- Tmsv FORMACION BAUCARIT. CONGLOMERADOS Y ARENISCAS BIEN CONSOLIDADAS CON INTERCALACIONES DE BASALTO EN SU MIEMBRO INFERIOR 12-27 Ma.
- Ks-Ti BATOLITICO COMPUESTO LARAMIDE. GRANITOS DE BIOTITA-HORNBLENDA 78-83 Ma.
- Mzh ROGAS METAMORFICAS. HORNFELS, MARMOL CONGLOMERADOS Y ARENISCAS SILIFICADAS.



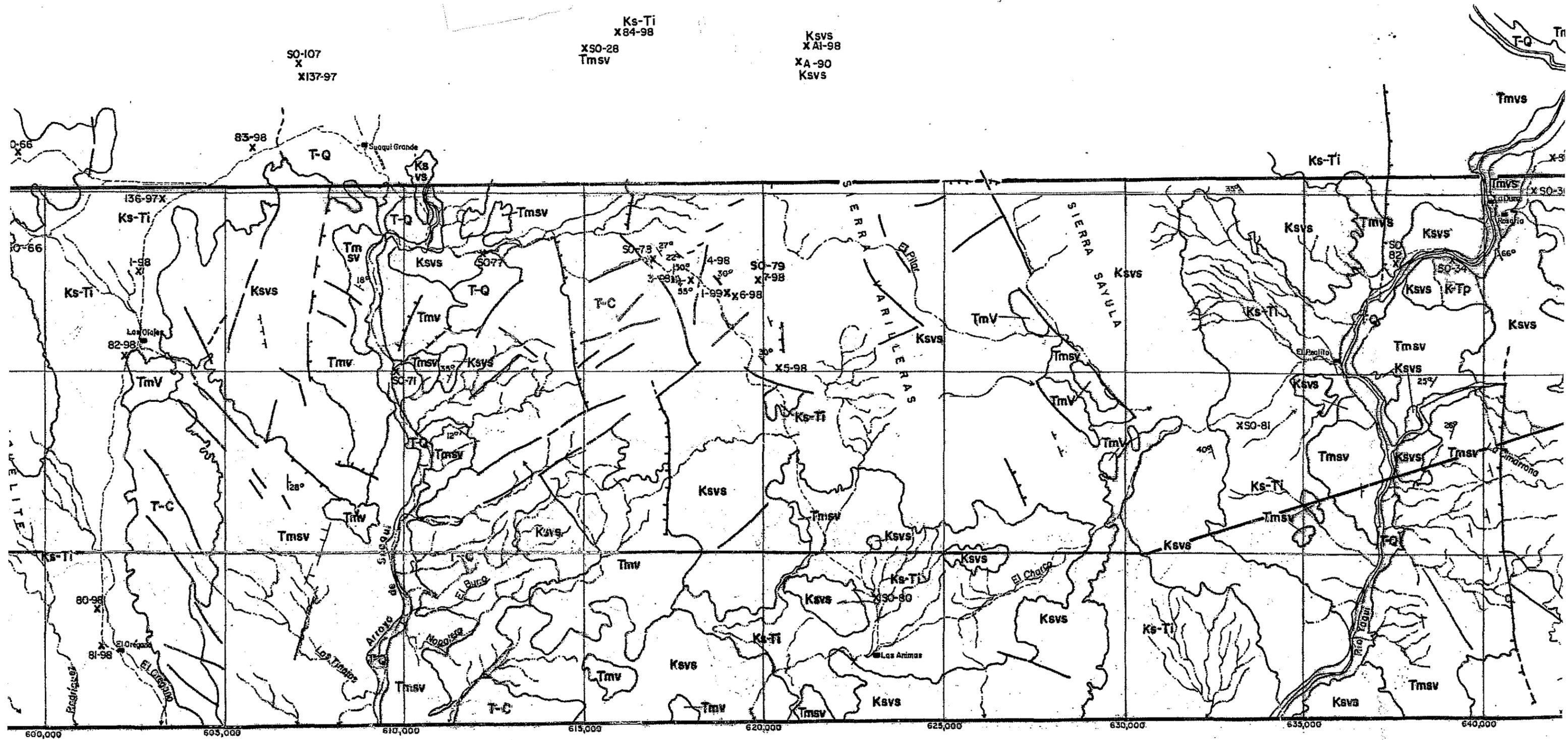


2

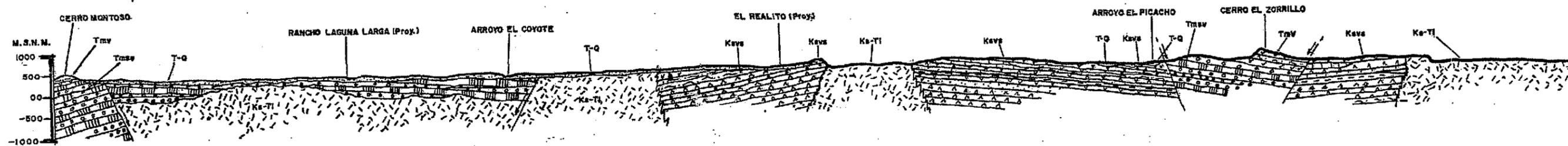
SO-107
X
X137-97

Ks-Ti
X84-98
XSO-28
Tmsv

Ksvs
XAI-98
XA-90
Ksvs



600,000 605,000 610,000 615,000 620,000 625,000 630,000 635,000 640,000



SECCION

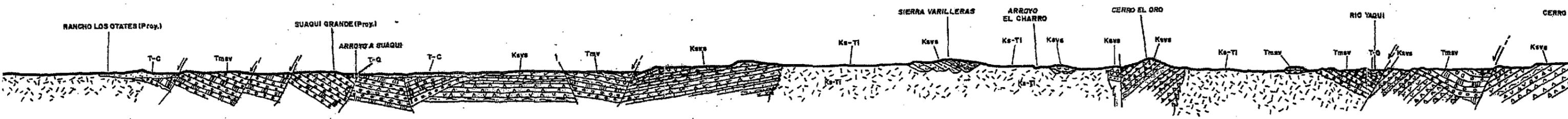
4

EXPLICACION

T-Q	ALUVION O DEPOSITO DE TALUD, CON POCO O SIN CONSOLIDACION.
T-C	CLASTICOS CONTINENTALES, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS COMO DEPOSITOS DE TALUD BIEN CONSOLIDADOS.
