

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA, POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CARACTERIZACIÓN TECTÓNICA DE LAS UNIDADES PRE-CENOZOICAS DE LA *REGIÓN DE MAZATLÁN, SINALOA.*

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la
UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el
contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: _____

FECHA: _____ 02-06-04

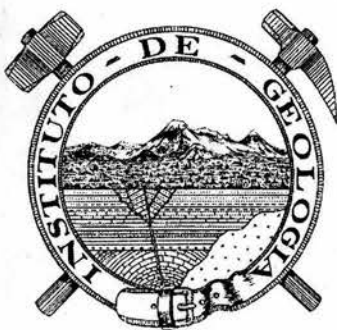
FIRMA: _____

TESIS

que para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGÍA
ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA)

presenta

PEDRO ARREDONDO GUERRERO



TUTOR: DRA. ELENA CENTENO GARCÍA

MÉXICO, D.F.

2004

CONTIENE 1 MAPA SUELTO



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

Dedicatoria

A mi Madre "Marta Elena"

Pues me ha dado la vida y me enseñó que si quieres algo hay que luchar por ello. "Gracias Madre por todo lo que me ha dado".

A la memoria de mi Padre "Pedro"

Pues me ha dejado la mejor herencia: "lo que chora soy".

A mis hermanos

*"Angela, Graciela, Ramón, Martín,
Juana, Ma. Elena y Antonio"*

Por brindarme su apoyo incondicional en todo momento, por darme un lugar dentro de sus preocupaciones y porque son parte de mí.

A Ricardo, Abelardo, Julio, Sandra, Cristóbal y Juliana

Porque ya son parte de la familia.

A toda la razilla:

*Flor, Vero, Jessica, Lix, Abraham, Joel, Emmanuel, Claudia,
Dantiela, Elaine, Cristóbal, Daniel, Jocelyn, Diego, los nuevos sobrinos y
los que vienen.*

Agradecimientos

A la Dra. Elena Centeno García, por la dirección, apoyo y motivación brindada durante el desarrollo y elaboración de este trabajo.

A los Doctores Dante Morán, Duncan Keppie, Peter Schaaf y Gustavo Tolson Por sus comentarios y sugerencias durante la revisión de este escrito.

A Laura Rosales, Araceli Zamora, Osbaldo Zamora, Miguel Morales, Edgar Ángeles, Salvador Sánchez y Ciro Díaz por compartir durante todo este tiempo alegrías, tristezas y calamidades, por sus comentarios sobre este trabajo, por acompañarme a campo y por brindarme su amistad.

Al Instituto de Geología por facilitarme el uso de sus instalaciones y el uso de sus recursos durante el desarrollo de este trabajo.

A Gabriela Solís, Teodoro Hernández, María del Sol Hernández y Juan Morales por su apoyo, disposición, explicación y participación en el análisis de las muestras por Sm-Nd. A Rufino Lozano por el análisis de muestras por Fluorescencia de rayos X.

A Rosario Flores, Francisco Montaña y Benjamín Rutz por su disposición y ayuda en el área de cómputo. A Consuelo Mactas y Barbara Martiny por la disposición en el uso del equipo del taller de Mollienda.

A Diego Aparicio por su disposición y asesoría en la elaboración de láminas delgadas.

Al Proyecto financiado por la Dirección General de Apoyo al Personal Académico (DGAPE) de la UNAM, clave PAPIIT IN 116599, titulado: "Reconstrucción de la margen continental del occidente de México para el Mesozoico temprano y su relación con los terrenos Cortés y Parral".

A la Sra. Teresa Osuna y familia por su hospitalidad brindada durante el desarrollo de trabajo de campo.

A la Casa Durango A.C. por su apoyo brindado durante todo este tiempo.

ÍNDICE**RESUMEN****CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**

1

1.1. Objetivos

2

1.2. Localización del Área

3

1.3. Características Generales

5

1.5. Metodología

7

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL DE SINALOA

9

2.1. Trabajos Previos

9

2.2. Rocas Metamórficas

10

2.3. Paleozoico Sedimentario

13

2.4. Unidades Magmáticas Mesozoicas

14

2.5. Cenozoico Volcánico y Sedimentario

17

2.6. Terrenos Tectonoestratigráficos en Sinaloa

20

CAPÍTULO 3. ESTRATIGRAFÍA

23

3.1. Formación Venadillo

24

3.1.1. Petrografía

27

3.1.2. Relaciones de Contacto

28

3.2. Diques Máficos

32

3.2.1. Petrografía

32

3.3. Intrusivos Máficos (Intrusivo Loma Colorada e Intrusivo La Noria)

34

3.3.1. Petrografía

35

3.3.2. Relaciones de Contacto y edad

36

3.4. Caliza Ustracales

37

3.5. Formación Las Higueras

38

3.6. Intrusivo Puente Quelite

40

3.6.1. Petrografía

40

3.6.2. Relaciones de Contacto

42

3.7. Intrusivo Ebanos

42

3.7.1. Petrografía

43

3.7.2. Relaciones de Contacto

43

3.8. Batolito de Sinaloa

45

CAPÍTULO 4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

46

CAPÍTULO 5 GEOQUÍMICA

51

| | |
|--|----|
| 5.1. Rocas Ígneas | 51 |
| 5.1.1. Elementos Mayores y Traza | 51 |
| 5.1.1.1. Diques Máficos | 54 |
| 5.1.1.2. Intrusivo La Noria | 58 |
| 5.1.1.3. Intrusivo Loma Colorada | 60 |
| 5.1.1.4. Intrusivo Puente Quelite | 62 |
| 5.1.1.5. Formación las Higueras (Andesita) | 64 |
| 5.2. Isótopos Sm-Nd | 67 |
| 5.2.1. Rocas Ígneas | 67 |
| 5.2.2. Rocas Sedimentarias | 70 |
| CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN | 72 |
| 6.1. Correlaciones | 73 |
| 6.1.1 Formación Venadillo | 73 |
| 6.1.2. Rocas Calcáreas y Volcaniclasticas | 78 |
| 6.1.3. Rocas Intrusivas | 82 |
| 6.2. Evolución Tectónica | 86 |
| CONCLUSIONES | 90 |
| REFERENCIAS | 93 |
| ANEXOS | 99 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| <i>Figura 1: Mapa de localización de área estudiada al norte de Mazatlán, Sinaloa.</i> | 4 |
| <i>Figura 2: Mapa de provincias fisiográficas del estado de Sinaloa (INEGI, 1981 de CRM,1991).</i> | 5 |
| <i>Figura 3: Mapa del tipo de climas del estado de Sinaloa (INEGI, 1981 de CRM,1991).</i> | 6 |
| <i>Figura 4: Mapa geológico de Sinaloa, con el nombre de algunas de las localidades donde afloran las diferentes rocas mencionadas en el texto (Modificado de Carta Geológica de la Republica Mexicana, Ortega-Gutiérrez et al., 1992).</i> | 11 |
| <i>Figura 5: Columna geológica regional del estado de Sinaloa separado en tres regiones (norte, centro y sur del estado).</i> | 12 |
| <i>Figura 6: Mapa de Terrenos tectonoestratigráficos en México y divisiones del terreno Guerrero (Modificado de Campa y Coney, 1983; Rosales-Lagarde, 2002; Centeno-García et al., 2003).</i> | 20 |
| <i>Figura 7: Columna Esquemática del área de Mazatlán Sinaloa.</i> | 24 |
| <i>Figura 8: Secuencia de lutita y arenisca interestratificadas de un pequeño sector de la Formación Venadillo. En esta parte del afloramiento la deformación no es tan intensa por lo cuál aún se conservan algunas de las estructuras primarias.</i> | 25 |
| <i>Figura 9: Columna estratigráfica de un intervalo no deformado de la Formación Venadillo.</i> | 26 |

| | |
|---|----|
| <i>Figura 10:</i> Diagrama de polos (Falsilla Schmidt, hemisferio inferior) que muestran la geometría de la zona de contacto ente las diferentes unidades | 29 |
| <i>Figura 11:</i> Mapa Geológico de la parte este del área estudiada, donde se localiza la muestra HS-46 fechada por Henry y Fredrikson.(1987) mediante K-Ar en una edad de 134 Ma (modificado de Henry y Fredrikson., 1987).). | 30 |
| <i>Figura 12:</i> Rocas intrusivas (Batolito de Sinaloa) intrusionando a la secuencia siliciclástica (lutita-arenisca de la Formación Venadillo). | 32 |
| <i>Figura 13:</i> Diagrama de clasificación de rocas ígneas de Streckeisen (1976) mostrando la proporción de minerales leucocráticos en las rocas intrusivas presentes en el área de estudio. | 33 |
| <i>Figura 14:</i> Gabro pegmatítico perteneciente al Intrusivo La Noria, de un afloramiento localizado en la carretera que va a la Noria, mostrando grandes fenocristales de plagioclasa y la deformación frágil (falla normal) que ha sufrido la roca. | 35 |
| <i>Figura 15:</i> Columna Descriptiva de las rocas volcanoclásticas de la Formación Las Higueras. | 39 |
| <i>Figura 16:</i> Intrusivo Puente Quelite: roca diorítica con foliación (paralela al lápiz) y algunas vetillas de cuarzo. | 41 |
| <i>Figura 17:</i> Xenolito de arenisca perteneciente a la Formación Venadillo dentro del Intrusivo Ébanos (roca granodiorítica). | 44 |
| <i>Figura 18:</i> Diques intrusionando a la Formación Venadillo, ambas rocas son afectadas por D ₁ . | 46 |
| <i>Figura 19:</i> Diagramas de polos y densidad de polos de estratificación, foliación y fallas (Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de las diferentes unidades del área de Mazatlán, Sinaloa. | 47 |
| <i>Figura 20:</i> Estratos de la Formación Venadillo con deformación dúctil-frágil | 48 |
| <i>Figura 21:</i> Pliegues cerrados recumbentes que afectan a las rocas de la Formación Venadillo producidos por el segundo evento de deformación. | 49 |
| <i>Figura 22:</i> Diagrama de variación de Harker (Na ₂ O+K ₂ O vs. SiO ₂) para identificar el carácter composicional de las rocas ígneas del área de Mazatlán, Sinaloa, basado en Cox et al., 1979 (Wilson, 1989). | 52 |
| <i>Figura 23:</i> Diagramas para identificar el carácter composicional de las rocas ígneas de área de Mazatlán, Sinaloa: (a) AFM (Irvine y Baragar, 1971),.(b) Diagrama K ₂ O vs. SiO ₂ , con los campos basados en Gill (1981). | 52 |
| <i>Figura 24:</i> Diagramas de discriminación para identificar el carácter composicional y tectónico de las rocas ígneas del área de Mazatlán, Sinaloa: (a) Nb vs. Y, (b) Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984), (c) La/Yb vs. Th/Yb (Condie, 1989), (d) Th/Yb vs. Ta/Yb (Pearce, 1983), (e) Hf/3-Th-Ta (Wood et al., 1979) y (f) Zr/Y vs. Zr (Pearce y Norry, 1979). | 55 |
| <i>Figura 25:</i> Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (diques) del área estudiada, norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989). | 56 |
| <i>Figura 26:</i> Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas intrusivas (diques) del área estudiada, norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Evensen et al. (1978). | 57 |

| | |
|---|----|
| <i>Figura 27:</i> Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (Intrusivo La Noria) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989). | 59 |
| <i>Figura 28:</i> Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas intrusivas (Intrusivo la Noria) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa y de rocas calcoalcalinas de arcos de islas (Wilson, 1989). Valores de normalización de Evensen et al. (1978). | 60 |
| <i>Figura 29:</i> Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (Intrusivo Loma Colorada) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989). | 61 |
| <i>Figura 30 :</i> Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas intrusivas (Intrusivo Loma Colorada) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa y de rocas toleíticas de arcos de islas (Wilson, 1989). Valores de normalización de Evensen et al. (1978). | 62 |
| <i>Figura 31:</i> Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (Intrusivo Puente Quelite) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989). | 63 |
| <i>Figura 32 :</i> Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas ígneas (Intrusivo Puente Quelite y flujo andesítico) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa y de rocas calcoalcalinas de arcos de islas (Wilson, 1989). Valores de normalización de Evensen et al. (1978). | 64 |
| <i>Figura 33:</i> Zr/TiO ₂ -Nb/Y Diagrama de discriminación para identificar el carácter composicional del derrame perteneciente a la Formación Las Higueras (Winschester y Floyd, 1977). | 65 |
| <i>Figura 34:</i> Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para el flujo andesítico del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989). | 66 |
| <i>Figura 35:</i> εNd contra T _{DM} de las rocas ígneas del área de Mazatlán, Sinaloa. | 70 |
| <i>Figura 36:</i> εNd contra T _{DM} de las rocas de la Formación Venadillo del área de Mazatlán, Sinaloa. | 71 |
| <i>Figura 37:</i> Localización de las diferentes unidades con las que se compararon las rocas de este trabajo y localización de la sección A-B de la figura 38. | 74 |
| <i>Figura 38:</i> Sección geológica (sin escala) a lo largo de la costa del pacífico, en la que se muestran las diferentes unidades mencionadas en el texto; la línea de sección se ubica en el mapa de la Figura 37. | 76 |
| <i>Figura 39:</i> Diagrama T _{DM} contra εNd actual donde se compara la Formación Venadillo con las rocas del basamento del Terreno Guerreño (Centeno-García, 1994) y la Formación Taray (Díaz-Salgado, 2004). | 77 |
| <i>Figura 40:</i> A,B - diagramas de Elementos de Tierras Raras normalizadas por Condrita (Evensen et al., 1978); C,D - diagramas de variación de Elementos Trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983); en los que se comparan las rocas de Mazatlán, Sin., Porohuí, Sin. y Playa Azul, Michoacán. (*1): datos obtenidos por Freydier et al.,(1995); (*2): datos obtenidos por Gastil et al., (1999) | 80 |

- Figura 41:** A- diagrama de Elementos de Tierras Raras normalizadas por Condrita (Evensen et al., 1978); B- diagrama de variación de Elementos Trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983); en los que se comparan las rocas de Mazatlán (este trabajo), Sin y Porohui, Sin. (*1): datos obtenidos por Freydyer et al., (1995). 82
- Figura 42:** Diagrama de Elementos de Tierras Raras normalizadas por Condrita (Evensen et al., 1978); A: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con Lavas máficas de Playa Azul; B: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con Intrusivos gabroicos de Porohui, Sin. (mismas referencias que Tabla 4). 83
- Figura 43:** Diagrama de variación de Elementos Trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983); A: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con Lavas máficas de Playa Azul; B: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con Intrusivos gabroicos de Porohui, Sin. (mismas referencias que Tabla 4). 84
- Figura 44:** Reconstrucción Paleogeográfica de la margen oeste de México durante el Cretácico Inferior-Medio. Se integran las rocas estudiadas en éste trabajo (Modificado de Centeno-García, 1994). 89

ÍNDICE DE TABLAS

- Tabla 1:** Posible relación temporal de los cuerpos intrusivos en el área estudiada. 37
- Tabla 2:** Elementos Mayores y Traza de las rocas ígneas estudiadas en éste trabajo. 53
- Tabla 3:** Datos de los análisis isotópicos por Sm-Nd de las rocas estudiadas. 69
- Tabla 4:** Comparación de la andesita (secuencia volcánoclastica) e intrusivos gabroicos de Mazatlán con las lavas máficas de Playa Azul e intrusivos gabroicos de Porohui. 79
- Tabla 5:** Correlación de columnas estratigráficas de las regiones de Sinaloa, Sonora y sur de Arizona. 87

RESUMEN

El área estudiada se localiza al norte de Mazatlán, Sinaloa, NW de México, dentro del Terreno Guerrero. Se definieron informalmente las siguientes unidades: La **Formación Venadillo** (pre-Valanginiano) es una secuencia turbidítica (lutita-arenisca) de abanico submarino. Su isotopía Sm/Nd y edades modelo Nd (T_{DM}) de 1.3-1.5 Ga indican una procedencia posiblemente cratónica depositados en una margen pasiva. Dicha formación es cortada por **diques alcalinos** de arco $(La/Yb)_N=5-7$. Ambas unidades son afectadas por una primera deformación D_1 , antes de ser cortados por **intrusivos gabroicos** (Valanginiano-Hauteriviano). Estos intrusivos (**Loma Colorada, La Noria**) tienen magmatismo toleítico-calcoalcalino de arco, $(La/Yb)_N=3-4$, $ENd_{134}=1, 3$ y $T_{DM}=1062-788$ Ma; lo que indica posible contaminación cortical. La **Formación Las Higueras** (Barremiano-Cenomaniano) es una sucesión marina de volcarenita-lutita-caliza y derrames andesíticos con afinidad de arco, $(La/Yb)_N=3$, $ENd_{116}=5$ y $T_{DM}=586$ Ma. La **Caliza Ustracales** son afloramientos aislados de caliza recristalizada, probablemente contemporáneos a la Formación Las Higueras. Todas las unidades antes mencionadas son afectadas por el Batolito de Sinaloa (102-19Ma). Los intrusivos Ébanos y Puente Quelite (magmatismo calcoalcalino de arco, $(La/Yb)_N=3$, $ENd_{95}=7$, $T_{DM}=339$ Ma) de composición diorítica a tonalítica, se consideraban como el basamento metamórfico de la región; sin embargo, en este trabajo se infiere que son parte de los intrusivos sintectónicos del Batolito de Sinaloa. Un segundo evento deformacional D_2 (Cenomaniano-Coniaciano?) afectó a todas las unidades descritas, excepto a los intrusivos posttectónicos del Batolito de Sinaloa. En el Cenozoico se depositan las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental y posteriormente todas las unidades son cortadas por fallamiento normal (D_3) y lateral (D_4).

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

La región de Mazatlán, Sinaloa es uno de los escasos sitios a lo largo de la costa oriental del Golfo de California, donde afloran rocas previas a la formación de la provincia volcánica cenozoica de la Sierra Madre Occidental. A pesar de que se encuentran en un área clave para entender la evolución tectónica del noroeste de México, estas rocas han sido poco estudiadas. Una de las razones por la que se considera son importantes es porque es uno de los pocos afloramientos con rocas parcialmente metamorfizadas, de probable edad Paleozoico/Mesozoico temprano, que pueden aportar información sobre la historia más antigua de las acreciones de unidades oceánicas y/o de margen continental (Eugeoclinal) hacia el cratón de Norteamérica. También en esta región afloran unidades volcánicas y volcanoclásticas probablemente Jurásico-Cretácico, significativas en la reconstrucción de los ambientes y distribución del arco del occidente de México de esta misma edad. Además, el estudio de estas rocas permite una mejor definición de la estratigrafía y ubicación de los límites de los terrenos tectonoestratigráficos del noroeste del país.

En este estudio se confirmó que, por su estratigrafía, el área se encuentra en la parte norte del terreno Guerrero propuesto por Campa y Coney (1987) y definido como un terreno compuesto con una evolución y estratigrafía compleja (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Centeno *et al.*, 2003). El terreno Guerrero se caracteriza principalmente por sucesiones sedimentarias y volcánicas submarinas y raramente subaéreas relacionadas a un arco submarino y con edades que van del Jurásico Superior (Titoniano) a mediados del Cretácico Superior (Cenomaniano). Sedlock *et al.*, (1993) consideran que el área forma parte del terreno Tahué. Este está compuesto principalmente por rocas metasedimentarias del Paleozoico medio de origen desconocido acrecionadas a Norte América en el Jurásico

Tardío, con vulcanismo y plutonismo (Jurásico-Cenozoico) asociados a un arco magmático a lo largo de la margen oeste de Norte América. Una de las últimas interpretaciones, es que el área de estudio en efecto pertenece al terreno compuesto Guerrero, pero sus rocas más antiguas definen un terreno previamente acrecionado, el Terreno San José de Gracia (Tahue), que es un subterreno del Terreno Guerrero (Centeno *et al.*, 2003). En este trabajo se obtuvieron evidencias que apoyan esta interpretación.

1.1. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es caracterizar tectónicamente las rocas pre-Cenozoicas que se encuentran al norte de Mazatlán, Sinaloa. Para esto se realizó trabajo de campo, que incluyó cartografía geológica a detalle y colecta de muestras, geoquímica y petrología. Se espera que los resultados de esta tesis enriquezcan el conocimiento de la geología regional y que permitan integrar un mejor modelo de la evolución tectónica del noroeste de México.

Los objetivos particulares de este trabajo son:

- Determinar las relaciones de contacto entre las diversas litologías.
- Caracterizar los ambientes de depósito de las unidades volcánicas y sedimentarias pre-Cenozoicas que afloran en el área de estudio.
- Caracterizar geoquímica y petrográficamente las unidades volcánicas, sedimentarias y los cuerpos intrusivos.
- Determinar la afinidad tectonomagmática de las rocas volcánicas e intrusivas asociadas a dichas secuencias.
- Reconstruir el ambiente tectónico de la formación de las unidades estudiadas.
- Proponer un modelo de evolución tectónica para el área.

1.2. Localización del área

El área de estudio se localiza en la región sur del estado de Sinaloa, al norte de la ciudad de Mazatlán. Se encuentra limitada por las coordenadas geográficas 23°15'- 23°39' latitud norte y 106°15'- 106°32' longitud oeste. El acceso a esta zona es por la carretera federal número 15 ó por la carretera estatal de cuota del tramo Mazatlán-Culiacán, ambas salen de la ciudad de Mazatlán y cortan de sur a norte el área de estudio; existen otros pequeños ramales que van de este a oeste y unen ambas carreteras (Figura 1).

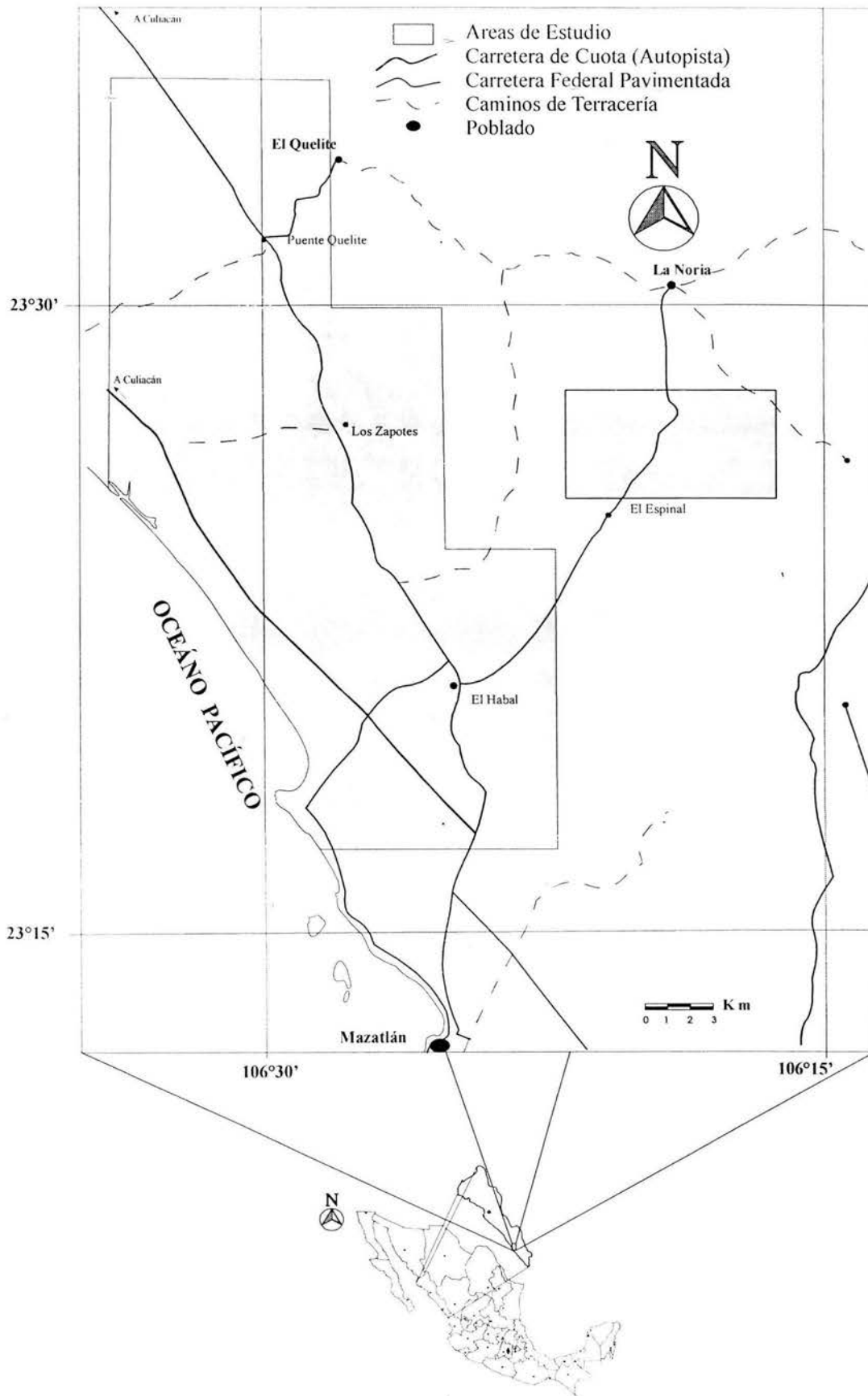


Figura 1: Mapa de localización de área estudiada al norte de Mazatlán, Sinaloa.

1.3. Características Generales

Fisiográficamente el Estado de Sinaloa forma parte de las provincias de la Sierra Madre Occidental y de la Llanura Costera del Pacífico (cartografía INEGI) las cuales han sido divididas en varias subprovincias. El área de estudio según esta división se encuentra en la subprovincia Llanura Costera de Mazatlán perteneciente a la provincia Llanura Costera del Pacífico (Figura 2).

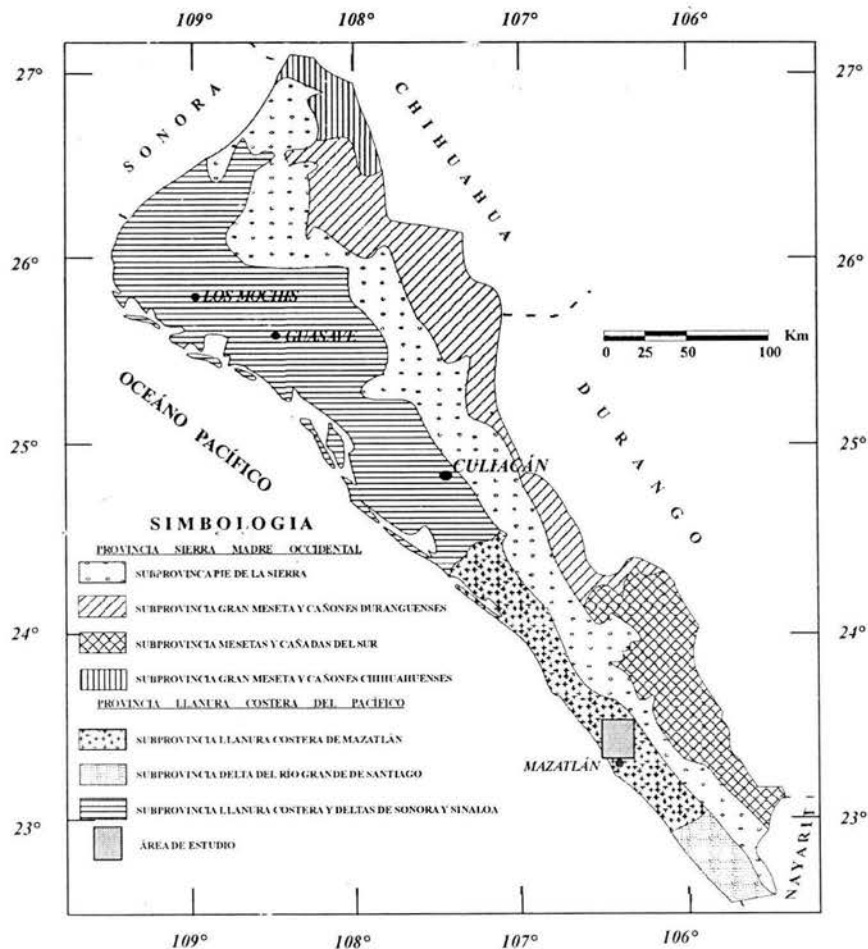


Figura 2: Mapa de provincias fisiográficas del estado de Sinaloa (INEGI, 1981 de CRM, 1991)

El área es drenada de noreste a suroeste por el río Quelite y hacia el sur del área se localiza el río Presidio (cartas topográficas F13A25, F13A35 y F13A36, INEGI, 1987,

1990 y 1999). El relieve en general es poco elevado aunque en ocasiones es accidentado fluctuando la elevación entre 100 y 600 m.s.n.m.

Sinaloa cuenta con climas muy variados dependiendo de la altitud ó región de que se trate. En la figura 3 se muestra que la porción Noroeste según la clasificación de Köeppen se caracteriza por un clima semidesértico y conforme avanza al sur cambia a uno más cálido y semihúmedo; tal es el caso del área estudiada, hacia el Norte se tiene un clima semiseco cálido y al sur cálido subhúmedo (CRM, 1991).

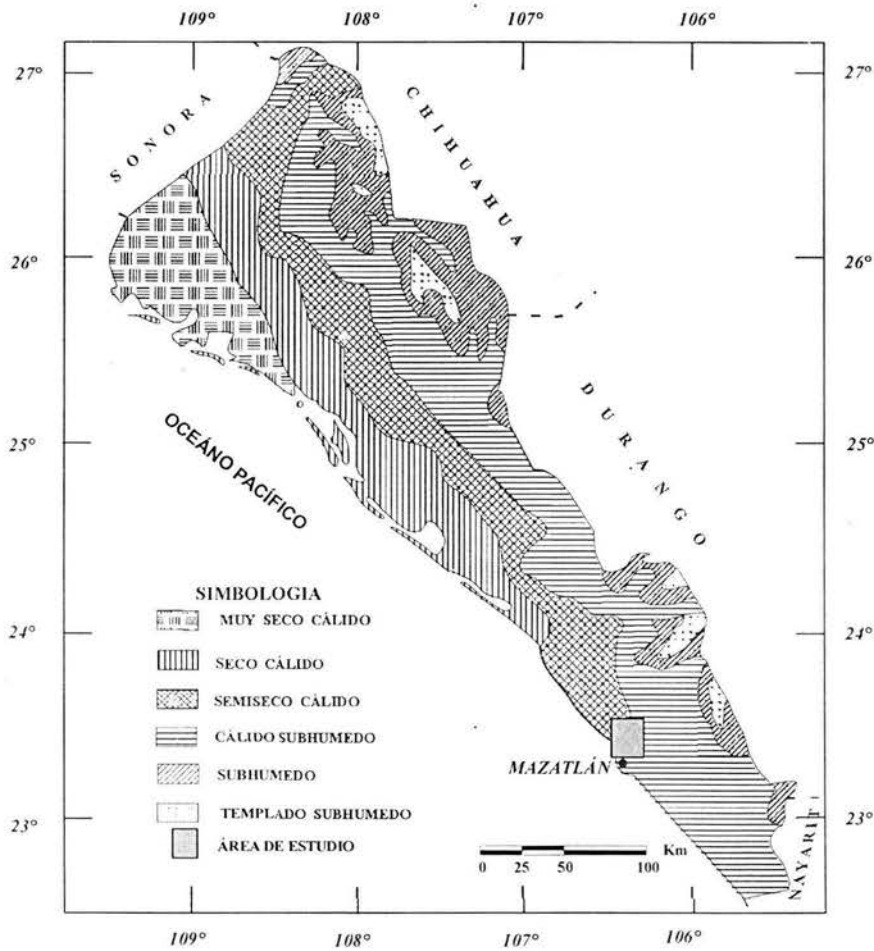


Figura 3: Mapa del tipo de climas del estado de Sinaloa (INEGI, 1981 de CRM, 1991)

El tipo de vegetación está asociado a las condiciones climáticas y fisiográficas presentes; en la zona de la planicie costera se tiene una vegetación constituida por

manglares, matorrales y tierras de cultivo; en la zona de piemonte hay selva baja y mediana; en tanto que en las partes altas de la sierra existen bosques de pino y encino. En el área de estudio lo que predomina es selva mediana.

1.4. Metodología

En primer lugar se llevó a cabo un análisis de la bibliografía existente sobre el área. Posteriormente se realizaron dos salidas de campo con la finalidad de hacer una cartografía de detalle del área, coleccionar muestras y además, en las secuencias sedimentarias, hacer el levantamiento de columnas para determinar sus características sedimentológicas y con estas reconstruir el ambiente de depósito, aunque esto fue un tanto difícil por la deformación que han sufrido dichas rocas. El trabajo de campo fue principalmente desarrollado a lo largo de los cortes de carretera, debido a los escasos afloramientos en arroyos y laderas.

Se utilizaron para la cartografía las cartas topográficas a escala 1:50,000 de El Quelite (F13A25), Mármol (F13A35) y Concordia (F13A36) de INEGI ampliados a una escala 1:12,500 además del mapa geológico escala 1:250,000 de Henry *et al.* (1987); se muestrearon las diferentes litologías presentes para análisis petrográfico y geoquímico (tierras raras, elementos trazas e isótopos de Sm/Nd). A partir de los datos de campo se elaboró un mapa geológico del área y una columna estratigráfica regional.

Se hizo el estudio petrográfico de los diferentes tipos de rocas con la finalidad de identificar las asociaciones minerales que las constituyen y en el caso de las areniscas realizar un estudio de procedencia de las muestras. Los elementos mayores y traza fueron analizados por Activation Laboratories (Actlabs) en Ontario, Canada y por XRF en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F. Los análisis de isotopía de *Sm-Nd* también se llevaron

a cabo en el LUGIS, con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos; se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y 20 para Sm. Un total de 13 muestras fueron analizadas por estos métodos (análisis de roca total). Los datos obtenidos a partir de los análisis fueron graficados en diferentes diagramas para definir su afinidad geoquímica, clasificar las muestras de rocas ígneas y determinar el ambiente tectónico donde se originaron. Se evaluó la información obtenida a partir de la geoquímica junto con la petrográfica y estratigráfica para proponer un modelo tectónico. Se comparó la información obtenida con la de otras áreas de México para tratar de entender la relación existente entre ellas.

CAPITULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL DE SINALOA

La geología pre-Cenozoica de la parte norte del Estado de Sinaloa y porción sur del Estado de Sonora es muy compleja y además difícil de descifrar ya que los afloramientos son pocos y se encuentran a distancia considerable entre sí, lo cual no permite fácilmente realizar la correlación entre las diferentes unidades.

