



**UNIVERSIDAD DE SONORA**  
**División de Ciencias Exactas y Naturales**  
**Departamento de Geología**

Tesis

**Evolución tectono-magmática en la región de Guaymas, Sonora, México:  
Relación geodinámica con el Proto-Golfo de California.**

Presentada para obtener el grado de

**Maestro en Ciencias-Geología**

Por

**LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS**

Hermosillo, Sonora a miércoles 29 de Junio del 2016

Tesis financiada por el Proyecto **CONACYT 180784**:  
**EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA: Énfasis en los vestigios  
volcánicos del Mioceno en Sonora, México,**  
a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Becario CONACYT 623614/290935

# Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



“El saber de mis hijos  
hará mi grandeza”



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



**UNIVERSIDAD DE SONORA**  
**División de Ciencias Exactas y Naturales**  
**Departamento de Geología**

Tesis

**Evolución tectono-magmática en la región de Guaymas, Sonora México:  
Relación geodinámica con el Proto-Golfo de California.**

Presentada para obtener el grado de

**Maestro en Ciencias-Geología**

Por

**LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS**

SINODALES

**PRESIDENTE** Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

**SECRETARIO** Dr. Ricardo Vega Granillo

**VOCAL** Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

**VOCAL** Dr. Luis Alva Valdivia

Tesis financiada por el Proyecto **CONACYT 180784**:  
**EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA: Énfasis en los vestigios  
volcánicos del Mioceno en Sonora, México,**  
a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Becario CONACYT 623614/290935



Hermsillo, Sonora a 24 de Junio de 2016

**DR. JESÚS ROBERTO VIDAL SOLANO**  
Coordinador del Programa  
Maestría en Ciencias-Geología  
Universidad de Sonora

Presente.-

Por este medio me permito someter a su consideración, de la manera más atenta, el siguiente tema de tesis para su aprobación:

***"Evolución tectono-magmática en la región de Guaymas, Sonora México: Relación geodinámica con el Proto-Golfa de California"***

Lo anterior es con el fin de que el alumno **Luis Alonso VELDERRAIN ROJAS** pueda presentar su tesis requerida para la obtención de su título de Maestría en Ciencias-Geología, la cual fue dirigida por un servidor en co-dirección con el Dr. Luis Manuel ALVA VALDIVIA del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Sin otro particular, quedo de usted

**ATENTAMENTE**

***"El saber de mis hijos hará mi grandeza"***

**Dr. Jesús Roberto VIDAL SOLANO**  
**MTC del Departamento de Geología**  
**Universidad de Sonora**

C.c.p. Interesado

C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

F02

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 27 de junio de 2016

**Dr. Jesús Roberto Vidal Solano**  
Director de Tesis  
**Dr. Luis Alva Valdivia**  
Co-director de Tesis

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Ustedes, intitulado:

**"EVOLUCIÓN TECTONO-MAGMÁTICA EN LA REGIÓN DE GUAYMAS, SONORA, MÉXICO: RELACIÓN GEODINÁMICA CON EL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA"**

Esto, con el fin de que el alumno: **VELDERRAIN ROJAS LUÍS ALONSO** pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

|   |                   |
|---|-------------------|
| <b>Dr. Francisco Abraham Paz Moreno</b> | <b>Presidente</b> |
| <b>Dr. Ricardo Vega Granillo</b>        | <b>Secretario</b> |
| <b>Dr. Jesús Roberto Vidal Solano</b>   | <b>Vocal</b>      |
| <b>Dr. Luis Alva Valdivia</b>           | <b>Vocal</b>      |

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

**Dr. Jesús Roberto Vidal Solano**  
Coordinador de Programa  
Maestría en Ciencias-Geología

C.c.p. Interesado  
C.c.p. Archivo



El saber de mis hijos  
hará mi grandeza  
**MAESTRIA EN  
CIENCIAS  
GEOLOGIA  
DEPARTAMENTO  
DE GEOLOGIA**



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

F06

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

## NOMBRE DE LA TESIS:

**"EVOLUCIÓN TECTONO-MAGMÁTICA EN LA REGIÓN DE GUAYMAS, SONORA, MÉXICO: RELACIÓN GEODINÁMICA CON EL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA"**

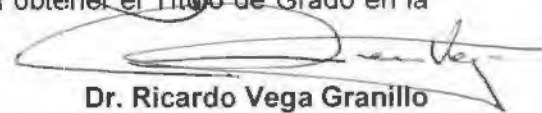
## NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

**LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS**

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
Dr. Ricardo Vega Granillo

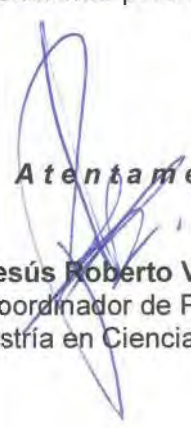
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
Dr. Luis Alva Valdivia

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

*Atentamente*

  
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano  
Coordinador de Programa  
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos  
hará mi grandeza  
**MAESTRIA EN  
CIENCIAS  
GEOLOGIA  
DEPARTAMENTO  
DE GEOLOGIA**



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

F07

Hermosillo, Sonora, a 27 de junio de 2016


**Dr. Jesús Vidal Solano**  
Coordinador de Programa  
Maestría en Ciencias-Geología  
Departamento de Geología

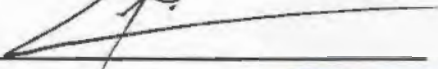
Por medio de la presente, nos permitimos informarle que después de revisar y aprobar el trabajo de tesis del alumno **LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS**, hemos acordado que la presentación del examen de grado del alumno se lleve a cabo el día miércoles 29 de junio del presente a las 17:00 horas.


Sin otro particular, quedamos a la espera de su respuesta.

**ATENTAMENTE**  
*Comité de Tesis*

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Ricardo Vega Granillo

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Luis Alva Valdivia

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano  
Director de Tesis

C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

F08

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 27 de junio de 2016

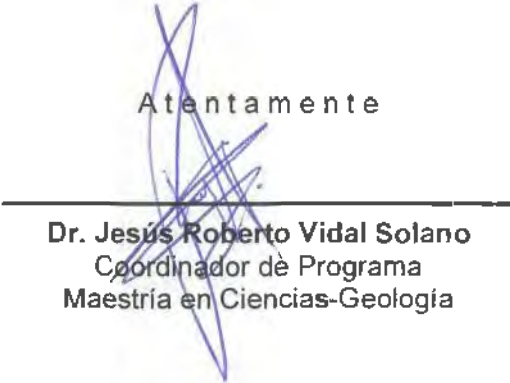
**Dr. Jesús Roberto Vidal Solano**  
Director de Tesis  
**Dr. Luís Alva Valdivia**  
Co-director de Tesis

Por este conducto y en atención a la solicitud recibida el día de hoy, le comunico que ha sido aprobada la fecha para la presentación de Examen de Grado del alumno **LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS** propuesta por el Comité de Tesis.

Dicho examen se llevará a cabo el día **miércoles 29 de junio del presente** a las **17:00 horas en el Auditorio** del Departamento de Matemáticas.

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Jesús Roberto Vidal Solano**  
Coordinador de Programa  
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos  
hará mi grandeza  
**MAESTRIA EN  
CIENCIAS  
GEOLOGIA  
DEPARTAMENTO  
DE GEDLOGIA**

C.c.p. Archivo



## **Agradecimientos**

*Dedico este trabajo a mi familia; mis papas Carmen y José Luis y mi hermana Evelyn.  
Siempre agradecido por su apoyo incondicional.*

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencias Exactas y Naturales (Conacyt) por permitirme ser becario (Numero de becario: 623614/290935) dentro del programa de Maestría en Ciencias Geología 2014-2016 de la Universidad de Sonora.

Agradezco el apoyo del Departamento de Geología como de la División de Ciencias Exactas y Naturales y por el financiamiento y apoyo por parte del proyecto de Ciencia Básica Conacyt (290935) titulado: Evolución geodinámica del Protogolfo de California: Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México'', a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano.

Doy gracias a todas las personas que me apoyaron en la realización de este trabajo. Primeramente agradezco al Dr. Jesús Vidal, por sus enseñanzas, consejos, por su disponibilidad y apoyo. A los maestros; Dr. Francisco Paz, Dr. Ricardo Vega y Dr. Luis Alva, por la revisión de esta tesis y sus consejos durante este trabajo.

Quiero agradecer a aquellos quienes fueron de gran ayuda en el trabajo de campo: Martín García, Agustín Delgado, Fernanda Eleno, Clarisa Chan, Javier Huerta, Alejandro Palafox, Ángel Olguín, Raúl Pinelli, Ciber, Lizeth González, Cristo Bejarano y Gina Carrillo.

También agradezco al maestro Químico Rufino Lozano y María Girón por su apoyo en el análisis de elementos mayores y traza en el Laboratorio de FRX de la UNAM, así como al técnico Santiago en su asesoría y ayuda en la preparación de las muestras, al Geólogo Toribio de INEGI por prestarme las fotografías aéreas, al Ingeniero Roberto Mora por su apoyo en la pulverización de las muestras. De igual manera agradezco al Instituto de Geología de la Estación Regional del Noroeste (ERNO-UNAM) y al Químico Pablo Peñaflor Escarcega encargado del Laboratorio de Preparación de muestras para geoquímica, por su apoyo en la trituración de roca y a Alejandra Gómez quien también me apoyo en esta etapa.

Le agradezco al M. en C. Antonio González, por su gran apoyo durante el trabajo paleomagnético, así como a los Maestros en Ciencias Alex y Bernardo por sus atinados consejos.

Agradezco a la Universitat de Barcelona y a los Centros Científicos y Tecnológicos por permitirme realizar una estancia de investigación en sus laboratorios. De igual manera agradezco al Dr. Domingo Gimeno por su gran disponibilidad y ayuda con el trabajo geoquímico y a los técnicos Francisco Menéndez, Maite González, Susanna Mas, Maite Romero y Cristian Fita quienes me ayudaron en la preparación de las muestras para geoquímica.

## Resumen

La región de Guaymas, ubicada en la costa Sur del estado de Sonora, representa un volcanismo miocénico relacionado al Rift del Proto-Golfo de California, que particularmente está compuesto por lavas de composiciones intermedias a la base y félsicas a la cima, dentro de la cual se ubica un cuerpo de textura granofírica, identificado en otros sectores dentro de la franja costera de Sonora. Esta secuencia magmática nombrada Grupo Guaymas, que comprende un rango de edad entre 12.5 y 10 Ma, cubre discordantemente a lavas orogénicas relacionadas al arco continental del Mioceno. Petrográficamente, el volcanismo presenta una asociación mineral anhidra de Pl+FA+Px y geoquímicamente, este magmatismo presenta una afinidad toleítica atípica con algunos rasgos calcoalcalinos. La caracterización geoquímica permite relacionar genéticamente a todos los magmas y pone en evidencia a variedades de composición intermedia de tipo islandita. El estudio paleomagnético de la secuencia volcánica define un origen tectónico (no volcánico) para la estructura circular kilométrica que domina a la fisiografía en el área de estudio. Los resultados de la declinación paleomagnética en la secuencia volcánica del Cerro El Vigía arrojan una rotación diferencial significativa de hasta 90°, en sentido de las manecillas del reloj. Esta deformación corresponde a una torsión de un bloque cortical sujeto a un sistema transtensional de tipo dextral, que ocurrió posteriormente al emplazamiento del volcanismo del Grupo Guaymas (<10 Ma) y, antes de la formación de las mesas basálticas de aproximadamente 8 Ma, que ocurren en la localidad de Empalme. Además, el presente trabajo, aborda también el estudio de un bloque rocoso en el Golfo de California nombrado Isla San Pedro Nolasco, definiendo por un lado, un complejo de diques asociados genéticamente con el volcanismo de rift encontrado en continente (Grupo Guaymas) y, por otro lado, una roca encajonante que corresponde a un intrusivo diorítico de grano medio que es relacionado a un evento orogénico de edad no definida. Finalmente, se establece que en la región de Guaymas el magmatismo fue sincrónico a la tectónica transtensiva del Proto-Golfo de California durante la transición del Mioceno medio al Mioceno superior.

# INDICE

|   |    |
|---|----|
| 1. Introducción.....  | 13 |
| 1.1 Localización de la zona de estudio.....   | 14 |
| 1.2 Justificación del estudio.....  | 15 |
| 1.3 Objetivos.....  | 16 |
| 1.4 Metodología.....  | 17 |
| 2. Geología Regional de la porción costera-suroeste de Sonora.....                        | 19 |
| 3. Trabajos previos en la región de Guaymas.....  | 22 |
| 4. Geología de la región de Guaymas.....  | 25 |
| 4.1. Basamento granítico.....   | 27 |
| 4.2 Volcanismo de arco continental.....   | 27 |
| 4.3 Volcanismo intermedio-félsico del Mioceno Medio-Superior de la región de Guaymas..... | 28 |
| 4.3.1 Cerro Bacochibampo.....   | 28 |
| 4.3.2 La Península de Guaymas y Tec de Monterrey.....                                     | 31 |
| 4.3.3 Cerro El Vigía.....   | 35 |
| 4.3.4 Cerro San Rafael.....   | 37 |
| 4.4. Geología de La Isla San Pedro Nolasco.....   | 38 |
| 4.4.1 Localización y aspectos generales de la ISPN.....                                   | 39 |
| 4.4.2 Trabajos previos.....   | 41 |
| 4.4.2 Unidades geológicas de la Isla San Pedro Nolasco.....                               | 42 |
| 5. Caracterización de las unidades magmáticas de la región de Guaymas.....                | 44 |
| 5.1 Grupo San Carlos.....   | 45 |
| 5.2 Grupo Guaymas (GG).....   | 45 |
| 5.2.1 Formación Guaymas Inferior (FGI).....   | 45 |
| 5.2.2 Formación Guaymas Superior (FGS).....   | 47 |
| 5.2.3 Intrusivos Isla San Pedro Nolasco.....  | 50 |
| 6. Resultados geoquímicos del magmatismo en la región de Guaymas.....                     | 52 |
| 6.1 Caracterización geoquímica de las rocas magmáticas de la región de Guaymas.....       | 53 |
| 6.1.1 Características geoquímicas del Grupo Guaymas.....                                  | 53 |
| 6.1.2 Diagramas multi-elementales.....  | 64 |
| 6.2 Características geoquímicas del Grupo San Carlos.....                                 | 65 |

|  |     |
|--|-----|
| 6.3. Características geoquímicas de las unidades de la Isla San Pedro Nolasco .....  | 67  |
| 7. Estudio paleomagnético del Cerro El Vigía.....  | 69  |
| 7.1 Método paleomagnético y metodología para el tratado de las muestras.....   | 70  |
| 7.2 Análisis y descripción de los datos paleomagnéticos.....   | 76  |
| 7.2.1 Remanencia magnética: Desmagnetización progresiva por aplicación de campos magnéticos alternos y alta temperatura a las unidades muestreadas.....  | 76  |
| 7.2.1 Polaridad magnética de los sitios muestreados en el Cerro El Vigía: Construcción de una columna de estratigrafía magnética, posible correlación con la escala temporal y polaridades geomagnéticas (GPTS)..... | 78  |
| 7.2.2 Tectónica del Cerro El Vigía.....  | 80  |
| 7.2.2.1 Resultados.....  | 82  |
| 8. Evolución tectono-magmática: Discusión y conclusión.....  | 85  |
| 8.1 Conclusiones .....   | 114 |
| Bibliografía.....  | 146 |
| Anexos I Geoquímica.....   | 158 |
| Anexos II Paleomagnetismo.....   | 168 |