Tmb	DERRAMES DE BASALTO, ANDESITA BASALTICA.
TmV	FORMACION LISTA BLANCA. IGNIMBRITAS Y LAVAS RIOLITICAS INTERSTRATIFICADAS CON BASALTOS 10-12 Ma.
Tmsv	FORMACION BAUCARIT. CONGLOMERADOS Y ARENISCAS BIEN CONSOLIDADAS, CON INTERCALACIONES DE BASALTO EN SU MIEMBRO INFERIOR 12-27 Ma.
Tovi	TOBAS LITICAS Y TOBAS RICAS EN CRISTALES, INTERCALADAS CON DERRAMES DE BASALTO 27-56 Ma.
K-Tp	STOCKS DIORITICOS - CUARZODIORITICOS.
Ks-Tgrm	GRANITO DE DOS MICAS, CON ABUNDANTE MUSCOVITA < 58 Ma.

SIMBOLOS CONVEN

	CONTACTO GEOLOGICO, CON LINEAS INCIERTAS.
	RUMBO Y ECHADO, EL SIMBOLO ACTITUD GENERAL DE LOS ES
	FRACTURA O FALLA INDIFERENTE
	FALLA NORMAL INDICANDO EL
	DIQUE.
	LOCALIZACION Y NUMERO DE
	POBLADO O RANCHERIA.
	CAMINO DE TERRACERIA O BR