2.1. Trabajos Previos

Son pocos los estudios que se han realizado y/o comprenden el área estudiada (norte de Mazatlán, Sinaloa). Henry en 1975, en su trabajo de tesis doctoral realiza un estudio detallado de los complejos batolíticos graníticos de la región sur de Sinaloa y los separa de acuerdo a sus características petrográficas y a su edad de intrusión; también describe la estratigrafía del área de forma general. Posteriormente el mismo Henry (1986) publicó un artículo en el que discute la tendencia de los elementos estructurales (fallas, pliegues y foliación) presentes en las rocas que él consideró como mesozoicas; con la finalidad de definir el modelo de deformación que actuó sobre ellas durante el Mesozoico superior, concluyendo que tales estructuras presentan una orientación transversal con respecto a la costa, y que están asociadas a una convergencia oblicua entre las placas Kula y Norteamericana. El trabajo más completo es el de Henry y Fredrikson (1987), quienes publican un mapa geológico y definen la estratigrafía de la zona, la cual se describe y discute en éste capítulo y más adelante.

Regionalmente se han realizado varios estudios que no incluyen el área de estudio, pero que sin embargo se describen en este capítulo, ya que posiblemente existe alguna correlación con las rocas estudiadas. Entre estos se tienen los varios trabajos clásicos

referentes a la Sierra Madre Occidental que pudieran relacionarse con la geología del área de estudio entre los cuales se tienen los de Weed (1902a, 1902b) y King (1939) en los que se hace una descripción litológica y un reconocimiento de algunos elementos estructurales.

Gastil y Krummenacher (1977) estudiaron la costa sur de Sonora; Gastil *et al.* (1978) publicaron sobre las rocas de Nayarit; McDowell y Clabaugh (1979) y Cameron *et al.* (1980) estudian las rocas volcánicas superiores de la Sierra Madre Occidental; Damon *et al.* (1981) y Clark *et al.* (1982) publican trabajos relacionados a la actividad ígnea y su relación con los depósitos minerales en la Sierra Madre Occidental.

A continuación se describen los principales tipos de rocas y eventos geológicos identificados en la región del estado de Sinaloa: La figura 4 contiene un mapa geológico del estado de Sinaloa y algunos de los poblados mencionadas en el texto y en la figura 5 se muestra una columna geológica regional de las litologías que se encuentran en el estado de Sinaloa.

2.2. Rocas Metamórficas

De Cserna y Kent.(1961) definen una secuencia de rocas con fuerte metamorfismo y deformación a la que denominan Complejo Sonobari, formado por gneises de muscovita y biotita intercalados con anfibolitas y migmatitas e intrusionados por pegmatitas; dicho complejo aflora en las sierras de San Francisco y Sonobari, formando un conjunto montañoso de rumbo N-NW que se extiende al sur de Sonora, sin embargo, hacia el sur de Sinaloa no existen afloramientos de éste complejo. Sedlock *et al.* (1993) menciona que se reporta una edad Triásica para el protolito de éstas rocas (Figuras 4 y 5).

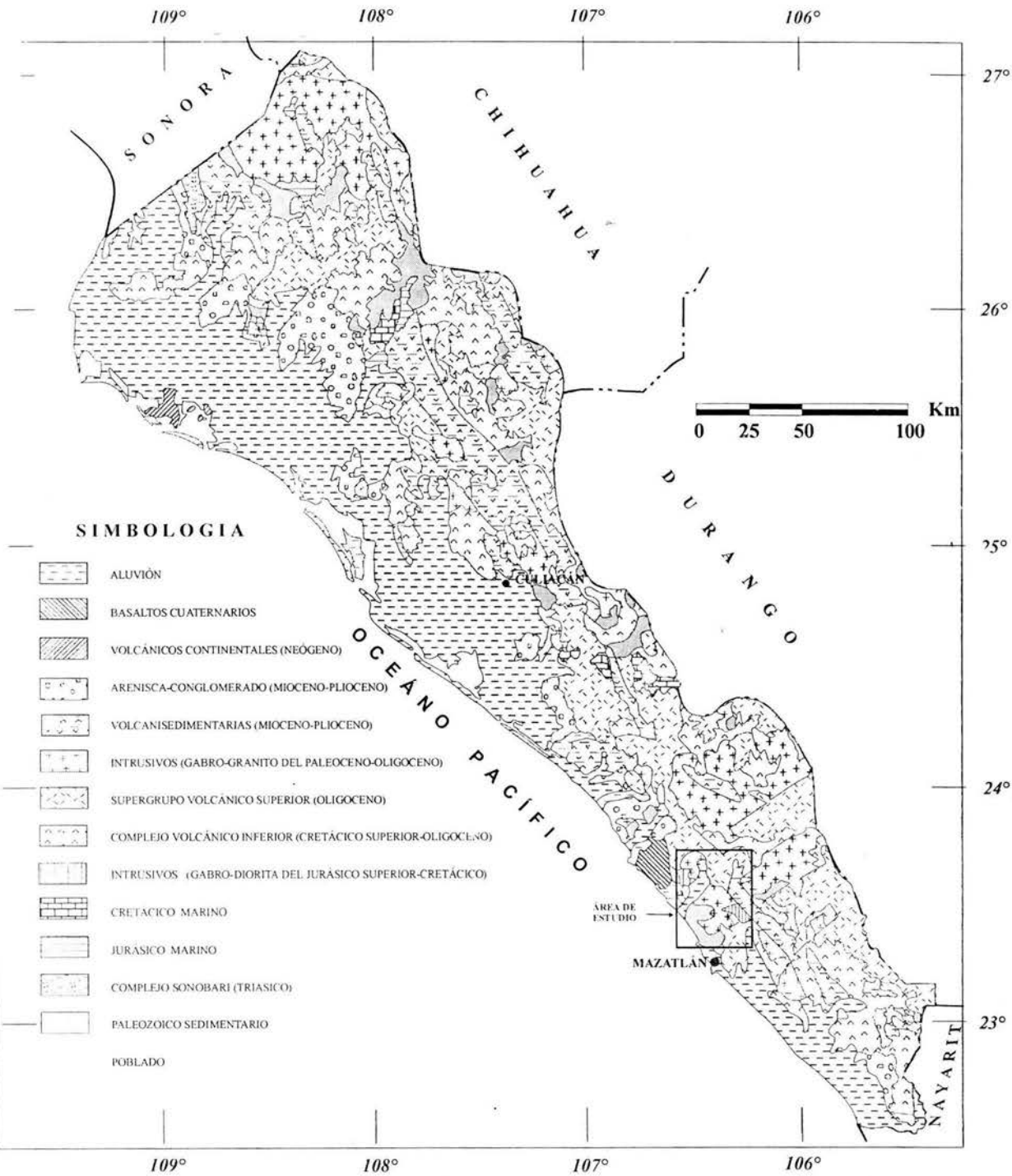
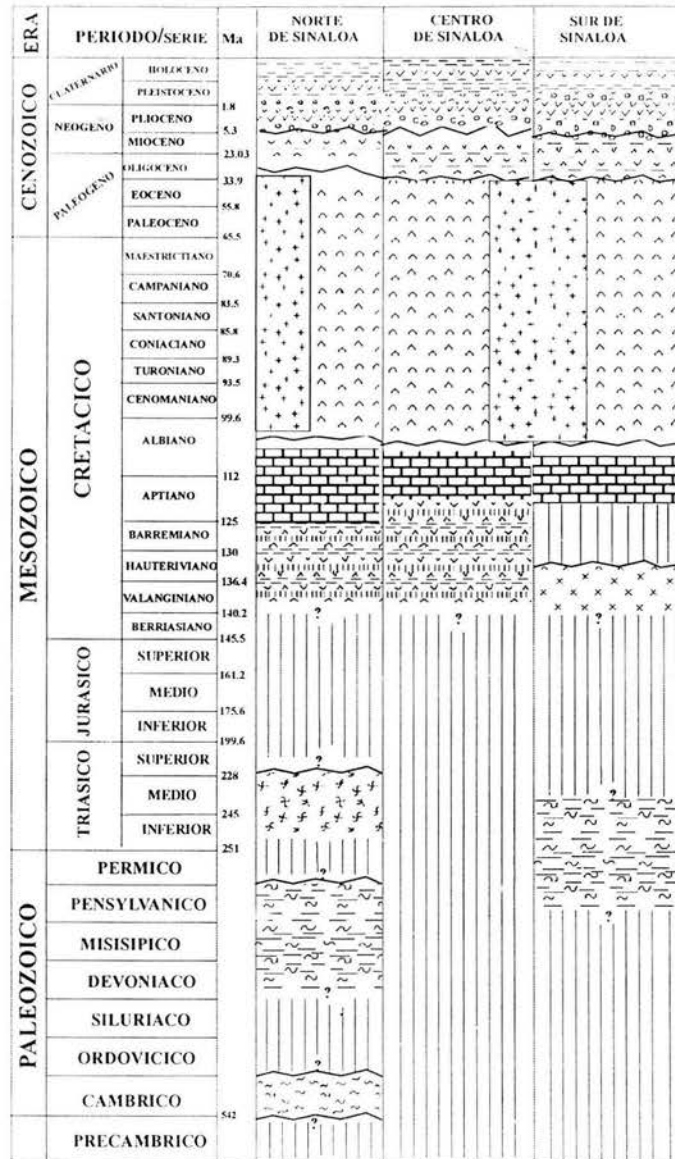


Figura 4: Mapa geológico de Sinaloa, con el nombre de algunas de las localidades donde afloran las diferentes rocas mencionadas en el texto (Modificado de Carta Geológica de la República Mexicana, Ortega-Gutiérrez et al., 1992).



SIMBOLOGIA

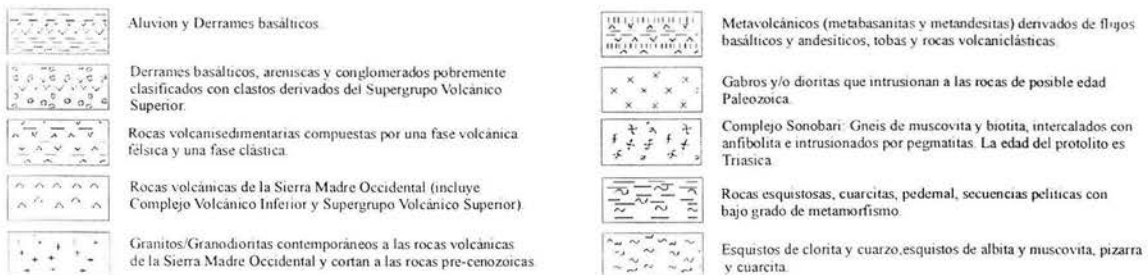


Figura 5: Columna geológica regional del estado de Sinaloa separado en tres regiones (norte, centro y sur del estado). Recopilado de Henry y Fredrikson (1987), McDowell et al. (1997), Damon et al. (1983), Mullan (1978), Carrillo (1971), Ortega-Gutiérrez et al. (1979).

2.3. Paleozoico Sedimentario

Mullan (1978) describe en el área de El Fuerte (Figura 4), esquisto de clorita y cuarzo, esquisto de albita y muscovita, pizarra y cuarcita; cuyo protolito probablemente fue una secuencia de rocas sedimentarias con derrames de lava y toba; Poole (1993) reporta conodontos del Ordovícico encontrados en éstas rocas. En la región de San José de Gracia (norte de Sinaloa, Figuras 4 y 5) Carrillo (1971) describe una secuencia de rocas constituida por caliza fosilífera, pedernal y rocas pelíticas (arcillo-limosas de composición carbonosa) que presentan localmente metamorfismo de bajo grado (esquisto, pizarra, cuarcita) a la que denominó informalmente Formación San José de Gracia. Le asigna una edad del Carbonífero debido a que en las calizas se encontraron briozoarios del género *Cryptostomata*, principalmente Fenestíllidos que tienen un rango que va del Ordovícico al Pérmico, pero el hallazgo del fusulínido *Millerela sp.* permite situarlo en el Misisípico superior o Pensilvánico inferior. Gastil *et al.* (1991) reportan la presencia de conodontos del Pensilvánico medio al Pérmico para las rocas de San José de Gracia.

Para la región del norte de Mazatán, objetivo de este estudio, Henry (1975) y Henry y Fredrikson (1987) describen rocas clásticas de edad desconocida las cuales presentan: metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde); metamorfismo de contacto debido a la intrusión de batolitos graníticos cenozoicos y una deformación que provocó esquistosidad relativamente paralela a la estratificación, con rumbo general NE-E y buzamiento vertical o ligeramente al NW. Tales rocas las caracterizaron como una secuencia turbidítica de lutita-arenisca interestratificada y en ocasiones conglomerados, caliza masiva y calcarenitas. Definen que la secuencia va de finamente laminada a areniscas lodosas masivas, con granos principalmente de cuarzo; en ocasiones también contiene

pedernal y plagioclasa y pocos afloramientos muestran estratos delgados de calizas. Sin embargo, de la cartografía realizada en este estudio se desprende que varias de las litologías que Henry y Fredrikson (1987) consideraron como una misma secuencia corresponden a unidades distintas (ver capítulo de estratigrafía).

2.4. Unidades Magmáticas Mesozoicas

Al norte y centro de Sinaloa, Mullan (1978) describe una gruesa secuencia (>8Km de espesor) compuesta por metabasanitas derivadas de flujos basálticos y andesíticos, tobas y rocas volcánicas. Esta secuencia fue denominada “Formación Borahui” y se interpreta como una secuencia de arco (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) desarrollada al límite oeste de Norte América. En el área de Tameapa, en el norte y centro de Sinaloa, Rocha (1958) define rocas metavolcánicas que consisten de derrames andesíticos metamorfizados a corneanas de albita-epidota-actinolita (Figuras 4 y 5). En algunas otras áreas del estado de Sinaloa, se ha reportado la presencia de este tipo de secuencias: Koldán-Quintana (1970) las describe en la región de El Fuerte; Márquez (1971) en el Huejote; Clark (1971) en Sinaloa de Leyva y Cerro Tetameche; Bonneau (1971) en Tepuche. Según los diversos autores esta secuencia tiene un espesor mayor a 1500 m y cubre discordantemente a las rocas paleozoicas, por lo cual se infiere que son post-paleozoicas.

Bonneau (1971) definió la Secuencia Vuelta del Cerro de edad cretácica (Albiano-Cenomaniano) localizada a 10 Km al NW de Pericos (centro de Sinaloa). Dicha secuencia esta conformada, de la base a la cima, por meta-andesitas cortadas por diques sobreyacidas por areniscas líticas (formadas por granos de vidrio, esquisto de cuarzo, caliza y plagioclasa) y caliza limolítica; sobre estas se encuentra dolomía negra masiva y en la cima

caliza masiva fosilífera recristalizada, con rudistas (*Sphaerucaprina Sp.* y *Orthoptychus Sp.*) del Cenomaniano.

Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1979) interpreta que en el área norte de Sinaloa hay rocas de arco, que están estructuralmente sobreyacidas por hojuelas cabalgadas que consisten de dunitas con metamorfismo incipiente, serpentinitas, gabros, piroxenitas, diques diabásicos, basaltos almohadillados, rocas sedimentarias pelágicas y tobas. Las rocas sedimentarias contienen amonites del Albiano inferior (*Paracanthoplites Sp.*) y del Albiano superior (*Eoscaphtes Sp.*). Dicha secuencia se encuentra en la región de Bacubirito, parte norte del estado de Sinaloa (25°53' latitud norte y 107°58' longitud oeste, Figura 4) y la interpretan como probablemente una *suite* ofiolítica desmembrada y desarrollada en una cuenca trasarco al este del arco. Servais *et al.*, (1982) describe afloramientos de rocas plutónicas máficas y ultramáficas, al norte del poblado Sinaloa de Leyva y las interpreta como parte de las raíces de un arco, las cuales están sobreyacidas concordantemente y localmente sobrecorridas al NE o ENE por las rocas descritas por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1979). Servais *et al.* (1982) definen también a la Formación Bacurato como depósitos en una cuenca antearco al oeste del arco que posteriormente migró tectónicamente al este; dicha formación consiste de esquisto verde plegado, cuyo protolito fueron areniscas tobáceas y calcáreas, toba, pedernal, caliza pelítica y caliza arrecifal pobremente preservadas y le asignan una edad Aptiano-Cenomaniano.

Henry y Fredrikson (1987) describen para el área de estudio dos cuerpos tabulares de composición predominantemente gabroica que intrusionan a las rocas metasedimentarias clásticas probablemente a finales del Jurásico, además de diques de composición muy similar a los cuerpos gabroicos exceptuando en el tamaño de grano. También describen para el área de Mazatlán rocas calcáreas recristalizadas depositadas probablemente durante

el Aptiano y a finales del Albiano; todas las secuencias anteriores (calcáreas, metasedimentarias e intrusivos) fueron deformadas y metamorizadas.

Sin embargo, Freydier *et al.* (1995) interpretan que las rocas ígneas del área de Porohui (localizadas en la parte central-oeste de la región estudiada por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1979) no pertenecen a un complejo ofiolítico sino a tres grupos con una petrogénesis diferente cada uno. El primero está compuesto por lavas almohadilladas basálticas y doleritas tipo OIB, extravasados en una cuenca oceánica y asociados con caliza pelágica del Cretácico Inferior. El segundo grupo se conforma por enjambres o diques aislados gabroicos y anfibolíticos cenozoicos de afinidad calcoalcalina, que cortan al primer grupo, vinculados con la subducción de la placa Farallón bajo la margen de Norte-América. Por último el tercer grupo se compone por plutones gabroicos del Neógeno con características anorogénicas asociados a la etapa inicial de la apertura del Golfo de California y cortados por diques basálticos. Gastil *et al.*, (1999) realizaron un estudio similar al de Freydier *et al.* (1995) y llegan a las mismas conclusiones.

En general, todos los autores coinciden en que hubo un evento magmático importante en la región para el Jurásico (?)-Cretácico que probablemente se formó en un ambiente de subducción (arco submarino). Aunque la naturaleza del basamento debajo de estas secuencias se conoce poco, los datos estratigráficos, petrográficos y geoquímicos soportan una afinidad oceánica. Por su distribución paleogeográfica y asociación con las rocas antiguas aparentemente el arco se generó sobre rocas paleozoicas-mesozoicas(?) previamente acrecionadas. Posiblemente este evento magmático pudiera correlacionarse con las rocas de arco de la Formación Alisitos en Baja California (Santillán y Barrera, 1930; Allison, 1955; Silver *et al.*, 1963, Gastil *et al.*, 1975; Almazán-Vázquez, 1988a, 1988b) y con unidades similares más al sur, como las secuencias volcanosedimentarias en

la región de Zacatecas (Centeno-García, 1994) y las de Jalisco-Colima-Michoacán (Grajales y López, 1984; Lapierre *et al.*, 1992b; Centeno-García, *et al.*, 1993a; Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1997)

Existen amplios cuerpos batolíticos que afloran a lo largo de la costa oeste de México, desde Chiapas hasta Sonora, su composición es muy variable (de félsica a máfica). Específicamente en el área del estado de Sinaloa (Figura 4), Fredrikson (1971) realizó algunos fechamientos en rocas intrusivas con variaciones petrográficas denominadas Batolito de Sinaloa y obtuvo edades de *K-Ar* que varían entre 95 y 45 Ma. Considerando estos y nuevos fechamientos, Fredrikson (1971) y Henry y Fredrikson (1972) propusieron tres eventos de intrusión: San Marcos (90 Ma), San Ignacio (70 Ma), Concordia (50 Ma). Damon *et al.* (1981) realizaron algunos fechamientos por *K-Ar* en estos intrusivos, encontrando rangos de edades similares a las anteriores, mas un nuevo evento de 19 Ma de edad al que denominaron Colegio, concluyendo que el evento Concordia es la emisión de mayor importancia económica, ya que fue la fase de mayor mineralización asociada al Batolito de Sinaloa.

Valencia-Moreno (1998) propone que todos estos batolitos están asociados a magmatismo calcoalcalino de arcos de diferente edad y que los episodios mejor estudiados ocurrieron durante el Jurásico-Cretácico. Además, que las variaciones geoquímicas de los cuerpos plutónicos son sistemáticamente controladas por el tipo de basamento que las rocas intrusivas hayan afectado.

2.5. Cenozoico Volcánico y Sedimentario

Varios autores han descrito series de rocas volcánicas constituidas por andesita, riolita, tobas riolíticas e ignimbrita con edades que se extienden desde el Cretácico Superior

hasta el Oligoceno; dichas rocas constituyen la provincia de la Sierra Madre Occidental. McDowell y Keizer (1977) separan en dos eventos a las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental nombrándolos informalmente como Complejo Volcánico Inferior y Supergrupo Volcánico Superior (Figuras 4 y 5).

El Complejo Volcánico Inferior está constituido por rocas que van de andesita a riolita; tales rocas han sido estudiadas y descritas en varias publicaciones debido a su estrecha relación con yacimientos minerales importantes (Dumble, 1900; Weed, 1902a; Hisazumi, 1929; De Cserna *et al.*, 1961; Wisser, 1966; Roldán-Quintana, 1971, Roldán-Quintana y Clark, 1974).

Henry y Fredrikson (1987) describen para el área de estudio flujos de cenizas, tobas de caída, flujos de lava, sedimentos volcanoclásticos y algunas intrusiones hipabisales pertenecientes a este complejo. Las rocas riolíticas se presentan como tobas (flujos piroclásticos) y las rocas andesíticas se presentan en forma de derrames, aunque también existen flujos riolíticos y tobas andesíticas. Clark (1976) le asignó a este complejo Volcánico Inferior una edad que va del Cretácico Superior al Paleógeno (en Sinaloa) y lo caracteriza como de composición intermedia.

El Supergrupo Volcánico Superior consiste principalmente de flujos de cenizas de composición riolítica y descansa discordantemente sobre una superficie erosionada de rocas volcánicas, o sobre rocas graníticas o rocas metasedimentarias. Varios autores (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979) han estimado un período de depósito de este grupo entre los 34 y 23 Ma.

Algunas rocas pertenecientes al Supergrupo Volcánico Superior afloran en el área de estudio. Estas son separadas por Henry y Fredrikson (1987) en dos unidades: La primera es la Unidad Inferior, la cual está compuesta principalmente por lavas de composición

intermedia y areniscas (leches rojas) con clastos derivados principalmente del Complejo Volcánico Inferior, indicando un periodo de erosión. La segunda es la Unidad Superior, formada por flujos de cenizas silíceas, tobas de caída, areniscas volcanoclásticas y en menor proporción flujos de lava de composición riolítica. También hay diques félsicos relacionados con esta unidad.

En lo que se refiere a las rocas sedimentarias terrígenas cenozoicas, Henry y Fredrikson (1987) las describen como conglomerados y areniscas pobremente clasificadas con clastos derivados principalmente del Supergrupo Volcánico Superior y en menor cantidad de las rocas más antiguas. Señalan que algunas de estas rocas fueron depositadas antes del fallamiento normal y otras después, acumuladas probablemente en los graben como abanicos aluviales y posteriormente afectadas por fallamiento normal; por lo cual se les atribuye una edad menor a los 20 Ma (Mioceno a Plioceno). Para el área de estudio Henry y Fredrikson (1987) describen rocas volcanosedimentarias del Mioceno-Plioceno caracterizadas por una fase volcánica félsica y una fase de sedimentación y por último una fase volcánica máfica compuesta por derrames basálticos cuya edad se extiende hasta el Cuaternario.

King (1939) denominó Formación Baucarit a rocas con características similares (litología y ambiente de depósito) localizadas al sur de Sonora; Clark *et al.*, (1981) obtuvieron edades *K-Ar* con un rango de 31 a 15 Ma en rocas volcánicas interestratificadas con esta formación. De Cserna y Kent (1961) definen, al norte de Sinaloa, a la Formación Maune formada por conglomerados y areniscas pobremente clasificadas y en ocasiones con intercalaciones de limolitas; sin embargo, no determinaron la edad de dicha formación.

2.6 Terrenos Tectonoestratigráficos en Sinaloa

Tectonoestratigráficamente, los posibles terrenos involucrados en el estado de Sinaloa son los Terrenos Guerrero y Cortés (Figura 6). El Terreno Cortés fue propuesto por Coney y Campa (1983), como un terreno compuesto por rocas paleozoicas y mesozoicas. Poole *et al.* (1991) describen a las rocas paleozoicas (Ordovícico-Pérmico) como rocas eugeoclinales deformadas pertenecientes a un ambiente de cuenca marginal (océano marginal). Esta secuencia contiene grandes cuerpos estratiformes de barita exhalativa.



Figura 6: Mapa de Terrenos tectonoestratigráficos en México y divisiones del terreno Guerrero (Modificado de Campa y Coney, 1983; Rosales-Lagarde, 2002; Centeno-García *et al.*, 2003).

El Terreno Cortés fue acrecionado a Norteamérica entre el Pérmico Medio-Triásico temprano. Posteriormente se depositaron rocas continentales y marinas del Triásico Superior-Jurásico Inferior, a lo largo de cuencas relacionadas a un rift postacrecional.

pertenecientes al Grupo Barranca (Stewart y Roldán-Quintana, 1991) Considerando las descripciones de los diversos autores que han trabajado en el Noroeste de México, es muy posible que el Terrero Cortés no se encuentre en el estado de Sinaloa, debido a que los afloramientos más al sur reportados del Grupo Barranca se localizan cerca de Navjoa, en el sur del estado de Sonora (Campa y Coney, 1983).

Por otra parte, el Terreno Guerrero, el más grande de México, fue definido por Campa y Coney (1983) como un terreno compuesto principalmente caracterizado por sucesiones sedimentarias y volcánicas marinas, raramente subaéreas, con edades que van del Jurásico Superior (Titoniano) al Cretácico Superior (Cenomaniano) Inicialmente Campa y Coney (1983) subdividieron al terreno Guerrero en tres subterrenos (Teloloapan, Huetamo y Zihuatanejo), mientras estudios recientes (Centeno-García, *et al.*, 2003) han mostrado que el Terreno Guerrero es un terreno compuesto con una evolución y estratigrafía muy compleja, por lo cual consideran que está formado por al menos 4 o 5 terrenos: Terreno Zihuatanejo, Terreno Arcelia, Terreno Teloloapan, Terreno Guanajuato y Terreno San José de Gracia o Tahué (Figura 6).

La parte sur del Terreno Guerrero ha sido más estudiada (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Centeno-García, *et al.*, 1993a, 1993b; Centeno-García, 1994; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Freydier *et al.*, 1997) pero su extensión hacia el noroeste de México y su basamento deposicional aún son pobremente conocidos (Roldán-Quintana *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994, Centeno- García *et al.*, 2003).

Varios autores coinciden en que posiblemente el Terreno Guerrero tenga continuidad hasta la parte norte de Sinaloa y probablemente el límite se localice en las inmediaciones de la región de El Fuerte, Sinaloa. Servais *et al.*, (1986) consideran que tal vez las rocas paleozoicas sedimentarias marinas de aguas profundas, con metamorfismo de

bajo grado, documentadas en las regiones de El Fuerte (Mullan, 1978) y de San José de Gracia (Carrillo, 1971) sean el basamento de las tobas y metandesitas del Jurásico Superior que afloran al este de Sinaloa de Leyva, sin embargo, en esta región no se observan las rocas del basamento. Por otra parte, Centeno-García *et al.*, (2003) describen en los estados de Sinaloa y Durango que rocas paleozoicas parecen subyacer a las rocas volcanoclásticas y volcánicas cretácicas de arco y aunque su estratigrafía y sus relaciones de contacto no están bien determinadas, ellos consideran a las rocas del basamento como un terreno diferente, al que han denominado Terreno San José de Gracia. Sobre éste se construyó el arco Cretácico que define al Terreno Guerrero, el cuál posiblemente se encuentra cabalgando sobre el Terreno Cortés.

CAPÍTULO 3. ESTRATIGRAFÍA

La región al norte de Mazatlán, Sinaloa, objetivo de esta tesis, está conformada por varias unidades litoestratigráficas que se muestran en el mapa geológico anexo a este texto. Éstas son: una secuencia de rocas siliciclásticas con metamorfismo de bajo grado que en este trabajo es informalmente referida como Formación Venadillo; una serie de diques que cortan a la Formación Venadillo y que fueron deformados junto con esta previamente a la intrusión de un conjunto de cuerpos gabroicos del Cretácico Temprano (Intrusivos La Noria y Loma Colorada) (Henry y Fredrikson, 1987). Además, se describe una secuencia, denominada informalmente como Formación Las Higueras, fuertemente afectada por metamorfismo de contacto y cuya composición original probablemente fue una sucesión de rocas volcánicas y/o derrames andesíticos; y pequeños afloramientos de rocas calcáreas recrystalizadas (Caliza Ustracales). Hay también un conjunto de intrusivos dioríticos a tonalíticos que presentan deformación frágil (Intrusivos Ébanos y Puente Quelite). Todas las rocas mencionadas se encuentran como colgantes sobre rocas graníticas más jóvenes (Cretácico Superior-Cenozoico). Por último, descansando discordantemente sobre todas las rocas anteriormente descritas se encuentra la secuencia de rocas volcánicas pertenecientes al evento de la Sierra Madre Occidental y depósitos cuaternarios. La siguiente columna esquemática (Figura 7) muestra la posible sucesión de las rocas aquí descritas.

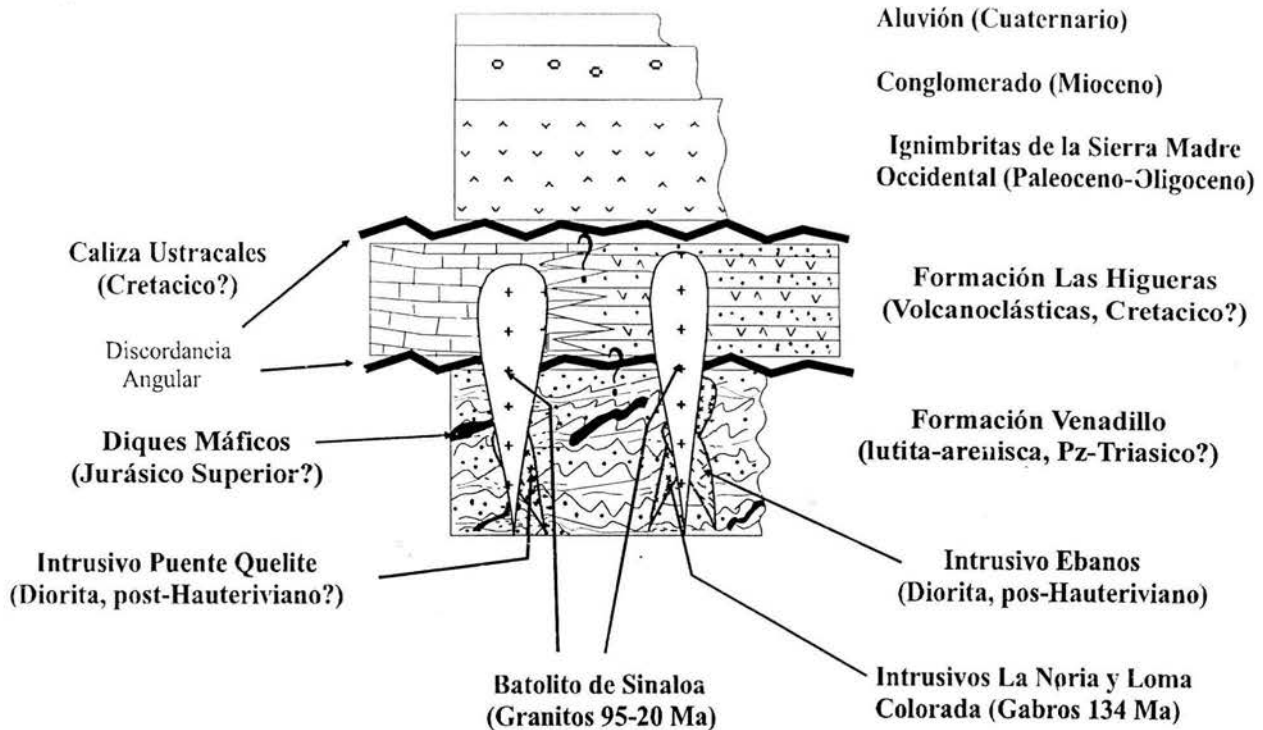


Figura 7: Columna Esquemática del área de Mazatlán Sinaloa.

3.1. Formación Venadillo

La Formación Venadillo se localiza principalmente en la parte sur-centro del área estudiada, como puede observarse en el mapa anexo. Está formada principalmente por rocas sedimentarias siliciclásticas tales como lutita y arenisca de cuarzo, ocasionalmente con bloques de caliza. Dicha secuencia se encuentra interestratificada (secuencia rítmica) en estratos delgados con espesores de 1 a 15 cm en la mayoría de los casos (Figura 8), aunque, en ocasiones los estratos de arenisca exceden los 40 cm de espesor llegando a alcanzar hasta un metro.

La relación porcentual de lutita y arenisca (lutita/arenisca) es variable. En el área cercana al poblado Los Ébanos (centro-este de la zona estudiada) los estratos son exclusivamente de arenisca, con espesores de hasta un metro. En el entronque de la autopista Mazatlán-Culiacán, desviación hacia Playa Cerritos ($23^{\circ}20'27''N$,

106°27'20.5"W), el espesor de los estratos es de 1-15 cm, la relación lutita/arenisca es 15% de lutita y 85% de arenisca (15/85) y en este lugar también se encuentra un bloque de caliza. En el área de El Venadillo se midió una columna (Figura 9) para tratar de identificar sus características sedimentológicas y estructuras primarias (23°28'06"N y 106°27'46"W), en dicho afloramiento la relación lutita/arenisca es 50/50.



Figura 8: Secuencia de lutita y arenisca interestratificadas de un pequeño sector de la Formación Venadillo. En esta parte del afloramiento la deformación no es tan intensa por lo cual aún se conservan algunas de las estructuras primarias.

Las estructuras primarias que lograron reconocerse, a pesar de la intensa deformación que tiene esta unidad, son: estratificación gradada normal e inversa, estratificación cruzada (cóncava y convexa), laminación paralela, así como estructuras erosivas (paleocanales) en la base de algunos estratos de arenisca. La mayoría de los estratos tanto de arenisca como de lutita son discontinuos (Figura 9) y la arenisca presenta en ocasiones intraclastos.