## 1. Introducción.

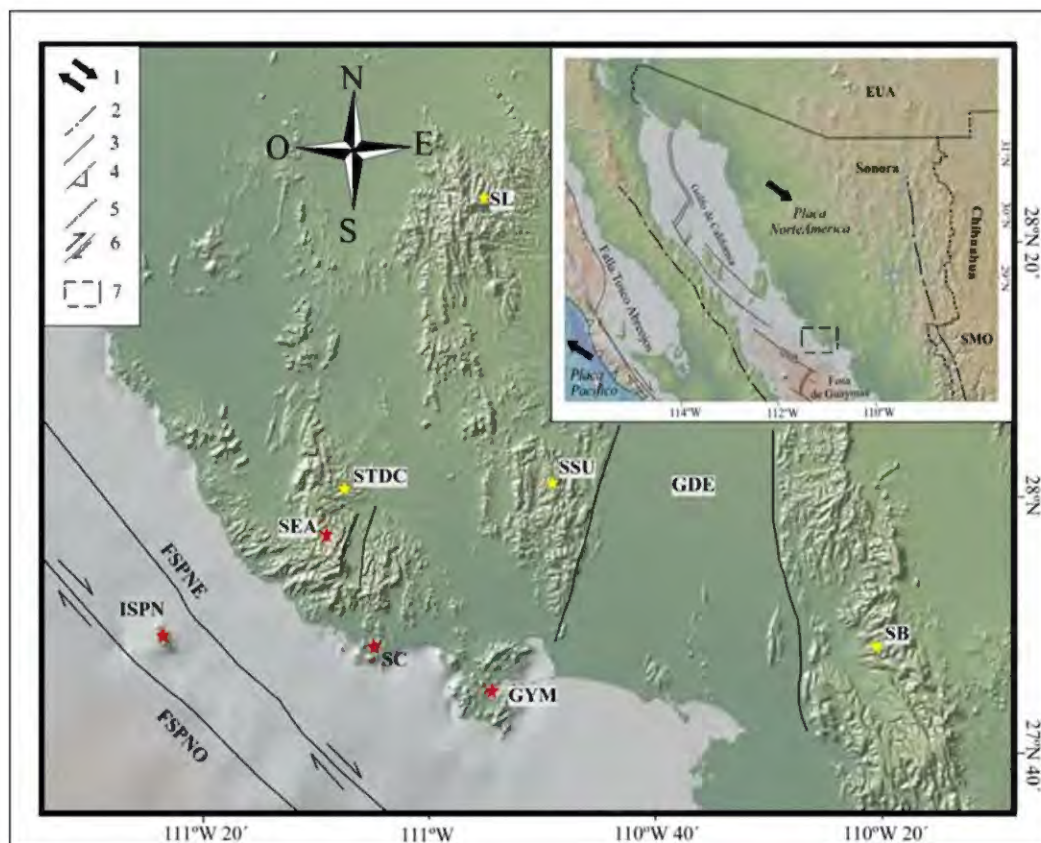
El registro Terciario que presenta una amplia extensión en la costa Sur y Noroeste de Sonora es dominado principalmente por secuencias de rocas ígneas volcánicas de distintas afinidades petrogenéticas y que son asociadas a eventos de subducción y distensión de acuerdo a trabajos previos (Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vega-Granillo *et al.*, 2004; Vidal-Solano, 2005; Barrera-Guerrero, 2012; Gans *et al.*, 2013; Herman, 2013; Velderrain-Rojas, 2014; Gómez-Valencia, 2014). En el presente trabajo se investiga e interpreta la secuencia volcánica miocénica de la región costera de Guaymas, la cual abarca, 4 localidades específicas enmarcadas dentro del municipio de Guaymas, como son; San Carlos Nuevo Guaymas, Sierra El Aguaje y la Isla San Pedro Nolasco, además del puerto de Guaymas (principal sitio de estudio). El trabajo concluye con una definición de la evolución magmática y tectónica de la región, al aplicar estudios de cartografía, petrografía, geoquímica de mayores, traza y tierras raras, geocronología y paleomagnetismo.

Anteriormente en la localidad de la Sierra El Aguaje (Velderrain-Rojas, 2014), se hizo un reconocimiento geológico que permitió una correlación con las unidades miocénicas reconocidas en trabajos previos (Flores, 1929; Johnpeer, 1977; Gastil *et al.*, 1977; Sheridan *et al.*, 1978; McDowell *et al.*, 1979; Cochemé, 1981; Damon *et al.*, 1983; Cochemé, 1985; Paz-Moreno, 1992; Mora-Álvarez, 1993; Mora-Klepeis *et al.*, 1997; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Vega-Granillo *et al.*, 2004; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Till *et al.*, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2007; Till *et al.*, 2009; Barrera-Guerrero, 2012; Vidal-Solano, 2012; Gans *et al.*, 2013; Olguín-Villa *et al.*, 2013; Gómez-Valencia, 2014) y aunque se cumplió el objetivo del trabajo, no se tiene un límite claro para la extensión que guardan las unidades volcánicas superiores de dicha localidad (Formación Volcánica El Parral y Formación Volcánica El Guajaré) y más aun, la relación con el significado geodinámico de la costa de Sonora y en particular la relación que guarda con la región de Guaymas, que es muy próxima a la Sierra El Aguaje (SEA) y que nos da a pensar que podrían corresponder a la misma historia geológica, es por ello que en conjunto con los estudios realizados en la SEA, se torna importante englobar a las 4 localidades antes descritas, con el objetivo de determinar el papel que guardan en el desarrollo del Proto-

Golfo de California. Es importante mencionar, que dicho estudio en la SEA, dio paso a realizar un estudio geológico de la Isla San Pedro Nolasco ubicada a 27 km al Oeste de San Carlos, de la cual solo se tiene una referencia geológica aportada por el SGM (2002).

### 1.1 Localización de la zona de estudio.

Las áreas de estudio se encuentran dentro del municipio de Guaymas, Sonora, y fueron seleccionadas por formar parte de los vestigios volcánicos del Mioceno. Se contemplan 4 localidades: **a)** Sierra El Aguaje; a 25 km del Puerto de Guaymas, **b)** San Carlos Nuevo Guaymas; al Noroeste del Puerto de Guaymas, **c)** Isla San Pedro Nolasco, a 27 km en línea recta, partiendo de la costa de San Carlos y por último, **d)** el Puerto de Guaymas en la costa sur del estado de Sonora (Figura 1).



**Figura 1.** Mapa de relieve batimétrico y relieve continental tomado de GeoMapApp 3.6.0. Región costera-sur de Sonora; Simbología; **1:** Movimiento relativo actual de la placa Pacífico y placa Norteamericana (Valencia-Moreno *et al.*, 2011); **2:** Límites de la Provincia Extensional del Golfo (Till *et al.*, 2009); **3:** Principales estructuras y zonas de falla (Aragón-Arreola *et al.*, 2005,); **4:** Paleo Trinchera (Calmus *et al.*, 2011); **5:** Límites fronterizos; **6:** Fallas transformantes (Calmus *et al.*, 2011); **7:** Localización del área de estudio. Las estrellas rojas muestran los sitios de interés para el presente trabajo; Isla San Pedro Nolasco (ISP), San Carlos (SC), Guaymas (GYM) y Sierra El Aguaje (SEA). Las estrellas amarillas indican las sierras principales adyacentes al área de estudio; Sierra El Bacatete (SB), Sierra Santa Úrsula (SSU), Sierra Tinaja del Carmen (STDC), Sierra Libre (SL). Graben de Empalme (GDE).

## **1.2 Justificación del estudio.**

Esta investigación se enmarca en el proyecto de Ciencia Básica CONACYT “*Evolución Geodinámica del Proto-Golfo de California: énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México*”. El área de estudio que ha sido seleccionada, se considera, es un buen complemento para definir la evolución geodinámica del Mioceno en la región, en particular, en lo que se refiere al cese de la actividad tectónica en subducción y el nacimiento del límite divergente de placas. Estas investigaciones permitirán identificar el origen de los líquidos magmáticos y su evolución, tanto en el tiempo (previo a la apertura del Golfo de California), como en el espacio, buscando una relación entre el magmatismo y la configuración de las placas tectónicas para el Mioceno, sin perder de vista el estilo de deformación que imperó en la región y su correspondencia con las áreas vecinas en Sonora. Además, este proyecto se concibe para dar continuidad a la investigación científica realizada durante 15 años, sobre el volcanismo Neógeno de Sonora, que ha sido en particular enfocado al estudio de volcanismos relacionados al establecimiento del límite de placas Pacífico-Norte América (PAC-NAM) identificado en el Mioceno Medio (Vidal-Solano, 2012), y particularmente para dar continuidad al trabajo de tesis de licenciatura en la región de la Sierra El Aguaje (Velderrain-Rojas, 2014) enfocándose en la extensión del volcanismo félsico-máfico del Mioceno Superior. Los avances generados por varias tesis de licenciatura y posgrado del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora (Olguín Villa, 2010; Gómez-Valencia, 2011; Barrera-Guerrero, 2012; Olguín-Villa, 2013, Velderrain-Rojas, 2014) han contribuido con el estado actual del conocimiento geológico, en particular en lo referente a la evolución tectónica y del magmatismo Miocénico en el NW de México. Es así que para dar continuidad a los estudios anteriores, nace la presente propuesta de tesis, basada en un control estratigráfico que es establecido por la amplia distribución de rocas volcánicas Neógenas ya identificadas en la región que, en su gran mayoría, han sido fuertemente deformadas desde el Mioceno tardío por el establecimiento del nuevo límite de placas PAC-NAM.



### **1.3 Objetivos.**

El objetivo principal del estudio es:

Proponer una evolución espacio-temporal del magmatismo y la tectónica en la región de Guaymas que contribuya a la evolución geodinámica del Proto-Golfo de California.

Los objetivos particulares son:

- Establecer la extensión de los vestigios que representan al volcanismo anorogénico del Mioceno Medio-Superior en la región.
- Realizar un muestreo sistemático de las rocas magmáticas en la región de Guaymas que comprenderá también la Isla San Pedro Nolasco.
- Establecer de manera clara las relaciones estratigráficas del Mioceno Inferior-Medio en la región, principalmente la estratigrafía volcánica del límite orogénico-anorogénico y encontrar las diferencias o relaciones petrológicas entre las unidades litológicas que componen a la secuencia en Guaymas, incluyendo las de la Isla San Pedro Nolasco.
- Detallar la mineralogía y establecer las características geoquímicas de las unidades magmáticas estudiadas en la región.
- Establecer características paleomagnéticas de las unidades clave de la región de estudio, en específico del Cerro El Vigía.
- Proponer argumentos en contra o a favor de la existencia de una supuesta estructura de tipo caldera en la región de Guaymas.
- Obtener una base de datos que permita comparar la información de la literatura con los datos que se generen en este trabajo.
- Proponer un modelo geodinámico en la región de Guaymas, que se relacione con el nacimiento y desarrollo del Proto-Golfo de California, capaz de explicar los procesos que determinan al magmatismo, su evolución y su contexto tectónico.

#### **1.4 Metodología.**

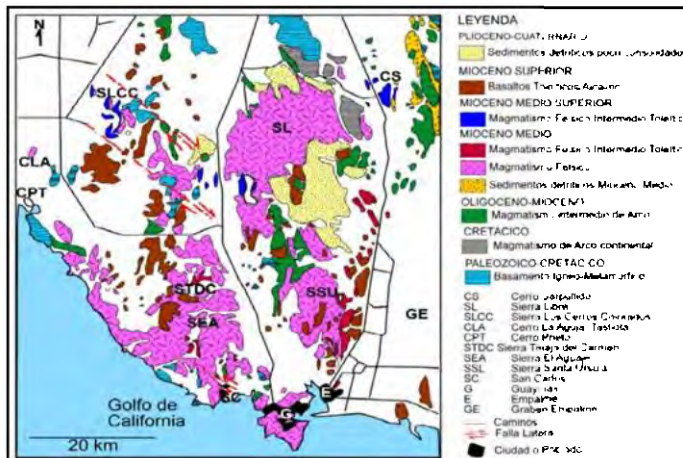
Se investigó sobre la ubicación espacio-temporal y la evolución de los productos magmáticos relacionados con el desarrollo del Proto-Golfo de California, partiendo del conocimiento geológico del área de estudio (Guaymas). Esta investigación consideró los datos obtenidos, por otras tesis enmarcadas en el proyecto CONACYT, en varias localidades clave dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California (**Figura 1**), donde ocurren secuencias con rocas volcánicas afines para este evento. Este proyecto acopla, al trabajo petrológico, un estudio geoquímico (elementos, mayores, traza y REE), uno geocronológico y uno paleomagnético para proponer el sistema de deformación en la región de estudio. La metodología de trabajo constó de lo siguiente:

- A) Trabajo de gabinete** en el cual, por un lado, se desarrolló una selección de los sectores de estudio en la región (**Figura 1**), por medio de la identificación e interpretación de imágenes de satélite y fotografías aéreas y, por otro lado, se diseñaron las estrategias a seguir para el levantamiento de datos en el terreno (diseño de secciones y caminamientos).
- B) Trabajo de campo** enfocado al reconocimiento geológico de los sectores de estudio, en donde se llevó a cabo la identificación, la medición y la descripción, tanto de las sucesiones volcánicas, como de las estructuras que las afectan.
- C) Muestreo sistemático** y representativo de las lavas en los diferentes sectores previamente identificados y estudiados.
- D) Trabajo de laboratorio** en caminado a la preparación de los materiales rocosos muestreados. Este consistió en la elaboración de los cortes de los núcleos paleomagnéticos, la fabricación de láminas delgadas y secciones pulidas y la obtención de polvos de roca.
- E) Estudios analíticos**, comenzando primero, con un estudio petrográfico, segundo, con un análisis químico completo involucrando los elementos mayores, traza y tierras raras, tercero, un estudio geocronológico y, quinto, un estudio paleomagnético. La metodología empleada tanto para análisis geoquímico se puede

ver en el capítulo de **Anexos I**, mientras que la metodología para el análisis paleomagnético se verá en el **Capítulo 7**.

- F) Trabajo de integración e interpretación** de los resultados analíticos.
- G) Trabajo de redacción** y de difusión de los resultados mediante la exposición de resultados en congresos y la presentación de tesis.

## 2. Geología Regional de la porción costera-suroeste de Sonora.



**Figura 2** Mapa de la Geología Regional de la región Costa Suroccidental, modificado de Gómez-Valencia (2014).

En Sonora, el conocimiento petro-tectónico del Mioceno, ha mostrado que las primeras manifestaciones se componen principalmente por rocas volcánicas en un contexto tectónico de margen convergente, relacionado con la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana, por medio de las micro-placas de Magdalena, Guadalupe y Soledad (Aguillón-Robles *et al.*, 2001; Pallares *et al.*, 2007; Pallares, 2007; Castillo, 2008). Este evento magmático se caracterizó por el desarrollo de lavas orogénicas, que ocurrieron durante el Mioceno Inferior, de manera simultánea a la fase distensiva *Basin and Range* (Münch, 1993). El desarrollo de *horsts* y *grabens* (o conjunto de semigrábenes escalonados), en esa época, dio paso a la exhumación del basamento cristalino, constituido predominantemente por el Batolito Laramídico (Valencia-Moreno *et al.*, 2001), alimentando en gran medida a los abanicos aluviales que, junto con las unidades volcánicas de arco, rellenaron las cuencas miocénicas (Figura 2).