GEOLÓGICA B-C

HORIZONTAL 1:100,000
 ESCALAS VERTICAL 1:100,000

5

CONVENCIONALES

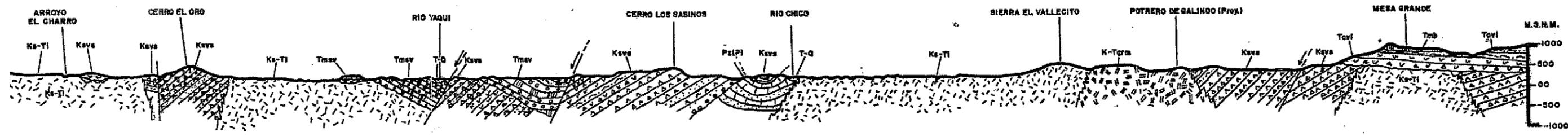
), CON LINEA INTERRUMPIDA DONDE SU POSICION
 SIMBOLO SIN VALOR SE USA PARA INDICAR LA
 DE LOS ESTRATOS.
 INDIFERENCIADA.
 CANDO EL BLOQUE HUNDIDO.

MERO DE MUESTRA.
 ERIA.
 ERIA O BRECHA.

FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA

HOJA AGUA FRIA (H12D73)	HOJA SUAQUI GRANDE (H12 D74)	HOJA LA DURA (H
GEOLOGIA MODIFICADA POR JAIME ROLDAN A PARTIR DE AMAYA et al (1992)	AREA CARTOGRAFIADA POR MOISES GONZALEZ C. Y JAIME ROLDAN Q. EN 1992	AREA CARTOGF JAIME ROL EN 19

SIERRA MADRE OCCIDENTAL



FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA

H12D73)	HOJA SUAQUI GRANDE (H12 D74)	HOJA LA DURA (H12 D75)
FICADA POR A PARTIR DE (1992	AREA CARTOGRAFIADA POR MOISES GONZALEZ C. Y JAIME ROLDAN Q. EN 1992	AREA CARTOGRAFIADA POR JAIME ROLDAN Q. EN 1994

EXPLICACION

T-Q	ALUVION O DEPOSITO DE TALUD, CON POCO O SIN CONSOLIDACION.
T-C	CLASTICOS CONTINENTALES, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS COMO DEPOSITOS DE TALUD BIEN CONSOLIDADOS.
Tmb	DERRAMES DE BASALTO, ANDESITA BASALTICA.
TmV	FORMACION LISTA BLANCA, IGIMBRITAS Y LAVAS RIOLITICAS INTERSTRATIFICADAS CON BASALTOS 10-12 Ma.
Tmsv	FORMACION BAUCARIT, CONGLOMERADOS Y ARENISCAS BIEN CONSOLIDADAS, CON INTERCALACIONES DE BASALTO EN SU MIEMBRO INFERIOR 12-27 Ma.
Tovi	TOBAS LITICAS Y TOBAS RICAS EN CRISTALES, INTERCALADAS CON DERRAMES DE BASALTO 27-56 Ma.
K-Tp	STOCKS DIORITICOS - CUARZODIORITICOS.
Ks-Tgrm	GRANITO DE DOS MICAS, CON ABUNDANTE MUSCOVITA <58 Ma.
Ks-Ti	BATOLITO COMPUESTO LARAMIDE, GRANITOS DE BIOTITA Y HORN- BLENDA 56-63 Ma.
Ksvs	FORMACION TARAHUMARA, LAVAS Y TOBAS DE COMPOSICION DACITICA O ANDESITAS EN SU PORCION INFERIOR. TOBAS RIOLITICAS 70-90 Ma. CONTIENE INTERCALACIONES DE CALIZAS Y ARENISCAS LACUSTRES EN SU PARTE MEDIA.
TRS	GRUPO BARRANCA, DEPOSITOS DELTAICOS Y MARINOS, CONGLOMERADOS, ARENISCAS DE CUARZO Y LUTITAS NEGRAS CON CARBON.
Pzi(P)	PALEOZOICO INDIFERENCIADO. INCLUYE CALIZAS, ARENISCAS, LIMOLITAS Y LUTITAS.