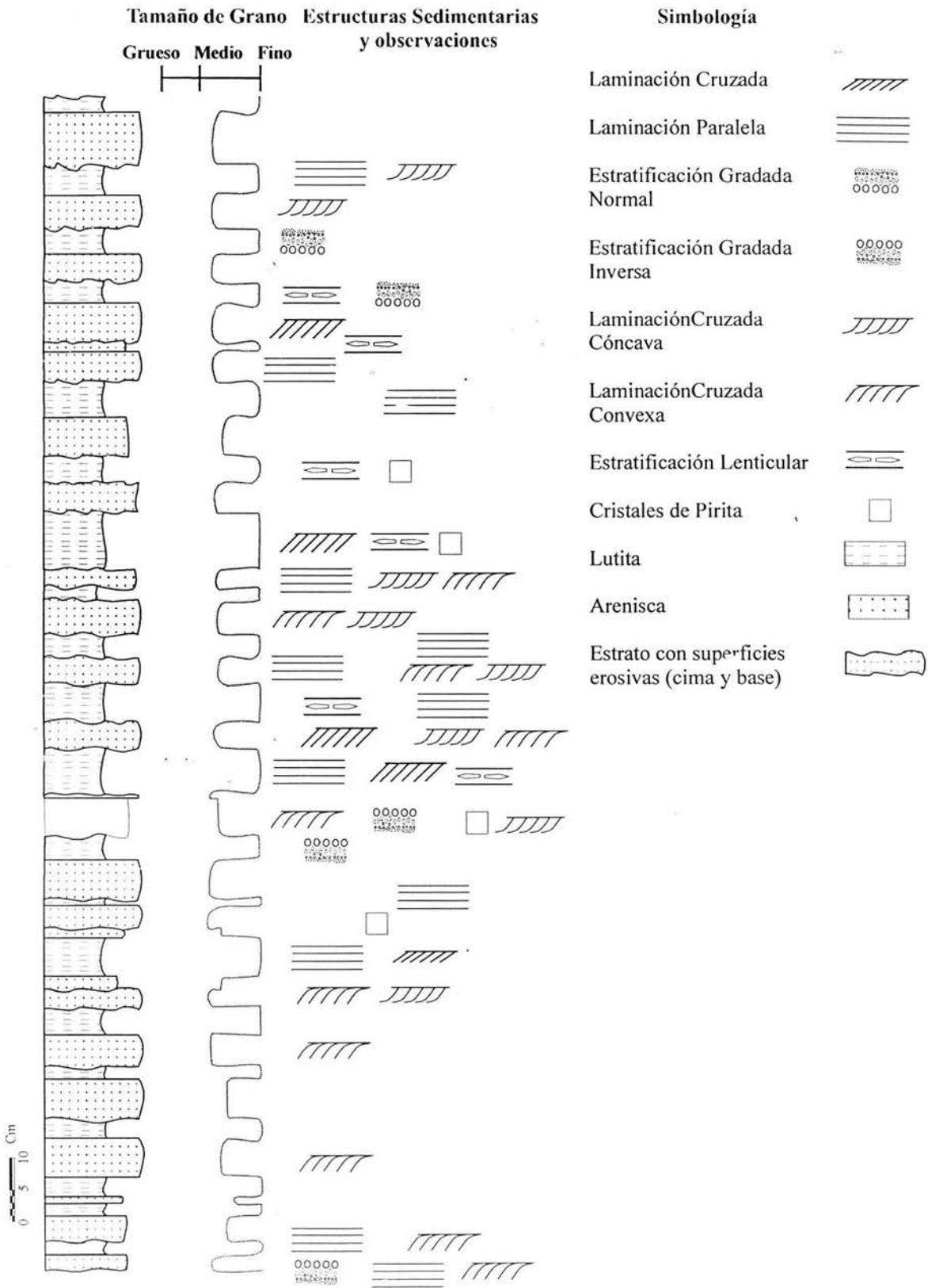


Figura 9: Columna estratigráfica de un intervalo no deformado de la Formación Venadillo.

Es muy probable que la sedimentación se originó por corrientes de turbidez. Las características sedimentológicas representan a las facies T_{bcde} de Bouma, las cuales son comunes en facies distales de abanicos submarinos. De acuerdo a la clasificación de Pickering *et al.* (1986), la cual incluye las divisiones T_{bcde} de Bouma, representa a la facies C2.3 (estratos delgados de arenisca-lutita acoplados, originados por corrientes turbidíticas de baja concentración). Algunos estratos solamente tienen T_b y otros T_{cde} .

Los fósiles en la Formación Venadillo son raros y se encontraron sólo algunos icnofósiles tales como galerías horizontales. La ausencia de galerías verticales y la abundancia de pirita autigénica sugieren un ambiente profundo y/o reductor. El espesor original de esta secuencia es desconocido debido a que se encuentra afectada por plegamiento intenso y por numerosos cuerpos intrusivos, entre ellos el denominado Batolito Sinaloa, en el cuál se encuentra como colgante. La edad de la Formación Venadillo aún es desconocida pero considerando que es intrusionada por rocas gabroicas del Valanginiano el tiempo de depósito es pre-Cretácico.

De acuerdo a las observaciones de Henry y Fredrikson, (1987) y a las hechas en este estudio, las rocas de la Formación Venadillo han sido afectadas localmente por metamorfismo regional (facies de esquistos verdes) y por metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de numerosos cuerpos graníticos.

3.1.1. Petrografía

Las areniscas muestran, en láminas delgadas, una composición principalmente cuarcítica con granos bien clasificados, de subredondeados a redondeados y escasamente subangulosos; los tipos de contactos son rectos, suturados y cóncavos-convexos. Presentan

baja porosidad ya que aparecen cristales secundarios de sericita y óxidos de hierro (cementantes) relleno de fracturas (vetillas) y los espacios entre granos.

Los granos son en su mayoría de cuarzo monocristalino con extinción ondulante, algunos contienen vacuolas e inclusiones de apatito, después le siguen en abundancia los granos de cuarzo policristalino con extinción ondulante que internamente presentan contactos rectos, lo cual puede indicar que éstos granos probablemente son de tipo ígneo y/o metamórfico. Además de cuarzo policristalino de posible origen metamórfico (cuarcita) por los contactos suturados que presentan los cristales. Alrededor de algunos granos de cuarzo se observa sobrecrecimiento.

También contienen escasos granos de plagioclasa, que muestran cierto grado de deformación, por lo cual, no es posible definir claramente su redondez (subredondeados?). Se observan algunos granos de muscovita alterada intercreciendo con biotita y en contadas ocasiones se observan granos de zircón bien redondeados. Algunas láminas delgadas presentan un metamorfismo más intenso con desarrollo de nuevos cristales (andalucita y cordierita) además de minerales micáceos alargados que definen una fábrica tectónica, la cual, es una forma de esquistosidad conocida como *grain-flattening*.

3.1.2. Relaciones de Contacto

Al sur y centro del área de estudio se encuentran algunos diques máficos deformados (mapa anexo) que cortan a las rocas de la Formación Venadillo. La relación de contacto del intrusivo Loma Colorada (Valanginiano?) con la Formación Venadillo es de carácter tectónico como se muestra al sur del poblado Los Zapotes (mapa anexo), donde se identificó una zona de cizalla que pone en contacto a las rocas gabroicas con la intercalación arenisca-lutita de la Formación Venadillo.

En esta zona de cizalla se observan sigmoides de arenisca de cuarzo con una dirección de $N30^{\circ}E$ (derecha) siendo paralelos a la foliación de la Formación Venadillo ($N32^{\circ}E, 50^{\circ}SE$) y con la foliación de las rocas intrusivas ($N30^{\circ}E, 60^{\circ}SE$). Esto sugiere que la foliación está asociada a un evento de cizalla posterior al emplazamiento del intrusivo Loma Colorada. Este evento de cizalla es caracterizado por fallas verticales de desplazamiento lateral, las cuales producen una deformación dúctil- frágil con una dirección del vector principal de $S30^{\circ}W, 2^{\circ}SW$ (Figura 10a). Sin embargo, un poco más al sur la relación de contacto entre ambas unidades es de tipo intrusivo (mapa anexo).

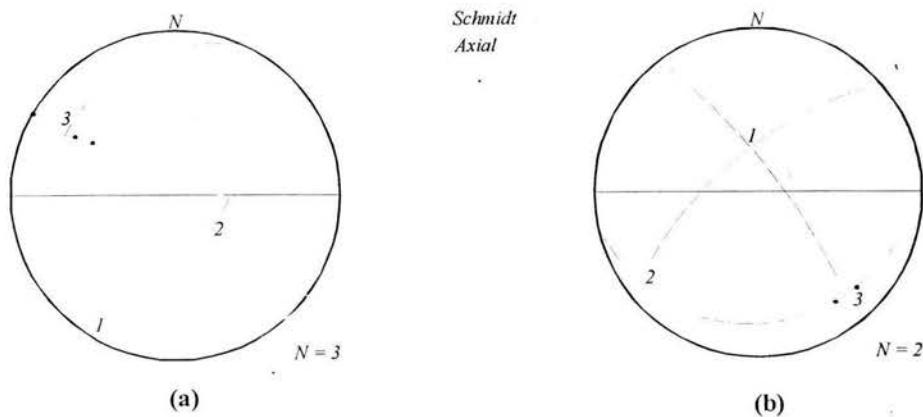
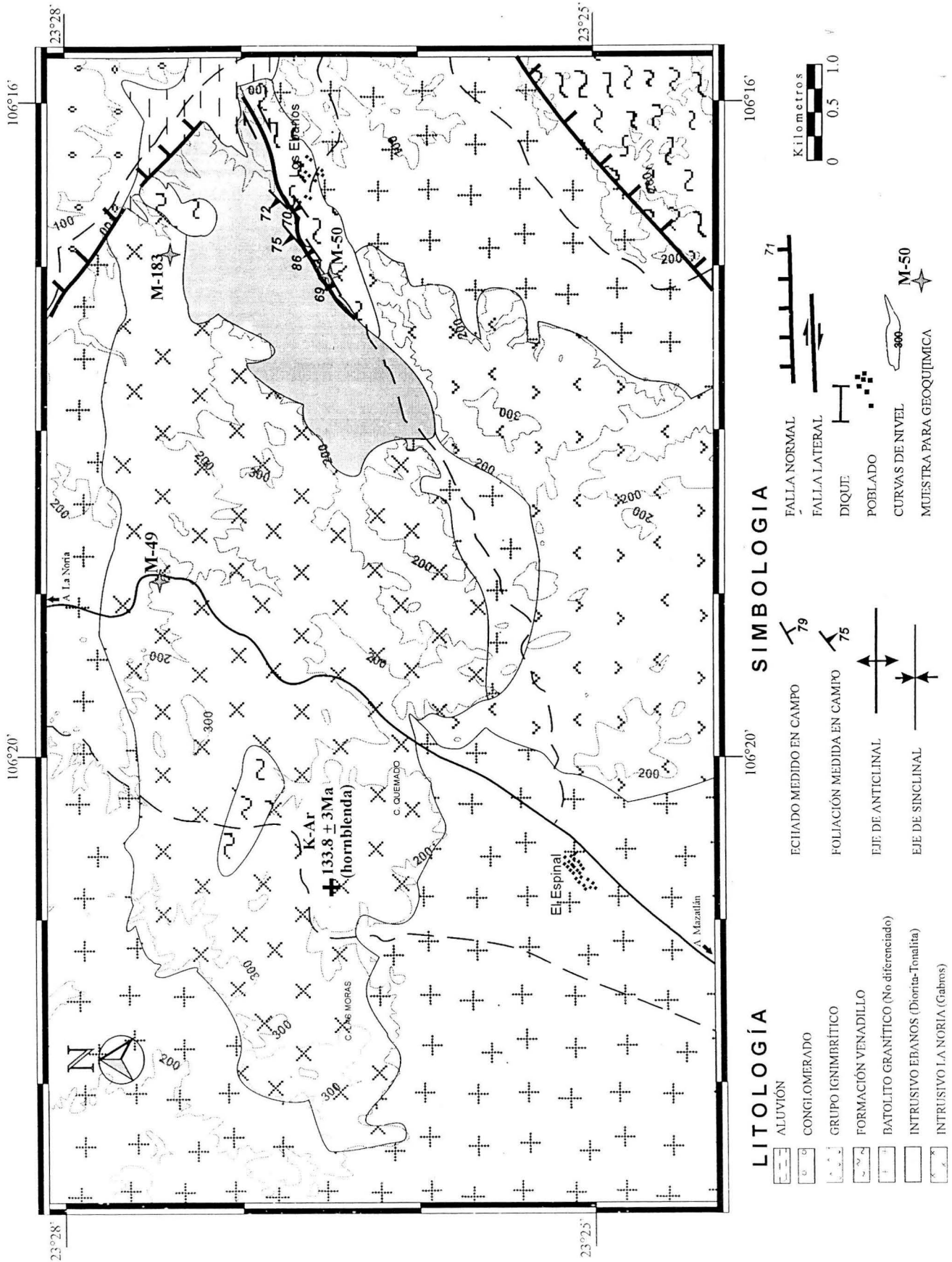


Figura 10: Diagrama de polos (Falsilla Schmidt, hemisferio inferior) que muestran la geometría de la zona de contacto entre las diferentes unidades. La intersección de las líneas discontinuas indica la posición de los eigenvectores principales (1,2,3); N es el número de datos. (a) Polos del plano de falla y de la foliación de la Formación Venadillo y del Intrusivo Loma Colorada; (b) Polos de foliación de Formación Venadillo y del Intrusivo Ébanos.

El intrusivo La Noria (Hauteriviano) se encuentra también cortando a la Formación Venadillo, esta relación se observa al este del área estudiada (Figura 11). Al centro del área existen algunos afloramientos de la Caliza Ustracales, sin embargo, el contacto con la Formación Venadillo no logró definirse por estar cubierto por sedimentos recientes; no obstante, posiblemente la caliza se depositó discordantemente sobre las rocas de la Formación Venadillo.



- LITOLOGÍA**
- ALUVIÓN
 - CONGLOMERADO
 - GRUPO IGIMBRÍTICO
 - FORMACIÓN VENADILLO
 - BATOLITO GRANÍTICO (No diferenciado)
 - INTRUSIVO EBANOS (Diorita-Tonalita)
 - INTRUSIVO LA NORIA (Gabros)

- SIMBOLOGÍA**
- ECHADO MEDIDO EN CAMPO
 - FOLIACIÓN MEDIDA EN CAMPO
 - EJE DE ANTICLINAL
 - EJE DE SINCLINAL
 - FALLA NORMAL
 - FALLA LATERAL
 - DIQUETE
 - POBLADO
 - CURVAS DE NIVEL
 - MUESTRA PARA GEOQUÍMICA

Figura 11: Mapa Geológico de la parte este del área estudiada, donde se localiza la muestra HS-46 fechada por Henry y Fredrikson (1987) mediante K-Ar en una edad de 133.8 ± 3 Ma (modificado de Henry y Fredrikson, 1987).

El contacto de la Formación Venadillo con las rocas volcánicas/volcanoclásticas de la Formación Las Higueras que se encuentran al norte del área, no fue posible definirlo en campo porque ambas secuencias se encuentran muy separadas geográficamente. Las relaciones de contacto entre el intrusivo diorítico Ébanos (post-Hauteriviano) y la arenisca de cuarzo (cuarcitas) de la Formación Venadillo pueden observarse cerca del poblado Los Ébanos (Figura 11), donde ambos se encuentran tectónicamente en contacto. Dicho contacto es una zona de cizalla de aproximadamente 30 m de ancho con deformación dúctil-frágil que provocó una foliación en el intrusivo con rumbo $S44^{\circ}W, 72^{\circ}NW$ y en las cuarcitas de $S55^{\circ}W, 70^{\circ}NW$; ambas estructuras son casi paralelas como se observa en el diagrama de polos (Figura 10b) mostrando una dirección principal de $N10^{\circ}W, 68^{\circ}N$, por lo que se infiere que dicha cizalla provocó la foliación de ambas secuencias. Además, conforme se aleja del contacto se pierde esta estructura y el cuerpo intrusivo se vuelve masivo.

La diorita Puente Quelite no muestra ninguna relación de campo con las rocas siliciclásticas, por lo cual su relación de contacto con la Formación Venadillo no se determinó directamente. La relación de contacto de la Formación Venadillo con respecto a las rocas graníticas del Batolito de Sinaloa (Cenozoico) es de tipo intrusivo (Figura 12), como se observa a lo largo de la carretera de cuota (autopista) Mazatlán-Culiacán entre los 6 y 30 Km al norte de Mazatlán. Las rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental se encuentran descansando discordantemente sobre la Formación Venadillo y en ocasiones su contacto es por falla normal.



Figura 12: Rocas intrusivas (Batolito de Sinaloa) intrusionando a la secuencia siliciclástica (lutita-arenisca de la Formación Venadillo).

3.2. Diques Máficos

En la parte sur y central del área de estudio se encontraron algunos diques máficos que cortan a la Formación Venadillo (mapa anexo). Los diques tienen una textura fanerítica de grano grueso a medio. Uno de ellos contiene grandes fenocristales de plagioclasa soportados en una matriz de plagioclasa y anfíbol, ambos presentan gran cantidad de vetillas de carbonatos.

Los diques se encuentran estructuralmente más deformados que los intrusivos gabroicos Loma Colorada y La Noria y presentan una deformación similar a la primera fase que afectó sólo a la Formación Venadillo. Por esta razón se considera que la edad de emplazamiento de los diques es mayor a la del evento magmático que originó a los intrusivos Loma Colorada y La Noria, los cuales, se describen más adelante.

3.2.1. Petrografía

Los diques máficos de acuerdo a la gráfica de la Figura 13, se encuentran dentro del campo gabro/diorita y a diferencia de los intrusivos Loma Colorada y La Noria, los diques presentan plagioclasa más sódica y un porcentaje mayor de anfíbol.

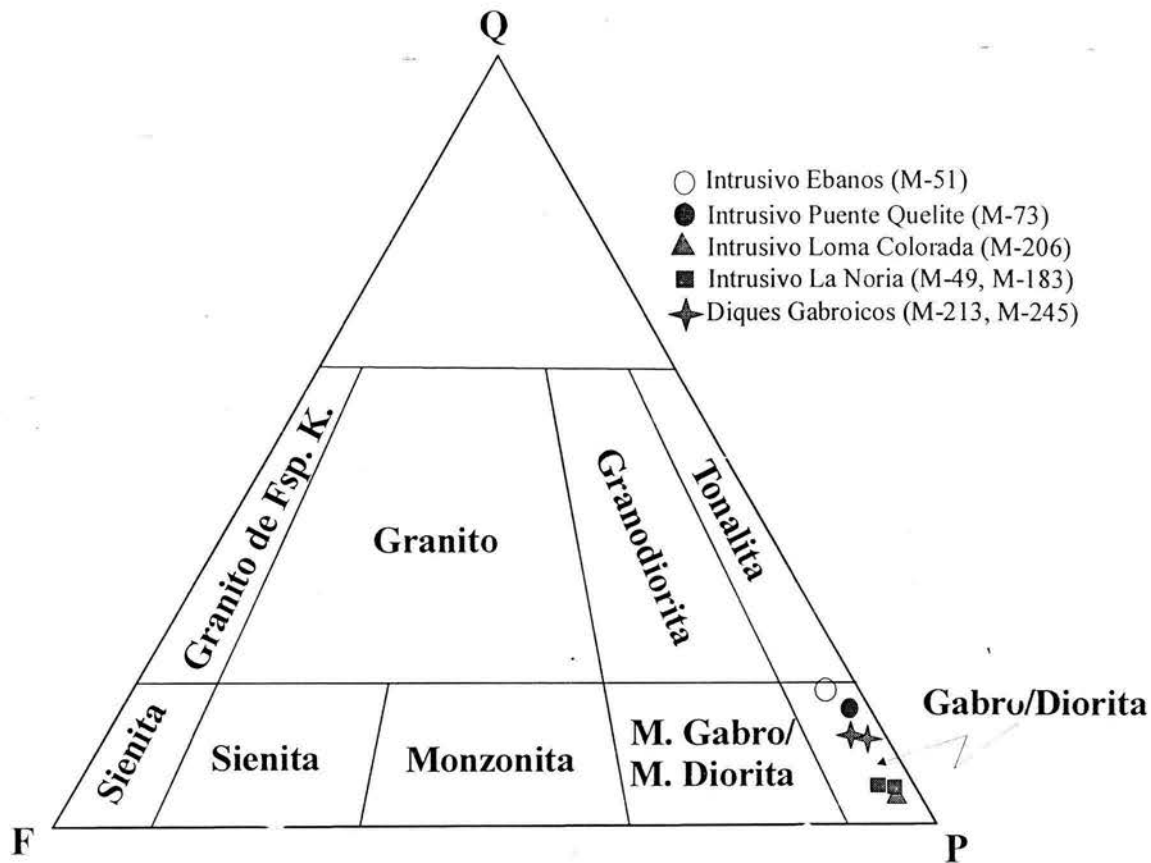


Figura 13: Diagrama de clasificación de rocas ígneas de Streckeisen (1976) mostrando la proporción de minerales leucocráticos en las rocas intrusivas presentes en el área de estudio.

Ambos diques muestran una textura holocristalina-porfírica, con fenocristales de plagioclasa (labradorita-andesina) con tamaño promedio de 2 por 0.5 cm, incluidos en una matriz compuesta por cristales eudrales de plagioclasa y subeudrales de anfíbol con dimensiones de alrededor de 0.7 por 0.2 mm. Se observan también algunos minerales opacos, cristales de biotita probablemente (0.5 por 0.25 mm), y escasos cristales eudrales de apatito muy pequeños (0.01 por 0.005 mm).

El dique M-213 contiene cristales de clinopiroxeno (augita: 0.25 por 0.1 mm) con extinción ondulante, escasos cristales de cuarzo primario y secundario (0.5 por 0.3 mm) y apatito (0.015 por 0.007 mm). En el dique M-245 no se observa cuarzo, ni clinopiroxeno y

muestra gran cantidad de vetillas de calcita. El anfíbol en ambos diques presenta alteración a biotita.

3.3. Intrusivos Máficos (*Intrusivo Loma Colorada e Intrusivo La Noria*)

Henry y Fredrikson (1987) describen dos cuerpos tabulares de composición gabroica. En este trabajo a dichos cuerpos se les denominó intrusivo La Noria e intrusivo Loma Colorada, respectivamente. Ambos intrusivos son rocas gabroicas con diferenciación magmática y su composición varía de gabros a gabros pegmatíticos. Estas rocas afloran en la parte central-este de la zona estudiada y son cuerpos alargados con dirección este-noreste (mapa anexo y Figura 11).

El Intrusivo Loma Colorada aflora en la carretera Federal 15, a 25 Km al norte de Mazatlán (dimensiones $\sim 1.5 \times 7$ Km), su composición es gabroica con textura fanerítica de grano grueso a medio y grandes cristales de anfíbol y plagioclasa, esporádicamente se observa un bandeamiento magmático y enclaves máficos. El Intrusivo La Noria aflora a lo largo de la carretera pavimentada que va a La Noria, aproximadamente a 8 Km al suroeste de La Noria, las dimensiones de este cuerpo son de $\sim 4 \times 7$ Km y contiene variaciones muy marcadas en su composición. En ciertas áreas es textural y composicionalmente igual al intrusivo Loma Colorada pero en otras aparecen grandes fenocristales de plagioclasa soportados en una matriz de grano medio de plagioclasa y anfíbol (gabro pegmatítico, Figura 14).



Figura 14: Gabro pegmatítico perteneciente al Intrusivo La Noria, de un afloramiento localizado en la carretera que va a la Noria, mostrando grandes fenocristales de plagioclasa y la deformación frágil (falla normal) que ha sufrido la roca.

3.3.1. Petrografía

Los cuerpos intrusivos Loma Colorada y La Noria en general son gabros (Figura 13) de clinopiroxeno (augita) con gran abundancia de plagioclasa (bytownita). Para la determinación de ambos minerales se utilizó el criterio del ángulo de extinción. La mayoría de las láminas delgadas muestran una textura holocristalina-porfírica y además de los minerales antes mencionados, también contienen hornblenda, minerales opacos y minerales de carácter secundario tales como sericita, clorita y calcita.

La plagioclasa se encuentra como fenocristales y como cristales pequeños que conforman la matriz; los fenocristales son euedrales (bytownita) y éstos son los más abundantes aunque también los hay de clinopiroxenos. El tamaño de los fenocristales de

plagioclasa en algunos afloramientos llega a ser hasta de 4 cm de largo por 2 cm de ancho. Los cristales pequeños (de la matriz) van de subedrales a euedrales, con tamaños promedios de 2 por 1 mm, y de acuerdo a su ángulo de extinción se determinó que probablemente son de bytownita-labradorita. Algunos cristales de plagioclasa están parcial o totalmente reemplazados por sericita y clorita.

El clinopiroxeno probablemente es augita, se presenta como fenocristales (tamaños alrededor de 8 por 4 mm) y como parte de la matriz (tamaño promedio 1.5 por 0.5 mm) con formas subedrales a euedrales. En algunas láminas se observa reemplazamiento parcial o total de estos minerales por anfíboles (hornblenda) y micas (biotita y clorita); existen cristales de clinopiroxeno que en sus bordes presentan una alteración probablemente a anfíbol (hornblenda). Se observan también cristales subedrales de hornblenda parcialmente alterados a biotita. Entre los minerales secundarios se tiene calcita en vetillas y rellenando fracturas, además de biotita, sericita, clorita y hornblenda como productos de la alteración de los minerales primarios.

3.3.2. Relaciones de Contacto y Edad

Henry y Fredrikson (1987) realizaron fechamientos por *K-Ar* en cristales de hornblenda del intrusivo La Noria (parte suroeste) obteniendo una edad de 133.8 ± 3.0 Ma, lo que interpretan como posiblemente la edad de emplazamiento de estos cuerpos o la edad del metamorfismo regional que tienen estas rocas. El gabro de La Noria (edad: 133.8 Ma) es intrusionado por la diorita-tonalita Ebanos. La relación de los gabros La Noria y Loma Colorada con el intrusivo Puente Quelite es desconocida ya que este último se encuentra como colgante dentro del batolito de Sinaloa. La relación de contacto de las rocas gabroicas con calizas como con las rocas volcanoclásticas es desconocida. El Batolito de Sinaloa, que

en la región tiene una edad entre 80 y 90 Ma (Henry, 1975), es el intrusivo más joven (Tabla 1) y corta a las rocas gabbroicas. Las rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas descansan discordantemente sobre los intrusivos Loma Colorada y La Noria.

| Rocas Intrusivas del área de Mazatlán, Sin. | Jurásico | | | Cretácico | | Paleogeno | | | Neogeno | |
|--|----------|-------|----------|-----------|----------|-----------|--------|-----------|---------|----------|
| | Inferior | Medio | Superior | Inferior | Superior | Paleoceno | Eoceno | Oligoceno | Mioceno | Plioceno |
| Intrusivos Graníticos no diferenciados (Batolito Sinaloa) | | | | | 90Ma | 70Ma | 50Ma | | 19Ma | |
| Intrusivo Puente Quelite | | | | | ■ | ■ | | | | |
| Intrusivo Ebanos | | | | | ■ | | | | | |
| Intrusivo La Noria | | | | 134 Ma | ■ | | | | | |
| Intrusivo Loma Colorada | | | | ■ | | | | | | |
| Dique Máficos | | | ■ | | | | | | | |

Tabla 1: Posible relación temporal de los cuerpos intrusivos en el área estudiada. Para el Batolito de Sinaloa Fredrikson (1971), Henry y Fredrikson (1972) y Damon et al. (1981) proponen cuatro eventos de intrusión: San Marcos (90 Ma), San Ignacio (70 Ma), Concordia (50 Ma) y Colegio (19 Ma). La edad de intrusión para el Intrusivo La Noria calculada por Henry y Fredrikson. (1987) es de 133.8 ± 3 Ma. La edad de los demás intrusivos no ha sido determinada y aquí simplemente se infiere por las relaciones que guardan entre ellos.

3.4. Caliza Ustracales

Al centro del área estudiada hay pequeños afloramientos de rocas calcáreas muy recristalizadas, las cuales se encuentran como colgantes, totalmente rodeadas por los intrusivos no diferenciados pertenecientes al Batolito de Sinaloa (ver mapa anexo). Sus características primarias no han sido preservadas, en afloramiento se observa una estructura que pudiera ser la estratificación original de la secuencia calcárea con rumbo NE-SW.

En lo que se refiere a su relación con las rocas volcanoclásticas/volcánicas que se encuentran al norte del área (Formación Las Higueras, mapa anexo), es posible que exista un cambio de facies ó un cambio transicional entre estas, ya que el paquete volcanoclástico contiene caliza margosa intercalada con lutita y arenisca. La edad de dichas calizas es

desconocida. Las rocas ignimbríticas cenozoicas sobreyacen discordantemente a estas calizas.

3.5. Formación Las Higueras

En este trabajo se nombró informalmente como Formación Las Higueras a un conjunto de rocas formadas, de la base a la cima, por calizas margosas, intercaladas con lutitas y areniscas calcáreas, que pasan a lutita y arenisca verdes volcánicas con lentes de pedernal y por último a derrames andesíticos (?). Al norte del área (mapa anexo) se observa un afloramiento muy pequeño de caliza finamente laminadas y ligeramente margosas intercalada con paquetes (menor a 2 cm de espesor) compuestos por litarenita-lutita y arenisca en láminas menores a 4 mm. Este paquete cambia transicionalmente hacia la cima, a una alternancia de litarenitas y areniscas ricas en cuarzo con lutita y arenisca de color verde compuestas por fragmentos volcánicos (volcarenitas). Este cambio puede indicar que existieron dos fuentes para los sedimentos, una de rocas más antiguas (Venadillo?) y otra fuente volcánica. Continuando la secuencia hacia el norte se observan estratos delgados de lutita y algunos lentes de pedernal; en ésta área se midió una columna para tratar de identificar sus características primarias. Entre las estructuras primarias que lograron reconocerse a pesar de la intensa deformación que tiene esta secuencia son: estratificación gradada normal, estratificación cruzada (cóncava), laminación paralela, superficies erosivas (paleocanales) en la base de algunos estratos de arenisca y estratos discontinuos de arenisca y lutita (Figura 15).

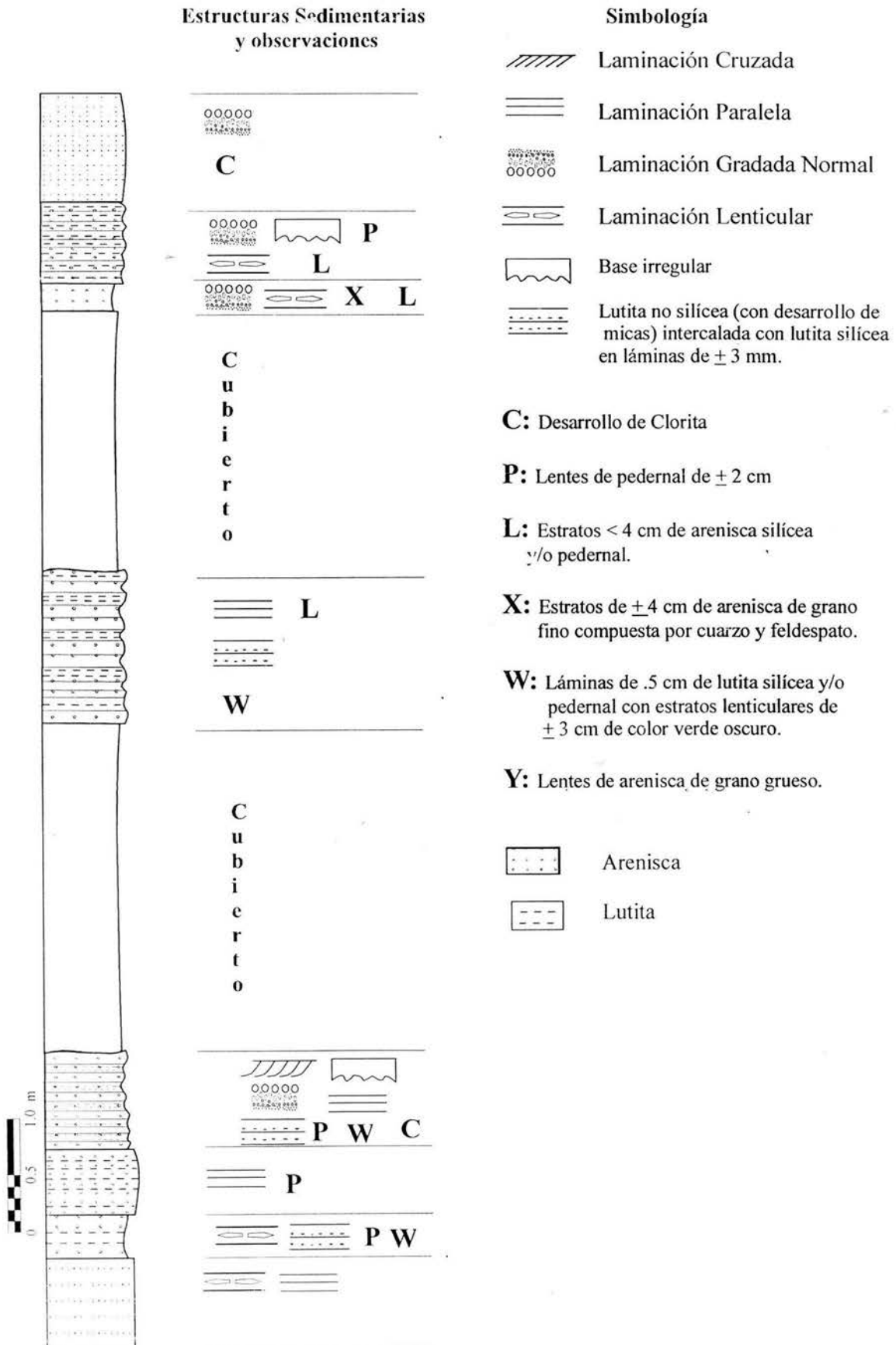


Figura 15: Columna Descriptiva de las rocas volcániclasticas de la Formación Las Higueras.

Continuando hacia el norte por la carretera Federal 15 se encuentran rocas fuertemente afectadas por metamorfismo de contacto en las que solamente logran identificarse algunos fantasmas de plagioclasa en lámina delgada, por lo que se infiere que probablemente el protolito fueron derrames volcánicos (andesíticos) que estaban intercalados con los depósitos volcanoclásticos (arenisca-lutita), también afectados por metamorfismo. El espesor original de la Formación Las Higueras no se determinó, debido a que es afectada por numerosos cuerpos intrusivos, entre ellos el Batolito Sinaloa, en el cuál se encuentra como colgante.

La relación de contacto de estas rocas con los intrusivos granodioríticos (Puente Quelite y Ébanos) no fue posible determinarla en campo. Las rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental descansan discordantemente sobre las rocas anteriores y también se encuentran en contacto tectónico, por falla normal.

3.6. Intrusivo Puente Quelite

El Intrusivo Puente Quelite; se localiza en la parte centro-norte del área estudiada ($23^{\circ}31'22''\text{N}$ y $106^{\circ}30'30''$, mapa anexo), a lo largo del camino que va a Mármol específicamente a uno metros del entronque con la carretera Federal 15 y aproximadamente a 40 Km al norte de Mazatlán. El afloramiento de este cuerpo tiene dimensiones de $\sim 1 \times 2$ Km, su composición es principalmente diorítica y muestra un bandeamiento probablemente de carácter metamórfico y/o magmático.