En el Mioceno Medio (~12 Ma) la actividad magmática presentó un importante cambio con la aparición de líquidos anorogénicos, que en Sonora son evidenciados, en menor número, por la ocurrencia de rocas volcánicas máficas de firmas transicionales y, en mayor proporción, por el evento volcánico silíceo de afinidad hiperalcalina (Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2007). Las manifestaciones hiperalcalinas de este evento, han sido atribuidas a la ruptura continental y al establecimiento de un Rift conocido como el Proto-Golfo de California, el cual apareció de manera subsiguiente a un arco volcánico continental que prevalecía en el Mioceno Inferior.

En Sonora, el conocimiento petro-tectónico del Mioceno, ha mostrado que las primeras manifestaciones se componen principalmente por rocas volcánicas en un contexto tectónico de margen convergente, relacionado con la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana, por medio de las

El Proto-Golfo de California se concibe como una región distensiva (Henry *et al.*, 2000) que afectó entre los ~12 y los ~6 Ma a un área en donde, al menos, actualmente se encuentra la denominada Provincia Extensional del Golfo de California (PEGC). Este fenómeno ocurrió como un resultado de los esfuerzos en el límite occidental de la placa Norte Americana y su distribución se llevó a cabo por medio de fallas laterales (Stock *et al.*, 1989).

La secuencia anorogénica del Mioceno Medio relacionada al Proto-Golfo de California es fácilmente reconocida en el NW de México gracias a la presencia de la ignimbrita de composición riolítica y afinidad hiperalcalina: **Toba de San Felipe** (Stock *et al.*, 1999; Oskin, 2002; Hernández *et al.*, 2008; Olgún-Villa, 2010) / **Ignimbrita de Hermosillo** (Paz Moreno *et al.*, 2000; Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2007; Palomino-Medina *et al.*, 2009; Bennet, 2009; Barrera-Guerrero *et al.*, 2009 y 2010; Gómez-Valencia *et al.*, 2010; Gómez-Valencia, 2011; Vidal-Solano *et al.*, 2010a; Vidal-Solano, 2010b) distribuida ampliamente en Sonora y Baja California y que corresponde a un excelente marcador estratigráfico, que en la mayoría de los casos cubre a la secuencia de las lavas orogénicas relacionadas con la última etapa de la subducción.

El magmatismo anorogénico transicional de afinidad hiperalcalina, es cubierto por rocas volcánicas de características toleíticas (en particular en la Sierra El Aguaje), que a la base la constituyen una serie de coladas félsicas y derrames piroclásticos (Vega-Granillo *et al.*, 2004; Velderrain-Rojas, 2014) estos últimos están ampliamente distribuidos cerca de la costa de Sonora, tanto en Guaymas, como a al Norte de San Carlos y en la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Encima del volcanismo félsico-intermedio, cubren discordantemente rocas intermedias a máficas representadas por andesitas y basaltos que llegan a formar mesetas sub-horizontales, tanto en al norte de la Sierra El Aguaje (Cerro El Guajaré y Tinaja del Carmen), como en los bordes del Graben de Empalme (Johnpeer, 1977; Mora-Álvarez, 1992; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Herman, 2013; Velderrain-Rojas, 2014). Este evento fue emplazado en una etapa extensional sin deformación de 10–8 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977; Paz-Moreno, 1992; Mora-Álvarez, 1993; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Till *et al.*, 2005; Gans *et al.*, 2013).

Como parte del volcanismo félsico anorogénico, existe la presencia de un cuerpo granofírico en el suroeste de Sonora, tanto en la Sierra El Aguaje (Norte de San Carlos), como en Guaymas (Cerro El Vigía) y en los bordes del Graben de Empalme (Johnpeer, 1977; Cochemé, 1981; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Vega-Granillo *et al.*, 2004; Velderrain-Rojas, 2014). Este cuerpo hipabisal, es cortado, en algunos casos, por diques félsicos (Velderrain-Rojas, 2014), que se encuentran mejor expuestos en la Sierra El Aguaje, tanto en el Cañón de los Anegados, como en el desemboque al mar del arroyo del mismo nombre. Finalmente los depósitos del Cuaternario son principalmente rellenos aluviales (SGM, 2000). Por consiguiente, es importante definir la relación tectónica-estructural entre la última etapa de magmatismo orogénico, la aparición de los magmas anorogénicos y su distribución en Sonora, a fin de entender la evolución geodinámica del Proto-Golfo de California.

### 3. Trabajos previos en la región de Guaymas.

Flores (1929) realizó un reconocimiento geológico en la región de Sonora, en un trayecto desde Nogales hasta Guaymas. En su reconocimiento preliminar, llegó a la conclusión de que tres distintos episodios de volcanismo extrusivo ocurrieron en las cercanías de Guaymas; primero, la erupción de andesitas, segundo; la erupción de riolitas y finalmente; la erupción de basaltos, que posteriormente se llamarían Basalto de Empalme (Johnpeer, 1977). También determinó que el Cerro Bacochibampo estaba compuesto de basaltos de diversas texturas. Desde el primer reconocimiento geológico que se tiene del puerto de Guaymas, ya se habían identificado los principales grupos de rocas que distinguen a la región, sin embargo, aun sin asociarlos a un evento geológico en el tiempo.

Hacia 1950, Anderson, en un crucero en el Golfo de California (1940 E.W. Scripps), donde trabajó en la geología de las islas y áreas vecinas, obtuvo información geológica alrededor del puerto de Guaymas. Anderson (1950), indico dos tipos de granitos en el área de Guaymas; una granodiorita al Noroeste de San Carlos y un granito porfírico, que años después Johnpeer (1977) interpretó como una toba soldada al norte de Empalme. Anderson reporto la gruesa secuencia de andesitas, riolitas y flujos piroclásticos expuestos en Guaymas y a lo largo de la costa del noroeste.

Tiempo después, Johnpeer (1977) en su trabajo de Maestría en la Universidad de Arizona, reconoció en Guaymas una secuencia estratigráfica, donde propone que las rocas más viejas corresponden a basaltos calcoalcalinos (*Older Basalts*) y encima, lavas traquiandesitas y riolitas (Riolita Bacochibampo), localmente, denota la presencia de diques de traquiandesita que cortan a los flujos de riolitas. Sobreyaciendo a estos últimos flujos, descansa una toba soldada, que se nombro como Toba Soldada del Cerro El Vigía y que fue fechada por Paz-Moreno (1992), dando una edad K/Ar en plagioclasas de 7.7 Ma. Finalmente se depositan discordantemente un volcanismo máfico representado por basaltos y considerado el más joven del área, nombrados como Basaltos de Empalme, con una edad de  $11.2 \pm 2.7$  Ma (McDowell en Mora-Álvarez, 1992) o Basalto Las Trincheras con edades que van desde los  $10.3 \pm 0.3$  Ma a  $8.5 \pm 1.5$  Ma (Mora-Álvarez, 1992). Johnpeer, al

detectar tobas soldadas en la región, sugiere la presencia de una caldera, aunque la falta de información de la geología de las zonas cercanas, hace que el trazado de los límites de esta caldera para Johnpeer, sea imposible de determinar. La secuencia gruesa de flujo de ceniza en Guaymas y Empalme, así como en la península sur de Guaymas, pueden representar áreas de colapso de la caldera, donde los flujos de ceniza se quedaron estancados. La falta de tobas soldadas, que se distinguen principalmente en el Cerro El Vigía, puede indicar que estas áreas están fuera de la caldera. Según [Johnpeer \(1977\)](#), la separación de Baja California, de México, pudo haber dividido la caldera de tal manera que partes de ella, están ahora por debajo del agua en el Golfo de California o transportado hacia el noreste de Baja California.

En 2004, [Vega-Granillo](#), presenta en un estudio de Geología Urbana en la región de Guaymas y San Carlos, una columna estratigráfica más detallada, en la cual se muestra a la base un basamento granodiorítico de hornblenda el cual es cubierto por delgados remanentes de rocas metasedimentarias. Sobreyaciendo al basamento ígneo-metamórfico, ocurre la Unidad Básica-Intermedia compuesta por andesitas basálticas formando las faldas de los principales relieves, correlacionables con los *Older Basalts* de [Johnpeer \(1977\)](#). Encima se deposita una Unidad Félsica, compuesta por tobas piroclásticas y coladas dacíticas hacia la cima, terminando con basaltos, lentes de areniscas y conglomerados, probablemente correlacionables con el Basalto de Empalme.

Otros estudios realizados en las cercanías de Guaymas, involucran técnicas gravimétricas ([Fragoso-Irineo, 2011](#)) en el valle de San José de Guaymas, donde se realizó un estudio para determinar la morfología y profundidad del basamento, siendo parte de un estudio geohidrológico. También, dentro del municipio de Guaymas, existen algunos yacimientos y proyectos mineros, así como trabajos enfocados a reconocimientos geológicos-mineros de lotes mineros en las afueras del municipio de Guaymas (ver informes técnicos del SGM).

En lo que respecta a los estudios geológicos previos de la Isla San Pedro Nolasco, se considera que corresponde al Basamento Laramídico según lo reportado por el [SGM](#)



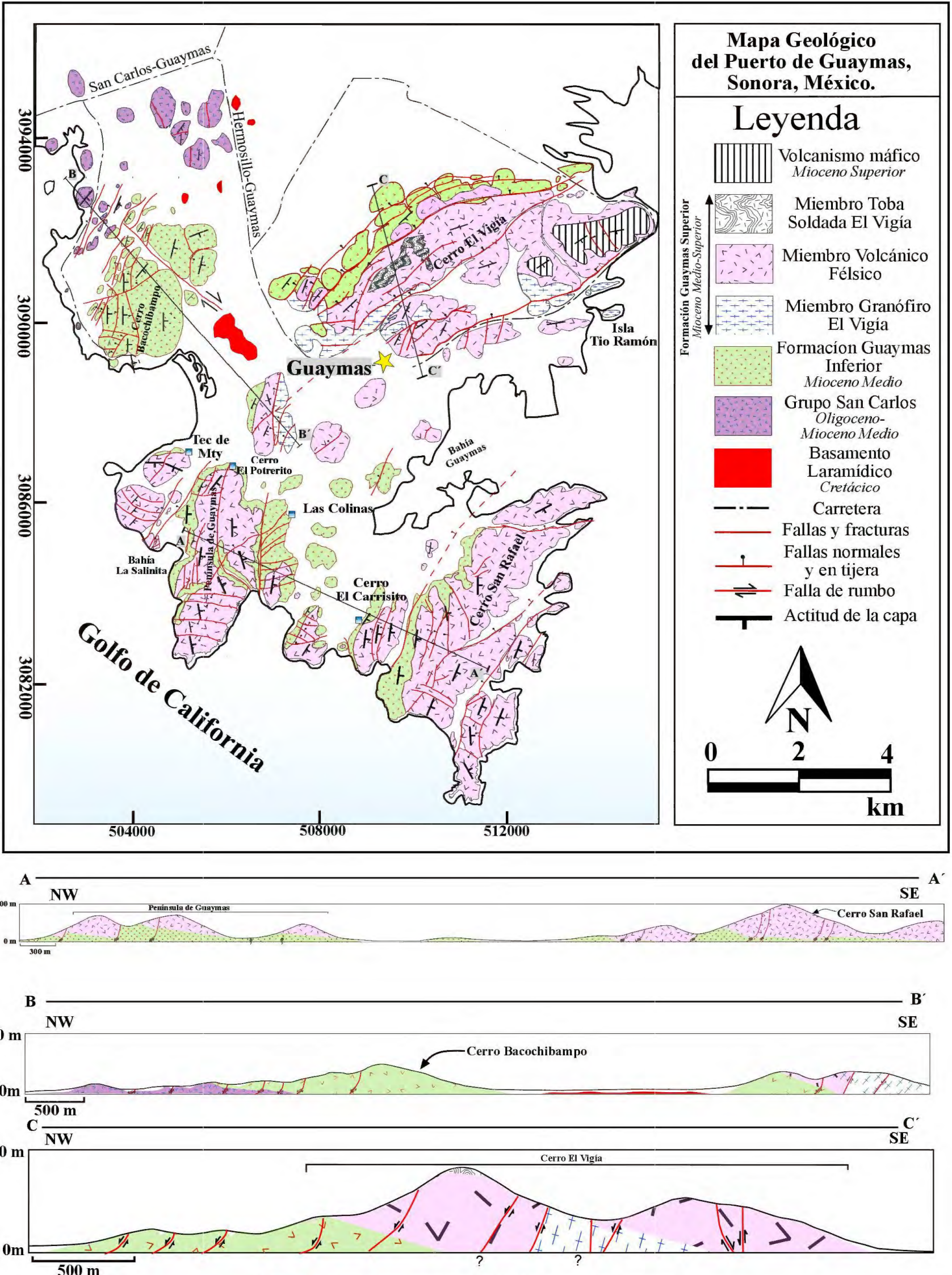
(2002). Sin embargo, hasta el momento, no existe un mapa geológico, ni un reconocimiento petrológico de todas las unidades presentes en ese lugar.

## 4. Geología de la región de Guaymas.

En la región de Guaymas, los vestigios volcánicos del Mioceno se hacen presente ([Johnpeer, 1977](#)).

Hacia el extremo Noroeste de Guaymas, en la costa de San Carlos y en la Sierra El Aguaje, se expone un basamento granítico, gracias a fallas normales que levantan y basculan los grandes bloques y una vez que la erosión ha actuado quedan al descubierto las rocas más antiguas. Cubriendo al basamento, en pequeños lomeríos de morfologías suaves que se encuentran aislados al noroeste del Cerro Bacochibampo, se ubican los vestigios de un volcanismo asociado al arco continental miocénico y que se le ha nombrado como Grupo San Carlos ([Gómez-Valencia, 2014](#)), y que aflora principalmente hacia la localidad de San Carlos y Sierra El Aguaje ([Velderrain-Rojas, 2014](#)). Sobreyaciendo discordantemente al magmatismo de arco, se encuentra una secuencia volcánica de composición intermedia a félsica, que aquí nombramos como Formación Guaymas Inferior y Formación Guaymas Superior respectivamente. Este magmatismo compone la mayoría de las sierras, siendo cubiertas por un volcanismo más reciente representado por lavas máficas, que tiene una mejor representación hacia las inmediaciones del municipio de Empalme, al este de Guaymas ([Figura 3](#)). Además, en Guaymas, destaca una estructura semicircular, que se ha interpretado como asociada a una caldera ([Johnpeer, 1977](#)), asimismo, las sierras en el puerto de Guaymas, son formadas por rocas volcánicas tanto de carácter lávico, como explosivo, presentan una morfología y apariencia similar, con pendientes suaves a la base y escarpes pronunciados hacia la cima. La roca presenta colores de intemperismo que varían de café a rojizo, sin poder distinguir en ocasiones los distintos tipos de rocas, sin embargo, esta localidad presenta rocas con distintas litofacias, cambios texturales y mineralógicos, que varían gradualmente de unidades con composiciones intermedias a la base, culminando con rocas de un carácter más félsico hacia la cima.