SIMBOLOS CONVE

	CONTACTO GEOLOGICO, CON L ES INCIERTA.
	RUMBO Y ECHADO, EL SIMBOL ACTITUD GENERAL DE LOS
	FRACTURA O FALLA INDIFER
	FALLA NORMAL INDICANDO
	DIQUE.
	LOCALIZACION Y NUMERO DE
	POBLADO O RANCHERIA.
	CAMINO DE TERRACERIA O
	RIO PERMANENTE.
	ARROYO INTERMITENTE.

7

CONVENCIONALES

, CON LINEA INTERRUMPIDA DONDE SU POSICION

SIMBOLO SIN VALOR SE USA PARA INDICAR LA
DE LOS ESTRATOS.

INDIFERENCIADA.

CANDO EL BLOQUE HUNDIDO.

ERO DE MUESTRA.

RIA.

ERIA O BRECHA.

ITE.

FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA

HOJA AGUA FRIA (H12D73)	HOJA SUAQUI GRANDE (H12 D74)	HOJA LA DURA (H
GEOLOGIA MODIFICADA POR JAIME ROLDAN A PARTIR DE AMAYA et al (1992)	AREA CARTOGRAFIADA POR MOISES GONZALEZ C. Y JAIME ROLDAN G. EN 1992.	AREA CARTOGRA JAIME ROL EN 199

LAMINA II.- CARTA GEOLOGICA Y SEC
REGION CENTRAL ESCAL

8

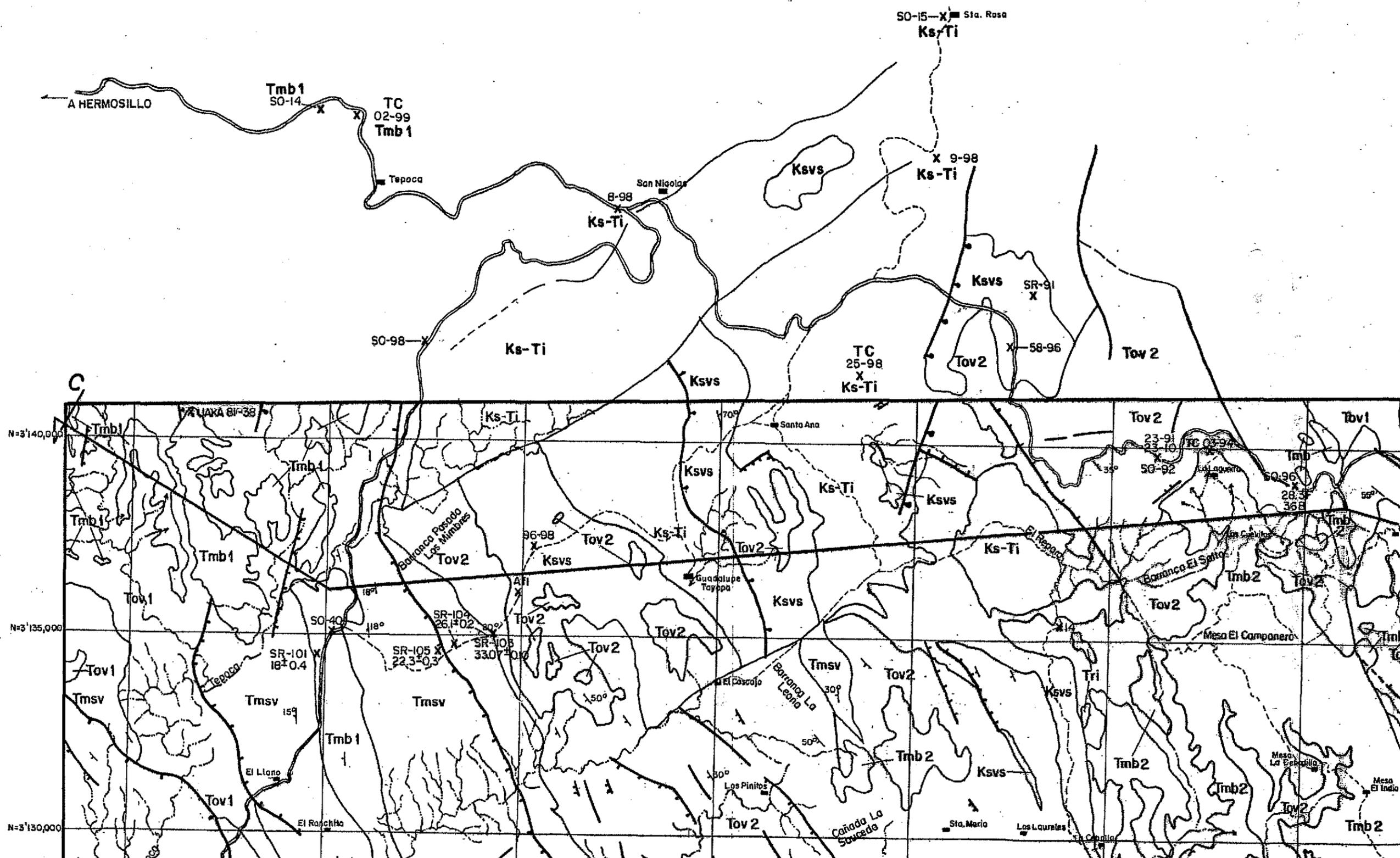
FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA

12D73)	HOJA SUAQUI GRANDE (H12 D74)	HOJA LA DURA (H12 D75)
ICADA POR A PARTIR DE (1992	AREA CARTOGRAFIADA POR MOISES GONZALEZ C. Y JAIME ROLDAN G. EN 1992	AREA CARTOGRAFIADA POR JAIME ROLDAN G. EN 1994

ARTA GEOLOGICA Y SECCION DE LA
EGION CENTRAL ESCALA 1:100,000

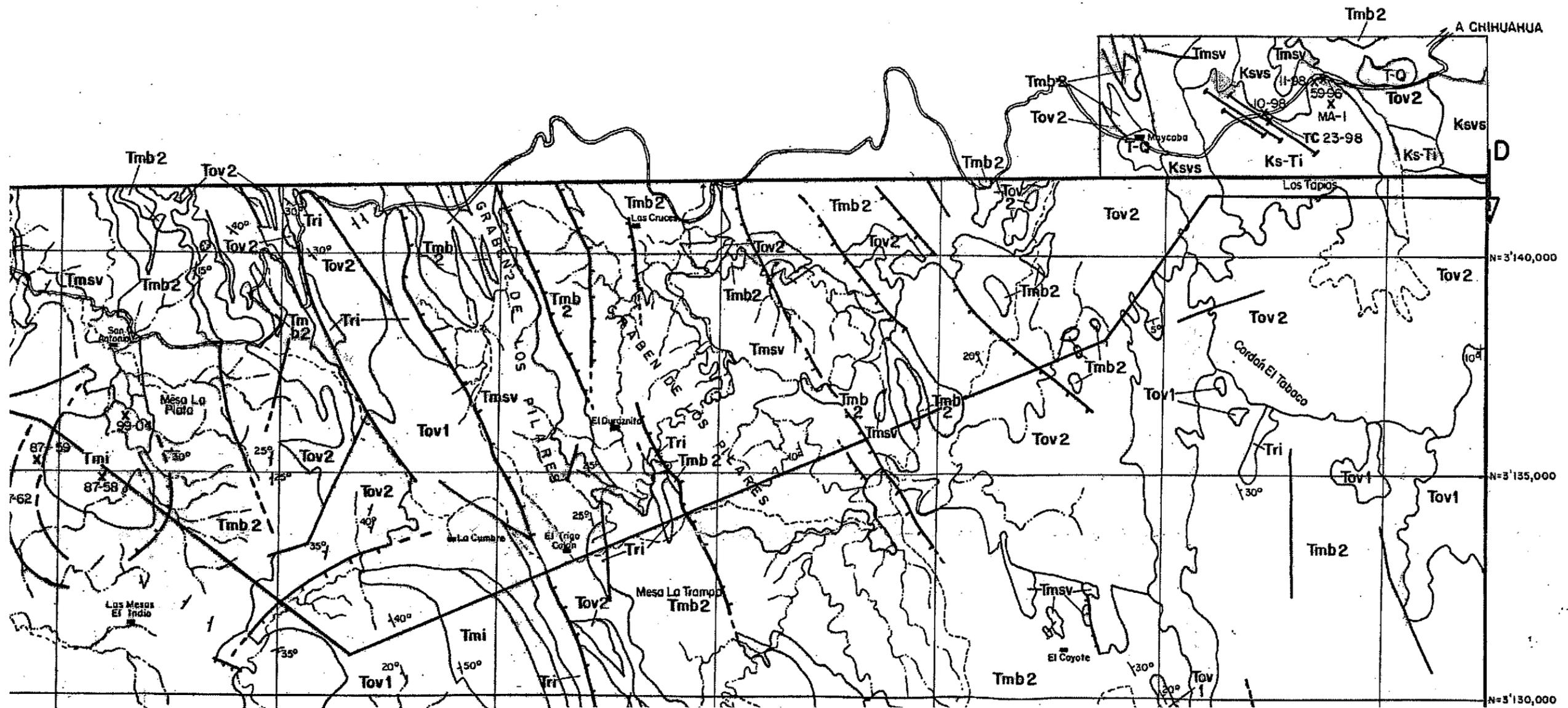