3.6.1. Petrografía

A escala de afloramiento texturalmente se observa una roca de grano medio, con una intercalación de bandas blancas y oscuras. Las bandas blancas están compuestas por

plagioclasa y pequeñas cantidades de cuarzo en tanto que las oscuras por anfíbol y mica (Figura 16) mostrando una textura fanerítica. La roca se encuentra intensamente fracturada e intrusionada por diques básicos, diques pegmatíticos y diques de epidota, también aparecen segregaciones de epidota y vetillas de cuarzo.

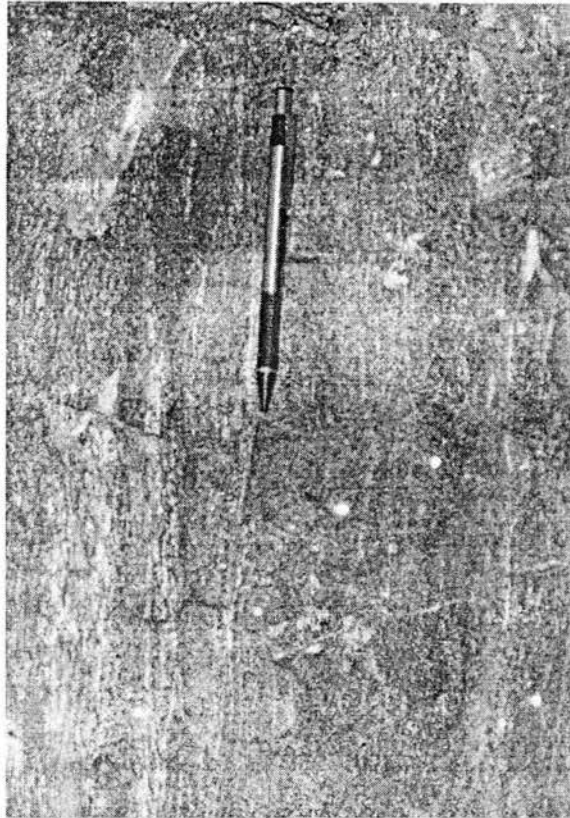


Figura 16: Intrusivo Puente Quelite: roca diorítica con foliación (paralela al lápiz) y algunas vetillas de cuarzo.

Los componentes principalmente observados en láminas delgadas son plagioclasa y anfíbol, en menor proporción cuarzo, biotita, apatito y escasos minerales opacos además de otros minerales secundarios como son calcita y epidota. Las láminas muestran una textura holocristalina-hipidiomórfica-granular con cristales euedrales y subedrales de plagioclasa (labradorita y andesina) con zoneamiento normal débil y tamaños promedio de 0.8 por 0.4 mm. Se encuentran cristales de plagioclasa parcialmente recrystalizados con fino

intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa, además algunas láminas contienen cristales rotos (desplazados) lo cual sugiere también una deformación frágil.

El anfíbol es principalmente hornblenda con formas subedrales a euedrales con tamaño promedio de 0.75 por 0.5 mm, y ciertos cristales muestran reemplazamiento por biotita, la cual en su mayoría exhibe un lineamiento originado tal vez por metamorfismo. Se observan escasos cristales de apatito euedrales con alta birrefringencia, la calcita se encuentra rellenando fracturas, y algunos minerales opacos (óxidos de Hierro) están reemplazando a biotita. La epidota se encuentra rellenando fracturas y en forma de diques. Según el diagrama de Streckeisen (1976), (Figura 13), el intrusivo Puente Quelite se encuentra en el campo de Gabro/Diorita.

3.6.2. Relaciones de Contacto

El intrusivo diorítico Puente Quelite se encuentra en contacto por falla normal al este con un conglomerado reciente y al oeste es intrusionado por el Batolito de Sinaloa. Henry (1975) describe a una de sus muestras (HS-45) como una cuarzodiorita gneisica cuya edad por el método de K-Ar es de 79 ± 0.9 Ma en biotita y 92.4 ± 2.1 Ma en hornblenda. La descripción es muy similar a la realizada para el intrusivo Puente Quelite en este trabajo, sin embargo, Henry no presenta las coordenadas de HS-45 en el texto y la ubicación de dicha muestra en su mapa es un tanto incierta, por lo cual no fue posible determinar si pertenece al intrusivo Puente Quelite.

3.7. Intrusivo Ébanos

El intrusivo Ébanos se localiza cerca del poblado Los Ébanos (Figura 12), a escala de afloramiento se observa una textura fanerítica de grano medio con cristales de

plagioclasa + anfíbol + cuarzo (diorita a cuarzodiorita) y en ocasiones muestra segregaciones o cúmulos magmáticos.

3.7.1. Petrografía

Microscópicamente se observa una textura holocristalina-hipidiomórfica compuesta por cristales de anfíbol (principalmente hornblenda) y plagioclasa (labradorita y andesina), subedrales a euedrales, con zoneamiento normal débil. El tamaño promedio de los cristales de plagioclasa es de 1.5 por 0.6 mm. Los cristales de anfíbol son principalmente hornblenda (con pleocroísmo tenue), subeudrales, con tamaño promedio de 0.6 por 0.4 mm y algunos de estos cristales exhiben alteración a biotita. Esta roca contiene mayor cantidad de cuarzo con respecto a las demás rocas intrusivas (en los intrusivos Loma Colorada y La Noria no se observó cuarzo) analizadas en este trabajo, sin embargo la cantidad de cuarzo no sobrepasa el 15%. Los cristales de cuarzo son principalmente anedrales con extinción ondulate y se encuentran como agregados. El zircón y el apatito se presentan como cristales accesorios, además de los minerales secundarios como clorita y biotita. Considerando la clasificación de Streckeisen (1976) (Figura 13), la roca se encuentra dentro del campo de Gabro/Diorita.

3.7.2. Relaciones de Contacto

Henry y Fredrikson (1987) describen al intrusivo Ébanos como un ortogneis cuarzodiorítico con foliación paralela o concordante a la estratificación y esquistosidad de las rocas metasedimentarias (Formación Venadillo), por lo cual consideran que las rocas de la Formación Venadillo se depositaron sobre el denominado ortogneis y posteriormente sufrieron metamorfismo; tales autores también correlacionan al intrusivo Ébanos con el

intrusivo Puente Quelite. Sin embargo, en este trabajo se observó que el intrusivo Ébanos es un intrusivo granodiorítico más joven que la Formación Venadillo, debido a que muy cerca del contacto con las meta-areniscas, se encuentran xenolitos de las mismas dentro de la roca granodiorítica (Figura 17).



Xenolito de arenisca

Figura 17: Xenolito de arenisca perteneciente a la Formación Venadillo dentro del Intrusivo Ébanos (roca granodiorítica)

De acuerdo a lo observado en campo la foliación propuesta por Henry y Fredrikson (1987) es causada por un evento de cizalla asociado a fallas subverticales de desplazamiento lateral las cuales produjeron una deformación dúctil- frágil y provocaron la foliación del intrusivo en la zona de cizalla (donde es más clara), ya que conforme se aleja del contacto esta foliación se pierde o es muy tenue y el cuerpo intrusivo se vuelve masivo. En conclusión, no se observan rocas más antiguas que la Formación Venadillo y los

ortogneises de Henry y Fredrikson (1987) son un cuerpo intrusivo post-Venadillo. Las rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental se encuentran descansando discordantemente sobre el intrusivo Ébanos.

3.8. Batolito de Sinaloa

El Batolito de Sinaloa esta conformado por rocas intrusivas de composición variable, siendo las rocas de composición granodioríticas las más abundantes. Sin embargo, en el área de estudio aparecen cuerpos que van desde granitos hasta dioritas. La mayoría de los afloramientos se encuentran fuertemente intemperizados y entre los minerales que pueden reconocerse a simple vista son plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, biotita, anfíbol (hornblenda?) y clinopiroxeno. Henry y Fredrikson (1987) hacen una separación detallada de los diversos intrusivos que conforman al Batolito de Sinaloa y reconocen dos principales categorías: a) rocas sintectónicas foliadas, con un rango de edades que van de 102 a 86 Ma, aparentemente emplazadas durante el evento compresivo (Laramide?) que actuó en la región durante ese tiempo, y b) rocas postectónicas con edades de 83 a 46 Ma, emplazadas después de que cesó el evento compresivo o disminuyó considerablemente la deformación.

En la parte norte del área estudiada Henry (1975) determinó la edad de tres intrusivos sintectónicos foliados con el método de *K-Ar*. Los intrusivos son dos granodioritas (HS-34 = 87.9 ± 1 Ma en biotita y 84 ± 1 Ma en hornblenda; HS-44 = 90.9 ± 1 Ma en biotita) y una cuarzodiorita (HS-45 = 79 ± 0.9 en biotita y 92.4 ± 2.1 Ma en hornblenda).

En el presente estudio no se diferencian ni se estudian con detalle los diferentes cuerpos intrusivos que conforman al Batolito de Sinaloa debido a que no son el objetivo de este trabajo.

CAPÍTULO 4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La deformación en el área de estudio se caracteriza por la presencia de al menos dos eventos que originaron pliegues y cabalgaduras en la Formación Venadillo (D_1 , D_2) y en las Formación Las Higueras (D_2). Además de dos eventos posteriores (D_3 y D_4), que dieron lugar a sistemas de fallas normales y transcurrentes, y que afectan también a las rocas cenozoicas. A continuación se describen estos eventos en orden cronológico, del más antiguo al más joven.

Deformación D_1 :

La deformación D_1 se caracteriza por el desarrollo de foliación incipiente, en ocasiones paralela a los planos de estratificación, pliegues isoclinales y cabalgaduras, que solamente afectó a las rocas de la Formación Venadillo y a los diques máficos emplazados en la secuencia siliciclástica (Figura 18).

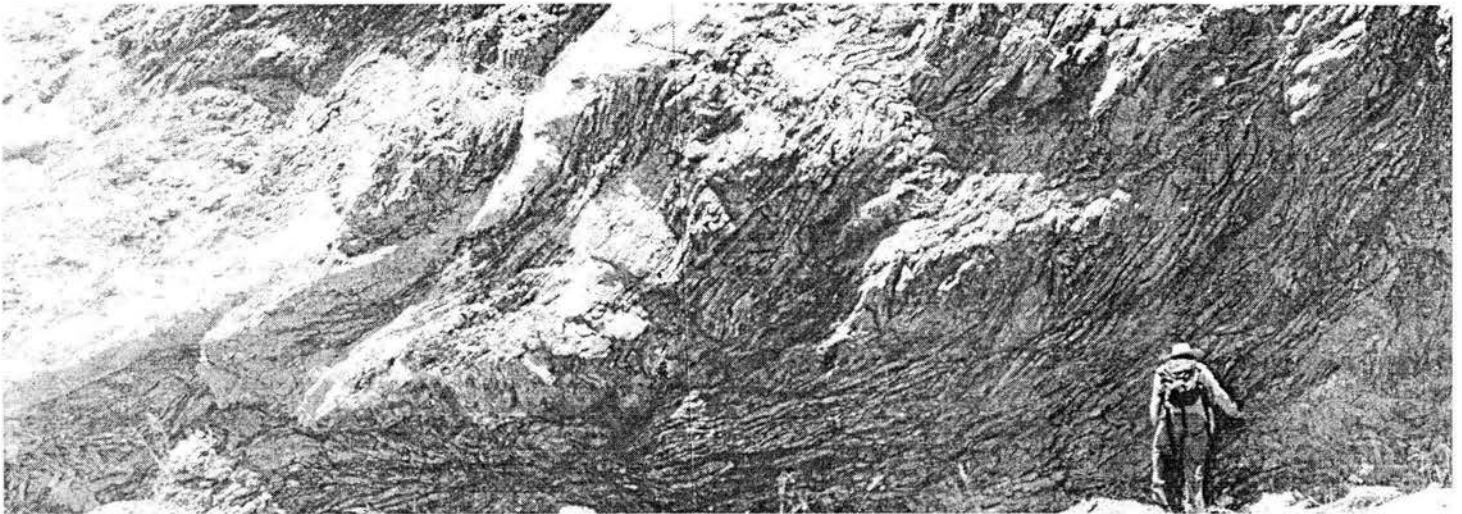


Figura 18 : Diques intrusionando a la Formación Venadillo, ambas rocas son afectadas por D_1

Los diagramas de densidad de polos (Figura 19A y B) muestran las relaciones entre la foliación y la estratificación contenidas en la Formación Venadillo: ambas estructuras

tienen una dirección muy similar. La estratificación presenta un rumbo general de $N80^{\circ}E$ mientras que en la foliación es casi Este-Oeste. Los ejes del plegamiento isoclinal muestra una dirección NE-SW y el rumbo general de las cabalgaduras es $N30^{\circ}E$ (Figura 19).

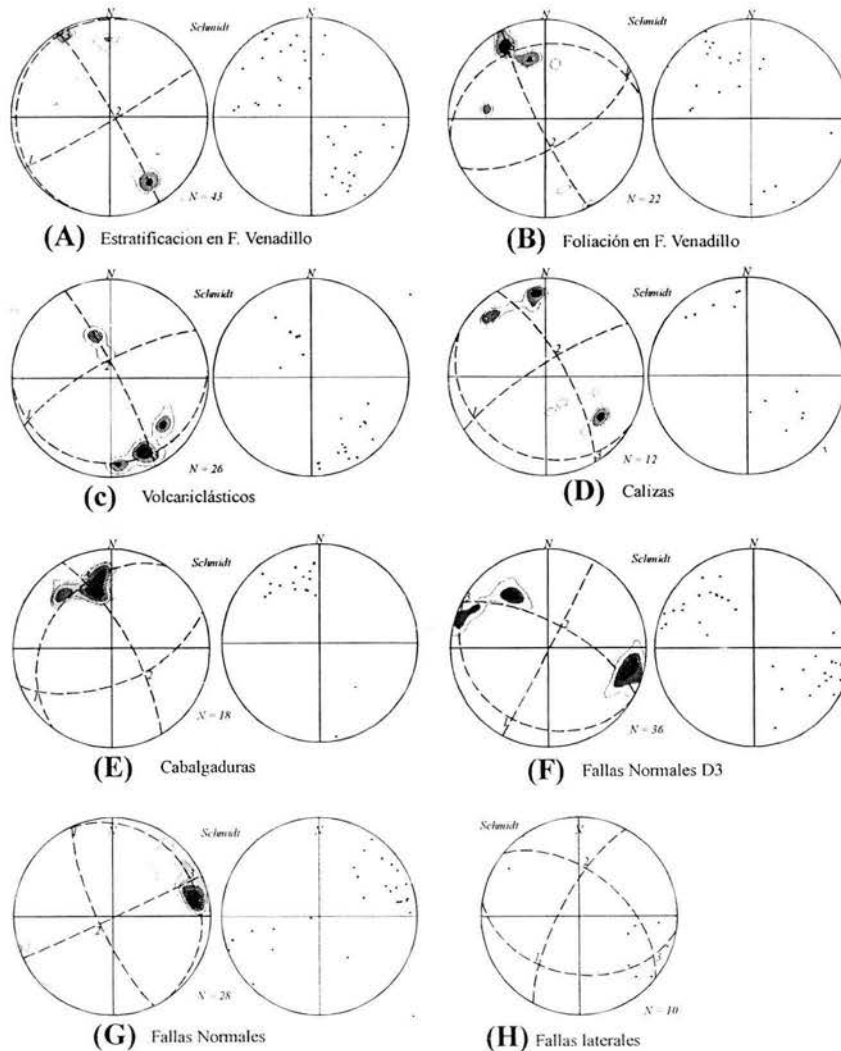
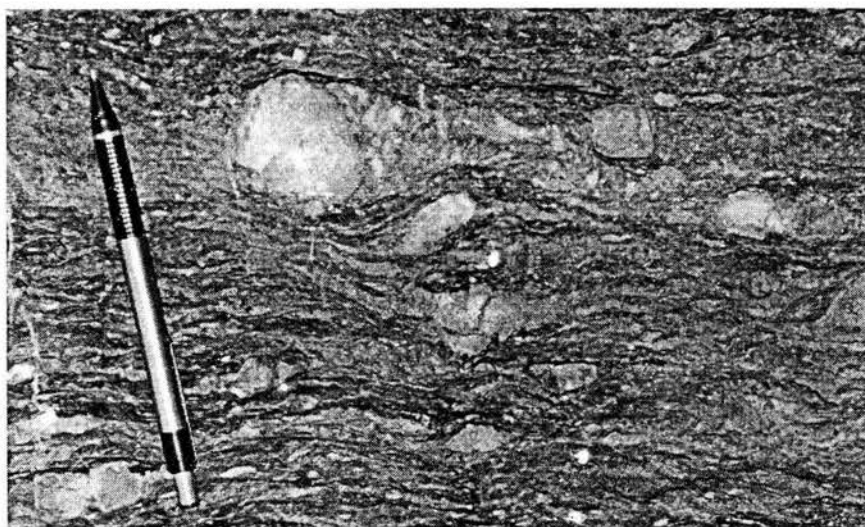


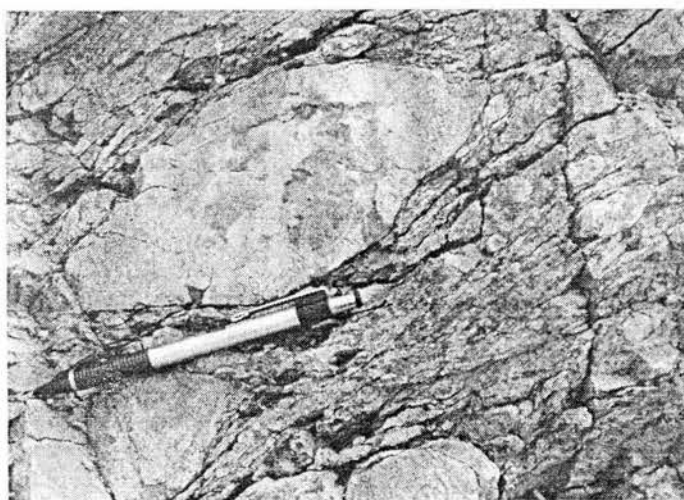
Figura 19: Diagramas de polos y densidad de polos de estratificación, foliación y fallas (Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de las diferentes unidades del área de Mazatlán, Sinaloa. La intersección de las líneas discontinuas indica la posición de los eigenvectores principales (1,2,3); N es el número de datos. (A): Estratificación de la Formación Venadillo, (B): Foliación de la Formación Venadillo, (C): Estratificación de la Formación Las Higueras, (D): Estratificación de Caliza Ustracales, (E): Cabalgaduras asociadas a D_1 , (F) y (G): Fallas normales asociadas a D_3 , (H): Fallas laterales asociadas a D_4 .

Las rocas de la Formación Venadillo desde el punto de vista estructural presentan una deformación con régimen dúctil-frágil, en ocasiones los estratos exhiben poca

deformación y aún se identifican algunas de sus estructuras primarias. Sin embargo, a lo largo de las zonas de las cabalgaduras (principalmente en el bloque que cabalga) estos muestran un mayor grado de deformación (frágil-dúctil) con el desarrollo de sigmoides (Figura 20) compuestos por estratos rotos de arenisca y/o lutita. Es muy probable que la edad de la deformación D_1 sea pre-Hauteriviano, pues los cuerpos gabroicos (134 Ma) no están afectados por este primer evento.



(A)



(B)

Figura 20: Estratos de la Formación Venadillo con deformación dúctil-frágil. (A): Estratos delgados de lutita-arenisca discontinuos en forma de sigmoides con sentido de cizalla derecho. (B): Estratos de arenisca con sigmoides. Aparentemente la deformación es menos intensa que en A.

Deformación D₂

El desarrollo de foliación incipiente, pliegues chevron y pliegues recostados (Figura 21) fueron originados por la deformación D₂. Las rocas calcáreas y volcánicas presentan una dirección de estratificación y clivaje y foliación de plano axial incipiente casi paralelas entre sí (Figura 19 C, D). La tendencia de la estratificación, clivaje y foliación presentes en las rocas anteriores sugiere una serie de pliegues regionales con rumbo de sus ejes E-NE.

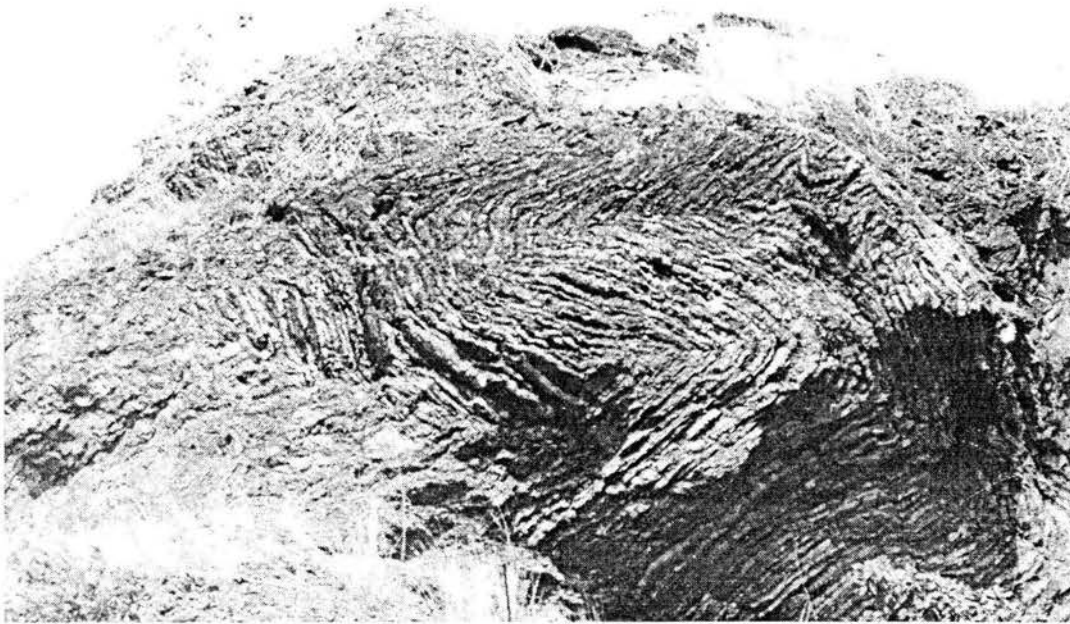


Figura 21: Pliegues cerrados recumbentes que afectan a las rocas de la Formación Venadillo producidos por el segundo evento de deformación, D₂.

La deformación D₂ afectó a las rocas precenozoicas (siliciclásticas, intrusivas gabroicas, calcáreas y volcánicas) y a los intrusivos sintectónicos del Batolito de Sinaloa. Henry y Fredrikson (1987), fecharon por el método de K-Ar algunos de estos intrusivos sintectónicos y determinaron un rango de edades que van de 102 a 86 Ma (Cenomaniano-Coniaciano); rango en el cuál, posiblemente tuvo lugar la deformación D₂. Henry y Fredrikson (1987) sugieren que la dirección E-NE de los ejes de los pliegues se

debe a un acortamiento N-NW, el cual, probablemente fue causado por una placa convergente oblicua durante el Mesozoico tardío.

Deformación D₃

La deformación D₃ provocó el desarrollo de nuevas estructuras con rumbo N-NW (Figura 19 G), y la reactivación de otras previas con rumbo NE (Figura 19 F). Tal evento, originó fallas con desplazamiento normal principalmente y en menor grado fallas con desplazamiento normal-lateral (fallas de tijera). Este evento actuó también sobre las rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental; por lo cual, probablemente ocurrió a finales del Paleógeno (Oligoceno).

Deformación D₄

Fallas laterales subverticales con dirección de planos de falla NE (Figura 19 H) son el producto de la deformación D₄, las cuales aprovechan los planos de debilidad desarrollados por los eventos de deformación anteriores y ponen en contacto a las rocas intrusivas con las rocas de la Formación Venadillo (mapa anexo y Figura 11). Este evento es el más reciente y pudiera estar asociado con la apertura del Golfo de California.

CAPÍTULO 5. GEOQUIMICA

Se analizaron 7 muestras de rocas ígneas para determinar las concentraciones de elementos mayores y traza, así como análisis isotópicos de Sm-Nd, con el objetivo de realizar la caracterización petroectónica de los diferentes eventos magmáticos. Además, se colectaron 5 muestras de rocas sedimentarias de la Formación Venadillo para análisis de isótopos de Sm-Nd con el fin de determinar su procedencia.

5.1. Rocas Ígneas

5.1.1 Elementos Mayores y Traza

Debido al fuerte intemperismo presente en toda el área de estudio, sólo fue posible analizar 7 de las muestras colectadas de las distintas unidades de rocas ígneas, ya que las demás están intemperizadas o presentan metamorfismo de contacto. Estas son: 2 muestras de los intrusivos básicos que cortan a la Formación Venadillo; una muestra del intrusivo Loma Colorada, y dos muestras del intrusivo La Noria, ambos gabroicos; una muestra del intrusivo Puente Quelite, y una muestra de las lavas de la Formación Higueras. La tabla 2 contiene las coordenadas, tipo de roca y número de muestra de las rocas analizadas, la metodología y el equipo utilizado fueron ya descritos en el primer capítulo.

El diagrama de Harker $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Figura 22) muestra que todas las rocas intrusivas son de carácter básico y se localizan en el campo de los gabros, el flujo andesítico se ubica en el campo de andesitas basálticas, si se considera este mismo diagrama pero para rocas extrusivas. La figura 23(a) exhibe que los intrusivos se distribuyen a lo largo de la línea que limita los campos de magmas basálticos subalcalinos con medio y bajo contenido de K, y SiO_2 entre 45 y 50 %, a excepción del intrusivo Puente

Quelite (M-73) y la andesita (M-186) que se encuentran en el campo de K-medio. En el diagrama AFM (Figura 23b) todas las rocas intrusivas tienen una posición dentro del campo toleítico, solamente el flujo andesítico se encuentra en el campo calcoalcalino. La colinealidad de los intrusivos en tales diagramas sugiere que posiblemente las rocas representan fracciones diferenciadas de una fuente magmática primaria similar (Morán, 1992).

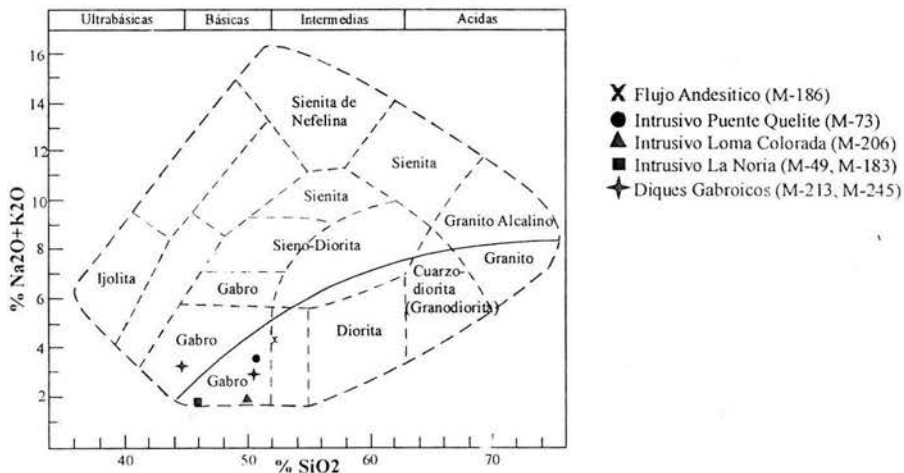


Figura 22: Diagrama de variación de Harker ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) para identificar el carácter composicional de las rocas ígneas del área de Mazatlán, Sinaloa, basado en Cox et al., 1979 (Wilson, 1989). La línea continua divide al campo alcalino (superior) del subalcalino (inferior).

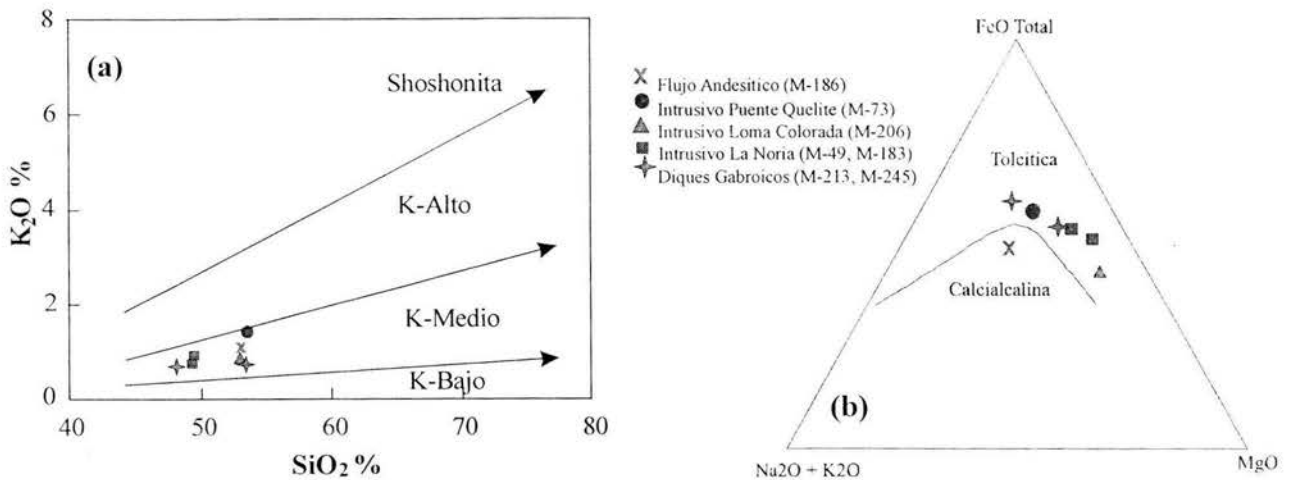


Figura 23: Diagramas para identificar el carácter composicional de las rocas ígneas de área de Mazatlán, Sinaloa: (a) AFM (Irvine y Baragar, 1971); (b) Diagrama K_2O vs. SiO_2 , con los campos basados en Gill (1981).

| Elementos | Diques | | Intrusivo La Noria | | Intrusivo Loma Colorada | Intrusivo Puente Quelite | Formación Las Higueras |
|--------------------------------|---|---|--|---|---|--|--|
| | <i>M-213 Gabro</i> 23°24'09" N 106°26'53" W | <i>M-245 Gabro</i> 23°18'37" N 106°23'55" W | <i>M-49 Gabro pegmatítico</i> 23°27'26" N 106°18'59" W | <i>M-183 Gabro</i> 23°27'22" N 106°16'52" W | <i>M-206 Gabro</i> 23°25'47" N 106°26'30" W | <i>M-73 Diorita</i> 23°31'22" N 106°30'30" W | <i>M-186 Andesita</i> 23°31'15" N 106°31'02" W |
| % en peso | | | | | | | |
| SiO ₂ | 44.58 | 50.4 | 45.66 | 45.99 | 49.89 | 50.68 | 52.1 |
| Al ₂ O ₃ | 14.57 | 16.7 | 19.01 | 13.44 | 17.35 | 15.02 | 19.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 14.39 | 10.34 | 9.99 | 14.28 | 8.58 | 13.35 | 8.71 |
| MnO | 0.236 | 0.155 | 0.172 | 0.216 | 0.146 | 0.219 | 0.182 |
| MgO | 7.84 | 2.75 | 5.72 | 10.19 | 8.67 | 5.16 | 3.82 |
| CaO | 8.85 | 8.57 | 13.8 | 10.66 | 11.49 | 9.17 | 10.03 |
| Na ₂ O | 3.03 | 2.74 | 1.51 | 1.28 | 1.56 | 2.51 | 3.77 |
| K ₂ O | 0.27 | 0.29 | 0.27 | 0.50 | 0.37 | 1.03 | 0.52 |
| TiO ₂ | 2.533 | 1.49 | 2.486 | 1.196 | 0.476 | 0.964 | 0.674 |
| P ₂ O ₅ | 0.42 | 0.44 | 0.35 | 0.10 | 0.05 | 0.16 | 0.15 |
| LOI | 1.81 | 5.60 | 0.82 | 1.09 | 1.25 | 1.81 | 1.07 |
| TOTAL | 98.53 | 99.49 | 99.79 | 98.95 | 99.81 | 100.07 | 100.22 |
| Ppm | | | | | | | |
| Sc | 16 | 25 | 34 | 43 | 37 | 42 | 25 |
| Cu | 20 | 72 | 80 | 184 | 291 | 142 | 79 |
| Ni | 74 | 26 | 38 | 91 | 60 | 14 | 16 |
| Pb | 13 | 31 | 28 | 15 | 35 | 6 | 15 |
| Zn | 103 | 113 | 66 | 91 | 63 | 99 | 74 |
| V | 240 | 325 | 361 | 581 | 313 | 406 | 249 |
| Cr | 113 | 42 | 77 | 157 | 166 | 27 | 22 |
| Co | 23 | 35 | 31 | 53 | 36 | 39 | 23 |
| Ga | 15 | 22 | 19 | 16 | 15 | 17 | 19 |
| Ge | 0.6 | 2.0 | 1.5 | 1.7 | 1.7 | 2.0 | 1.7 |
| Rb | 8 | 14 | 5 | 9 | 15 | 18 | 11 |
| Sr | 329 | 578 | 419 | 281 | 351 | 326 | 374 |
| Y | 26.2 | 32.6 | 17.1 | 16.4 | 9.7 | 22.0 | 17.2 |
| Zr | 185 | 173 | 38 | 48 | 32 | 72 | 55 |
| Nb | 16 | 8.5 | 12.8 | 6.4 | 5.7 | 22.7 | 2.4 |
| Sb | 0.6 | 2 | -0.2 | 0.6 | 0.3 | 0.3 | 0.5 |
| Cs | 1.4 | 3.9 | 1.6 | 1.2 | 7.6 | 0.8 | 0.7 |
| Ba | 202 | 489 | 79 | 88 | 149 | 326 | 157 |
| La | 14.6 | 33.4 | 8.97 | 7.46 | 4.78 | 9.06 | 9.21 |
| Ce | 35.3 | 65.5 | 20.5 | 19.1 | 9.96 | 19.4 | 17.9 |
| Pr | 5.31 | 8.32 | 2.93 | 2.69 | 1.34 | 2.75 | 2.45 |
| Nd | 27.0 | 36.0 | 14.5 | 12.5 | 6.28 | 13.4 | 11.3 |
| Sm | 7.6 | 8.10 | 3.85 | 3.1 | 1.75 | 3.72 | 2.9 |
| Eu | 2.76 | 2.06 | 1.54 | 0.931 | 1.15 | 1.23 | 1.06 |
| Gd | 7.17 | 6.91 | 3.8 | 2.86 | 1.80 | 3.79 | 2.86 |
| Tb | 1.24 | 1.17 | 0.65 | 0.52 | 0.33 | 0.72 | 0.52 |
| Dy | 6.06 | 6.29 | 3.71 | 3.11 | 1.98 | 4.23 | 3.17 |
| Ho | 1.01 | 1.16 | 0.69 | 0.60 | 0.38 | 0.85 | 0.63 |
| Er | 2.52 | 3.26 | 1.84 | 1.68 | 1.07 | 2.46 | 1.83 |
| Tm | 0.339 | 0.516 | 0.274 | 0.292 | 0.161 | 0.413 | 0.308 |
| Yb | 1.98 | 3.16 | 1.68 | 1.76 | 1.04 | 2.5 | 1.87 |
| Lu | 0.258 | 0.449 | 0.225 | 0.250 | 0.149 | 0.357 | 0.264 |
| Hf | 4.8 | 5.1 | 1.3 | 1.8 | 1.0 | 2.3 | 1.7 |

Tabla 2: Elementos Mayores y Traza de las rocas ígneas estudiadas en éste trabajo.