En este capítulo se abordará la geología de la región de Guaymas, presentando las distintas unidades que están presentes en el área desde el magmatismo más antiguo al más joven. Además, se describirá la secuencia que corresponde a la Isla San Pedro Nola



**Figura 3.** Mapa y secciones geológicas del puerto de Guaymas

#### **4.1. Basamento granítico.**

En el área de estudio, el basamento es expuesto en pequeñas lomas, principalmente hacia el norte del Cerro Bacochibampo (**Figura 3**). Este Basamento granítico, está mejor expuesto hacia la costa de San Carlos y hacia la Bahía Los Anegados en la Sierra El Aguaje (**Velderrain-Rojas, 2014**). Esta unidad fue fechada en el área de San Carlos en  $83\pm 2$  y  $81\pm 3$  Ma, atribuyéndose al evento granítico Laramide con edades comprendidas entre 90 a 40 Ma distribuidos en Sonora y Sinaloa (e.g. **Damon et al., 1983; Valencia-Moreno et al., 2001**).

#### **4.2 Volcanismo de arco continental.**

Cubriendo discordantemente al basamento laramídico, se encuentra un conjunto de lavas máficas a intermedias, nombrada Grupo San Carlos por **Gómez-Valencia (2014)**, que considera que estas lavas pudieran estar ligadas al magmatismo de arco del Mioceno Inferior productor de la subducción de la Placa Farallón bajo la Norteamericana. Estas lavas se encuentran distribuidas principalmente en la localidad de San Carlos. En el área de estudio, afloran solamente al NW del puerto y del Cerro Bacochibampo en forma de lomeríos suaves (**Figura 3**). El Grupo San Carlos en el área de estudio, está compuesto por lavas intermedias muy vesiculares con amígdalas rellenas de calcita con una textura porfídica con cristales pseudomorfos de olivino que se encuentran alterados a idingsita. Esta unidad se puede correlacionar con la unidad *Older Basalts* nombrada por **Johnpeer (1977)**. Este autor no realizó análisis químicos a la roca, sin embargo en este estudio se ha podido precisar gracias a la geoquímica que se trata más bien de una traquiandesita basáltica (ver capítulo 6). **Wilson (1978)** nombró a esta misma unidad como *Older Basalts Series* en San Carlos y le asignó un carácter calcoalcalino y una edad de  $17.8 \pm 05$  Ma. **Mora-Álvarez (1992)**, reporta edades desde 28 a 15.3 Ma para las unidades El Mezquite, La Espuela y el Gito Baleado en la Sierra Santa Úrsula, siendo correlacionables estratigráficamente y en cuanto a su edad con las rocas del Grupo San Carlos.

**Vega-Granillo et al. (2004)**, incluye a estas lavas dentro de la Unidad Volcánica Básica-Intermedia, donde define que la unidad está formada por flujos de lava que varían

en composición de basaltos a andesitas que cubren en discordancia al basamento granítico y metamórfico, siendo la base de la Unidad Volcánica Básica-Intermedia.

### **4.3 Volcanismo intermedio-félsico del Mioceno Medio-Superior de la región de Guaymas.**

Esta unidad está conformada por dos paquetes rocoso; lavas intermedias a la base de los cerros en las distintas localidades de Guaymas sobreyacidas por un volcanismo félsico. Estos paquetes son cubiertos en discordancia por lavas máficas que representan al volcanismo más joven en la región. Los paquetes antes mencionados son nombrados informalmente como **grupo Guaymas** y se agruparon de acuerdo a su composición y posición estratigráfica y nombrados informalmente como: **Formación Guaymas Inferior** para las lavas infrayacientes y de composiciones intermedias del área de estudio, y **Formación Guaymas Superior** para el volcanismo más félsico. A su vez, estas fueron divididas en miembros, por sus características particulares que se incluyen en los siguientes capítulos de este trabajo. A continuación, la geología de Guaymas es descrita por localidades.

#### **4.3.1 Cerro Baco-chibampo.**

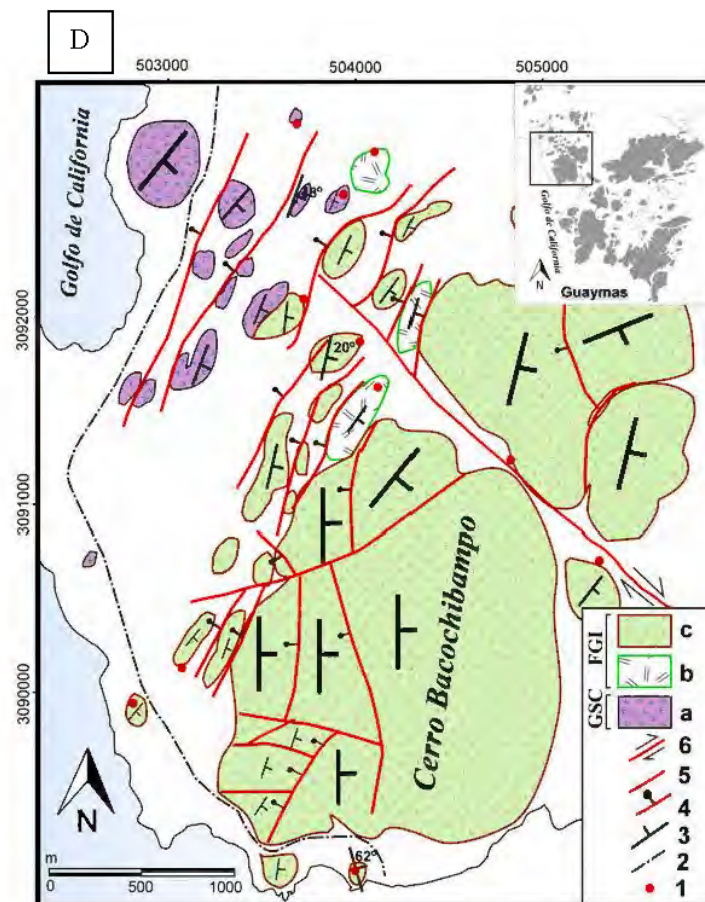
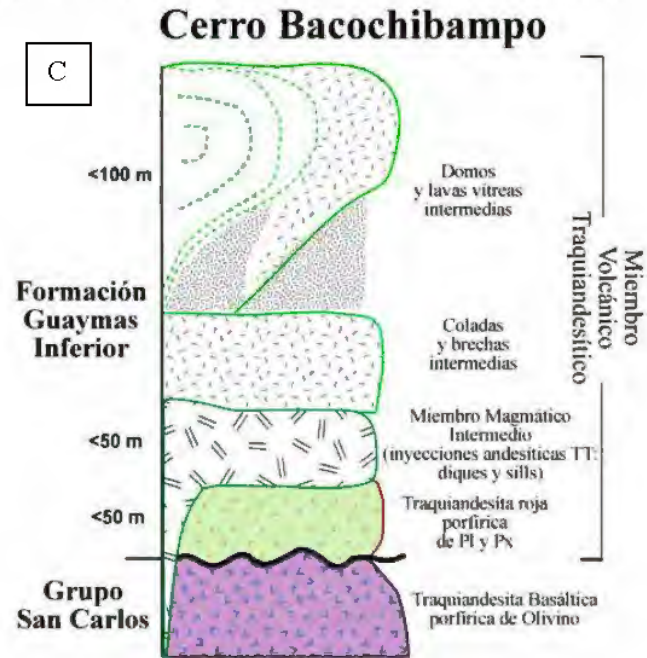
El Cerro Baco-chibampo (**Figura 4A**) se encuentra en el extremo noroeste del área de estudio (**Figura 4D**). El cerro se compone principalmente por las lavas intermedias de la Formación Guaymas Inferior (FGI, **Figura 4C**). En el Cerro Baco-chibampo (BCH), la FGI, cubre discordantemente a lavas del Grupo San Carlos, que afloran al noroeste. En esta localidad la base de la FGI está compuesta por traquiandesitas porfídicas de plagioclasa y piroxeno de apariencia y matriz rojiza, por un efecto de oxidación y una textura vesicular en ocasiones rellenas por cuarzo y calcita, con vetillas de cuarzo. A su vez, estos flujos, son cortados por diques de la misma composición. Sobreyaciendo a las traquiandesitas de matriz rojiza, se distinguieron varias coladas intermedias traquiandesíticas que presentan una matriz vítrea oscura (a diferencia de las lavas de matriz roja de la base), en ocasiones porfídica de plagioclasa y piroxeno. Estas coladas presentan niveles brechoides en la base y vesiculares en la cima. Las coladas llegan a formar domos con bordes brechoides que hacia

la cima se vuelven masivos, también forman coladas-brecha de colores amarillentos debido a una desvitrificación y alteración. Estas lavas de composición traquiandesítica son nombradas informalmente en este trabajo como **Miembro Volcánico Traquiandesítico (MVT)**. [Johnpeer \(1977\)](#), clasifica a las lavas del Cerro Bacochibampo como riodacitas, y las nombra Riodacitas Bacochibampo.

En BCH y siendo parte de la FGI, se identificó una unidad de composición intermedia y de una textura glomeroporfídica-porfídica de plagioclasa y piroxeno muy vesicular, con amígdalas rellenas de sílice y vetillas de cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa llegan a medir hasta 1 cm formando cúmulos o glómeros que toman la apariencia de pisadas de huella de pavo o como se le ha nombrado informalmente, una textura “*Turkey Track*” ([Figura 4B](#)). Las lavas con esta textura característica, son llamadas aquí como **Miembro Magmático Intermedio**.



**Figura 4.** A: Flanco Suroeste del Cerro Bacochibampo. B: Roca con grandes cristales de plagioclasa formando la textura *Turkey Track*.

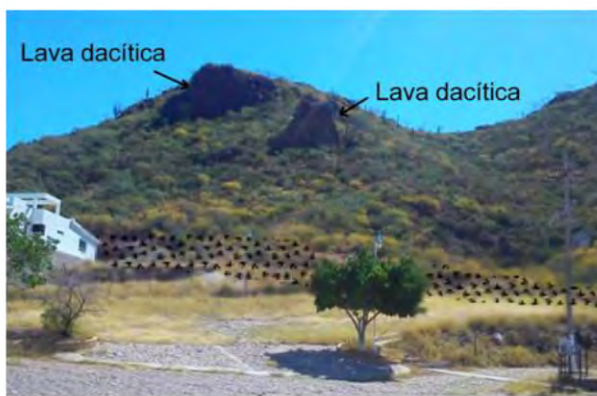


**Figura 4.** C: Columna litológica del Cerro Bacochibampo. D: Mapa geológico de la localidad de Bacochibampo. Simbología: a; Lavas del Grupo San Carlos, b; Miembro Magmático Intermedio, c; Miembro Volcánico Traquiandesítico. 1; Muestreo, 2; camino, 3; Actitud de la capa, 4; Fallas normales y en tijera, 5; Fallas y fracturas, 6; Falla de rumbo.

### 4.3.2 La Península de Guaymas y Tec de Monterrey.

Hacia el Sur de Bacochibampo, se encuentra la Península de Guaymas y un cerro que en este trabajo se nombró como Tec de Monterrey (TM, **Figura 9A**), por estar situado en el Instituto Tecnológico de Estudios Superiores de Monterrey. Tanto la Península de Guaymas, como el TMTY presentan paquetes rocosos de características similares que permiten agruparlas. De manera general, en esta localidad afloran dos conjuntos de rocas; lavas traquiandesíticas a la base correspondientes a la FGI y hacia la cima varios pulsos de flujos de composiciones félsicas de distintas facies correspondientes a la Formación Guaymas Superior (FGS, **Figura 9B**). A continuación se describirá particularmente cada cerro.

#### 4.3.2.1 Tec de Monterrey.



**Figura 5.** Cerro Tec de Monterrey. A la base una roca probablemente andesítica y flujos de lava dacítica formando los escarpes.

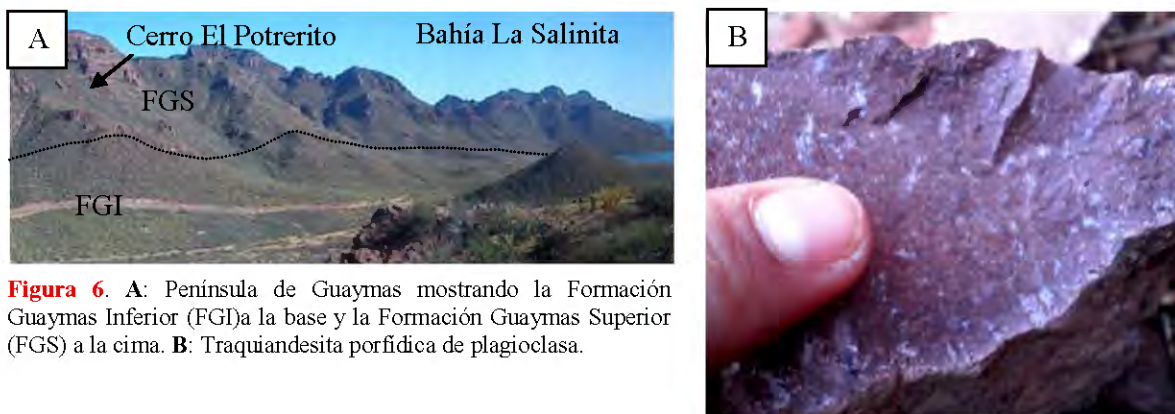
El Cerro Tec de Monterrey, presenta pendientes suaves en sus laderas y escarpes en su cima. Está formado por un paquete rocoso de un espesor aproximado de 210 m, de pendiente suave y fuertes escarpes a la cima (**Figura 5**). A la base, se encuentra una roca muy alterada con evidente cizallamiento. Esta roca de color rojiza debido a su alta oxidación y zonas silicificadas, de acuerdo a su posición estratigráfica y al reconocimiento de los cerros en las cercanías, probablemente es parte de las lavas intermedias de la Formación Guaymas Inferior. Hacia la cima, escarpes pronunciados están formados por distintos flujos de lava de composición félsica, las cuales son nombradas como **formación Guaymas Superior** en este trabajo. Estas lavas presentan texturas porfídicas de feldespatos alcalinos y plagioclasa, con fenocristales de ferromagnesianos que muestran un color rojizo debido a su oxidación. Algunas lavas son afáníticas de matriz vítrea oscura, mientras que otras se observan fluidales y brechoides con facies vítreas desvitrificadas con ligera silicificación. Debido a



su color café marrón en superficie de intemperismo, estas lavas son difíciles de diferenciar sin embargo en superficie fresca, los cambios texturales son evidentes.

#### 4.3.2.2 Península de Guaymas.

La Península de Guaymas (Figura 6A), se compone a la base por las lavas intermedias de la FGI. Las lavas de la base son porfídicas a glomeroporfídicas de color rojizo, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Figura 6B), estas lavas presentan litofacies lajeadas y de matriz microcristalina.