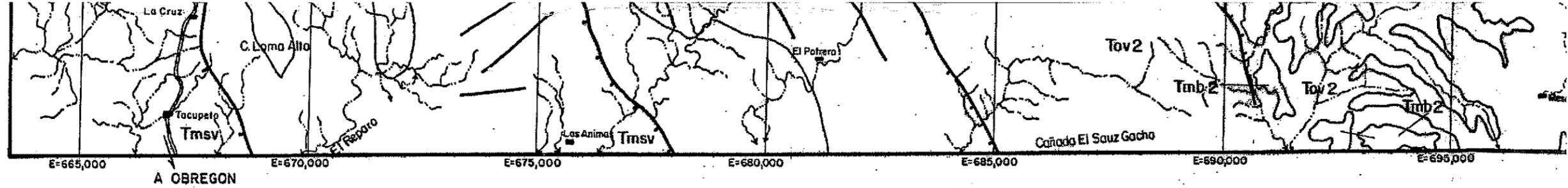
1



LAMINA III.-CARTA GEOLOGICA Y SECCION DE LA REGION ORIENTAL. ESCALA 1:100,000.

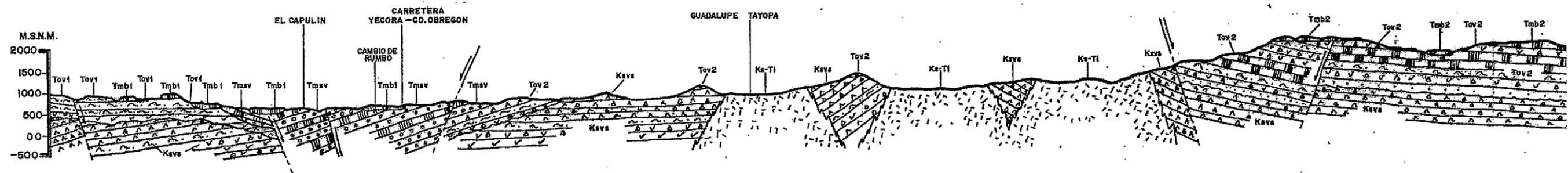
3





PLAN

SIERRA MAD



SECCION GEOLOGICA

4

EXPLICACION

ERC. TARDIO
TATERNARIO

T-Q

ALUVION O DEPOSITOS DE TALUD CON Poca O SIN CONSOLIDACION.