A continuación se describen las características geoquímicas de cada cuerpo magmático.

5.1.1.1. Diques Máficos

El contenido de SiO_2 en éstas rocas es ~50 %, muestran altos valores de Al_2O_3 ~14-16%, MgO ~3-8 % y TiO_2 ~1.5-2.5 % (Tabla 2). Las relaciones Th/Ta (~1.2 y 12) y La/Nb (~1 y 4) son muy variadas, sin embargo, según Wood *et al.* (1979) y Sun y McDonough (1989) los magmas de arcos actuales tienen valores similares a los que muestran estos diques máficos. Las relaciones Cs/La > 0.04 indican magmatismo de arco (Ryan *et al.*, 1995), las altas relaciones de Ba/La > 10 son características de arcos de islas, dicha relación parece ser debida a la presencia de fluidos en la zona de subducción ricos en Ba, el cuál es derivado tal vez de los sedimentos oceánicos subducidos (Hole *et al.*, 1984). Los altos contenidos de Al_2O_3 y la abundancia moderada de TiO_2 también sugieren magmatismo asociado a subducción y los valores de Th (1.26 y 6.84 ppm), Nb (8.5 y 16 ppm) y Ta (0.6 y 1 ppm) es posible que indiquen la presencia de procesos de asimilación y diferenciación magmática (Freydier *et al.*, 1997). Las proporciones bajas de Ni (26-74 ppm) y Cr (42-113 ppm) indican que el magma del cuál se derivaron estos diques a sufrido fraccionamiento de clinopiroxenos y olivino (Wilson, 1989).

De acuerdo a los diagramas de discriminación tectónica (Nb contra Y, Rb contra Y+Nb) para granitos (Pearce *et al.*, 1984), los diques se encuentran en el campo de intrusivos de arco volcánico (Figuras 24a, b). En la figura 24c se aprecia que los diques se ubican en el límite de arcos de islas y arcos de margen continental. Por otro lado, si se comparan los diagramas anteriores con los diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas basálticas (Figura 24d, e, f), con la reserva de que estos diagramas no son específicamente para rocas intrusivas, se tiene por ejemplo que, en el diagrama Th/Yb vs.

Ta/Yb (Figura 24d) los diques se encuentran en el campo de arcos de islas oceánicas, lo cual confirma la interpretación realizada con base en los diagramas para intrusivos.

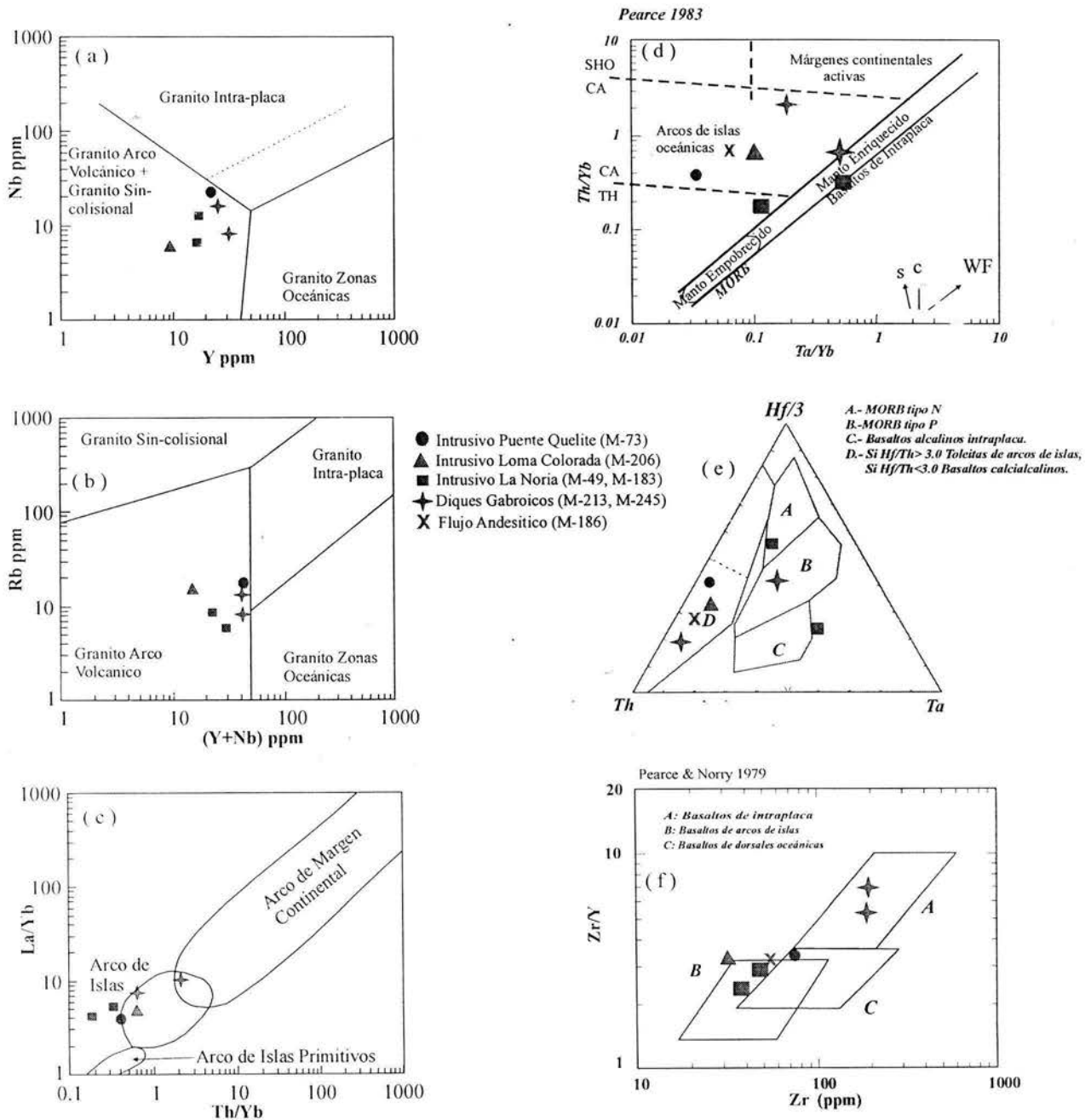


Figura 24: Diagramas de discriminación para identificar el carácter composicional y tectónico de las rocas ígneas del área de Mazatlán, Sinaloa: (a) Nb vs. Y, (b) Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984), (c) La/Yb vs. Th/Yb (Condie, 1989), (d) Th/Yb vs. Ta/Yb (Pearce, 1983), (e) Hf/3-Th-Ta (Wood et al., 1979) y (f) Zr/Y vs. Zr (Pearce and Norry, 1979).

En el diagrama de *Hf/3-Th-Ta* de Wood *et al.* (1980) (Figura 24e), los diques se dispersan mucho, uno se encuentra en el campo de arcos de islas (basaltos calcoalcalinos de margen de placas destructivas), y el otro en MORB-P, lo cual puede deberse a que uno de los diques presenta una composición más máfica. Por último en el diagrama de Pearce y Norry (1979) (Figura 24f), ambos diques (M213 y M245) caen en el campo de basaltos de intraplaca. Debido a que estos diagramas fueron elaborados para la discriminación entre rocas extrusivas de composición básica, no se les dá mucho peso para la interpretación de la petrogénesis de estas rocas intrusivas. El arcnigrama normalizado a Manto Primitivo (Sun and McDonough, 1989) referente a los diques, se caracteriza por anomalías negativas de Rb, K y Ti, con anomalía positiva de U (Figura 25). Las curvas de ambos diques muestran algunas diferencias, tal es el caso del enriquecimiento de La en M-245, mientras que la M-213 tiene una anomalía positiva de Ba y un ligero empobrecimiento de Sr con respecto al Ce y Nd; considerando la poca cantidad de datos con que se cuenta, no es posible asegurar que ambas rocas pertenezcan o no al mismo evento.

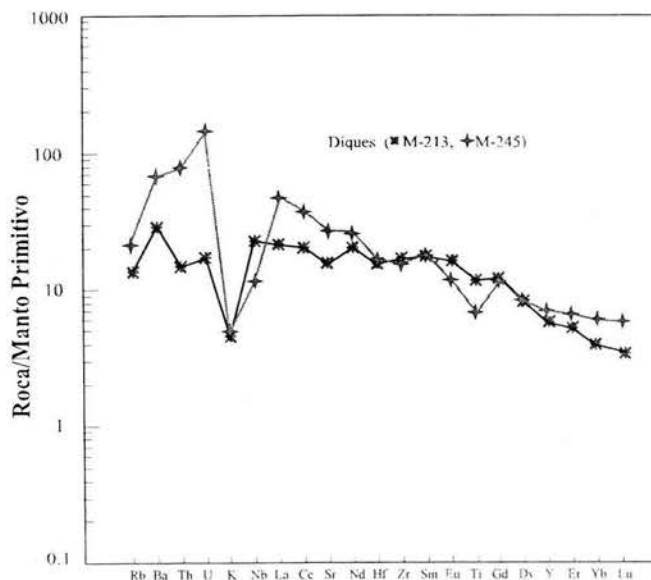


Figura 25: Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (diques) del área estudiada, norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989).

Probablemente el empobrecimiento de Nb con respecto a La del dique M-245 indica magmatismo de arcos de islas. La relación Hf/Lu (11-19) de los diques sugiere una posible fuente de corteza oceánica reciclada. En el caso de la razón Sm/Hf, dicha relación es de 1.6 para los diques, la cual es muy similar a la de arcos de islas (~ 1.4) de acuerdo a Sun and McDonough (1989).

El diagrama de Tierras Raras (REE) para los diques (Figura 26) indica un moderado fraccionamiento de REE, con un significativo enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE), marcado por las relaciones de $La_N/Yb_N = 5-7$, $La_N/Sm_N = 1-2.6$ y $Gd_N/Yb_N = 2-3$; además de mostrar un ligero empobrecimiento de Eu con respecto al Sm. Ambas curvas muestran una tendencia similar a aquella observada entre rocas calcoalcalinas y calcoalcalinas ricas en K pertenecientes a arcos de islas.

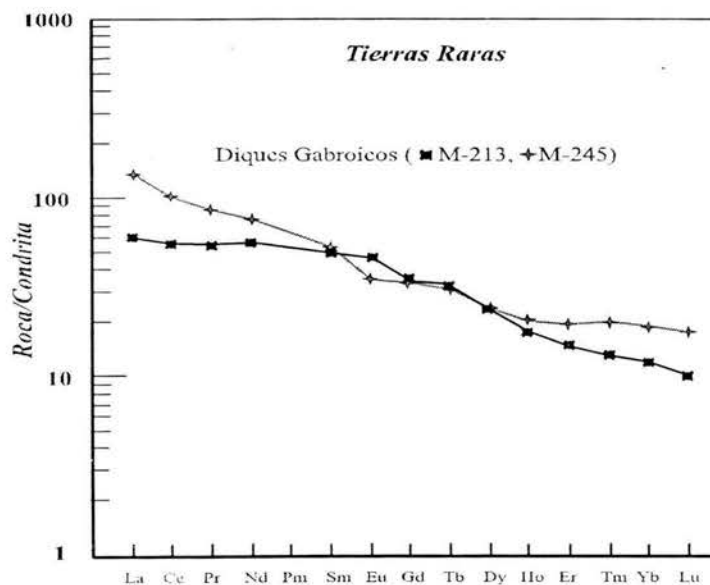


Figura 26: Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas intrusivas (diques) del área estudiada, norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Evensen et al. (1978).

5.1.1.2. Intrusivo La Noria

Se analizaron dos muestras (M-49, M-183) de éste intrusivo. Su contenido de Al_2O_3 (~13-19 %) y TiO_2 (~1.2-2.5 %) es muy similar al de los diques y las cantidades de SiO_2 (~46-50 %) y MgO (~6-10 %) son relativamente menores y mayores respectivamente en relación con los diques (Tabla 2). Los valores de Th (~0.4 ppm), Nb (~9 ppm), Ta (0.2 y 0.9 ppm), Ni (38 y 91 ppm) y Cr (77 y 157 ppm) pertenecientes a las muestras del intrusivo La Noria, dan relaciones de Th/Ta (~1) y La/Nb (~1) similares a las propuestas por Wood *et al.* (1979) para rocas máficas emplazadas en ambientes tectónicos de extensión (OIB o MORB).

La relación $\text{Sm}/\text{Hf} = \sim 2.5$ es ligeramente mayor a la de arcos de islas ($\text{Sm}/\text{Hf} \sim 1.4$) especificada por Sun y McDonough (1989); el $\text{Zr}/\text{Nb} = 3$ y 8 se encuentra dentro del rango de los OIB y al igual que los diques, las muestras del intrusivo La Noria tienen $\text{Cs}/\text{La} > 0.04$ y $\text{Ba}/\text{La} > 10$ características de arcos de islas; las altas concentraciones de Ba tal vez se deben a contaminación cortical, por sedimentos de la zona de subducción, o de la corteza (Ryan *et al.*, 1995, Hole *et al.*, 1984).

En los diagramas de discriminación tectónica (Nb contra Y, Rb contra Y+Nb) para granitos (Pearce *et al.*, 1984) al igual que los diques el intrusivo La Noria se ubica dentro del campo de granitos de arco volcánico (Figura 24a y b) y arco de islas (Figura 24c). En los diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas basálticas (Figura 24d, e, f), a reserva de que éstos no son para rocas intrusivas, las dos muestras del intrusivo La Noria en el diagrama de Th/Yb vs. Ta/Yb se encuentran cercanas al campo definido por el manto, lo cual sugiere poca contaminación de rocas corticales. Lo mismo es indicado por los

diagramas Hf/3 vs. Th vs. Ta y Zr/Y vs. Zr (Figura 24e y f), sin embargo estos diagramas no son considerados en la interpretación por ser diseñados para rocas extrusivas.

El arcnigrama normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) referente a las dos muestras del intrusivo La Noria indica similitud en anomalías negativas de Th, K y Zr y anomalías positivas de Rb, Ba, U, Nb y Sr (Figura 27) y ligero enriquecimiento de Eu con respecto al Sm. Una de las muestras (M-49) tiene anomalía positiva y la otra (M-183) anomalía negativa de Ti, ambas muestras tienen un enriquecimiento de Nb con respecto al La, lo que probablemente indica que la fuente que dio origen a estos magmas fue una corteza oceánica reciclada (Sun y McDonough, 1989).

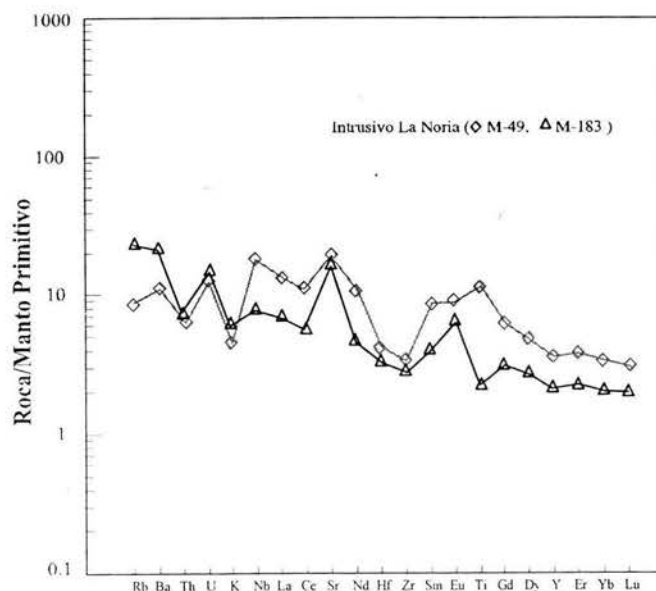


Figura 27: Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (Intrusivo La Noria) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989).

El intrusivo La Noria muestra un moderado enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE con relaciones de $La_N/Yb_N = 2.9$ y 3.6 , $La_N/Sm_N = 1.5$ y $Gd_N/Yb_N \sim 1.5$; la muestra M-49 tiene una pequeña anomalía positiva de Eu y en general, las dos curvas

tienen un comportamiento característico de arcos de islas de carácter calcoalcalino como se indica en la Figura 28.

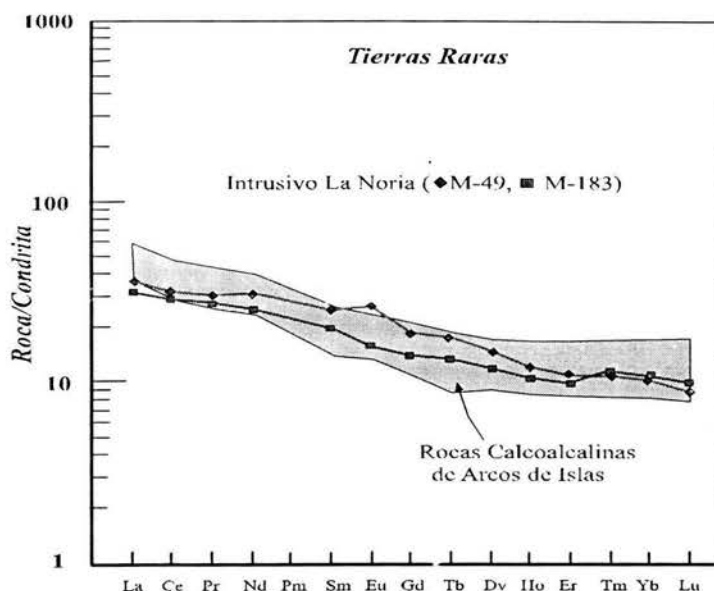


Figura 28: Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas intrusivas (Intrusivo la Noria) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa y de rocas calcoalcalinas de arcos de islas (Wilson, 1989). Valores de normalización de Evensen et al. (1978).

5.1.1.3. Intrusivo Loma Colorada

La muestra que pertenece al intrusivo Loma Colorada (M-206) tiene valores de SiO_2 (~50 %) y Al_2O_3 (~17 %) similares al de los diques; los contenidos bajos de TiO_2 (~0.5 %) y moderados de MgO (~9 %) son relativamente menores y mayores, respectivamente, comparados con los diques (Tabla 2). Las relaciones de Th/Ta (~6), La/Nb = 0.8, Cs/La = 1.6, Ba/Th = 238, Ba/La = 31, Sm/Hf = 1.7 y Zr/Nb = 5.7 indican magmatismo de arco (Gill, 1981; Ryan *et al.*, 1995). Los valores de Th (0.6 ppm), Nb (6 ppm), Ta (0.11 ppm), Ni (60 ppm) y Cr (166 ppm) tienen cierta similitud a los datos del intrusivo La Noria.

El intrusivo Loma Colorada se encuentra dentro de los campos de arcos de islas y granitos de arco volcánico, al igual que los diques gabroicos e intrusivo La Noria (Figura 24a, b, c). En los diagramas para rocas basálticas el intrusivo Loma Colorada se ubica en el campo de arcos de islas (Figura 24d, e, f) y en el aracnigrama (Figura 29) los elementos definen una curva con tendencia similar a la de las muestras del intrusivo La Noria; dicha tendencia indica anomalías negativas de Th, K, Zr y enriquecimiento en Rb, Ba, Sr y Sm. En el mismo diagrama también se observa un ligero enriquecimiento de La con respecto al Nb, característica contraria a la observada en las muestras del intrusivo La Noria lo que probablemente indica que el intrusivo Loma Colorada relativamente sufrió una menor contaminación cortical que el intrusivo Loma Colorada (Sun y McDonough, 1989).

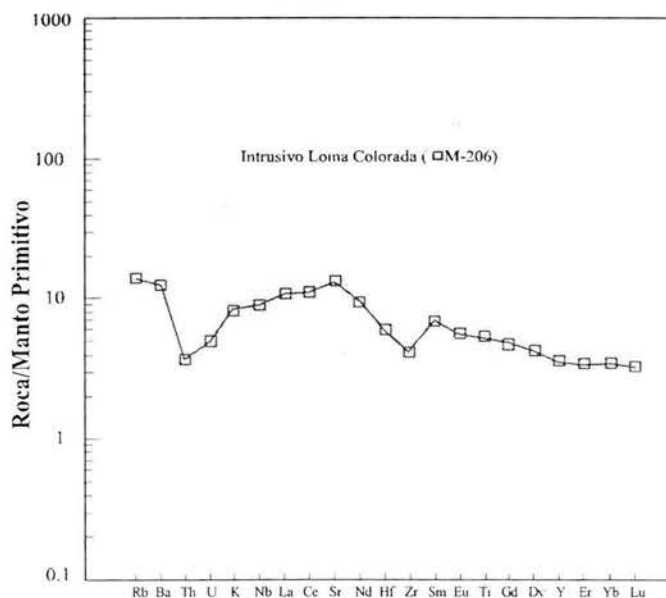


Figura 29: Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (Intrusivo Loma Colorada) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989).

El diagrama de REE del intrusivo Loma Colorada (Figura 30) indica un moderado fraccionamiento de REE, con ligero enriquecimiento de LREE respecto a las HREE; como lo indican las relaciones $La_N/Yb_N = 3.1$, $La_N/Sm_N = 1.7$ y $Gd_N/Yb_N = 1.4$; una característica

importante de ésta muestra es la alta anomalía positiva de Eu (probablemente es el resultado de acumulación de plagioclasa). La pendiente de la curva es moderada y define una tendencia que es característica de rocas toleíticas pertenecientes a arcos de islas.

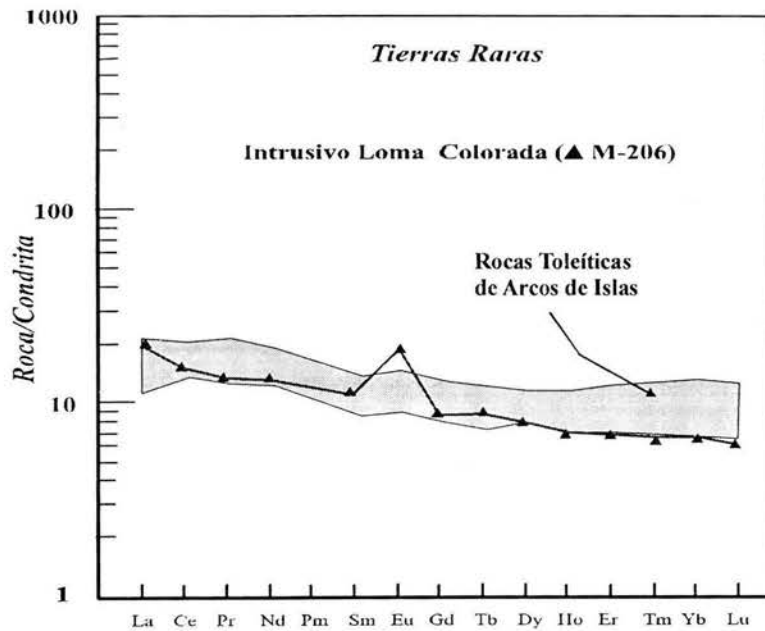


Figura 30: Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas intrusivas (Intrusivo Loma Colorada) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa y de rocas toleíticas de arcos de islas (Wilson, 1989). Valores de normalización de Evensen et al. (1978).

5.1.1.4. Intrusivo Puente Quelite

Con respecto a los elementos mayores y traza, el intrusivo Puente Quelite (M-73) contiene valores de $\text{SiO}_2 = 50\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\%$, $\text{TiO}_2 \sim 1\%$ y $\text{MgO} \sim 5\%$, sus cantidades son relativamente similares a las rocas descritas anteriormente (diques, intrusivos La Noria y Loma Colorada). El intrusivo Puente Quelite tiene los valores más altos de Nb = 23 ppm y los más bajos de Ta = 0.08 ppm con respecto a los otros cuerpos analizados; sus valores de Th = 1 ppm son relativamente mayores que los de Loma Colorada y La Noria y menores que los diques gabroicos. Las proporciones de Ni (14 ppm) y Cr (27 ppm) son bajas (Tabla

2) y sus relaciones Th/Ta (~12), La/Nb = 0.4, Cs/La = 0.08, Ba/Th = 351 Ba/La = 40, Sm/Hf = 1.6 y Zr/Nb= 3.2 son significativamente moderadas.

Los diagramas de discriminación tectónica para granitos indican que el intrusivo Puente Quelite se encuentra dentro del campo de los granitos de arcos volcánicos (Figura 24a y b) y arco de islas (Figura 24c). En los diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas basálticas (Figura 24d, e y f) a reserva de que éstos no son para rocas intrusivas, el intrusivo Puente Quelite se encuentra en el campo de arcos de islas.

El arcnigrama normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) indica empobrecimiento de Th, K, Ce y Zr; enriquecimiento de Rb, Ba, Nb, Sr y ligero enriquecimiento de Sm (Figura 31).

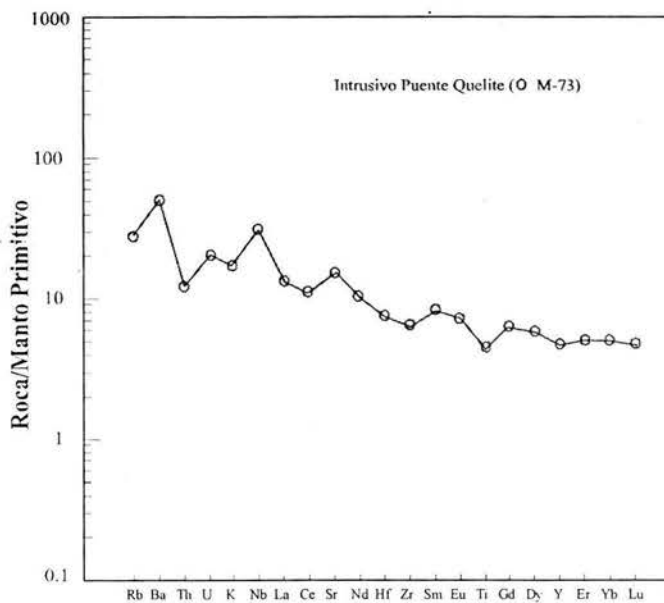


Figura 31: Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para las rocas intrusivas (Intrusivo Puente Quelite) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989).

El Intrusivo Puente Quelite tiene un moderado fraccionamiento de REE, con enriquecimiento de LREE respecto a las HREE (Figura 32), como lo indican las relaciones $La_N/Yb_N = 2.5$, $La_N/Sm_N = 1.5$ y $Gd_N/Yb_N = 1.2$, en general la curva definida es ligeramente

inclinada con una pequeña anomalía positiva de Tb y Tm y su tendencia es similar a la definida para rocas calcoalcalinas pertenecientes a arcos de islas.

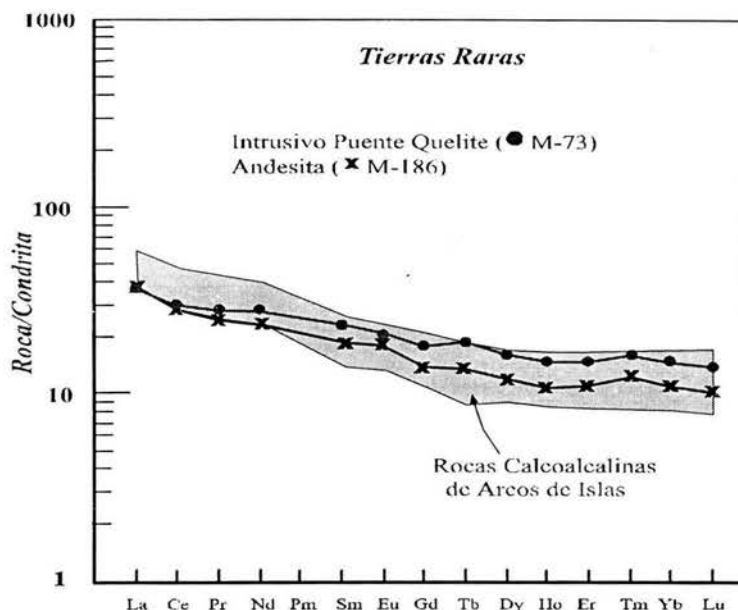


Figura 32: Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita para las rocas ígneas (Intrusivo Puente Quelite y flujo andesítico) del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa y de rocas calcoalcalinas de arcos de islas (Wilson, 1989). Valores de normalización de Evensen et al. (1978).

5.1.1.5. Formación Las Higueras (Andesita)

Esta roca presenta los valores más altos de SiO_2 (~52 %) y Al_2O_3 (~19 %) y los más bajos de MgO (~4 %) con respecto a las demás rocas estudiadas en este trabajo y con valores de TiO_2 (~0.7 %) relativamente más bajos que las demás rocas (Tabla 2). Las relaciones de $\text{Th}/\text{Ta} = \sim 11$, $\text{La}/\text{Nb} = \sim 4$, $\text{Cs}/\text{La} = 0.8$, $\text{Ba}/\text{Th} = 117$, $\text{Ba}/\text{La} = 17$, $\text{Sm}/\text{Hf} = 1.7$ y $\text{Zr}/\text{Nb} = 23$ son similares a las presentadas por magmatismo de arco (Gill, 1981; Ryan et al., 1995). Los valores de $\text{Th} = 1.3$ ppm, $\text{Nb} = 2.4$ ppm y $\text{Ta} = 0.12$ ppm indican que posiblemente la andesita se derivó a partir de una fuente empobrecida asociada a procesos de subducción (Freydier et al., 1997). Por último, el contenido de Ni (16 ppm) y Cr (22 ppm) son muy bajos. De acuerdo al diagrama de discriminación (Zr/TiO_2 vs. Nb/Y)

de Winchester y Floyd (1977) la andesita se encuentra en el campo de Andesita/Basalto (Figura 33) y al igual que la mayoría de las muestras analizadas ésta roca se ubica en el campo de arcos de islas (Figura 24d, e, f)

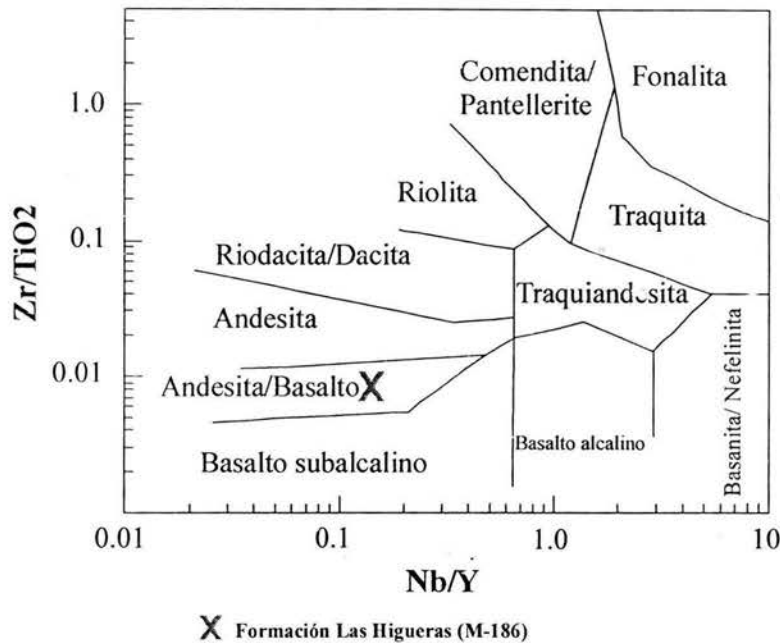


Figura 33: Zr/TiO_2 - Nb/Y Diagrama de discriminación para identificar el carácter composicional del derrame perteneciente a la Formación Las Higueras (Winchester y Floyd, 1977).

El arcnigrama indica empobrecimiento de Nb y Ti con anomalías positivas de Ba, U, La y Sr (Figura 34), la tendencia general de la andesita es el empobrecimiento de elementos inmóviles con enriquecimiento de los móviles y sus relaciones $La_N/Yb_N = 3.3$, $La_N/Sm_N = 2$ y $Gd_N/Yb_N = 1.2$ definen un moderado fraccionamiento de REE, con enriquecimiento de LREE respecto a las HREE, esto se observa en el diagrama de REE (Figura 32) donde también se muestra que la andesita se incluye dentro del campo definido para rocas calcoalcalinas de arcos de islas.

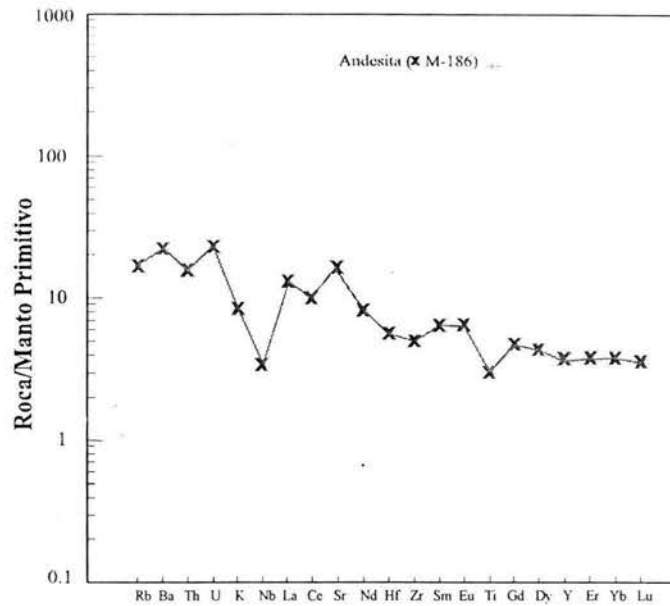


Figura 34: Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo para el flujo andesítico del área estudiada, al norte de Mazatlán, Sinaloa. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989).

En general todas las rocas ígneas analizadas exhiben características generales de suites toleíticas a calcoalcalinos y muestran características geoquímicas transicionales entre arcos de islas oceánicas y márgenes continentales activas. Todas las muestras tienen enriquecimiento de Ba, Rb, Ce y Sm; las altas relaciones de Ba/La son características de arcos de islas. El enriquecimiento de Ba posiblemente se debe a la presencia de fluidos en la zona de subducción, derivado tal vez de los sedimentos oceánicos subducidos (Hole *et al.*, 1984). Aunque la baja relación de Zr/Nb < 10 de la mayoría de los intrusivos es característica de basaltos de islas oceánicas.