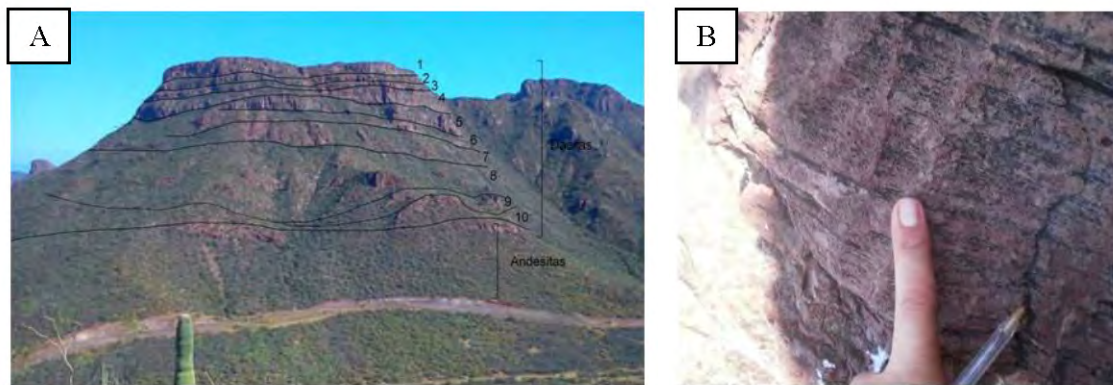
**Figura 6.** A: Península de Guaymas mostrando la Formación Guaymas Inferior (FGI) a la base y la Formación Guaymas Superior (FGS) a la cima. B: Traquiandesita porfídica de plagioclasa.

En la Península de Guaymas, también aflora el Miembro Magmático Intermedio. La unidad en este sector presenta un color que va de morado a guinda, porfídica a glomeroporfídica de plagioclasa y piroxeno, característicamente presenta textura *Turkey Track* (huella de pavo), de grandes cristales de plagioclasa que llegan a medir hasta 1 cm (Figura 7). Esta unidad aflora en todo este sector, desde la parte sur hasta la parte norte del bloque rocoso.



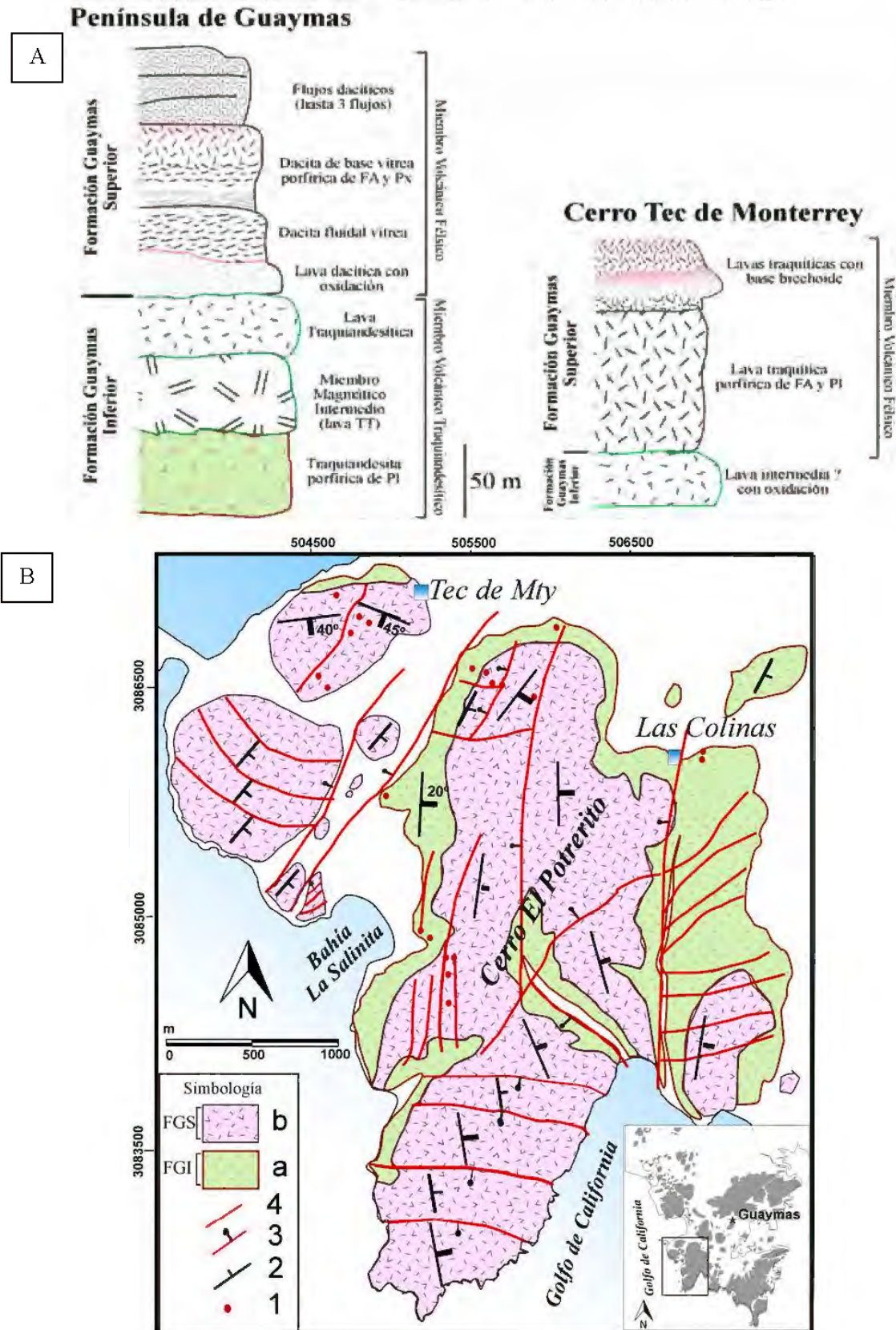
**Figura 7.** Miembro Magmático Intermedio mostrando los grandes cristales de plagioclasa.

Sobreyaciendo a la formación Guaymas Inferior, se encuentran una serie de flujos félsicos con base vítrea (hasta 10 flujos, **Figura 8A**), que pertenecen a la formación Guaymas Superior, y que a su vez, se agrupan en el miembro Volcánico Félsico, miembro que agrupa a las lavas de composiciones félsicas en el área de estudio. Las lavas en esta localidad presentan facies vítreas a microcristalinas hacia la base y hacia la cima facies vesiculares a la cima de la colada. Son porfídicas de feldespato alcalino y plagioclasa, aunque algunas lavas llegan a ser afaníticas y de flujo marcado (**Figura 8B**). Las lavas félsicas más superiores son vítreas porfídicas de feldespato y muestran colores de intemperismo amarillo, las cuales se observan mejor en la Bahía La Salinita al sur de la Península de Guaymas.



**Figura 8.** **A:** Flujos félsicos (hasta 10 flujos) en el Cerro El Potrerito. **B:** Lava félsica de textura fluidal.

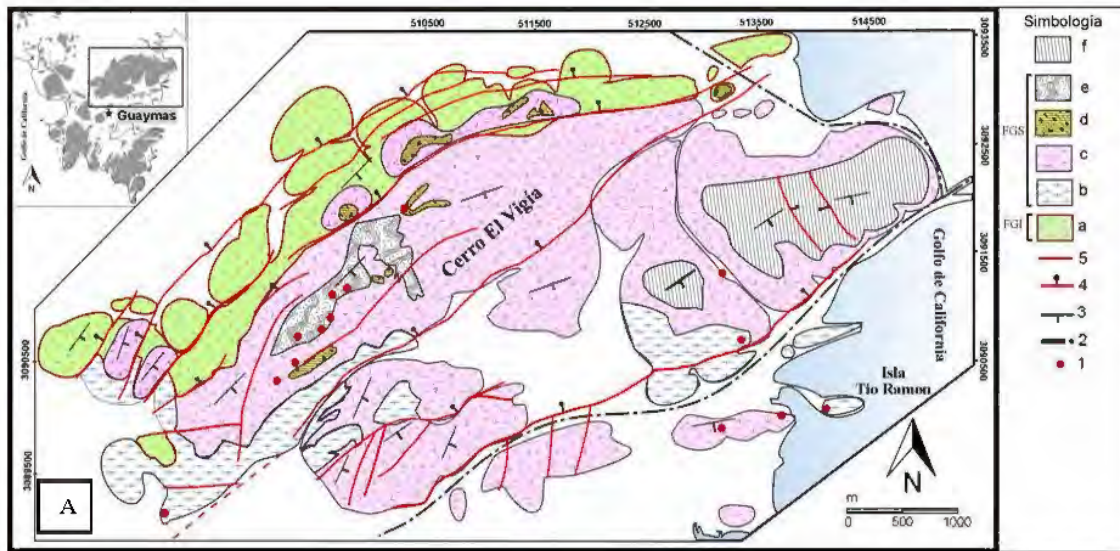
*Velderrain Rojas Luis Alonso (2016), Tesis Maestría en Ciencias-Geología*



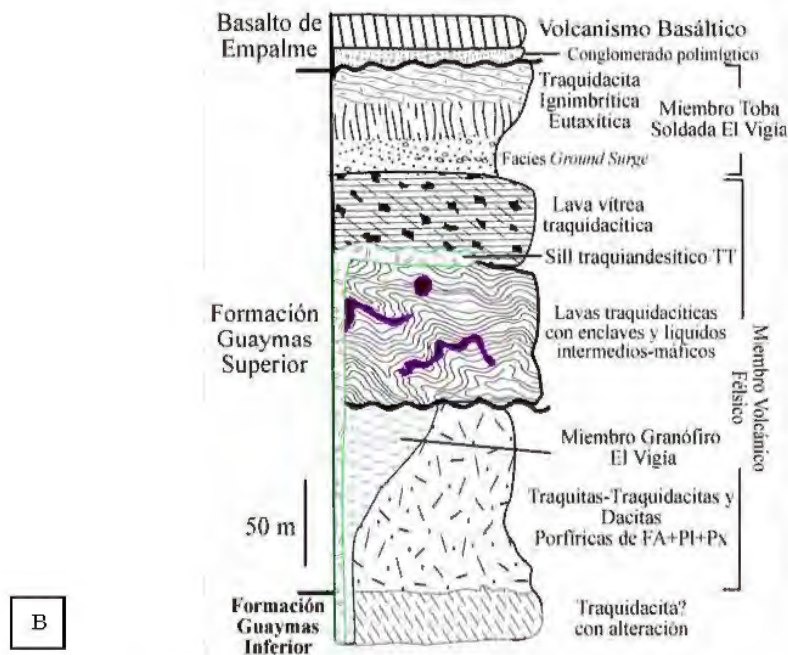
**Figura 9.** A: Columna litológica correspondiente a la península de Guaymas y Tec de Monterrey. B: Mapa geológico de la Península de Guaymas y Tec de Monterrey. Simbología; 1; Muestreo, 2; Actitud de la capa, 3; Fallas normales y en tijera, 4; Fallas y fracturas, a: Formación Guaymas Inferior, b; Formación Guaymas Superior.

### 4.3.3 Cerro El Vigía

El Cerro El Vigía (CEV), se encuentra en el sector noreste del Pto. De Guaymas y representa el bloque rocoso de mayor extensión y espesor en el área. El paquete rocoso se encuentra compuesto por la litología más completa, contemplando unidades tanto de la Formación Guaymas Inferior a la base, como de la Formación Guaymas Superior hacia la cima las cuales son cubiertas discordantemente por lavas máficas en la parte oriental (Figura 10A). El CEV, está compuesto, a la base, por la formación Guaymas Inferior (Figura 10B), que se encuentra muy alterada en algunos sectores. Hacia el noroeste, esta unidad forma lomeríos separados del CEV por fallas normales, dejando cerros aislados. La Formación Guaymas Superior sobreyace a las rocas antes descritas. Esta unidad está compuesta a la base por el Miembro Volcánico Félsico, que presenta a la base una lava dacítica afánítica de color guinda-café, que presenta zonas alteradas con epidota. Sobreyaciendo a esta lava, se encuentran flujos de lavas félsicas, con bases vítreas de color café y con fenocristales de feldespato. Sobre esta unidad se encuentra una lava vítrea con grandes fenocristales de feldespato, la cual se encuentra distribuida ampliamente en el Puerto de Guaymas, hacia la cima del Cerro San Rafael y El Cerro Carricito. Sobreyaciendo a la lava vítrea, se depositaron lavas félsicas fluidales de color rosa a gris, que presentan en ocasiones enclaves de rocas intermedias. Encima a este paquete, se encuentra una unidad piroclástica ignimbrítica, nombrada como Miembro Toba Soldada El Vigía por Johnpeer (1977), que presenta a la base una facies explosiva de piso (“*ground surge*”) de color naranja, seguida por una facies masiva. La unidad presenta en su base flamas de facies eutaxíticas y hacia la cima, la unidad se vuelve masiva, en ocasiones con un alto grado de silicificación en la matriz, la cual presenta cúmulos de ferromagnesianos, que pueden ser confundidos con enclaves máficos. Finalmente, en la parte sur del Cerro El Vigía, ocurre un cuerpo hipabisal de textura granofírica que se considera en este trabajo como parte de la Formación Guaymas Superior. El cuerpo, presenta una matriz microcristalina y una textura porfídica con cúmulos de ferromagnesianos.



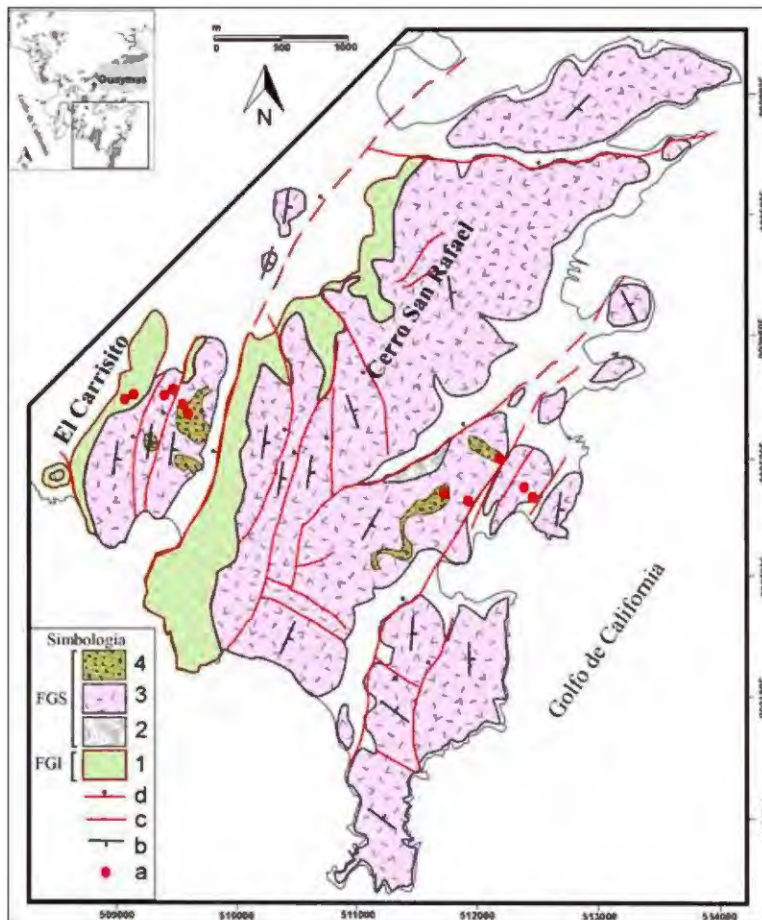
### Cerro El Vigía



**Figura 10.** A: Mapa geológico del Cerro El Vigía. Simbología; 1: Muestreo, 2; Camino, 3; Actitud de la Capa, 4; Falla normales y en tijera, 5; Fallas y fracturas, a: Formación Guaymas Inferior, b; Miembro Granófiro El Vigía, c; Miembro Volcánico Félsico, d; Lava vítrea muy porfídica, e; Miembro Toba Soldada El Vigía, f; Volcanismo Máfico.