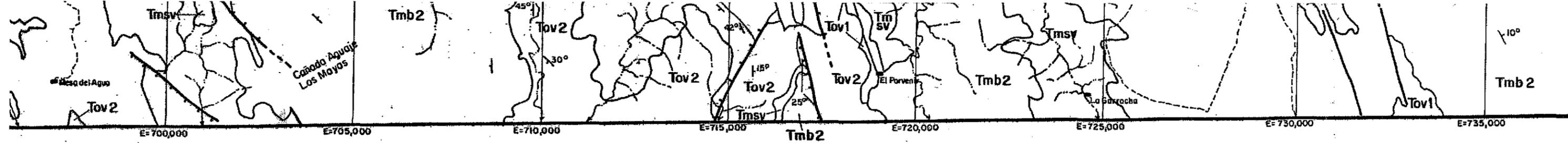
Tmb1

DERRAMES DE BASALTO Y/O ANDESITA BASALTICA CON HORNBLENDA 17 Ma.

SIMBOLOS CONVENCIONALES

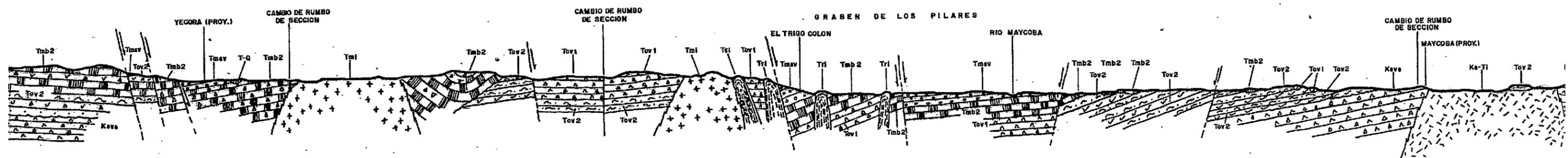
CONTACTO GEOLOGICO

RUMBO Y ECHADO EN EL CUMPLE



NTA ESCALA = 1:100,000

MADRE OCCIDENTAL



LOGICA C-D

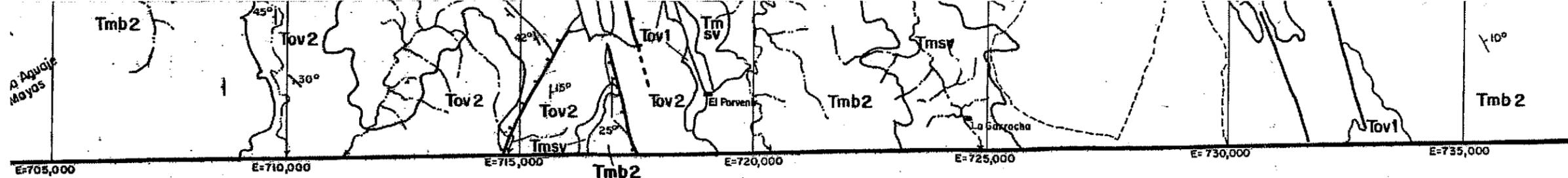
HORIZONTAL 1:100,000
 ESCALAS = VERTICAL 1:100,000

5

CONVENCIONALES

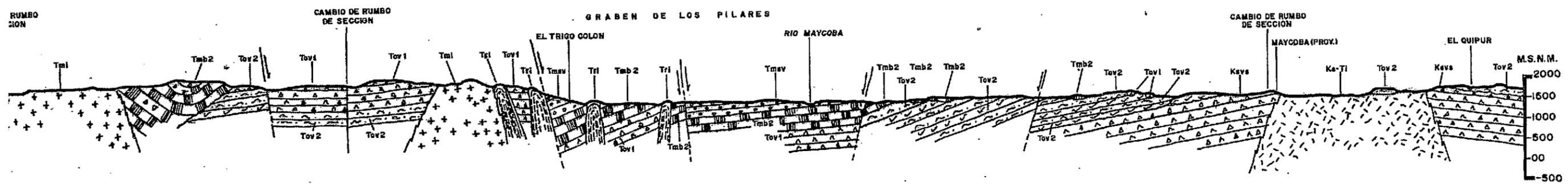
FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA

ICO



00,000

E N T A L



HORIZONTAL 1:100,000
 ESCALAS = VERTICAL 1:100,000



FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA

HOJA SANTA ROSA (H12D76)	HOJA YECORA (H12D77)	HOJA YEPACHIC (H12D78)
--------------------------	----------------------	------------------------