Las dioritas tienen características geoquímicas similares a los gabros sin embargo, sus edades son diferentes, lo que sugiere que ambos eventos tuvieron un origen similar pero en diferente tiempo. La geoquímica del gabro pegmatítico muestra un comportamiento que posiblemente sea el reflejo de la diferenciación magmática de los otros gabros o una fase residual de los mismos.

5.2. Isótopos de Sm-Nd

Los datos de Sm-Nd se utilizaron para determinar el *Epsilon Nd* y las edades modelo Nd (T_{DM}). El parámetro *Epsilon Nd* es una medida de la desviación de la relación isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenida de una muestra, con respecto al valor de la misma relación del reservorio condritico. Los valores positivos de ϵNd indican que los valores analizados tienen una mayor afinidad con el manto de la Tierra, mientras que los valores negativos indican una mayor afinidad con la corteza continental. Las T_{DM} expresan el tiempo de residencia en la corteza de la Tierra de los componentes de un cuerpo rocoso.

5.2.1. Rocas Ígneas

Para el cálculo del *Epsilon Nd inicial* (ϵNd_i) se requieren las edades de emplazamiento de los intrusivos, sin embargo, no todos los intrusivos estudiados han sido fechados, solamente el intrusivo La Noria ha sido fechado (133.8 Ma) y es muy probable que los intrusivos La Noria y Loma Colorada sean de la misma edad, por lo cual para el cálculo de ϵNd_i , se utilizó la misma edad (133.8 Ma). Considerando que la deformación que actuó sobre las rocas de la Formación las Higueras es asociada a los intrusivos sintectónicos (102-86 Ma) por lo tanto la edad de la Formación Las Higueras es pre-Cenomaniano. Para el cálculo de ϵNd_i del intrusivo Puente Quelite y de la andesita de la Formación Las Higueras, se utilizó una edad tentativa de 95 y 110 Ma respectivamente. Sin embargo, para los diques no se calculó el ϵNd_i porque no se tiene la certeza de la edad de emplazamiento. Los diques máficos (M213 y M245) muestran edades modelo Nd muy similares ($T_{DM} = 450$ y 509 Ma) con $\epsilon Nd_0 = +6.2$ y $+3.4$. Es posible que la contaminación cortical y/o por los sedimentos de la Formación Venadillo influya en la T_{DM} de los cuerpos intrusivos, por ejemplo, si hay mayor asimilación de corteza antigua, la T_{DM} puede ser

mayor; tal es el caso de los diques y los intrusivos Puente Quelite, Loma Colorada y La Noria, donde los intrusivos Loma Colorada y La Noria tienen una T_{DM} mayor.

Los resultados mostrados en la tabla 3 indican que los ϵNd_i para los intrusivos Loma Colorada y La Noria son muy similares. Sin embargo, sus edades modelo de Nd con respecto al Manto empobrecido (T_{DM}) son un tanto variables, lo cual, posiblemente indica que existió una diferenciación de estas rocas aunque ambas pertenecen a un mismo evento magmático. Los intrusivos Loma Colorada y La Noria presentan una afinidad de toleítica a calcoalcalina por lo cual, posiblemente dichas rocas fueron emplazadas en un arco magmático asociado a un límite convergente de placas, además, los valores de $\epsilon Nd_{134} = +1.4$ a $+3.3$ son relativamente menores a los que presentan los arcos de islas primitivos típicos, lo que sugiere una posible contaminación cortical (Morán-Zenteno, 1992). La andesita de la Formación Las Higueras (M-186) presenta una $T_{DM} = 586$ Ma y un $\epsilon Nd_{110} = +4.5$. Por último, la diorita Puente Quelite (M73) es la roca con el valor más alto de $\epsilon Nd_{95} = +7.1$ y la edad menor $T_{DM} = 339$ Ma (Figura 35). La discrepancia en el parámetro ϵNd entre los diversos grupos (gabros, diques, andesita y diorita) puede expresar diferencias en el grado de contaminación por materiales de la corteza. Además la variabilidad en las T_{DM} de los intrusivos Loma Colorada y La Noria (M49, M183, M206) es posible que implique diferentes relaciones de $^{147}Sm/^{144}Nd$ iniciales producidas por cristalización fraccionada.

| Muestra WR | Roca | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 1 sd* | 2SE (M) | Concentración ppm (Dilución isotópica) | | n | Is | εNd actual | εNd (inicial) | T _{DM} Ma |
|---|--------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------|------------|---|-------|----|------|---------------|---------------------|-----------------------|
| | | | | | | Sm | Nd | | | | | |
| M49 Gabro * | Intrusivo La Noria | 0.156 | 0.512773 | 18 | 5 | 3.56 | 13.80 | 57 | 0.35 | +2.63 | para 134 Ma +3.3 | 788 |
| M73 Diorita * | Intrusivo Puente Quelite | 0.163 | 0.512984 | 19 | 5 | 3.33 | 12.33 | 56 | 0.37 | +6.75 | para 95 Ma +7.1 | 339 |
| M183 Gabro * | Intrusivo La Noria | 0.146 | 0.512706 | 17 | 4 | 3.20 | 13.25 | 58 | 0.33 | +1.33 | para 134 Ma +2.2 | 819 |
| M186 Andesit *a | Formación Las Higueras | 0.149 | 0.512834 | 22 | 7 | 2.78 | 11.25 | 44 | 0.43 | +3.82 | para 110 Ma +4.5 | 586 |
| M206 Gabro * | Intrusivo Loma Colorada | 0.159 | 0.512678 | 23 | 6 | 1.70 | 6.46 | 54 | 0.45 | +0.78 | para 134 Ma +1.4 | 1,062 |
| M213 Diorita * | Dique | 0.168 | 0.512955 | 25 | 7 | 8.21 | 29.52 | 51 | 0.49 | +6.18 | --- | 450 |
| M245 Diorita * | Dique | 0.131 | 0.512811 | 21 | 6 | 8.43 | 38.89 | 54 | 0.41 | +3.37 | --- | 509 |
| M75A Arenisca 23°18'21" N 106°24'09" W | Formación Venadillo | 0.120 | 0.512236 | 20 | 5 | 3.11 | 15.64 | 55 | 0.39 | -7.84 | --- | 1,312 |
| M75B Lutita 23°18'21" N 106°24'09" W | Formación Venadillo | 0.118 | 0.512165 | 23 | 6 | 6.29 | 32.26 | 56 | 0.45 | -9.23 | --- | 1,387 |
| M83 Arenisca 23°19'57" N 106°26'58" W | Formación Venadillo | 0.115 | 0.512224 | 19 | 5 | 3.45 | 18.09 | 57 | 0.37 | -8.08 | --- | 1,271 |
| M84 Lutita 23°19'57" N 106°26'58" W | Formación Venadillo | 0.119 | 0.512174 | 20 | 5 | 6.05 | 30.74 | 57 | 0.39 | -9.05 | --- | 1,389 |
| M50 Arenisca 23°26'36" N 106°17'01" W | Formación Venadillo | 0.120 | 0.512143 | 15 | 4 | 5.84 | 29.34 | 57 | 0.29 | -9.66 | --- | 1,453 |

*Tabla 3: Datos de los análisis realizados en un Espectrómetro de masas Finnigan MAT 262; Valor del laboratorio del estándar $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ la Jolla: 0.511877 ± 21 ($n = 140$); $n =$ número de relaciones medidas por corrida; Valores ($1\text{sd} = \pm 1\sigma$): errores durante la medición en los dos últimos dígitos; $2\text{SE}(M) = 2\text{sd}/\text{raíz } n$; Todas las relaciones isotópicas de Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. La incertidumbre relativa de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproductividad relativa (1σ) de las concentraciones de Sm y Nd es de $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$ respectivamente. Dos blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron en 0.16 y 0.09 ng de Sm y 118 y 0.38 ng Nd (blancos totales): Los valores utilizados para el cálculo de edad modelo Nd (manto empobrecido) fueron: $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$ años $^{-1}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513114$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222$; *: las coordenadas de éstas rocas se muestran en la Tabla 2.*

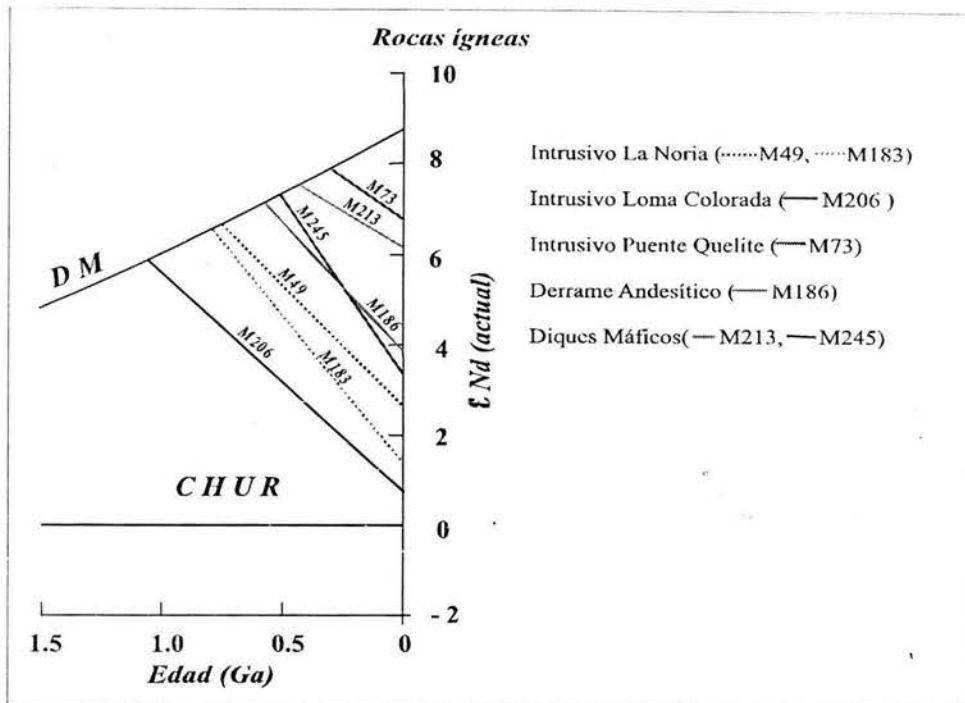


Figura 35: ϵNd contra T_{DM} de las rocas ígneas del área de Mazatlán, Sinaloa.

5.2.2. Rocas Sedimentarias

Con respecto a las rocas de la Formación Venadillo se hicieron análisis de isótopos de $Sm-Nd$ a cinco muestras (dos lutitas y tres areniscas). No fue posible calcular los valores de ϵNd_i para éstas rocas ya que no se cuenta con una edad estratigráfica adecuada que pueda asegurar la confiabilidad de los resultados. Los valores obtenidos de ϵNd_0 (*Epsilon Nd actual*) para dichas muestras presentan un rango entre -7.8 y -9.6 (ϵNd_0), como se muestra en la Tabla 3; dichos valores se pueden asociar a turbiditas de márgenes activas (McLennan *et al.*, 1990).

Las muestras de la Formación Venadillo exhiben Edades Modelo de Nd (calculadas para manto empobrecido) que van de 1.27 a 1.45 Ga (Tabla 3 y Figura 36) e indican que los sedimentos clásticos fueron derivados a partir de una fuente continental evolucionada. Una posible fuente de estos sedimentos, son las rocas del cinturón Grenviliano, ya que éstas

tienen T_{DM} entre 1.3 y 1.4 Ga y se extienden desde Chihuahua hasta Oaxaca (es el basamento de los terrenos Chihuahua, Sierra Madre y Oaxaca). Otra posible fuente son las rocas del Complejo Acatlán del Terreno Mixteco con $T_{DM} = 0.7$ a 1.6 Ga. El núcleo de Sur América puede ser otra posible fuente pero no hay datos isotópicos disponibles (Centeno-García, 1994)

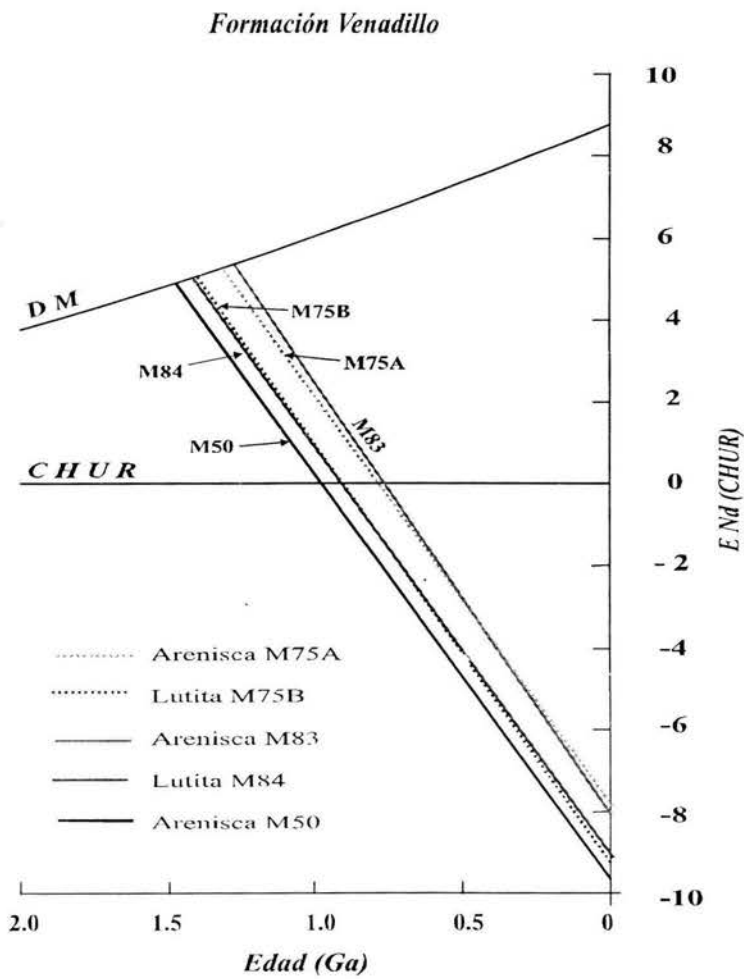


Figura 36: ϵNd contra T_{DM} de las rocas de la Formación Venadillo del área de Mazatlán, Sinaloa

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

Las rocas más antiguas del área estudiada, que se describen en este trabajo, son una secuencia turbidítica marina de lutita-arenisca interestratificadas denominada informalmente Formación Venadillo, su edad es pre-Jurásico Superior y la $T_{DM}= 1.3$ a 1.5 Ga, lo cual sugiere que fueron derivadas del cratón. La composición de la arenisca, y las razones isotópicas de Sm/Nd , de lutita y arenisca, además de sus características sedimentológicas y su gran espesor sugieren que posiblemente representan un depósito de abanico submarino desarrollado en una margen pasiva. La Formación Venadillo es cortada por diques básicos, cuya intrusión es previa a una primera fase de deformación (D_1 , pre-Hauteriviano), su geoquímica sugiere un magmatismo de arco tipo alcalino, distinto al magmatismo de los cuerpos intrusivos gabroicos Loma Colorada y La Noria del Huteriviano, que también cortan a la Formación Venadillo. Los gabros presentan composiciones toleíticas-calcoalcalinas y $T_{DM}=1.06$ a 0.78 Ga lo cual sugiere contaminación con materiales corticales más antiguos (Fm. Venadillo? y/o fluidos asociados a la subducción).

Otros intrusivos, posiblemente sintectónicos a la deformación D_2 , son Ébanos y Puente Quelite, considerados originalmente como las roca más antiguas de la región (basamento metamórfico) por Henry y Fredrikson (1987). Sin embargo, es posible que formen parte de los intrusivos sintectónicos (102 a 86 Ma) del Batolito de Sinaloa, ya que presenta uno de ellos xenolitos de las areniscas de la Formación Venadillo y el otro una edad K-Ar más joven que las unidades pre-existentes. El intrusivo Puente Quelite presenta rocas calcoalcalinas de afinidad de arco, con $\epsilon Nd_{05}= 7.1$ y $T_{DM}=339$ Ma y su composición geoquímica es similar a la composición de las rocas volcánicas de la Formación Las

Higueras (sucesión marina de volcarenitas, lutitas, escasos estratos delgados de calizas y probables derrames andesíticos) sin embargo, ésta última probablemente es más antigua. La Caliza Ustracales posiblemente sea contemporánea a la Formación Las Higueras siendo la relación entre ellas un cambio de facies lateral.

6.1. Correlaciones

6.1.1. Formación Venadillo

La secuencia siliciclástica del área de Mazatlán presenta características litológicas muy similares a las rocas siliciclásticas de la parte superior de la Formación San José de Gracia, localizada al norte de Sinaloa (Figura 37); específicamente la parte superior se caracteriza por una intercalación de arenisca de cuarzo y lutita (turbiditas). La arenisca muestra estratificación cruzada y sus granos están bien clasificados y redondeados, lo cual implica considerable distancia de transporte o bien la necesidad de más de un ciclo de sedimentación. Estructuralmente ambas formaciones son muy parecidas y posiblemente han tenido una evolución estructural muy semejante. La Formación San José de Gracia se encuentra fuertemente plegada, mostrando pliegues asimétricos, pliegues cerrados y plegamiento disarmónico, el rumbo general de las capas es NW con inclinaciones preferentes al norte (Carrillo, 1971). Sin embargo, la Formación Venadillo muestra un rumbo general NE con inclinaciones al SE.

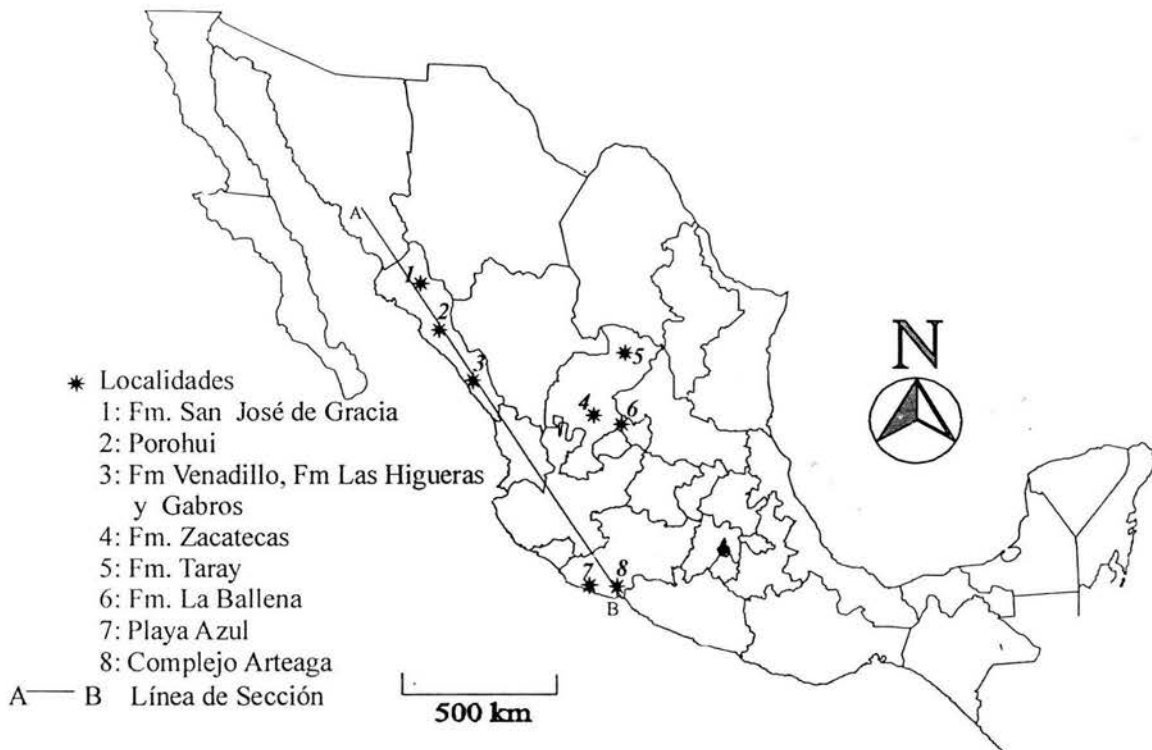
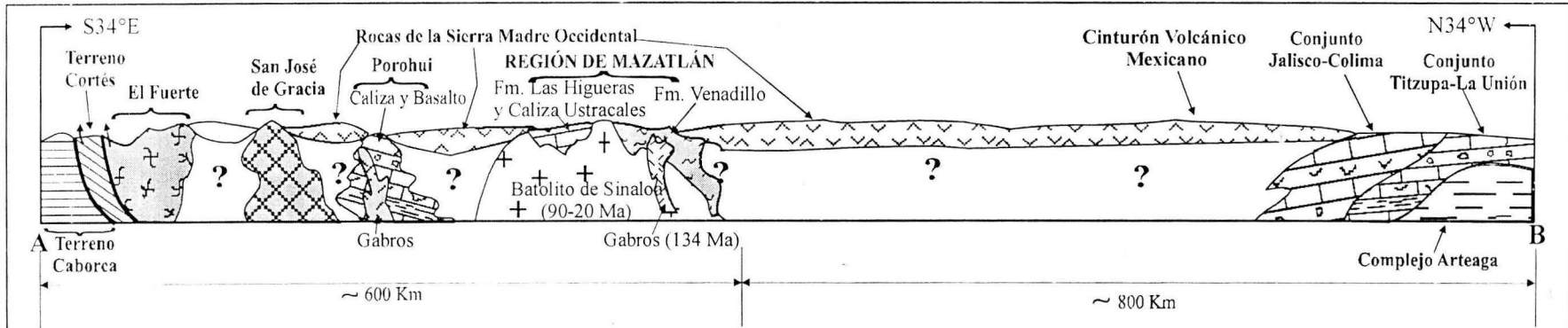


Figura 37: Localización de las diferentes unidades con las que se compararon las rocas de este trabajo y localización de la sección A-B de la figura 38.

Por otra parte, comparando la composición de las rocas sedimentarias de la Formación Venadillo con la de turbiditas siliciclásticas pertenecientes a otras unidades pre Jurásicas al oriente y sur del área estudiada, se observan ciertas similitudes. Entre estas con la Formación Taray, localizada al norte del Estado de Zacatecas (Figuras 37) (Díaz-Salgado, 2004), la cual está formada por areniscas ricas en cuarzo, al igual que con las rocas del basamento de otras zonas del Terreno Guerrero, definidas por Centeno-García (1994). Estas están constituidas por la Formación Zacatecas y el Complejo Arteaga (Formación Varales) las cuales, también están formadas principalmente por turbiditas siliciclásticas.

Centeno-García (1994) interpreta que los sedimentos clásticos del Complejo Arteaga y de la Formación Zacatecas fueron derivados a partir de una fuente continental evolucionada. Petrográfica e isotópicamente ($T_{DM} = 1.3$ a 1.5 Ga y $\epsilon Nd_0 = -6.8$ a -8.2) se pueden correlacionar con los datos obtenidos para las Formaciones Taray y Venadillo ($T_{DM} = 1.27$ a 1.45 Ga y $\epsilon Nd_0 = -7.8$ a -9.6). Posiblemente los sedimentos de todas las unidades antes mencionadas se derivaron de la misma fuente o de fuentes con igual composición existiendo la posibilidad de que hubieran sido depositados en cuencas asociadas contemporáneas. Sin embargo, la diferencia mayor entre la Formación Venadillo, con respecto a las Formaciones Taray y Zacatecas y al Complejo Arteaga es la presencia de flujos basálticos, lavas almohadilladas y volcanoclásticos presentes en estos últimos y que posiblemente se depositaron junto con la secuencia siliciclástica o fueron emplazados tectónicamente. Estos no se han encontrado en la Formación Venadillo, la cual presenta solamente diques deformados y cuerpos gabroicos, estos últimos considerados como post-deformación de la Formación Venadillo. En el presente, todas las unidades anteriormente mencionadas, se encuentran muy distantes entre sí, como se observa en la sección de la figura 38 y además, entre ellas existen otras rocas más jóvenes que interfieren para hacer una mejor correlación.



Terreno Caborca: Parte inferior compuesta por Gneises, esquistos y anfibolitas intrusionadas por granitos de 1.7-1.8 y 1.1 Ga. Parte superior compuesta por areniscas de cuarzo, dolomías y calizas, con estructuras estromatolíticas del Precámbrico Tardío al Paleozoico temprano (Stewart et al., 1984).

Terreno Cortés: Secuencia sedimentaria deformada, con facies de aguas profundas, de edad Ordovícico-Pérmico, acrecionadas al Terreno Caborca durante el Pérmico medio-Triásico Tardío (Poole et al., 1991).

El Fuerte: Secuencia sedimentaria con derrames de lava y tobas deformada (Esquisto de clorita y cuarzo, esquisto de albita y muscovita, pizarra y cuarcita) de edad Ordovícico (Mullan, 1978; Poole, 1993).

San José de Gracia: Secuencia de rocas sedimentarias marinas con metamorfismo de bajo grado o nulo, correspondiente a facies de esquistos verdes; consiste de pizarras, cuarcitas, calizas, pedernal y otras rocas arcillosas del Misisípico-Pensilvánico (Carrillo, 1971; Gastil, et al., 1991).

Porohui: Secuencia volcanosedimentaria (calizas arcillosas, lutitas calcáreas, pedernales con radiolarios e intercalaciones de calizas, tobas félsicas, lutitas silíceas y algunas grauvacas volcánicas y lavas basálticas almohadilladas), de edad Albiano; intrusionados por diques y cuerpos gabroicos (Ortega-Gutiérrez et al., 1979; Freydir et al., 1995).

Región de Mazatlán: Secuencia siliciclástica de lutita-arenisca de edad desconocida (Fm. Venadillo), calizas, volcanoclásticos y derrames andesíticos (Barremiano-Albiano?) y gabros del Valanginiano-Hauteriviano (Henry y Fredrikson, 1987).

Conjunto Jalisco-Colima: Rocas volcánicas y volcanoclásticas intercaladas con calizas, evaporitas y algunos lechos rojos de edad Berriasiano-Turoniano (Aguayo, 1983; Centeno-García et al., 2003).

Conjunto Titzupa-La Unión: Rocas volcánicas (lavas riolíticas, andesíticas y dacíticas) intercaladas con epiclásticos (areniscas y lutitas volcánicas y conglomerados) y estratos de caliza. Su edad es Albiano-Cenomaniano (Grajales y López, 1984; Centeno-García et al., 2003).

Complejo Arteaga: Compuesto por varias unidades litológicas (Litofacies): Varales (rocas siliciclásticas: lutitas negras, areniscas de cuarzo, pocos conglomerados y pedernal negro), Charapo (Cuerpos magmáticos afaníticos, flujos masivos y lavas almohadilladas basálticas), Jaltomate (volcanoclásticos verdes), Bocana (pedernal verde), Las Juntas (gabros, plagiogranitos) y bloques erráticos de caliza. de Posible edad Triásica (Centeno-García et al., 2003).

Batolito de Sinaloa: Rocas graníticas (dioritas, granodioritas y granitos) con edades que van de 102 a 19 Ma. (Henry y Fredrikson., 1987, Damon et al., 1973; Fredrikson, 1971).

Sierra Madre Occidental: Rocas volcánicas (Ignimbritas, tobas riolíticas, derrames andesíticos) de edad Cretácico Superior-Oligoceno (Henry et al., 1987, McDowell y Clabaugh, 1979, Damon et al., 1981).

Cinturón Volcánico Mexicano: Rocas Volcánicas de composición andesítica a dacítica de tipo calcoalcalino con edades del Mioceno al presente (Morán-Zenteno, et al., 2000)

Figura 38: Sección geológica (sin escala) a lo largo de la costa del pacífico, en la que se muestran las diferentes unidades mencionadas en el texto; la línea de sección se ubica en el mapa de la Figura 37.

El gráfico de la figura 39 muestra T_{DM} contra ϵNd_0 del Complejo y formaciones antes mencionados, en él se observa que los datos de estas unidades se agrupan en una zona. Cabe la posibilidad de que el cinturón Grenviliano (T_{DM} entre 1.3 y 1.4 Ga) sea la fuente principal de los sedimentos que dieron origen a las unidades antes mencionadas. Otra posible fuente es el Complejo Acatlán del Terreno Mixteco ($T_{DM}= 0.7$ a 1.6 Ga) o el núcleo de Sudamérica pero no hay datos isotópicos disponibles de América del sur (Centeno-García, 1994). Es muy probable que tanto las Formaciones Venadillo y Taray como el Complejo Arteaga se hayan derivado de áreas continentales localizadas en la parte este o central del núcleo de México, con una dirección de transporte este a oeste; no obstante, la edad estratigráfica de la Formación Venadillo aún es incierta y la de la Formación Taray tampoco ha sido constreñida.

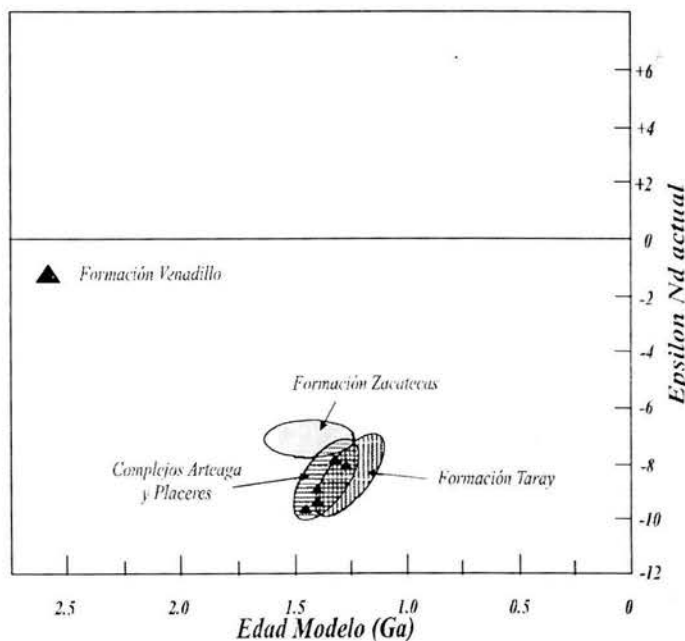


Figura 39: Diagrama T_{DM} contra ϵNd actual donde se compara la Formación Venadillo con las rocas del basamento del Terreno Guerrero (Centeno-García, 1994) y la Formación Taray (Díaz-Salgado, 2004).

En conclusión la Formación Venadillo tiene características similares tanto con las rocas del sur y centro de México, como con las que se encuentran al norte de Sinaloa, todas

pertenecientes a los basamentos del Terreno Guerrero. Sin embargo, no se observó en la Formación Venadillo la presencia de basaltos, lavas almohadilladas y volcanoclásticos como en las formaciones Taray, Zacatecas y Complejo Arteaga, ni unidades volcánicas, como las contenidas en las rocas metamórficas de El Fuerte. En contraste, en las rocas de las Formaciones San José de Gracia y Venadillo, no existe la presencia de flujos basálticos, lavas almohadilladas y volcanoclásticos, y aunque la relación directa con las rocas de San José de Gracia no se conoce, es muy posible que ambas secuencias tengan el mismo origen y formen ambas parte de los basamentos del terreno Guerrero.

6.1.2. Rocas Calcáreas y Volcanoclásticas

Es probable que los pequeños afloramientos de la Caliza Ustracales que se encuentran en la zona, sean contemporáneas o relativamente más jóvenes a las rocas volcanoclásticas de la Formación Las Higueras, localizadas al norte del área estudiada. Se analizó solamente una muestra volcánica de la Formación Las Higueras (M186: Derrame de tipo andesítico) debido a que toda la secuencia se encuentra afectada por metamorfismo de contacto. En la tabla 4 se presentan algunos datos sobre esta muestra y se compara con rocas volcánicas de la zona de Playa Azul y Porohui. Los derrames básicos de Playa Azul son rocas asociadas a arcos de islas con tipo de magmatismo muy variado, desde toleítico hasta calcoalcalino (Freydier *et al.*, 1995).

| Localidad | ϵNd_0 | REE (ppm) | $(La/Yb)_N$ | Tipo de Magmatismo | Ambiente Tectónico | Autor |
|---|---------------------------|-------------|-------------|---------------------------|--|-------------------------------|
| Andesita de Mazatlán (Fm. Las Higueras) | +4.5 (para 110 Ma) | 56.23 | 3.3 | Calcoalcalino | Arco de Islas | En este trabajo |
| Lavas máficas de Playa Azul | +2.4 a +9 (para 110 Ma) | 32 a 63 | 2.1 a 3.6 | Toleítico a Calcoalcalino | Arcos de islas oceánicas a Margen continental activa | Freydier <i>et al.</i> , 1997 |
| Intrusivos Gabroicos de Mazatlán | +1.4 a +3.3 (para 134 Ma) | 32.2 a 65.1 | 3.1 a 3.6 | Toleítico a Calcoalcalino | Arcos de Islas | En este trabajo |
| Intrusivos Gabroicos de Porohui | ----- | 106 a 128 | 0.8 a 12.2 | Calcoalcalino | Arcos de Islas (intraoceánico evolucionado) | Freydier <i>et al.</i> , 1995 |

Tabla 4: Comparación de la andesita (secuencia volcánica) e intrusivos gabroicos de Mazatlán con las lavas máficas de Playa Azul e intrusivos gabroicos de Porohui.

El derrame andesítico de Mazatlán, las lavas máficas del Playa Azul (Freydier *et al.*, 1997) y las tobas calcáreas y calcoturbiditas de Porohui (Gastil *et al.*, 1999) presentan un ligero a moderado enriquecimiento en LREE asociadas a suites magmáticos que van de toleíticos a calcoalcalinos con características transicionales de arcos de islas oceánicas a margen continental activa (Freydier *et al.*, 1997); sin embargo, las rocas de Porohui y Playa Azul contienen una anomalía negativa de Eu, no así la andesita de Mazatlán la cual expresa una anomalía de Eu ligeramente positiva (Figura 40).