#### 4.3.4 Cerro San Rafael.

En el sector sureste del municipio de Guaymas, donde se encuentra el Cerro San



**Figura 11.** Mapa geológico del Cerro San Rafael y Cerro Carrisito. Simbología; a, Muestreo, b, Actitud de las capas, c, Fallas y fracturas, d; Fallas normales y en tijera, 1; Formación Guaymas Inferior (FGI), 2; Miembro Toba Soldada El Vigía, 3; Miembro Volcánico Félsico, 4; Lava vítrea traquidacítica

Rafael y el Cerro El Carrisito dominan las lavas de la Formación Guaymas Superior (Figura 11).

Aflorando hacia la línea de costa, en la parte sur y noreste del Cerro San Rafael ocurren las unidades más antiguas de la secuencia debido a que las capas presentan un buzamiento hacia el sureste, que deja expuesta la base. Se trata de una lava fluidal de color rojo, con grandes fenocristales de plagioclasa.

Encima, buzando al sureste, la sobreyace una unidad rojiza similar, porfídica de plagioclasa y piroxeno, pero sin los grandes fenocristales

y que presenta un color de intemperismo amarillo. Esta unidad se encuentra disectada por una falla normal en tijera. Hacia la cima, los flujos de lava de la formación Guaymas Superior presentan facies brechoides a la base y fluidal y lajeadas a hacia la cima. En este sector, la presencia del miembro Toba Soldada El Vigía, se manifiesta infrayaciendo a una roca vítrea de tonos amarillos con fenocristales de feldespatos. Dichos tonos se atribuyen a la desvitrificación de dicha roca. Este flujo también ocurre en el Cerro El Vigía. Esta unidad aflora formando un cordón a la cima del Cerro San Rafael.

#### **4.4. Geología de La Isla San Pedro Nolasco.**

En la región de estudio, a 40 km hacia el mar, al noroeste del municipio de Guaymas, en la costa de Sonora y en el centro del Golfo de California, se expone un bloque rocoso que recibe el nombre de Isla San Pedro Nolasco (ISPN), y que fue nombrado patrimonio de la humanidad y área protegida por la UNESCO (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*) en el 2005.

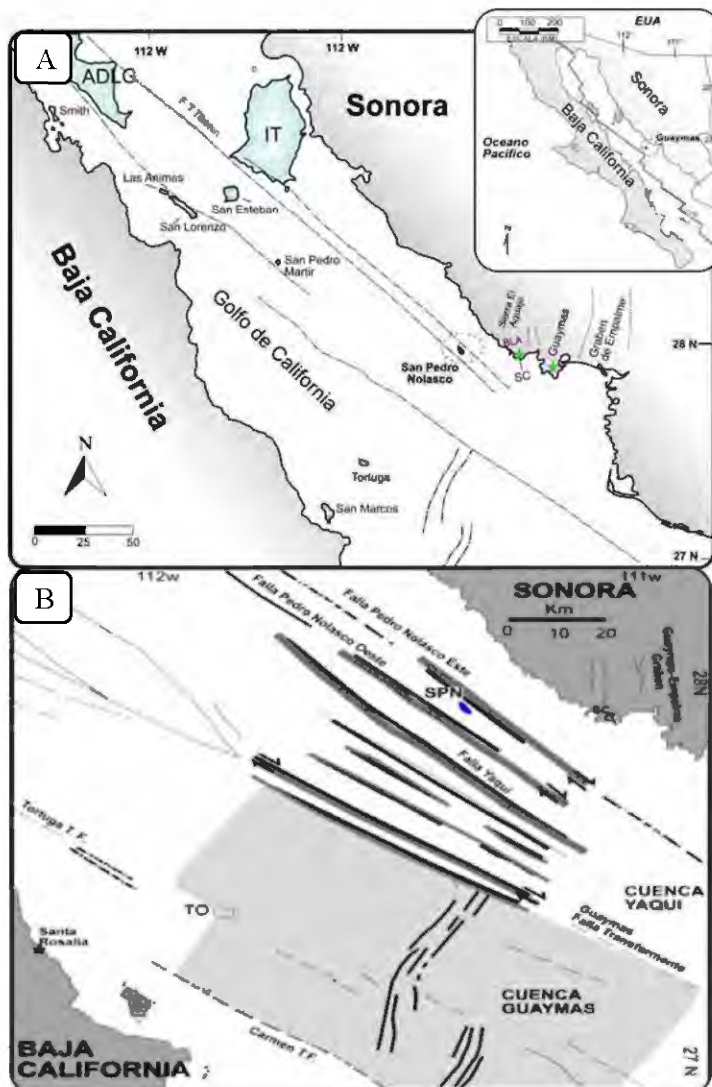
La ISPN, es parte de las islas que se encuentran distribuidas en el Golfo de California, muy cerca al límite de placas **Pacífico-Norteamérica** (PAC-NAM). La ISPN es una isla muy pequeña con respecto a las grandes islas como son la Isla Tiburón y la Isla Ángel de la Guarda, que se encuentran más al norte. Esta isla es un elemento estructural clave para reconstruir la historia geodinámica de la costa de Sonora, al determinar el papel petro-tectónico que juega dentro de la región de estudio (Guaymas-San Carlos) y su relación con la geología en continente.

El interés de estudiar la ISPN, nace a partir del trabajo de tesis de licenciatura ([Velderrain-Rojas, 2014](#)) en la Sierra El Aguaje ([Figura 1](#)), donde fue posible determinar que la geología en la región continental corresponde, a un intrusivo relacionado al Basamento Laramídico, cubierto por campos volcánicos neógenos. Dicha secuencia que corresponde de forma general, a la geología en la costa de sur de Sonora, incluyendo la región de Guaymas. En ese trabajo se planteó la hipótesis de que la ISPN, correspondía a un bloque compuesto por una secuencia similar, a partir de lo observado en la costa de Sonora, en donde se apreciaba una aparente estratificación y la presencia en la parte superior de una unidad subhorizontal en forma de mesa, haciendo suponer que se trataban de lavas volcánicas del Mioceno.

Gracias al presente trabajo, se pudo hacer un primer reconocimiento geológico de la isla y una caracterización, tanto petrográfica como geoquímica, determinando las unidades rocosas que componen a la isla, y sus principales características, que a su vez nos aportan las primeras relaciones con respecto a la geología de ese sector, sin llegar a establecer una cartografía del macizo rocoso.

Se realizaron dos jornadas de campo (la segunda enfocada a un estudio paleomagnético), en las cuales se hizo un muestreo sistemático de la litología que compone al bloque rocoso, para su posterior estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico. De esta manera se pudo clasificar y determinar en tiempo y espacio las unidades que componen a la ISPN.

#### 4.4.1 Localización y aspectos generales de la ISPN.



La Isla San Pedro Nolasco, se ubica en el centro del Golfo de California, a 40 km al noroeste del municipio de Guaymas y a 20 km al Oeste de la Bahía Los Anegados en San Carlos, Nuevo Guaymas (Figura 12A). La Isla se encuentra localizada en la carta topográfica INEGI San Carlos G12A19 1:50,000.

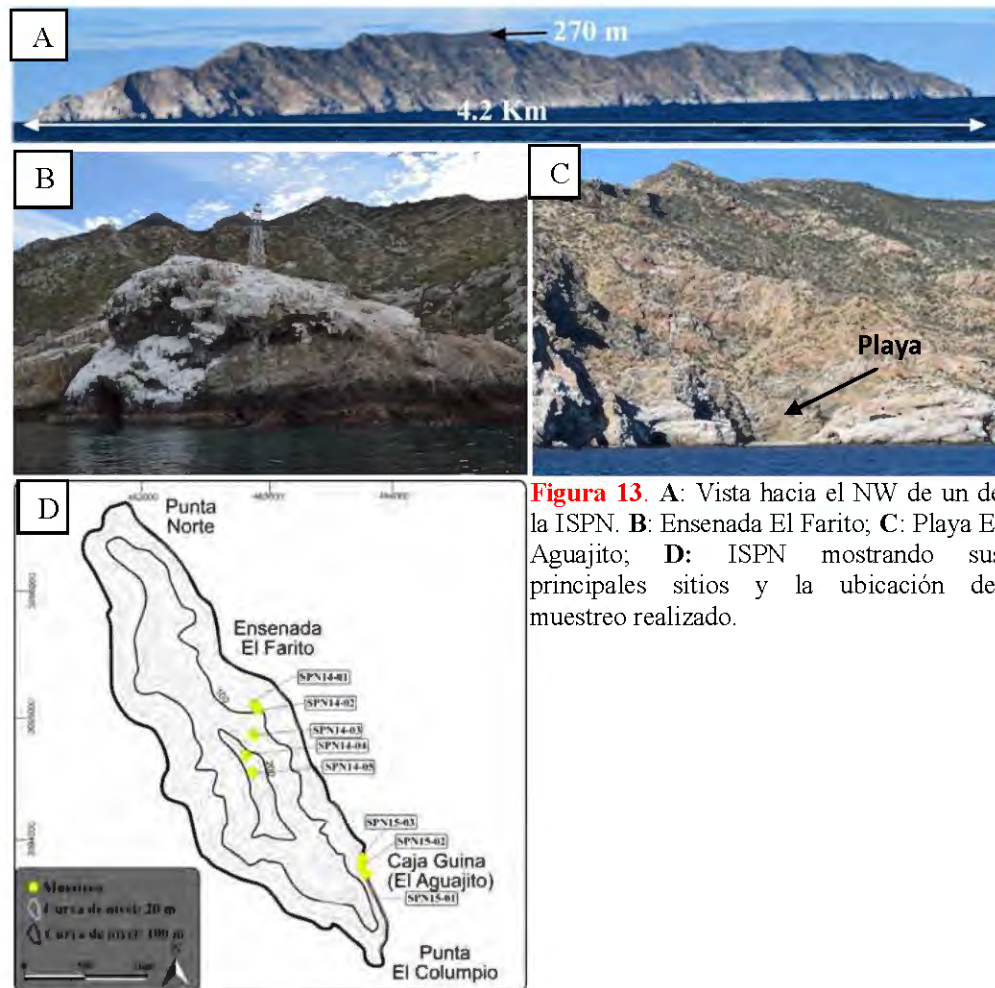
En un mapa estructural del Golfo de California (Figura 12B), tomado de Aragón-Arreola *et al.* (2005), se muestra que la ISPN es delimitada por dos grandes estructuras relacionadas al desarrollo del Golfo de California en el Mioceno Superior; la Falla Pedro Nolasco Este y la Falla Pedro Nolasco Oeste (Aragón-Arreola *et al.*,

**Figura 12.** A: Localización de la Isla San Pedro Nolasco, principales estructuras en el Golfo de California y sitios de interés en la presente investigación. La línea roja representa el límite actual PAC-NAM. **BLA:** Bahía Los Anegados. **SC:** San Carlos. **IT:** Isla Tiburón. **ADLG:** Ángel de la Guarda. Modificado de Aragón-Arreola *et al.* (2005). **B:** Mapa estructural del centro del Golfo de California modificado de Aragón-Arreola *et al.*, (2005).



2005), la cual conecta más al norte con la Falla Transformante Tiburón sur. La ISPN, forma parte del *Horst* Oeste de la Cuenca Yaqui, una antigua cuenca de separación (“*pull-apart basin*”) litosférica abortada.

El *horst* de la Isla San Pedro Nolasco forma un bloque que emerge parcialmente del Golfo de California, tiene un largo de 4.2 km y un ancho de 1.2 km. Tiene una elevación máxima a partir del nivel del mar de 270 metros (Figura 13A). La isla en particular muestra una morfología muy escarpada y presenta dos puntos de acceso a ella; la Ensenada El Farito (Figura 13B) y El Aguajito (Figura 13C), una pequeña playa al sur de la isla (Figura 13D).



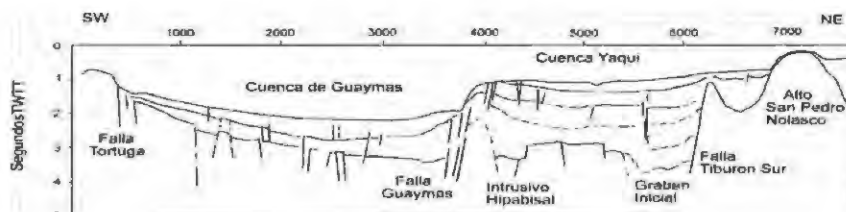
**Figura 13.** A: Vista hacia el NW de un de la ISPN. B: Ensenada El Farito; C: Playa El Aguajito; D: ISPN mostrando sus principales sitios y la ubicación del muestreo realizado.

#### 4.4.2 Trabajos previos.

La Isla San Pedro Nolasco, es un cuerpo rocoso virgen, donde los estudios en ella se enfocan principalmente a temáticas relacionadas con la diversidad de la flora, fauna y a los deportes acuáticos que se practican alrededor.

A nuestro saber no existen trabajos geológicos que hayan sido realizados en la isla, sin embargo, trabajos sobre la geología de Sonora, en especial de la Costa de Sonora, incluyen a la ISPN. En la carta Geológica-Minera Guaymas 1:250000 del Servicio Geológico Minero (SGM, 2002), la SPN es cartografiada como un cuerpo intrusivo granito-granodiorita, del Cretácico, que se relaciona con el basamento batolítico del arco *Laramide* (90-40 Ma, Damon *et al.*, 1983), mismo que se expone comúnmente a lo largo de la Costa Sonora y que son cubiertos discordantemente por las unidades volcánicas Terciarias, unidades que en la región de San Carlos y Sierra El Aguaje ya han sido estudiadas (Johnpeer, 1977; Sheridan *et al.*, 1978; Cochemé, 1981; Vega-Granillo *et al.*, 2004; , Gans *et al.*, 2013; Herman, 2013; Velderrain-Rojas, 2014).

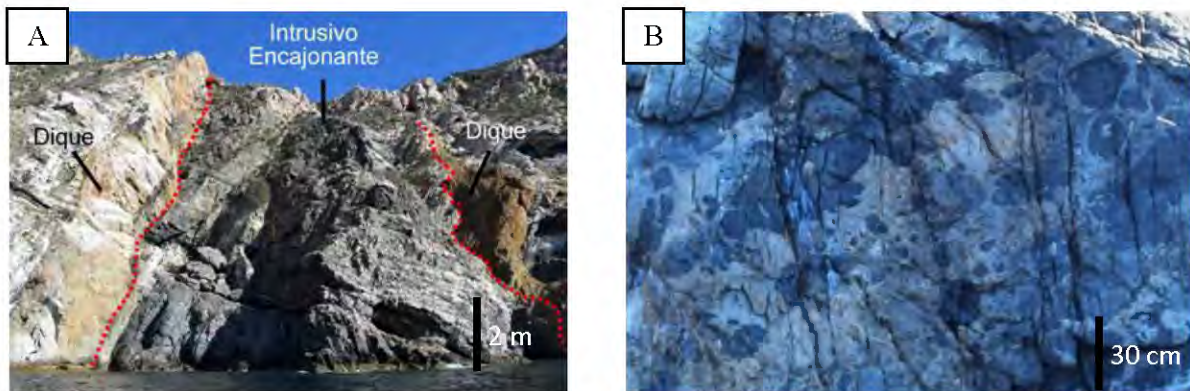
En el estudio de Aragón-Arreola *et al.*, (2005), se realizaron dos perfiles marinos de sísmica de reflexión, que cortan perpendicularmente a las estructuras y a los sistemas de fallas abandonados del Golfo de California. La interpretación de uno de los perfiles (Figura 14) sugiere que la Isla (Alto San Pedro Nolasco), es un bloque de basamento levantado, que se ha interpretado como un alto estructural bordeado por fallas (Falla San Pedro Nolasco Oeste y Falla San Pedro Nolasco Este), formando así un *horst* para el graben o semi-graben que es la Cuenca Yaqui.