SECCION GEOLOGICA

EXPLICACION

TERC. TARDIO CUATERNARIO	T-Q	ALUVION O DEPOSITOS DE TALUD CON POCA O SIN CONSOLIDACION.
	Tmb1	DERRAMES DE BASALTO Y/O ANDESITA BASALTICA CON HORNBLENDA 17 Ma.
CENOZOICO	Tmsv	FORMACION BAUCARIT. CONGLOMERADOS Y ARENISCAS BIEN CONSOLIDADAS CON INTERCALACIONES DE BASALTO Y TOBAS RIOLITICAS 26- >17 Ma.
	Tri	DIQUES Y DOMOS RIOLITICOS.
	Tmb2	Tmi Tmb2.- BASALTOS Y ANDESITAS BASALTICAS 19-23 Ma.
		Tmi.- CUARZOMONZODIORITA Y DACITA 23 Ma.
	Tov1	IGNIMBRITAS RIOLITICAS CON ESCASOS DERRAMES DE BASALTO INTERCALADOS.
	Tov2	EN LA BASE TOBAS RICAS EN CRISTALES, IGNIMBRITAS, ARENISCAS TOBACEAS DE COLOR ROJIZO, HACIA LA CIMA TOBAS LITICAS DE COMPOSICION RIOLITICA CON INTERCALACIONES DE ANDESITAS BASALTICAS 27-35 Ma.
	~~~~~	DISC.
MESOZOICO	<b>Ks-Ti</b>	BATOLITO COMPUESTO LARAMIDE, GRANITOS Y GRANODIORITAS. 61-63 Ma. EN LA REGION DE STA. ROSA, ALGUNOS "STOCKS" HAN SIDO FECHADOS EN 49 Ma.
	<b>Ksvs</b>	FORMACION TARAUMARA. TOBAS Y LAVAS ANDESITICAS Y DACITICAS CON DELGADAS INTERCALACIONES DE TOBAS RIOLITICAS 60-72 Ma.

## SIMBOLOS CONVENCIONALES

	CONTACTO GEOLOGICO
	RUMBO Y ECHADO, EL SIMBOLO ACTITUD GENERAL DE LOS
	FALLA O FRACTURA INDIFERENTE
	FALLA NORMAL INDICANDO
	DIQUE.
	BORDE DE CALDERA.
	CENTRO ERUPTIVO CENTRAL
	POBLADO O RANCHERIA.
	CARRETERA PAVIMENTADA.
	CAMINO DE TERRACERIA O
	ARROYO INTERMITENTE.
	LOCALIZACION Y NUMERO
X SO-43	

NOTA: LA LOCALIZACION DE LA CARRETERA ES SOLO APROXIMADA.

7

**CONVENCIONALES**

DO

SIMBOLO SIN VALOR SE USA PARA INDICAR LA  
DE LOS ESTRATOS.

INDIFERENCIADA.

ICANDO EL BLOQUE HUNDIDO.

CENTRAL.

RIA.

NTADA.

ERIA O BRECHA.

NTE.

IMERO DE MUESTRA.

ARRETERA SAN NICOLAS-YECORA-MAYCOBA

**FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA**

HOJA SANTA ROSA (H12 D76)	HOJA YECORA (H12 D77)	HOJA YEPACHIC (H12D78)	
AREA CARTOGRAFIADA POR L. CARLOS LUGO ZAZUETA Y JAIME ROLDAN QUINTANA (1999)	GEOLOGIA MODIFICADA POR JAIME ROLDAN Q., A PARTIR DE COHEME (1985)		

8

HORIZONTAL 1:100,000  
ESCALAS = VERTICAL 1:100,000

FUENTES DE INFORMACION CARTOGRAFICA

HOJA SANTA ROSA (H12 D76)	HOJA YECORA (H12 D77)	HOJA YEPACHIC (H12D78)
AREA CARTOGRAFIADA POR L. CARLOS LUGO ZAZUETA Y JAIME ROLDAN QUINTANA (1999)	GEOLOGIA MODIFICADA POR JAIME ROLDAN Q., A PARTIR DE COHEME (1985)	

CAR LA



OBA