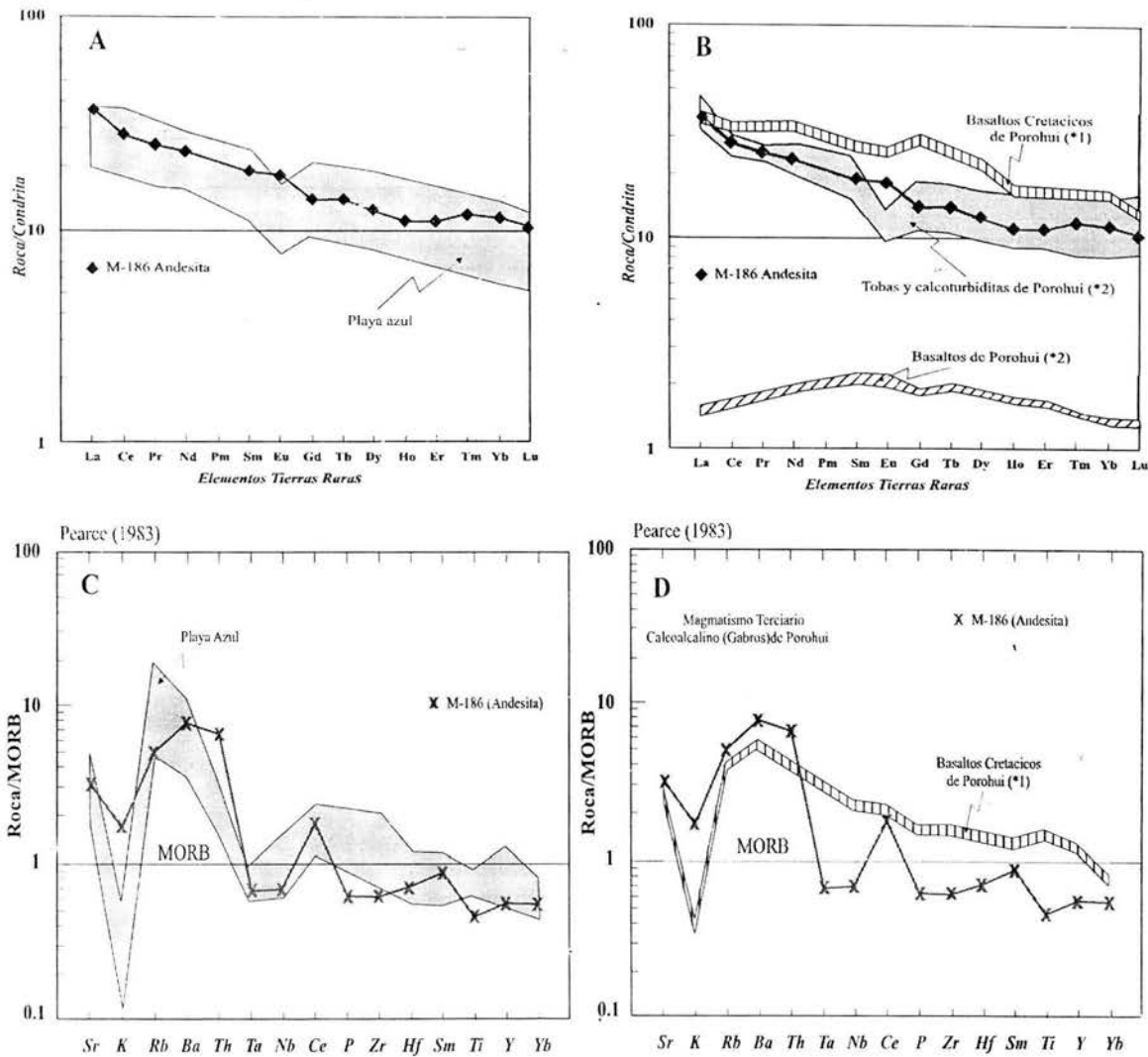


Figura 40: A,B - diagramas de Elementos de Tierras Raras normalizadas por Condrita (Evensen et al., 1978); C,D - diagramas de variación de Elementos Trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983); en los que se comparan las rocas de Mazatlán, Sin., Porohui, Sin. y Playa Azul, Michoacán. (*1): datos obtenidos por Freydier et al.,(1995); (*2): datos obtenidos por Gastil et al., (1999)

Gastil *et al.* (1999) y Freydier *et al.* (1995) le asignan una edad Cretácica a las lavas almohadilladas basálticas de Porohui, sin embargo, sus resultados geoquímicos son muy diferentes (Figura 39B): por un lado sugieren un magmatismo tipo MORB (Gastil *et al.*, 1999) y por el otro un magmatismo tipo arco (Freydier *et al.*, 1995); exhibiendo un mayor enriquecimiento en elementos traza inmóviles y Tierras Raras Pesadas a los datos obtenidos

para el derrame andesítico de Mazatlán; de cualquier forma, ambos son diferentes a los datos obtenidos para la muestra de Mazatlán.

Las lavas almohadilladas de Porohui y las rocas de Playa Azul son de edad Jurásico-Cretácico (Freydier *et al.*, 1997), pero no se tiene la edad de la muestra aquí analizada (derrame andesítico) aunque posiblemente se encuentra entre Hauteriviano y Cenomaniano, es decir, < 134 Ma, pero >100 Ma (edades de emplazamiento de los intrusivos gabroicos y granodioríticos-dioríticos respectivamente, propuestas por Henry y Fredrikson, 1987) si se considera que los intrusivos gabroicos estudiados en el área de Mazatlán, son más antiguos que la andesita.

Por otro lado, comparando la geoquímica del derrame andesítico con las rocas intrusivas gabroicas de Porohui estudiadas por Freydier *et al.* (1995), los diagramas de Tierras Raras y Trazas indican la misma tendencia para las dos localidades (Figura 41): ambas presentan magmatismo calcoalcalino, ligero enriquecimiento de LREE, anomalía ligeramente positiva de Eu con un enriquecimiento selectivo de elementos incompatibles de potencial iónico bajo (Sr, Rb, Ba y Th) y una abundancia baja de la mayoría de los elementos de potencial iónico alto (Ta, Nb, P, Zr, Hf, Ti, Y, Yb) con respecto a MORB (Figura 41).

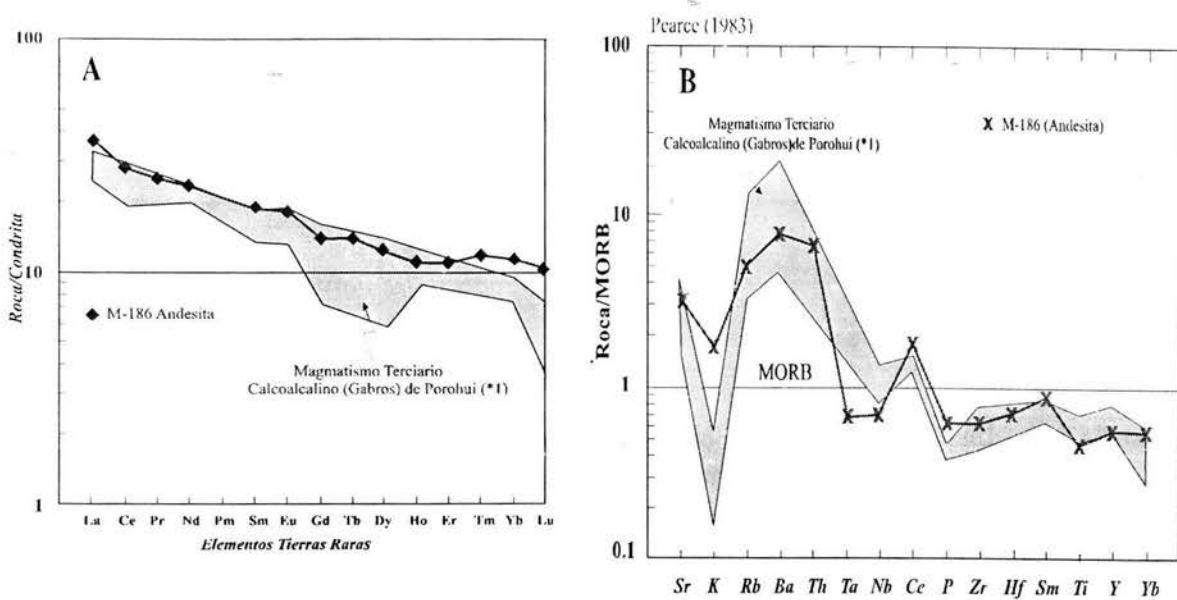


Figura 41: A- Diagrama de Elementos de Tierras Raras normalizadas por Condrita (Evensen et al., 1978); B- diagrama de variación de Elementos Trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983) en los que se comparan las rocas de Mazatlán, Sin (este trabajo) y de Porohui, Sin. (Freydier et al., 1995). (*1): datos obtenidos por Freydier et al.,(1995).

La edad de los intrusivos gabroicos de Porohui no está bien establecida, Freydier *et al.* (1995) tentativamente les asignan una edad Cenozoica por el hecho de que éstos cuerpos cortan a rocas cretácicas (Lavas almohadilladas). Sin embargo, geoquímicamente son muy similares al derrame andesítico antes mencionado y a los intrusivos gabroicos (de 134 Ma) del área de Mazatlán.

6.1.3. Rocas Intrusivas

Henry y Fredrikson (1987) realizaron fechamientos K-Ar en hornblendas de dos muestras de rocas pertenecientes a los intrusivos gabroicos obteniendo una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior (134 Ma) a la que consideran como su edad de emplazamiento, otra opción que plantean es que sea la edad de enfriamiento seguido por metamorfismo regional. Sin embargo, dichas muestras no presentan un metamorfismo evidente. Por otra parte, las edades modelo de Nd calculadas en este trabajo pertenecientes a estos intrusivos

(Loma Colorada y La Noria) van de 1.06 a 0.79 Ga, con valores de ϵNd_i que varían de +1.4 a +3.3. Si se considera la edad calculada por Henry como su edad de emplazamiento, entonces es probable que las rocas han sufrido contaminación cortical y tomando en cuenta su carácter toleítico-calcoalcalino es posible que dichas rocas se emplazaran en un arco magmático.

Geoquímicamente las lavas máficas de Playa Azul y los intrusivos Gabroicos de Mazatlán y Porohuí son muy parecidos: el diagrama de Tierras Raras (Figura 42) muestra un enriquecimiento de LREE, con una curva general de suites toleíticos a calcoalcalinos y características geoquímicas transicionales entre arcos de islas y márgenes continentales activos (Freydier, *et al.*, 1997); una diferencia es que las lavas máficas de Playa Azul tienen una anomalía negativa de Eu.

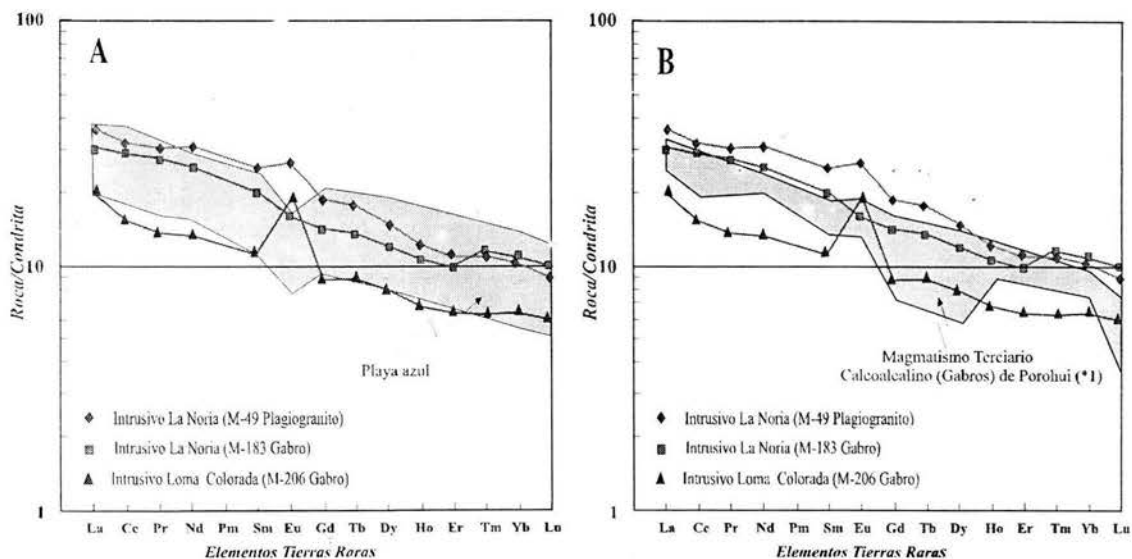


Figura 42: Diagrama de Elementos de Tierras Raras normalizadas por Condrita (Evensen *et al.*, 1978); A: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con lavas máficas de Playa Azul; B: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con intrusivos gabroicos de Porohuí, Sin. (mismas referencias que tabla 4)

El diagrama de variación de elementos traza (Figura 43) indica grandes similitudes entre las localidades comparadas, aunque las rocas de Playa Azul tienen un ligero

enriquecimiento de algunos elementos de potencial iónico alto con respecto a las de Porohui y Mazatlán.

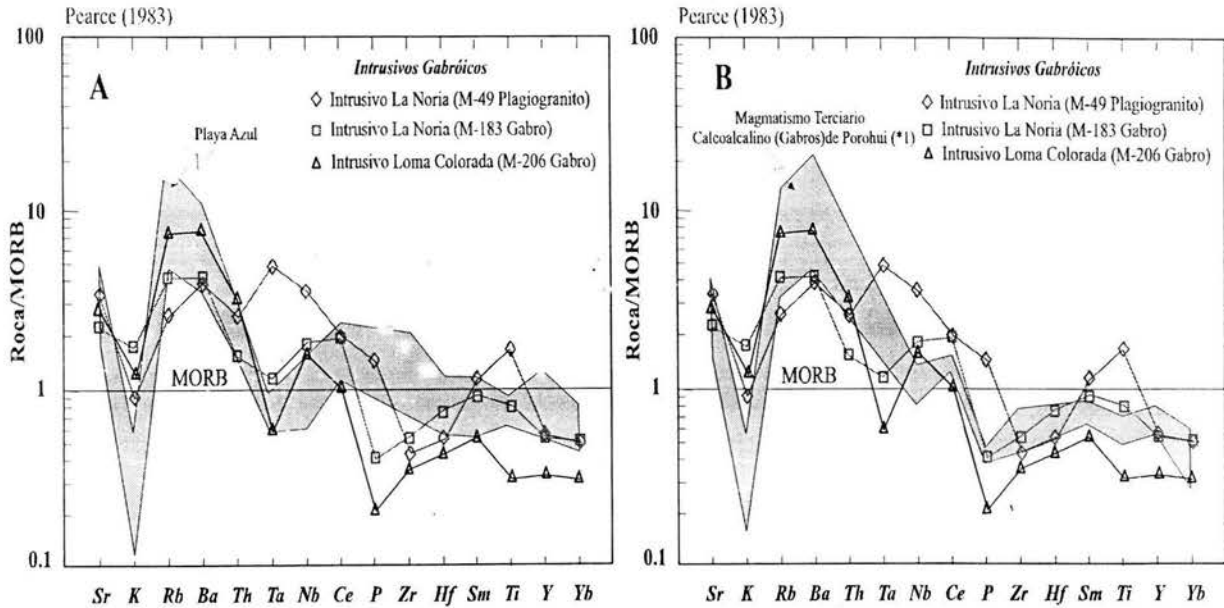


Figura 43: Diagrama de variación de Elementos Trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983); A: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con lavas máficas de Playa Azul; B: comparando Intrusivos gabroicos de Mazatlán con intrusivos gabroicos de Porohui, Sin. (mismas referencias que tabla 4)

Considerando que las lavas máficas de Playa Azul y los intrusivos gabroicos de Mazatlán son del Cretácico Inferior (Freydier *et al.*, 1997; Henry y Fredrikson, 1987) y que ambos conjuntos de rocas son geoquímicamente iguales a los intrusivos gabroicos de Porohui, es probable que los tres pertenezcan al mismo evento magmático y tal vez la edad de los intrusivos de Porohui sea correlacionable con la de Playa Azul y Mazatlán y no Cenozoicos como lo habían propuesto anteriormente (Freydeir *et al.*, 1995).

Es necesario aclarar que la secuencia de Playa Azul también contiene derrames de lavas félsicas con una geoquímica heterogénea (no se utilizó en esta comparación); por lo cual, algunos autores han sugerido que estas rocas fueron edificadas probablemente en un basamento de corteza oceánica engrosada por sedimentos (Freydier *et al.*, 1997).

Los intrusivos Puente Quelite y Ébanos aparentemente están asociados a un evento magmático más joven que el que dio lugar a los cuerpos gabroicos. Esto es inferido por las fechas obtenidas por Henry (1975) en un cuerpo que aparentemente es Puente Quelite (según descripción petrográfica, ya que su posición geográfica no es clara), con edad de 92.4 ± 2.1 (K-Ar, en hornblenda). Este magmatismo presenta una geoquímica similar a la obtenida por Schaaf para el batolito de Vallarta, de la misma edad (Schaaf *et al.*, 2003).

Por otra parte, las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los intrusivos gabroicos son menores con respecto a los diques y a la diorita Puente Quelite, con lo que se podría concluir que los últimos (diques y diorita Puente Quelite) tuvieron una asimilación cortical menor. Es posible que los diques máficos se emplazaran rápidamente y sufrieran una menor contaminación que los intrusivos gabroicos; además es probable que la corteza haya sufrido un rejuvenecimiento debido a un emplazamiento plutónico generalizado durante el Cretácico Inferior; por lo tanto, el volumen de material diferenciado del manto e incorporado a la corteza provocó el aumento del valor promedio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Otra opción es que los gabros sufrieron una diferenciación y/o cristalización fraccionada distinta a la de los otros cuerpos. Como la diorita Puente Quelite es más joven que los Intrusivos Loma Colorada y La Noria probablemente el magma proveniente del manto del que se derivó la diorita Puente Quelite transitó por una corteza rejuvenecida; por lo tanto la menor contaminación cortical es solo aparente. Otra posible interpretación al problema de la menor contaminación cortical aparente de diques y diorita podría ser un proceso de adelgazamiento de la corteza continental (Morán-Zenteno, 1992).

No se realizó un estudio detallado de otros cuerpos intrusivos más félsicos que forman parte del Batolítico de Sinaloa y dentro del cual se encuentran como colgantes las rocas estudiadas, debido a que no eran el objeto de estudio y a que la mayoría de los

cuerpos (graníticos) que afloran en el área de estudio están muy intemperizados. Henry *et al.* (1987) concluyen que el Batolito de Sinaloa ha tenido varios eventos intrusivos, los cuales van desde el Albiano superior al Mioceno inferior (102-19 Ma). Tampoco se realizó un estudio detallado de las rocas volcánicas Cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental, las cuales descansan discordantemente sobre las rocas pre-cenozoicas estudiadas.

6.2. Evolución Tectónica

Considerando las características de las rocas estudiadas en este trabajo y su posible correlación con rocas del Terreno Guerrero, probablemente las rocas de la zona de Mazatlán tengan inicialmente una evolución tectónica conjunta con las rocas de San José de Gracia. Aunque no se cuenta con la edad de la Formación Venadillo ni con la geoquímica de San José de Gracia, es más factible hacer una correlación entre ambas que con las rocas pertenecientes al basamento del Terreno Guerrero en la parte sur (Complejo Arteaga) ó con las rocas de El Fuerte (norte de Sinaloa) debido a lo siguiente: a) Las rocas de las Formaciones Venadillo y San José de Gracia posiblemente se depositaron en el talud y no contiene flujos basálticos, ni lavas almohadilladas y además, la Formación San José de Gracia tiene una edad del Carbonífero; b) Las rocas del Complejo Arteaga son de edad Triásica, contienen flujos basálticos y lavas almohadilladas y probablemente se depositaron en una cuenca marina con facies distales (Centeno-García; 1994); y c) Las rocas de El Fuerte, son del Ordovícico, están muy deformadas y también contienen rocas volcánicas (flujos de lava y tobas). Debido a que no se conoce la edad de la Formación Venadillo entonces no podemos ubicarla en el tiempo, sin embargo, tentativamente se ubica entre el Paleozoico superior y el Triásico (Tabla 5).

| ERA | PERIODO/SERIE | Ma | Orogenias | SUR DE ARIZONA | SONORA | SUR DE SONORA | SINALOA | ÁREA DE ESTUDIO | |
|--------------|---------------|--------------|------------|------------------------------|---|---|---|---|--|
| CENOZOICO | CUATERNARIO | HOLOCENO | | Aluvión Basaltos y Clásticos | Aluvión Basalto | Aluvión Basaltos | Aluvión Basaltos y Clásticos | Aluvión | |
| | | PLEISTOCENO | 1.8 | Conglomerado Gila | Fm. Lista Blanca | Fm Lista Blanca | Fm. Homillos | Basaltos y Clásticos | |
| | NEOGENO | PLIOCENO | 5.3 | | Fm. Baucarit | Fm. Baucarit | Fm. Maune | Conglomerado | |
| | | MIOCENO | 23.03 | | Discordancia | Discordancia | Discordancia | Discordancia | |
| | PALEOGENO | OLIGOCENO | 33.9 | | Rocas Volcánicas (Riolitas y Andesitas) | Rocas Volcánicas (Ignimbritas) | Rocas Volcánicas (tobas ríolíticas/Basaltos) | Rocas Volcánicas (Ignimbritas) | Rocas Volcánicas (Ignimbritas) |
| | | EOCENO | 55.8 | | Rocas intrusivas (Granitos) | Rocas Intrusivas (Granitos) | Complejo Batolítico (56-63 Ma) | | |
| | | PALEOOCENO | 65.5 | | | Discordancia | Discordancia | Fm. San Blas | |
| | | MAESTRICIANO | 70.6 | | | | | | |
| | MESOZOICO | CRETACICO | CAMPANIANO | | | | | Rocas Intrusivas (Granodioritas) | Rocas Intrusivas (Dioritas, Granodioritas, Granitos) |
| | | | SANTONIANO | 83.5 | | Rocas Volcánicas (Ignimbritas) | Fm. Potrero | Fm. Tarahumara (Rocas Volc. intercaladas con Calizas y Areniscas Lacustres) | |
| CONIACIANO | | | 85.8 | | | Fm. Tarahumara | | | |
| TURONIANO | | | 89.3 | | | | | | |
| CENOMANIANO | | | 93.5 | | Rocas Intrusivas (Granitos) | | | | |
| ALBIANO | | | 99.6 | | | Fm. Palmar | | Porohui (tobas, calizas, lavas almohadilladas) | Intrusivos sintectónicos (Dioritas-Granodioritas) |
| APTIANO | | | 112 | | | | | | |
| BARREMIANO | | | 125 | | | | | | |
| HAUTERIVIANO | | | 130 | | | | | | |
| VALANGINIANO | | | 136.4 | | | | | | |
| BERRIASIANO | | 140.2 | | | | | | | |
| JURASICO | | SUP'RRIOR | 145.5 | | Grupo Bisbee | | | | |
| | | MEDIO | 161.2 | | Discordancia | | | | |
| | | INFERIOR | 175.6 | | | Fm. Represo | | | |
| | TRIASICO | SUPERIOR | 199.6 | | Rocas Volcánicas | | | | |
| MEDIO | | 228 | | | Discordancia | Grupo Barranca (Cg., arenisca de Cuarzo, lutitas negras con carbon) | Complejo Sonoban (gneis, anfibolita, migmatita) | Diques Máficos | |
| INFERIOR | | 245 | | | | | | | |
| PALEOZOICO | PERMICO | 251 | | Discordancia | Discordancia | | | | |
| | PENNSYLVANICO | | | Grupo Naco | | | | Fm. Venadillo (Lutita-Arenisca) | |
| | MISISIPICO | | | | Caliza El Tigre | | | | |
| | DEVONIANO | | | | Caliza Puertecitos | | | | |
| | SILURIACO | | | Caliza Escabrosa | | | | | |
| | ORDOVICICO | | | Fm. Martín | Fm. Murcielago | Indiferenciado (Calizas, Lutitas y Limolitas) | | | |
| | CAMBRICO | | | Discordancia | Discordancia | | | | |
| | | | | Fm. Abrigo | Caliza y Lutita | | | | |
| | | | | Cuarcita Bolsa | Caliza Esperanza | | Metasedimentos (El Fuerte) | | |
| | PRECAMBRICO | 542 | | Discordancia | Discordancia | | Discordancia | | |

Tabla 5: Correlación de columnas estratigráficas de las regiones de Sinaloa, Sonora y sur de Arizona. Las flechas indican la posible edad de los eventos de deformación para las rocas estudiadas en este trabajo. Compilada en base a datos de McDowell et al.(1997), McDowell et al. (2001), Damon et al. (1983), McDowell y Roldán (1993), Stewart et al. (1990), Roldán-Quintana (2002).

Haciendo un paréntesis, es posible que las rocas de El Fuerte, Sinaloa, pertenezcan al Terreno Cortés y se deformaron durante la acreción del Terreno Cortés sobre el Caborca (Figura 38) entre el Pérmico medio y Triásico Superior (Poole *et al.*, 1993). Otra opción es que las rocas de El Fuerte no pertenezcan al Terreno Cortés y se hayan deformado durante el Jurásico Inferior conjuntamente con las unidades del basamento del terreno Guerrero (Arteaga, Zacatecas y Taray) debido a la acreción de arcos de islas, que estaban separados por mares marginales, al oeste de la región del núcleo de México

Después del depósito de la Formación Venadillo se presenta la intrusión de diques alcalinos, asociados posiblemente al arco del Jurásico Medio (180-170 Ma.) localizado en Sonora (Roldan-Quintana, 2002); la deformación, D₁, de ambas unidades pudo haber ocurrido entre los 160 y 140 Ma, durante ese periodo en el NW de Norteamérica se presentó la orogenia Nevadiana (Tabla 5).

Durante el Jurásico Superior-Cretácico Medio al oeste de México se desarrolla una zona de subducción con vergencia al este la cual dio origen a la formación de un nuevo arco y probablemente al emplazamiento de plutones contemporáneos que intrusionan a las unidades siliciclásticas previamente deformadas (Figura 38). Es posible que las rocas gabroicas (134 Ma) descritas en este trabajo estén asociadas a este evento. Este magmatismo es el que define el conjunto de arco del Terreno Guerrero, al cual probablemente pertenecieron las rocas volcánicas de la Formación Las Higueras en la zona de Mazatlán (Figura 44). También en este periodo (Berriasiano-Turoniano) se depositan las rocas calcáreas con intercalaciones de flujos de lavas de la región de Porohui y de las regiones más al sur de la sección mostrada en la Figura 38.

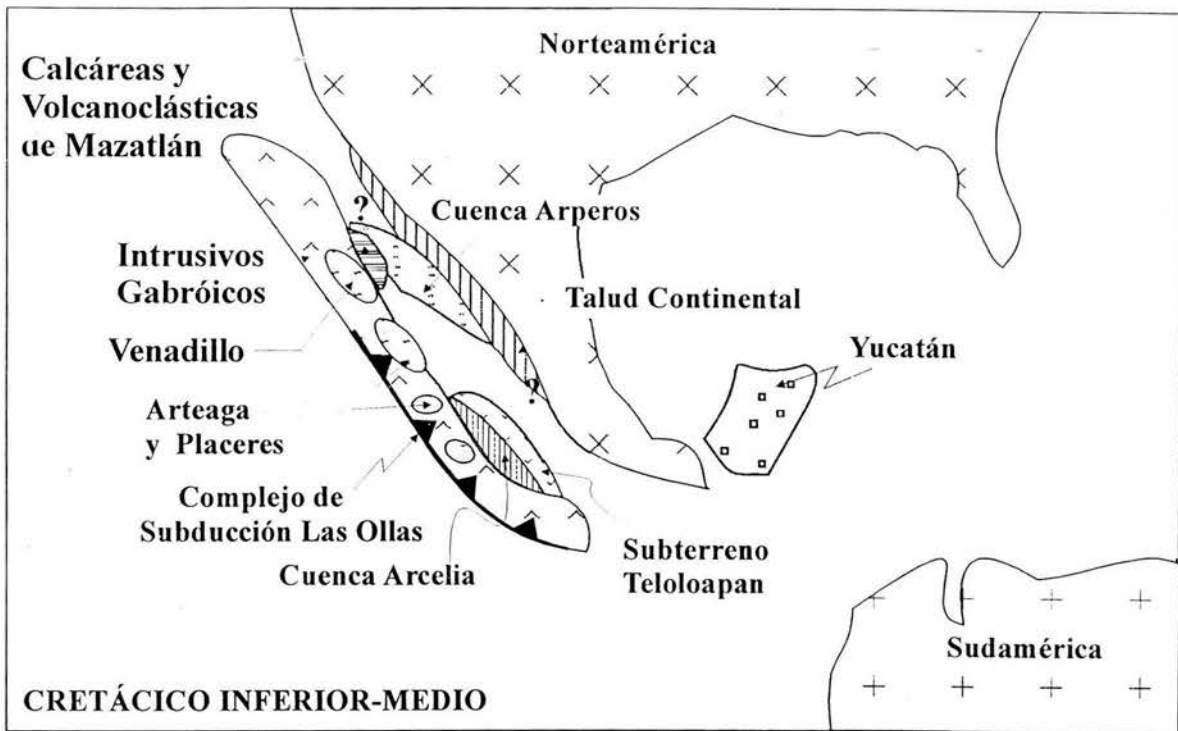


Figura 44: Reconstrucción Paleogeográfica de la margen oeste de México durante el Cretácico Inferior-medio. Se integran las rocas estudiadas en éste trabajo (Modificado de Centeno-García, 1994)

Para el Cretácico Superior se desarrolla el evento orogénico. Este se ha interpretado como la extensión del evento Laramídico y aparentemente es cuando se consolida el Terreno Guerrero con el núcleo de México. Las rocas del área de Mazatlán tienen estructuras aparentemente originadas por dicho evento compresivo, sin embargo, las edades de los intrusivos Puente Quelite y Ébanos, tal vez asociado a dicha orogenia, se emplazan entre el Cenomaniano-Coniaciano (100-86 Ma), este rango de edad corresponde con las edades de deformación de la Orogenia Sevier, más que con las edades del evento Larámide, el cual ocurrió principalmente en el Maestrichtiano-Paleógeno (Tabla 5).

Por último el evento en el que se desarrollaron fallas normales y laterales que afectan a los plutones cenozoicos y a las ignimbritas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental, es posible que dicho evento este asociado con la apertura del Golfo de California.

CONCLUSIONES

Las rocas pre-cenozoicas identificadas en el área de estudio son: 1) una secuencia siliciclástica denominada Formación Venadillo; 2) rocas calcáreas recrystalizadas denominadas Caliza Ustracales; 3) una secuencia volcániclaística perteneciente a la Formación Las Higueras; y 4) una serie de intrusivos máficos denominados Loma Colorada, La Noria, Ébanos, Puente Quelite, además de un conjunto de diques máficos.

La Formación Venadillo es la unidad más antigua que aflora en el área y es interpretada como depósitos turbidíticos en una zona distal de un abanico submarino. Se identificó al menos un evento de deformación más antiguo en la Formación Venadillo, que afecta también a un conjunto de diques máficos de edad desconocida. Aunque no logró determinarse su edad estratigráfica se considera como pre-Jurásico Superior. Esta unidad muestra características litológicas y estructurales muy similares a las rocas paleozoicas del norte de Sinaloa (Formación San José de Gracia).

La lutita y arenisca de la Formación Venadillo tienen Edades Modelo (Nd) y ENd_0 que indican una fuente de procedencia del cratón, semejante a la de las rocas siliciclásticas de las Formaciones Zacatecas, Varales, Taray y Complejo Arteaga e isotópicamente se observa que los sedimentos de todas las unidades anteriores se derivaron de un cinturón orogénico reciclado, siendo el más probable el cinturón Grenviliano.

Las relaciones de contacto de la Formación Venadillo con los cuerpos Loma Colorada, La Noria, Ébanos y diques máficos es de carácter intrusivo y en ocasiones tectónico (zonas de cizalla con desplazamiento lateral), el intrusivo Puente Quelite no se encuentra en contacto directo con las rocas de dicha secuencia. El contacto de la Formación Venadillo con la Caliza Ustracales y la Formación Las Higueras probablemente es discordante.

Los cuerpos intrusivos Loma Colorada y La Noria, son de composición gabraica y presentan un magmatismo que va de toleítico a calcoalcalino, ligeramente enriquecidos en tierras raras ligeras, con valores de La_N/Yb_N de 2.9 a 3.6, y de $\epsilon Nd_{134} = +1.4$ a $+3.3$, por lo cual se considera que forman parte de un arco magmático. La edad de emplazamiento de estos intrusivos es Hauteriviano (133.8 ± 3 Ma, Henry y Fredrikson, 1987), por lo cual, sus $T_{DM} = 1.06$ a 0.78 Ga, indican que estos intrusivos (Loma Colorada y La Noria) fueron contaminados con materiales corticales más antiguos o sufrieron cristalización fraccionada.

Es muy posible que las rocas de la Caliza Ustracales y la Formación Las Higueras sean contemporáneas entre sí, de edad aparentemente pre-Cenomaniano, debido a que se consideran más antiguas que los intrusivos sintectónicos del Batolito de Sinaloa. La geoquímica de los derrames andesíticos incluidos en la secuencia de la Formación Las Higueras indica un magmatismo de arco de carácter calcoalcalino probablemente correlacionable con las rocas del arco Cretácico Inferior de las regiones de Playa Azul, Michoacán y Porohui, Sinaloa.

Considerando que las lavas máficas de Playa Azul y los intrusivos gabraicos de Mazatlán (gabros Loma Colorada y La Noria) son del Cretácico Inferior (Freydier et al., 1997; Henry y Fredrikson, 1987) y que ambos conjuntos de rocas son geoquímicamente iguales a los intrusivos gabraicos de Porohui, es probable que todos pertenezcan al mismo evento magmático. El origen de los cuerpos gabraicos probablemente está ligado a los emplazamientos plutónicos generalizados al suroeste de México durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior asociados al arco magmático del Terreno Guerrero.

Tanto los gabros Loma Colorada y La Noria como la Caliza Ustracales y la Formación Las Higueras, al igual que su basamento (Formación Venadillo) fueron plegados y deformados probablemente durante el Cretácico Superior (alrededor de los 90Ma).

Los intrusivos Loma Colorada y La Noria representan un evento magmático más antiguo que el de los intrusivos Puente Quelite y Ébanos. El intrusivo Puente Quelite es un cuerpo diorítico con bandeamiento magmático y deformación frágil emplazado probablemente durante ó inmediatamente después del evento que afectó a las unidades previas (D₂), y no es el basamento ortognésico como lo consideraron Henry y Fredrikson (1987).

El Intrusivo Ébanos es un cuerpo diorítico a tonalítico con foliación exclusivamente en la zona de contacto con las areniscas de la Formación Venadillo, causada por una deformación de desplazamiento lateral, D₄, y tampoco forma parte del basamento como lo habían considerado anteriormente (Henry y Fredrikson, 1987), ya que éste intrusivo contiene xenolitos de arenisca de la Formación Venadillo. Se considera que los intrusivos Puente Quelite y Ébanos pertenecen a las rocas sintectónicas del Batolito de Sinaloa y su posible edad es Cenomaniano-Coniaciano.

Las rocas intrusivas en general (gabros, diques y diorita) muestran una geoquímica típica de magmatismo que va de calcálico a calcoalcalino y de un ambiente tectónico transicional entre arcos de islas oceánicas y márgenes continentales activas.