**Figura 14.** Perfil de sísmica de reflexión P307 modificado de Aragón-Arreola *et al.*, (2005).

#### 4.4.2 Unidades geológicas de la Isla San Pedro Nolasco.

La ISPN está compuesta totalmente por rocas intrusivas e hipabisales. La unidad más antigua está formada por un cuerpo diorítico el cual es cortado por un enjambre de diques de composiciones félsicas a intermedias (Figura 15A). La diorita es de grano fino a medio de color gris claro, puede volverse verde, debido a zonas con una acumulación de epidota y clorita. Presenta cristales grandes de feldespato e inclusive se observan zonas con pequeños autolitos máficos de hasta 60 cm de diámetro (Irvine *et al.*, 1989). Esta roca en ocasiones se encuentra brechada (Figura 15B).



**Figura 15.** A: Diques félsicos y máficos cortando al intrusivo encajonante. B: Plutón encajonante con zona de autolitos máficos en una roca intrusiva de color más claro.



**Figura 16.** Dique intermedios cortando al intrusivo diorítico.

Los diques que cortan a la diorita son de grano fino, varían de un tono gris a verde, según el grado de alteración propilítica y tienen una composición intermedia. Son generalmente masivos y algunas veces porfídicos con fenocristales de piroxeno en una matriz microcristalina. Estos cuerpos presentan espesores variables, desde 50 cm hasta más de 2 metros (Figura 16).

Los diques félsicos, que llegan a tener espesores mayores a 4 metros, varían de un color blanco a rosado y son porfídicos con fenocristales de biotita en una matriz microcristalina de grano figura (**Figura 17**).



**Figura 17.** Diques félsicos cortando a la Diorita.

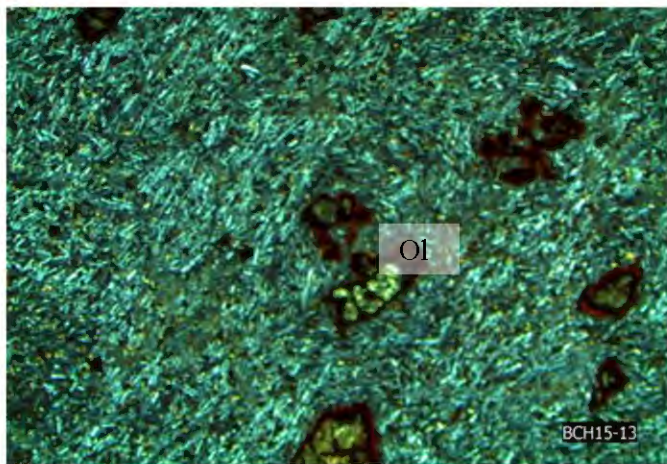
## **5. Caracterización de las unidades magmáticas de la región de Guaymas.**

Se realizó el análisis petrográfico de muestras representativas de las unidades correspondientes al área de estudio, incluyendo a la Isla San Pedro Nolasco. Una caracterización petrográfica, permitió definir mejor las características de los grupos magmáticos en la región de Guaymas. De las unidades muestreadas, se hizo un análisis para definir las características y rasgos petrográficos principales que agrupan a las unidades en el área de estudio. Los grupos petrológicos establecidos son los siguientes:

- Grupo Guaymas
  - Formación Guaymas Inferior
    - Miembro Volcánico Traquiandesítico
    - Miembro Magmático Intermedio
  - Formación Guaymas Superior
    - Miembro Volcánico Félsico
    - Miembro Toba Soldada El Vigía
    - Miembro Granófiro El Vigía
- Intrusivos Isla San Pedro Nolasco
  - Intrusivo Intermedio Encajonante
  - Diques Félsicos granofíricos
  - Diques Intermedios

Como parte de la descripción petrográfica, se incluye la descripción de una lava correspondiente al Grupo San Carlos, que afloran al noreste del Cerro Bacohibampo.

## 5.1 Grupo San Carlos



**Figura 18.** Fotomicrografía con un lente de 2.5x. Traquiandesita Basáltica del Grupo San Carlos mostrando fenocristales de olivino iddingsitizado.

En sección delgada, esta unidad máfica presenta una textura porfídica de cristales pseudomorfos de olivino que es completamente alterado a iddingsita, presenta una matriz de grano fino microcristalina intergranular de Pl-Px y microlitos de OxFe-Ti, una textura traquítica es bien distinguida por la alineación de las plagioclasa (Figura 18).

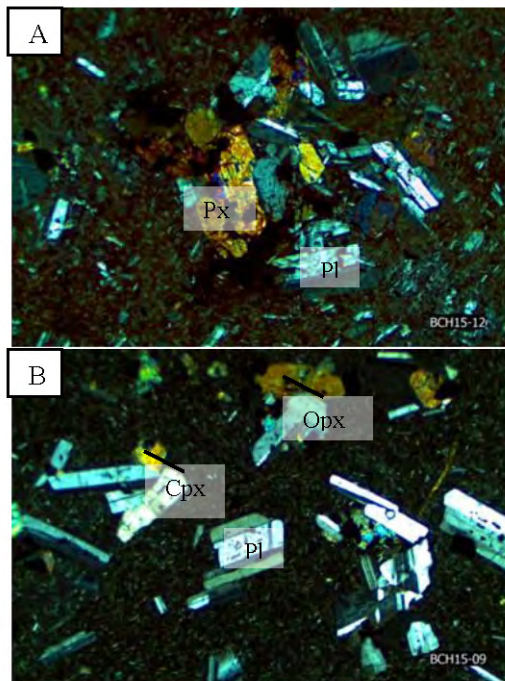
## 5.2 Grupo Guaymas (GG)

El GG, presenta un magmatismo que va de composiciones intermedias a félsica. El GG se ha separado en dos formaciones; magmas de composición intermedia a la base nombrados como **Formación Guaymas Inferior**, sobreyacidos por un magmatismo félsico denominado **Formación Guaymas Superior**. Las características petrográficas se detallan a continuación.

### 5.2.1 Formación Guaymas Inferior (FGI)

La FGI, se compone de dos unidades de composiciones intermedias que varían en facies y texturas, que aunque presentan una mineralogía similar dominada por fenocristales de PL>Px>OxFe-Ti, presentan características texturales que las hace diferenciarse entre sí. De acuerdo a esto, se separaron dos unidades; el **Miembro Volcánico Traquiandesítico** y el **Miembro Magmático Intermedio**.

### 5.2.1.1 Miembro Volcánico Traquiandesítico (MVT)



**Figura 19.** Fotomicrografías tomadas con un lente de 2.5x. **A:** Lava glomeroporfídica de  $Pl > Px > OxFe-Ti$  en matriz microcristalina a vítrea con fuerte oxidación; **B:** Cristales de Cpx, Opx y Pl con textura en criba en matriz vítrea sin oxidación.

Estas lavas presentan en sección delgada una textura glomeroporfídica de  $Pl > Cpx > Opx > OxFe-Ti$  (en orden de proporción) de cristales euhedrales (Pl) y subhedrales (Cpx), indicando posiblemente que los fenocristales de Plagioclasa (Pl) fueron los primeros en formarse. En los glómeros es posible observar escasos cristales de **Opx**. Los cristales se encuentran englobados en una matriz con una moderada oxidación (Figura 19A) de pequeños cristales de **Pl**, **OxFe-Ti** y **Px** con vetillas de cuarzo. Los cristales de **Pl** en ocasiones presentan una ligera textura en desequilibrio.

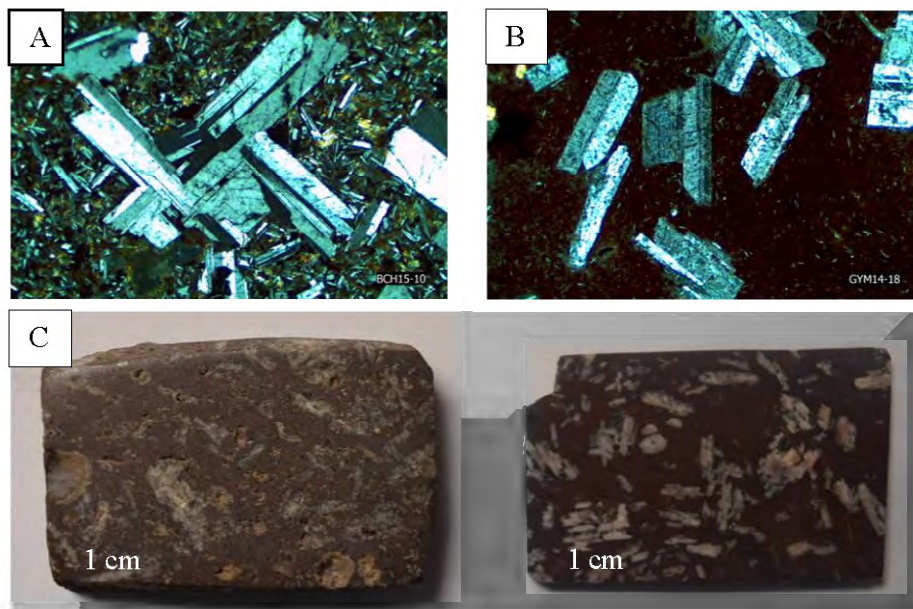
Cuando las lavas son de matriz vítrea (Figura 19B) y sin una oxidación, los cristales de **Opx** se vuelven más evidentes como fenocristales y en glómeros, que en ocasiones aparecen como cristales pseudomorfos. Este tipo de lavas presentan una textura ligeramente traquítica con microlitos de **Pl**, **Px** y **OxFe-Ti**. La textura en criba en los cristales de plagioclasas de estas rocas está más desarrollada que en otras lavas menos vítreas.

Un aumento en el grado de cristalinidad se observa desde las lavas oxidadas a la base, hacia las lavas de matriz vítrea en la cima.

### 5.2.1.2 Miembro Magmático Intermedio (MMI).

El MMI en algunos sectores de Guaymas (Cerro Carricito y Cerro El Potrerito), marca el final de las rocas intermedias y el inicio de las lavas félsicas, como se puede ver en las columnas litológicas correspondientes a Guaymas (Ver capítulo de Geología de la Región de Guaymas).

Un total de 5 muestras de esta unidad fueron muestreadas en distintos sectores del área de estudio. En sección delgada esta unidad, presenta una mineralogía definida por fenocristales de **Pl**>**Px** con escasos **OxFe-Ti**. La matriz es microcristalina intergranular de **Pl**>**Clp**>**Opx**>**OxFe-Ti** (Figura 20A). Los cristales de **Pl** forman glómeros y llegan a medir hasta 1 cm, formando la textura denominada *Turkey Track* (huella de pavo) visible a escala de muestra de mano. En los glómeros y como fenocristales hay tanto clinopiroxeno como ortopiroxeno, estos últimos alterados. Los **OxFe-Ti** en la matriz forman acículas. Otras lavas *Turkey Track* (TT) presentan una matriz vítrea oxidada que le proporciona un color rojizo a la roca (Figura 20B).



**Figura 20.** A: Lava TT del Cerro Bacochibampo donde los cristales de plagioclasa forman la textura *Turkey Track* en una matriz microcristalina. B: Lava TT de Guaymas, que muestra la matriz más fina oxidada. C: Secciones pulidas del Miembro *Magmático Turkey Track*; a la izquierda sección pulida de una muestra del Cerro Bacochibampo y a la derecha una muestra del Cerro El Potrerito.

### 5.2.2 Formación Guaymas Superior (FGS).

La formación Guaymas Superior (FGS), se compone de un magmatismo de composición félsica que se definen como traquitas-traquidacitas, dacitas y en menor proporción riolitas, que presentan diversas facies y texturas (Figura 21) que sobreyace a las lavas intermedias de la Formación Guaymas Inferior. Esta secuencia es compuesta por



flujos de lava nombrados **Miembro Volcánico Félsico (MVF)**, mientras que hacia la cima del MVF se encuentra un depósito ignimbrítico llamado como **Miembro Toba Soldada El Vigía**. Esta unidad es cubierta por lavas de base perlítica que representan las unidades más jóvenes de la FGS y a su vez del Grupo Guaymas. También, como parte de la formación Guaymas Superior, se encuentra un cuerpo granitoide de emplazamiento hipabisal llamado como **Miembro Granófiro El Vigía**.

#### *5.2.2.1 Miembro Volcánico Félsico.*

Esta unidad corresponde a coladas félsicas con una textura porfídica a glomeroporfídica y una mineralogía compuesta por glómeros de **FA>Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti** (**Figura 21A**) en una matriz que varía de afanítica fluidal a vítrea con microlitos de FA. Algunas facies presentan un grado de alteración dominado por una silicificación, desvitrificación y una oxidación (**Figura 21B**), que en algunas de las lavas desarrollan una matriz microcristalina de Qz-FA. La textura en criba en los feldespatos de estas lavas y en general en toda la Formación Guaymas Superior, es más evidente. En las lavas superiores que se encuentran en el Cerro El Vigía, el FA, se presenta de una forma redondeada, además de presentar cristales con **Pl** zoneadas.

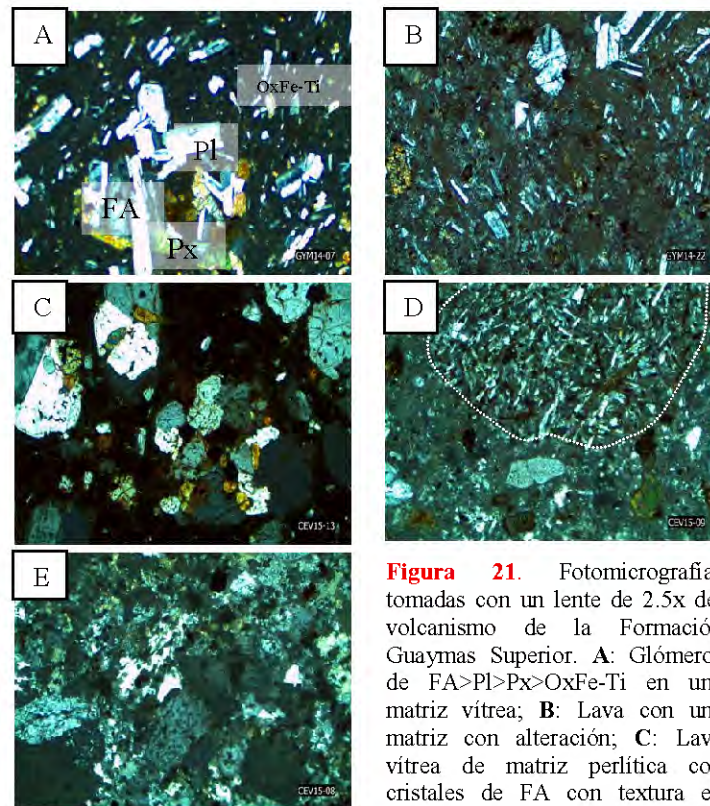
Entre las lavas del miembro Volcánico Félsico sobresale una lava vítrea muy porfírica distribuida en algunas localidades en Guaymas como en el Cerro Carricito, San Rafael y Cerro El Vigía (ver mapas geológicos del capítulo de Geología de Guaymas). La lava vítrea es muy porfídica a glomeroporfídica de **FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti** en una matriz perlítica y una textura en criba afectando a los FA (**Figura 21C**).