REFERENCIAS

- Aguayo-Camargo, J.E., 1983, *Integración y análisis de la información geológica-geofísica de la Cuenca Jalisco-Colima*; México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, technical report (No publicado).
- Almazán-Vázquez, E., 1988a, *Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California*; Universidad Nacional Autónoma de México; *Revista del Instituto de Geología*, v. 7, p. 41-51.
- Almazán-Vázquez, E., 1988b *Geoquímica de las Rocas Volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte*; Universidad Nacional Autónoma de México; *Revista del Instituto de Geología*, v. 7, p. 78-88.
- Allison, E.C., 1955, *Middle Cretaceous gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico*; *Journal of Paleontology*, v. 29, p. 400-432.
- Anderson, T.H. and Schmidt, V. A., 1983, *The evolution of middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean sea region during Mesozoic time*; *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Anderson, T.H.; McKee, J.W.; Jones Norris, W., 1990, *Jurassic (?) Melange in North-Central Mexico. Abstracts with programs. 86 Annual Meeting Cordilleran Section*. v. 22, no. 3.
- Barboza-Gudino, J.R.; Tristán-González, M.; Torres-Hernandez, J.R., 1998, *The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico*; *Geofísica Internacional* v. 37, no.4, p. 283-292.
- Bartolini, C.; Cantú-Chapa, A.; Lang, H.; Barboza-Gudino, R., 2001, *The Triassic Zacatecas Formation in Central Mexico: Paleotectonic, Paleogeographic, and Paleobiogeographic implications*, *AAPG Memoir* 75, p. 295-315.
- Blickwede, J. F., 2001, *The Nazas Formation: A Detailed Look at the Early Mesozoic Convergent Margin along the Western Rim of the Gulf of Mexico Basin*. *AAPG Memoir* 75, pp 317-342.
- Bonneau, M., 1971, *Una nueva área cretácica fosilífera en el estado de Sinaloa*; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 32, p. 159-167.
- Burckhardt, C. y Scalia, S., 1906, *Géologie des environs de Zacatecas*; 10th Int. Geol. Cong., Mexico, *Excursion guidebook* 16, 26 p.
- Cameron, M.; Bagby, W.C.; Cameron, K.L., 1980, *Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites or the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico*; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 271-284.
- Campa, M.F.; Ramirez, J.; Bloome, C., 1982, *La secuencia volcanico-sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiniano-Carnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán*; *Sociedad Geológica Mexicana, VI Conv. Nal.*; Abstracts, p. 48.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., 1983, *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*; *Canadian Journal of Earth Sciences*; v. 20, p. 1040-1051.
- Carrillo-Martínez, M., 1971, *Geología de la Hoja San José de Gracia, Sinaloa*; Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad e Ingeniería; *Tesis de Licenciatura*; 56 p.
- Centeno-García, E., 1994, *Tectonic Evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico*; [Ph.D. dissertation]: The University of Arizona, 220 p.
- Centeno-García, E.; Corona-Chávez, P.; Talavera-Mendoza, O.; Iriondo, A., 2003, *Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane – a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México*; in *Geologic Transects across Cordilleran México, Guide book for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America Bulletin, Mexico, D.F., April 4-6, 2003*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Publicación Especial* 1, *Field trip* 9, p. 201-228.
- Centeno-García, E. y Silva-Romo, G., 1997, *Petrogenesis and Tectonic Evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time*; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*; v. 14; no. 2; p. 244-260.
- Centeno-García, E.; Ruiz, J.; Coney, P.J.; Patchett, P.J.; Ortega-Gutiérrez, F., 1993a, *Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data*; *Geology*, v. 21, p. 419-422.
- Centeno-García, E.; García, J.L.; Guerrero, S.M.; Ramirez, E.J.; Salinas, P.J.C.; Talavera-Mendoza, O., 1993b, *Geology of the southern part of the Guerrero terrane, Ciudad Altamirano-Teloloapan area*, in Ortega-Gutiérrez, F., et al., eds., *Terrane geology of southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Gto. México, Guidebook of Field Trip* B, p.22-332.

- Clabaugh, S.E., 1972, *Geologic road log; Durango to Mazatlan*; Sociedad Geológica Mexicana, IIA Convención Nacional; Mem., p. 80-95.
- Clark, K.F., 1971, *Geología de la hoja Sinaloa de Leyva; Atlas del Instituto de Geología, UNAM.*
- Clark, K.F.; 1976, *Geologic section across Sierra Madre Occidental Chihuahua to Topolobambo, Mexico*; New Mexico Geological Society Special Publication, no.6, p. 26-68.
- Clark, K.F.; Damon, P.; Islas, J., 1981, *Geology and mineral deposits of southern Sonora and the Sonoran Sierra Madre Occidental*; Geological Society of America Bulletin Field Trip Guide no. 11 for the Cordilleran Section meeting, p. 369-426.
- Clark, K.F., Foster, C.T., and Damon, P.E., 1982, *Cenozoic mineral deposits and subduccion-related magmatic arcs in Mexico*; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533-544.
- Córdoba-Méndez D. A., 1964, *Geology of Apizolaya Quadrangle (East Half), Northern Zacatecas, México.* Faculty of the Graduate School of The University of Texas. Master of Arts Thesis. 111 p.
- Cox, K.G.; Bell, J.D.; Pankhurst, R.J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*; London; Allen and Unwin, 450 p.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Clark, K.F., 1981, *Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera*; Arizona Geological Society Digest, v.14, p. 137-154.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Roldán-Quintana J.; 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, Z. y Kent, B.H., 1961, *Mapa Geológico de reconocimiento y secciones estructurales de la región de San Blas y El Fuerte, estados de Sinaloa y Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, no. 4, escala 1:1,000,000.*
- De Cserna, Z., 1978, *Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, estados de Guerrero y México*; Sociedad Geológica Mexicana; Libro guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, p. 1-25.
- Díaz-Salgado, C., 2004, *Caracterización Tectónica y Procedencia de la Formación Taray, región de Pico de Teyra, estado de Zacatecas*; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Tesis de Maestría, p.
- Dickinson W.R., 1981, *Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera*; in Dickinson, W.R.; Payne, W.D., eds. *Relations of tectonics to ore deposits in southern Cordillera*; Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 113-135.
- Dickinson, W.R. y Lawton, T.F., 2001, *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico*; Geological Society of America Bulletin, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.
- Dumble, E.T., 1900, *Notes on the geology of Sonora, Mexico*; American Institute of Mining Engineers Transactions, v. 29, p. 122-152.
- Ferrusquia-Villafranca, I.; Applegate, S.P.; Espinoza-Arrubarrena, L., 1978, *Rocas Volcanosedimentarias Mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México*; Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, v. 2(2), p. 150-162.
- Freydier, C.; Lapierre, H.; Tardy, M.; Coulon, Ch.; Martínez-Reyes, J.; Orsini, J.B., 1995, *Les Formations Magmatiques de Porohui (Sinaloa): Témoins de L'évolution géodynamique Mésozoïque et Tertiaire des Cordillères Mexicaines*; C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, série IIA, p. 529-536.
- Fredrikson, G., 1971, *Geology of the huixtes and la Mision Quadrangles, northernmost Sinaloa, Mexico. [Ph.D. dissertation]*; The University of Texas at Austin.
- Freydier, C.; Lapierre, H.; Briquet, L.; Tardy, M.; Coulon, Ch.; Martínez-Reyes, J., 1997, *Volcaniclastic Sequences with Continental Affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero Intra-oceanic Arc Terrane (Western Mexico)*; The Journal of Geology, v. 105, p. 483-502.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.P.; Allison, E.C., 1975, *Reconnaissance geology of the State of Baja California*; Geological Society of America Memoir, no. 140.
- Gastil, R.G. y Krummenacher, D., 1977, *Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino*; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 189-198.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, D.; Jensky, W.A., 1978, *Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico*; Geological Society of America Bulletin; Map and Chart Series MC-24, 8 p., scale 1:200,000.
- Gastil, G.; Miller, R.H.; Anderson, P.; Crocker, J.; Campbell, M.; Buch, P.; Lothringer, C.; Leier-Engeldardt, P.; DeLatre, M.; Hoobs, J.; Roldán-Quintana, J., 1991, *The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California*, in Perez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., eds, *Studies of*

- Sonoran Geology; Geological Society of America Special Paper 254; Boulder, CO, Geological Society of America, p. 7-16.
- Gastil, G.; Rector, R.; Hazelton, G.; Al-Riyami, R.; Hanes, J.; Farrar, E.; Böhnel, H.; Ortega-Rivera, A.; García-Guzmán, J., 1999, Late Cretaceous pillow basalt, siliceous tuff and calc-turbidite near Porohui, northern Sinaloa, Mexico; 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. 145-150.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics* Springer-Verlag; Berlin, 389 p.
- Grajales, M. y López, M., 1984, *Estudio Petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco*; IMP Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160 (inédito, referencia tomada de Freydier et al., 1997).
- Henry, C.D. y Fredrikson, G., 1972, *Edades de intrusiones Sinaloa, México*; Memoria Resumen Congreso Sociedad Geológica Mexicana, p. 155-156.
- Henry, C.D., 1975, *Geology and Geochronology of the granitic batholithic Complex, Sinaloa, Mexico*; [Ph.D. dissertation] University of Texas at Austin, 159 p.
- Henry, C.D., 1986, *East-northeast-trending structures in western Mexico: Evidence for oblique convergence in the late Mesozoic*; *Geology*, v. 14, p. 314-317.
- Henry, C.D. y Fredrikson, G., 1987, *Geology of part of southern Sinaloa, Mexico adjacent to the Gulf of California*; Geological Society of America, Map and Chart Series MCH063, p. 1-14.
- Hisazumi, H., 1929, *Informe geológico preliminar de la parte norte del estado de Sinaloa*; *Anales del Instituto Geológico de México*, Tomo 3, p. 95-110.
- Hole, M.J.; Saunders, A.D.; Marriner, G.F.; Tarney, J., 1984, *Subduction of pelagic sediments: Implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands*; *Journal of Geological Society London*, 141, p. 453-472.
- INEGI, 1987, *Carta topográfica: Concordia F13A36, escala 1:50,000*.
- INEGI, 1990, *Carta topográfica: El Quelite F13A25, escala 1:50,000*.
- INEGI, 1999, *Carta topográfica: Mármol F13A35, escala 1:50,000*.
- King, R.E., 1939, *Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico*; *Geological Society of America Bulletin*, v. 50, p. 1625-1722.
- Irving, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971, *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*; *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, p. 523-548.
- Lapierre, H.; Tardy, M.; Coulon, C.; Ortiz, H.; Bourdier, J.; Martínez, R.J.; Freydier, C., 1992b, *Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du «Guerrero Terrane» (Mexique occidental)*; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2478-2489.
- Lonsdale, P., 1989, *Geology and tectonic history of the Gulf of California*, in Hussong, D., Winterer, E.L.; Decker, R.W., eds. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii*; Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, *Geology of North America*, v. N, p. 499-522.
- López-Infanzón M., 1986, *Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.47, no.2, p. 1-42.
- Márquez, C.F.; 1971, *Informe geológico preliminar de la región suroccidental de la hoja La Peña, Sinaloa*; *Informe Instituto de Geología, UNAM*, 24 p.
- McLennan, S.M.; Taylor, S.R.; McCulloch, M.T.; Maynard, J.B., 1990, *Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations*; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2015-2050.
- McDowell, F.W. y Keizer, R.P., 1977, *Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico*; *Geological Society of America Bulletin*, v.88, p. 1479-1487.
- McDowell, F.W. y 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. y Roldán-Quintana, J., 1993, *Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in south-central Sonora: A progress report*; In González-León y Vega-Granadillo 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., 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.; Roldán-Quintana, J.; 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, J.W.; Jones, N. W.; Anderson, T. H., 1999, Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México. *Geological Society of America, Special Paper 340; Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, p 161-189.
- Morán-Zenteno, D.J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, estado de Guerrero; [Tesis de Doctorado]: Universidad Nacional Autónoma de México, 286 p.
- Morán-Zenteno, D.J.; Martiny, B.; Tolson, G.; Solís-Pichardo, G.; Alba-Aldave, L.; Hernández-Bernal, M.S.; Macías-Romo, C.; Martínez-Serrano, R.G.; Schaaf, P.; Silva-Romo, S., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 27-58.
- Mullan, H.S., 1978, Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico; *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1175-1188
- Ortega-Gutiérrez, F.; Prieto-Vélez, R.; Zúñiga, Y.; Flores, S., 1979, Una secuencia volcánico-plutónica-sedimentaria Cretácica en el norte de Sinaloa; ¿Un Complejo Ofiolítico?; *Revista del Instituto de Geología*, v. 3(1), p. 1-8.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1984, Relaciones estratigráficas del basamento pre-oxfordiano de la Región Caopas-Rodeo, Zacatecas y su significado tectónico. *Sociedad Geológica Mexicana. Resúmenes. VII Convención Nacional. 8-11 de Octubre. México D. F. p.56-57*
- Ortega-Gutiérrez, F.; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, J.; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno, D.J.; Alaniz-Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Secretaría de Energía, Minas e Industrias Paraestatales, Consejo de Recursos Minerales.
- Ortega-Gutiérrez, F.; Sedlock, R.L.; Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico; *DNAG Continent-Ocean Transect Volume Phanerozoic Evolution of North American; Geological Society of America*, p. 265-306.
- Pantoja, A.J., 1990, Redefinición de las unidades estratigráficas de la secuencia Mesozoica de la región de Huétamo-Altamirano, estados de michoacán y Guerrero; *Convención Geológica Nacional; resúmenes*, p. 66.
- Pastor-Giraud, A., 1930, Informe geológico del exdistrito de San Ignacio, estado de Sinaloa; *Anales del Instituto Geológico de México*, v.5, p. 85-113.
- Paterson, S.R.; Veron, R.H.; Tobisch, O.T., 1989, A review of the criteria for the identification of magmatic and solid state foliations in granitoids; *Journal of Structural Geology*, v.11, p. 349-363.
- Pickering, K.; Stow, D.; Watson, M.; Hiscott, R., 1986, Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments; *Earth Science Reviews*, v.23, p. 75-174
- Poole, F.G.; Madrid, R.J.; Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, in Raines, G.L.; Lisle, R.E.; Scafer, R.W., Wilkinson, W.H., eds. *Geology and ore deposits of the Great Basin*, v. 1; Reno, NV, Geological Society of Nevada, p. 517-522.
- Poole, F.G., 1993, Ordovician eugeoclinal rocks on Turner Island in the gulf of California, Sonora, Mexico; in González-León, C.M.; Vega-Granillo, L., eds., *Resúmenes del Tercer Simposio de la geología de Sonora y áreas adyacentes*, p. 103.
- Ramírez-Espinoza, J.; Campa, M.F.; Talavera-Mendoza, O.; Guerrero, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas; *Convención sobre la evolución Geológica Mexicana; I^{er} Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memorias*, p. 163-166.
- Rason, W.A.; Fernández, L.A.; Simmons, W.B. Jr; De la Vega, E.S., 1982, Petrology of the Metamorphic rocks of Zacatecas, Mexico; *Sociedad Geológica Mexicana*, v. XLII (1), p. 37-59.
- Rocha, V., 1958, Reconocimiento preliminar geológico minero económico de algunas porciones de los municipios de Badiraguato, estado de Sinaloa y Tamazula, estado de Durango. *Reporte Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, 112 p.
- Roldán-Quintana, J., 1971, Algunas observaciones acerca de las rocas volcánicas Cenozoicas del estado de Sinaloa; *Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 13 p.
- Roldán-Quintana, J y Clark, K.F., 1974, Cenozoic volcanism in relation to mineralization, Sinaloa, México; *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 6. p. 471.

- Roldán-Quintana, J.; González-Leon, C.; Amaya-Marínez, R., 1993, Geologic constraints on northern limit of the Guerrero Terrane in northwestern Mexico, in Ortega-Gutiérrez, F.; Coney, P.J.; Centeno-García, E.; Gómez-Caballero, A., *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, UNAM, Instituto de Geología, p. 124-127.
- Roldán-Quintana, J., 2002, *Caracterización Geológica-Geoquímica y Evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora*; [Tesis de Doctorado]: Universidad Nacional Autónoma de México, 185 p.
- Rosales-Lagarde, L., 2002, *Estratigrafía y Geoquímica de la Secuencia Volcanosedimentaria Paleozoica del Noreste del Estado de Hidalgo, México*; [Tesis de Maestría]: Universidad Nacional Autónoma de México, 88 p.
- Ryan, J.G.; Morris, J.; Tera, F.; Leeman, W.P.; Tsvetkov, A., 1995, Cross-arc geochemical variations in the Kurile arc as a function of slab depth; *Science* 270, p. 625-627.
- Santillan, M., 1929, *Geología minera de la región comprendida entre Durango, Dgo. y Mazatlán, Sin., a uno y otro lado de la carretera en proyecto entre estas dos ciudades*; *Boletín del Instituto Geología México*, v. 48, p. 1-46.
- Santillan, M. y Barrera, T., 1930, *Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte*; *Instituto de Geología, anales*, v. 5, p. 1-37.
- Schaaf, P.; Hall, B.V.; Bissig, T., 2003, *The Puerto Vallarta Batholith and Cuale mining district, Jalisco, Mexico - high diversity parenthood of continental arc magmas and Kuroko-type volcanogenic massive sulphide deposits*; in *Geologic transects across Cordilleran Mexico; Guidebook for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, Mexico, D.F., March 31, 2003*; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Publicación Especial 1, Field trip 8*, p. 183-199.
- Sedlock, R.L.; Ortega-Gutiérrez, F.; Speed, R.C., 1993, *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*; *Geological Society of America, Special Paper 278*, 153 p.
- Silver, L.T.; Stehli, F.G.; Allen, C.R., 1963, *Lower Cretaceous pre-batholithic rocks of northern Baja California, Mexico*; *American Assoc. Petroleum Geologists Bulletin*, v. 47, p. 2054-2059.
- Servais, M.; Rojo, Y.R.; Colorado, L.U., 1982, *Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato. Postulación de un paleogolfo de Baja California y de una digitación techysiana en México central*; *GEOMIMET*, V. 115, P. 53-57.
- Servais, M.; Cuevas-Perez, E.; Monod, O., 1986, *Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nordoccidental*; *Bull. Soc. Geol. France*, (8), II, 6, p. 1033-1047.
- Silva-Romo, G; Arellano-Gil, J.; Mendoza-Rosales, C.; Nieio-Obregón, J., 2000, *A submarine fan in the Mesa Central, Mexico*. *Journal of Southamerican Earth Sciences*, v. 13, p. 429-442.
- Smith, D.M. y Hall, D.K., 1974, *Geology of the Tayoltita mine, Durango, Mexico*; *Soc. of Mining Engineers of AIME*, preprint 74-1-308, 48 p.
- Smith, D.M.; Albinson, T.; Sawkins, F.J., 1982, *Geologic and fluid inclusion studies of the Tayoltita silver-gold vein deposit, Durango, México*; *Economic Geology*, v. 77, p. 1120-1145.
- Stewart, J.H.; McMenamin, M.; 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. Geological Survey Professional Paper 1309*, p. 29-30.
- Stewart, J.H.; Poole, F.G.; Ketner, K.B.; Madrid, R.J.; Roldán-Quintana, J.; Amaya-M. R., 1990, *Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico*; In *Gehrels, G.E.; 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, J.H. y Roldán-Quintana, J., 1991, *Upper Triassic Barranca Group-nonmarine and shallow marine rift basin deposits of northwestern Mexico*, in Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C., eds., *Studies of Sonoran Geology*. *Geological Society of America, Special Paper 254*, p. 19-36.
- Strecheisen, A.L., 1976, *To each plutonic rocks its proper name*; *Earth Science Reviews* 12, p. 1-33.
- Strock, J.M. y Hodges, K.V., 1989, *Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate, Mexico*; *Tectonics*, v. 8, p. 99-115.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989, *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes*; in *Saunders, A.D., Norry, M.J., eds. Magmatism in the Ocean Basins*; *Geological Society London, Special Pub. 42*, p. 313-345.
- Talavera-Mendoza, O.; Ramírez, E.J.; Guerrero, S.M., 1995, *Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean, a lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc*; *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3.22.

- Tardy, M.; Lapierre, H.; Freydier, C.; Coulon, Ch.; Gill, J.B.; Mercier de Lepinay, B.; Beck, C.; Martinez-Reyes, J.; Talavera, M.O.; Ortiz, H. E.; Stein, G.; Bourdier, J.L.; Yta, M., 1994, *The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous*; *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.
- Valencia-Moreno, M.A., 1998, *Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico*; [Ph.D. dissertation]: *The University of Arizona*, 164 p.
- Weed, W.H., 1902a, *Notes on certain mines in the states of Chihuahua, Sinaloa and Sonora, Mexico*; *American Institute of Mining Engineers Transactions*, v. 32, p. 444-458.
- Weed, W.H., 1902b, *Notes on a section across the Sierra Madre Occidental of Chihuahua and Sinaloa, Mexico*; *American Institute of Mining Engineers Transactions*, v. 32, p. 396-443.
- Weidner, F.G., 1882, *Map of the State of Sinaloa, Mexico*; *Mapa topográfico, fisiográfico-minero-etnográfico. Escala aproximada 1:500,000*.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*; *Chapman & May*, 466 p.
- Wisser, E., 1966, *The epithermal precious-metal province of northwestern Mexico*; *Nevada Bureau of Mines Report 13*, p. 63-92.
- Wood, D.A.; Joron, J.L.; Treuil, M., 1979, *A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magmas series erupted in different tectonic setting*; *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 45, p. 326-336.

ANEXOS

Posibles Correlaciones

Enseguida se hace una breve descripción de otras regiones que posiblemente pudiesen correlacionarse con alguna de las rocas de la región de Mazatlán, Sinaloa.

Formación Zacatecas

Descrita como una unidad volcanoclástica (Burckhardt y Scalia, 1960) con metamorfismo de bajo grado, aflorando en pequeñas ventanas tectónicas cerca de la ciudad de Zacatecas, en el límite noreste del Terreno Guerrero (Centeno-García, 1994). La Formación Zacatecas es una alternancia de lutita negra y arenisca rica en cuarzo, además de toba y brecha volcánica, con escasas lavas almohadilladas y estratos delgados de caliza (Ranson *et al.*, 1982); de acuerdo a su contenido fosilífero le han asignado una edad estratigráfica del Triásico Superior (Noriano). Presenta al menos dos eventos de deformación, el primero originó una foliación incipiente a bien desarrollada, plegamiento apretado y algunas zonas de cizalla con texturas miloníticas; el segundo evento produjo pliegues abiertos, cabalgaduras locales, algunas veces con desarrollo de clivaje axial, lo cual, probablemente representa un conjunto de piso oceánico deformado como sugieren sus litofacies y la geoquímica MORB. Petrográficamente la arenisca de la Formación Zacatecas es sublitarenita-subarcosa con muy alto porcentaje de fragmentos cuarzosos; presenta ϵNd iniciales negativos (-5.5) y una edad modelo de 1.57 Ga (Centeno-García, 1994).

Formación Varales

Es la Formación más significativa de todas las formaciones que pertenecen al Complejo Arteaga (basamento del terreno Guerrero), se caracteriza por estar compuesta exclusivamente de sedimentos terrígenos. Ha sido definida como una secuencia rítmica de lutitas y areniscas con estratos de espesor variable (2 cm hasta 2 m de espesor), la relación lutita/arenisca también es muy variable; sus estructuras sedimentarias son características de depósitos turbidíticos distales con facies B, C y E de la serie Bouma; las estructuras presentes son estratificación cruzada, estratificación gradada normal y capas discontinuas de arenisca. El contenido fósil es muy raro y pobremente preservado; estructuralmente muestra al menos dos fases de deformación con foliación plegada, pliegues replegados, plegamiento chevron, boudinage, plegamiento abierto y algunas cabalgaduras secundarias (Centeno-García, 1994).

Su edad de depósito no está bien constreñida, Campa *et al.* (1982) reportan radiolarios del Triásico Superior (Ladiniano-Carniano), pero tales fósiles se encuentran en capas de pedernales que puedan no ser fácilmente correlacionables con los sedimentos clásticos de la Formación Varales; la abundancia de cuarzo en la arenisca sugiere que en esta parte del terreno Guerrero los sedimentos provienen de una región continental. La arenisca y lutita de la Formación Varales tienen ligero enriquecimiento en Tierras Raras, una marcada anomalía de Eu, con ϵNd iniciales de -6.2 a -7.2 y edades modelo de 1.3 a 1.4 Ga (Centeno-García, 1994).

Complejo Placeres

Compuesto por rocas metamórficas que afloran al sur de ciudad Altamirano (de Cserna, 1978; Pantoja, 1990) pertenecientes al subterreno Huetamo del Terreno Guerrero; es litológicamente similar al Complejo Arteaga siendo lutita negra interestratificada con arenisca rica en cuarzo y pedernal negro;

esporádicamente aparecen algunos sedimentos tobáceos verdes y estratos delgados de caliza mudstone interestratificados con los sedimentos terrígenos; también contiene bloques cizallados de basalto afanítico masivo y caliza recristalizada. La secuencia se encuentra fuertemente deformada y parcialmente metamorfoseada a facies de esquisto verde; siendo su edad estratigráfica incierta. Los sedimentos clásticos presentan un CNd inicial de -5.7 y una edad modelo de 1.3 Ga (Centeno-García, 1994).

Formación Taray

La Formación Taray se localiza en la Sierra del Solitario de Teyra, Norte de Zacatecas, México; descrita por Córdoba-Méndez (1964) como una unidad compuesta de grauvaca, dolomita, novaculites y filita sericitizada; altamente fallada, plegada, cizallada y con metamorfismo de bajo grado; las correlacionó con rocas de la región de Marathon, Texas y les asigna una edad del Devónico Temprano-Pensilvánico Temprano.

Estudios recientes han considerado a la Formación Taray como un prisma de acreción relacionado con una tectónica paleopacífica (Ortega-Gutiérrez, 1984; Anderson *et al.*; 1990; McKee *et al.*; 1999; Silva-Romo *et al.*; 2000; Blickwede, 2001; Dickinson y Lawton, 2001; Díaz-Salgado, 2004) y proponen que es la unidad más antigua que aflora en el área y por su naturaleza tectónica probablemente constituye el basamento de la región. Recientemente Díaz-Salgado (2004) la ha descrito como secuencia rítmica de areniscas ricas en cuarzo, lutita y conglomerado, en ocasiones pedernal y lentes o bloques de caliza bioclástica con fragmentos de crinoides, gasterópodos, corales, bivalvos y briozoarios, además de bloques de lava almohadillada basáltica tipo MORB; entre las estructuras primarias observadas se tienen: laminaciones, gradación inversa, pliegues sin-sedimentarios y estratificación convoluta. También describe que la Formación Taray tiene al menos dos fases de deformación: una asociada con un clivaje muy apretado con rumbo NE-SW, originado por la deformación del prisma de acreción y la otra un clivaje espaciado con rumbo SE-NW, originado por la orogenia Larámide.

Con respecto a su ambiente de depósito, varios autores coinciden en que representa un ambiente marino profundo, con facies de abanico submarino medio (Ortega-Gutiérrez, 1984; Barboza-Gudino *et al.*, 1998; Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001; Díaz-Salgado, 2004), con sedimentos procedentes del cratón (Silva-Romo *et al.*, 2000).

Por correlación con la Formación Zacatecas López-Infanzón (1986), le asigna una edad del Triásico Tardío; Anderson *et al.* (1990) Jurásica, inferida de la aparente transición con las rocas volcánicas Jurásicas que la cubren; Barboza-Gudino *et al.* (1998), le dan una edad Triásico Tardío debido a la presencia de moldes de probables pelecípodos (*Palaeoneilo sp.*); Díaz-Salgado (2004) menciona que probablemente su sedimentación y deformación ocurrieron entre el Carbonífero Tardío y el Triásico Tardío considerando la presencia de zircónes detríticos de 260 Ma, crinoides en calizas bioclásticas de probable edad Pensilvánico Medio y tomando en cuenta que la Formación Taray está cubierta discordantemente por secuencias volcánicas de la Formación Nazas del Jurásico Medio. La arenisca y lutita de la Formación Taray presentan edades modelo Samario-Neodimio entre 1.2 y 1.5 Ga, las cuales pueden indicar una procedencia Grenvilliana.

Formación San José de Gracia

Descrita por Carrillo (1971) al noreste del estado de Sinaloa ($26^{\circ}00'$ - $26^{\circ}30'$ latitud norte y $107^{\circ}20'$ - $108^{\circ}00'$ longitud oeste) como una secuencia de rocas sedimentarias marinas con metamorfismo de bajo grado

o nulo, correspondiente a facies de esquistos verde; consiste de pizarra, cuarcita, caliza, pedernal y otras rocas arcillosas; en las cercanías del poblado San José de Gracia la parte inferior está conformada por una alternancia monótona de pizarra moteada, caliza micrítica, pedernal y cuarcita en capas delgadas; la micrítica y pizarra contienen material carbonoso y abundantes clastos de cuarzo; la presencia de fusulinidos "*Millerella sp.*" (identificados por Rodolfo Malpica), permite asignarle una edad Misisípico Superior-Pensilvánico Inferior; considerando el contenido de material carbonoso, la abundancia de clastos de cuarzo en pizarras y micritas y la fauna característica de ambiente de plataforma han considerado que éstas rocas se depositaron en un ambiente marino somero. La parte media consiste de limolita masiva con algunos lentes de rocas carbonatadas y cuarcita también masiva; presenta briozoarios *Cryptostomata*, principalmente fenestellidos los cuales tienen un rango exclusivo que abarca del Ordovícico al Pérmico; la presencia de carapachos de braquiópodos indican un medio salobre o de agua dulce por lo tanto, es posible que su depósito fue en un ambiente de litoral o muy próximo. Por último, la parte superior se caracteriza por una estratificación muy repetitiva de arenisca de cuarzo y lutita, predominando la primera, las cuales muestran estratificación cruzada, granos bien clasificados y redondeados, lo cual implica considerable distancia de transporte o bien la necesidad de más de un ciclo de sedimentación. La formación San José de Gracia se encuentra fuertemente plegada, mostrando pliegues asimétricos, pliegues cerrados y plegamiento disarmónico; la deformación no es uniforme en toda la secuencia, en algunos sitios existe un caos estructural donde medir un rumbo representativo es muy complicado, en cambio en otros sitios las rocas están prácticamente sin plegamiento, siendo el rumbo general de las capas NW con inclinaciones preferentes al norte (Carrillo, 1971).

Región de Bacubirito (Porohui)

Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1979) describe una secuencia volcánico-plutónica asociada con rocas sedimentarias pelágicas con amonitas del Albiano en la región de Bacubirito (norte del estado de Sinaloa, 25°53' latitud norte y 107°58' longitud oeste); la secuencia es definida por la presencia de cuatro unidades concordantes entre sí, dos de las cuales pertenecen a un probable cuerpo ofiolítico y las otras dos son rocas sedimentarias de carácter pelágico; estructuralmente de base a cima primeramente se tiene la unidad A que consta de caliza y pedernal tectonizados intensamente en su parte basal; la unidad B formada por la alternancia de caliza arcillosa, lutita calcárea, pedernal con radiolarios e intercalaciones de caliza, toba félsica, lutita silicea y algunas grauvacas volcánicas; la unidad C consiste de lavas basálticas almohadilladas con un intervalo sedimentario intercalado en la parte superior y por último la unidad D que son rocas gabroides y doleríticas parcialmente recristalizadas; en base a las características petrográficas y estratigráficas concluyen que la secuencia representa probablemente un complejo ofiolítico de edad Albiana tectónicamente invertido.

Freydier *et al.* (1995) describen en el área de Porohui (parte central-oeste de la región estudiada por Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1979) tres grupos de rocas ígneas con una petrogenesis diferente cada uno; el primero compuesto por lavas almohadilladas basálticas y doleritas tipo OIB eruptadas en una cuenca oceánica y asociadas con calizas pelágicas del Cretácico Inferior; el segundo compuesto por enjambres o diques aislados gabroicos y anfibolíticos de afinidad calcoalcalina, de edad terciaria que cortan al primero, vinculados con la subducción de la placa Farallón bajo la margen de Norteamérica, por último el tercer grupo formado por plutones gabroicos del Neógeno con características anorogénicas, asociados a la etapa inicial de la apertura

del golfo de California, cortados por diques basálticos. Considerando las observaciones de campo, petrográficas y geoquímicas interpretan que las rocas ígneas del área de Porohui no pertenecen a un complejo ofiolítico sino son tres eventos magmáticos diferentes. Gastil *et al.*, (1999) realizaron un estudio similar al de Freydier *et al.* (1995) y llegan a las mismas conclusiones.

Playa Azul

Freydier *et al.* (1997) describen las rocas de Playa Azul como una secuencia compuesta por rocas piroclásticas (flujos de cenizas) y raros flujos de lava intercalados con lechos rojos, calcarenita costera y caliza arrecifal del Aptiano-Albiano, la cuál pertenece a la Provincia Pacífica sur del Terreno Guerrero, que se extiende a lo largo de la costa pacífica desde Puerto Vallarta hasta Acapulco.

Los lechos rojos son arenisca, limolita y lodolita; contienen impresiones de huellas de dinosaurios por lo cual les han asignado una edad Cretácica Inferior (Ferrusquia-Villafranca *et al.*, 1978); localmente los lechos rojos están intercalados con calcarenitas costeras; las rocas piroclásticas (volaniclásticas) son de composición félsica y contienen fragmentos de andesita, riolita y sedimentos metamorfoseados; los pocos flujos de lava presentes son de composición basáltica, andesítica y dacítica.

De acuerdo a los datos geoquímicos obtenidos por Freydier *et al.* (1997), las rocas máficas están empobrecidas en Ti, Ta y Nb, perteneciendo a suites toleítico-calcoalcalino con características geoquímicas transicionales entre magmatismo de arcos de islas oceánicas y márgenes continentales activas; las rocas félsicas pertenecen a suites calcoalcalinos. Las relaciones de ϵNd muestran un rango muy amplio para las rocas de Playa Azul, sin embargo, los basaltos tienen relaciones de ϵNd que van de +9 a +2; la predominancia de ϵNd bajos en algunas rocas máficas puede implicar que los sedimentos jugaron un papel muy importante en la génesis de algunos basaltos.

La presencia de lechos rojos continentales con impresiones de huellas de dinosaurios, calcarenita costera y rocas piroclásticas indica un ambiente subaéreo; además la predominancia de lavas félsicas, el ambiente de sedimentación continental de las erupciones y la naturaleza del basamento (probablemente el Complejo Arteaga) sugieren que la secuencia Playa Azul fue edificada en un bloque continental o sobre una corteza oceánica engrosada (Freydier *et al.*, 1997).

MAPA GEOLÓGICO