#### *5.2.2.2 Miembro Toba Soldada El Vigía.*

Esta unidad ignimbrítica, que sobreyace a las lavas de miembro Volcánico Félsico en el Cerro El Vigía, presenta una mineralogía **FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti**, en una matriz eutaxítica, microcristalina y en ocasiones silicificada, que presenta fenocristales de FA con textura en criba. La unidad presenta los mismos glómeros observados en las lavas anteriormente descritas en esta misma formación (**Figura 21D**).

### 5.2.2.3 Miembro Granófiro El Vigía.

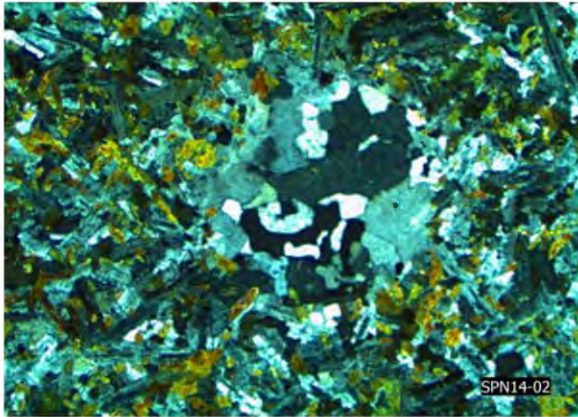
Esta unidad presenta una textura microcristalina de Qz-FA que presenta una textura granofírica de intercrecimiento cuarzo-feldespato (**Figura 21E**), además de presentar fenocristales de FA con una textura en criba, así como fenocristales de Px y de OxFe-Ti. La unidad presenta, al igual que la Toba Solada El Vigía, glómeros de composición intermedia.



**Figura 21.** Fotomicrografías tomadas con un lente de 2.5x del volcanismo de la Formación Guaymas Superior. **A:** Glómeros de FA>Pl>Px>OxFe-Ti en una matriz vítrea; **B:** Lava con una matriz con alteración; **C:** Lava vítrea de matriz perlítica con cristales de FA con textura en criba; **D:** Cúmulo de Pl-Px-OxFe-Ti en una ignimbrita; **E:** Textura microcristalina y granofírica.

### 5.2.3 Intrusivos Isla San Pedro Nolasco.

#### 5.2.3.1 Intrusivo Encajonante Isla San Pedro Nolasco.

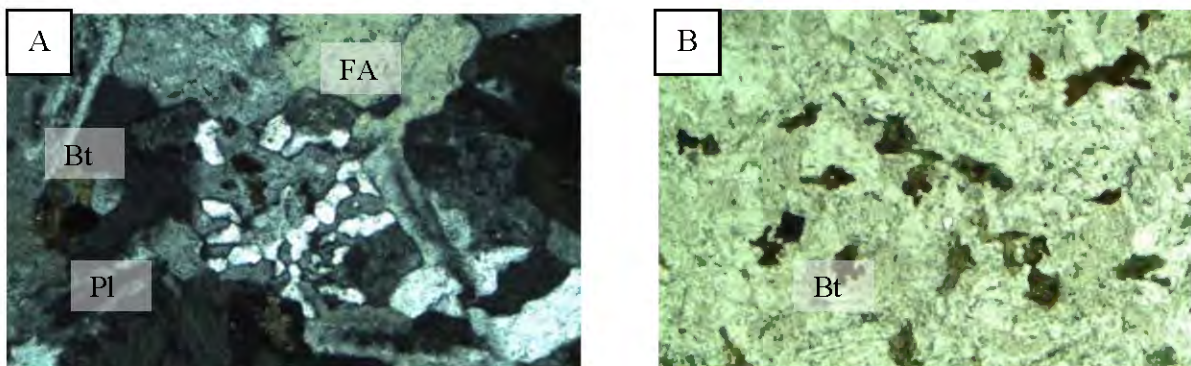


**Figura 22.** Fotomicrografía tomada con un lente de 4x. Intrusivo encajonante de la ISPN que muestra el pegmatoides en la matriz holocristalina.

El intrusivo encajonante en la ISPN, presenta una textura holocristalina hipidiomórfica con una mineralogía dominada por  $PI > FA > Qz > Bt > OxFe-Ti$ . Característicamente esta unidad presenta pegmatoides de Qz-FA que muestran un intercrecimiento (**Figura 22**).

#### 5.2.3.2 Diques Félsicos Granofíricos.

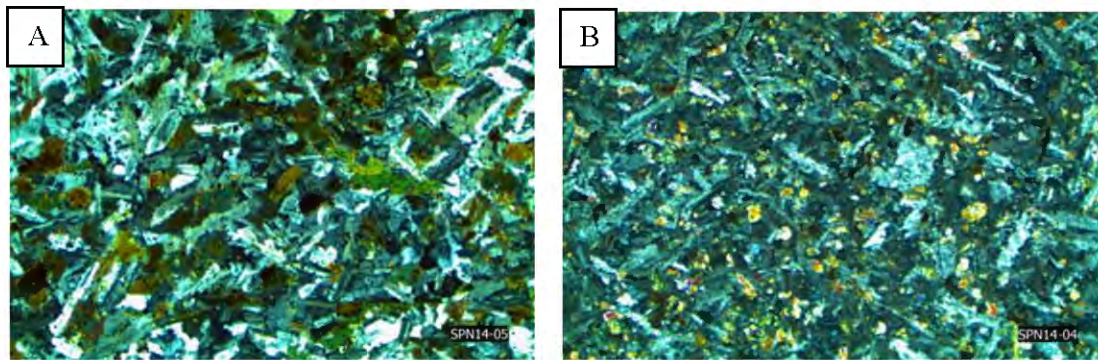
Petrográficamente, los diques félsicos de la Isla San Pedro Nolasco, presentan una textura holocristalina de grano medio a fino de  $Qz > FA > PI > Bt$ , además de presentar Óxidos de Hierro-Titanio. Los ferromagnesianos de biotita se encuentran cloritizados. En la matriz cristalina, se observa un intercrecimiento de cuarzo y feldespato definido como textura granofírica, que muestra la baja profundidad de emplazamiento de estos magmas (**Figura 23**).



**Figura 23.** Fotomicrografías de los diques félsicos tomados con un lente de 2.5x y 4x. **A:** Textura granofírica. **B:** Cristales de biotita.

### 5.2.3.3 Diques intermedios.

Los diques de composiciones intermedias que componen a la secuencia en la Isla San Pedro Nolasco, pueden ser divididos en dos tipos: a) cuerpos que presentan un mosaico holocristalino y una mineralogía de  $Pl > FA > Bt > OxFe-Ti$  y, b) diques que presentan fenocristales de  $Pl > Px > OxFe-Ti$ . En ambos tipos de rocas, los feldespatos se encuentran alterados principalmente por sericita (**Figura 24**).



**Figura 24.** Fotomicrografías de los diques intermedios de la ISPN. **A:** Dique holocristalino con ferromagnesianos de Biotita; **B:** Dique que muestra los fenocristales de Px.

## **6. Resultados geoquímicos del magmatismo en la región de Guaymas.**

El estudio geoquímico en este trabajo se realizó en un total de 37 muestras de roca representativas de las unidades geológicas, que incluyen muestras tanto del Puerto de Guaymas como de la Isla San Pedro Nolasco. Los análisis fueron hechos con las técnicas de ICP-MS, ICP-OES y FRX.

Las 37 muestras fueron preparadas en el Laboratorio de Preparación de Muestras para Análisis Geoquímicos en la Estación Regional del Noroeste (ERNO) de la Universidad Nacional Autónoma de México a cargo del Químico Peñaflor Escarcega y en el Laboratorio de XPS en la Universidad de Sonora, a cargo del Ingeniero Roberto Mora de la Universidad de Sonora. Los análisis por FRX se hicieron por medio de una Estancia de Investigación del 3 de Junio al 3 de Julio del 2015 en el Laboratorio de FRX en el Instituto de Geología de la UNAM en la Cd. de México a cargo del Químico Rufino Lozano Santa Cruz y el Técnico Santiago, mientras que los análisis por el método ICP se realizaron en una Estancia de Investigación del 28 de Septiembre al 28 de Agosto del 2015. en la Unidad de Análisis de Metales de los Centros Científicos y Tecnológicos, en la Universitat de Barcelona, con la asistencia de los técnicos; Francisco Menéndez, Maite González, Susanna Mas, Maite Romero y Cristian Fita. En los CCit, también se pudo realizar el análisis de 6 muestras por el método de FRX.

Además, también fueron enviadas 6 muestras para su análisis por el método ICP-MS e ICP-OES al laboratorio comercial ALS MINERAL (CHEMEX).

Los análisis de ICP, se realizaron para 27 muestras de las 37 totales. El criterio de selección, fue escoger de las 37 muestras, las más representativas de cada grupo petrológico, en donde los datos obtenidos por la técnica de FRX, no pudieran distinguirse entre sí.

Los principios fundamentales para cada método analítico, así como la metodología empleada desde la preparación de las rocas hasta su análisis en los correspondientes equipos de medición se detalla en **Anexos I**.

## **6.1 Caracterización geoquímica de las rocas magmáticas de la región de Guaymas.**

Los análisis geoquímicos para las rocas magmáticas de la región de Guaymas corresponden a 26 muestras representativas del Puerto, las cuales fueron agrupadas de acuerdo a sus características geoquímicas como; formación Guaymas Superior y formación Guaymas Inferior. Además, se realizó el análisis de 3 muestras que representan al Grupo San Carlos, muestreadas al noreste del Cerro Bacochibampo y en la Bahía de los Anegados al Sur de la Sierra El Aguaje. También, La caracterización geoquímica involucra el análisis de 8 muestras de la Isla San Pedro Nolasco. Las técnicas analíticas, sus consideraciones analíticas, el método de preparación y la manera utilizada para la determinación de los elementos mayores, traza y Tierras Raras de las rocas de la región de Guaymas, se encuentran detalladas en los anexos de este documento. Los resultados químicos y el método con que fue analizada cada muestra se observa en la **Tabla 1**.

Las diferencias entre cada formación de rocas, que fueron apoyadas por las características mineralógicas (capítulo de Petrografía), se discuten en los puntos siguientes:

### **6.1.1 Características geoquímicas del Grupo Guaymas**

#### *6.1.1.1 Elementos mayores.*

##### A) Clasificación química:

De acuerdo al diagrama de álcalis-sílice (**Figura 24A**, *Le Bas et al., 1986*), las unidades de la **Formación Guaymas Inferior**, que se componen por lavas intermedias, que forman la base de las secuencias en la región de Guaymas, tienen un contenido en sílice más amplio entre 53-65% y valores en álcalis entre 2 y 4%. Estas, se distribuyen desde los campos de la traquiandesita basáltica a la traquiandesita. Específicamente las lavas del **Miembro Volcánico Traquiandesítico**, son químicamente clasificadas como latitas, mientras que las rocas del **Miembro Mágmatco Intermedio** se clasifican, además de latita, como shoshonitas (BCH15-10 y GYM15-03), en base a  $\text{Na}_2\text{O}-2.0 < \text{K}_2\text{O}$ .

**Tabla 1.** Análisis químico de elementos mayores, traza, tierras raras y normas CIPW de las rocas volcánicas de la región de Guaymas y San Carlos. Análisis \* FRX en Universidad Autónoma de México; \*\* FRX en Universidad Autónoma de México e ICP-MS en Universitat de Barcelona; \*\*\* FRX e ICP-MS en Universitat de Barcelona; \*\*\*\* ICP-MS en ALS Chemex. Localidad, CEV: Cerro El Vigía; SR: Cerro San Rafael; C: Las Colinas; CP: Cerro Potrerito; LS: La Salinita; TM: Tec de Monterrey; BCH: Bacochibampo; LC: Las Colinas; BLA: Bahía Los Anegados. Tipos de roca, IGN: Ignimbrita; L: Lava; VIT: Vitrófiro; LVP: Lava vítrea porfirica; GRF: Granófiro; LTT: Lava Turkey Track; ENC: Enclave; DIQ: Dique; T: Traquita; TD: Traquidacita; D: Dacita; LAT: Latita; SH: Shoshonita; AB: Andesita Basáltica; M: Murgearita.

| Grupo Guaymas                  |                  |            |                   |            |           |          |                           |              |           |           |             |             |           |           |           |           |
|--------------------------------|------------------|------------|-------------------|------------|-----------|----------|---------------------------|--------------|-----------|-----------|-------------|-------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| formación Guaymas Superior     |                  |            |                   |            |           |          |                           |              |           |           |             |             |           |           |           |           |
| Localidad                      | miembro Toba     |            | miembro Granófiro |            |           |          | miembro Volcánico Félsico |              |           |           |             |             |           |           |           |           |
|                                | Soldada El Vigía |            | El Vigía          |            |           |          | El Vigía                  |              |           |           |             |             |           |           |           |           |
| Muestra                        | CEV              | CEV        | CEV               | CEV        | CEV       | CEV      | SR                        | C            | CP        | CEV       | SR          | LS          | TM        | TM        | TM        |           |
| Roca                           | CEV15-12**       | CEV15-06** | CEV15-16*         | CEV15-15** | CEV15-24* | GYM4-30* | CEV15-01**                | GYM15-06A*** | GYM4-13** | GYM14-07* | CEV15-26*** | GYM15-05*** | GYM4-22A* | GYM14-01* | GYM14-04* | GYM14-25* |
|                                | IGN-T            | GRF        | GRF               | L-TD       | MI-D      | LVP-TD   | LVP-TD                    | LVP-TD       | LVP-TD    | L-D       | L-D         | L-D         | L-D       | L-T       | L-T       | L-T       |
| <b>Mayores (%)</b>             |                  |            |                   |            |           |          |                           |              |           |           |             |             |           |           |           |           |
| SiO <sub>2</sub>               | 65.76            | 66.08      | 64.18             | 66.85      | 66.02     | 64.96    | 64.88                     | 69.35        | 65.88     | 66.12     | 68.47       | 66.34       | 61.25     | 64.42     | 64.74     | 64.77     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.91             | 0.66       | 1.08              | 0.77       | 0.80      | 0.62     | 0.67                      | 0.65         | 0.82      | 0.87      | 0.62        | 0.62        | 0.51      | 0.93      | 1.16      | 0.84      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.94            | 13.59      | 15.54             | 14.48      | 14.29     | 14.48    | 14.64                     | 14.59        | 14.32     | 14.22     | 15.22       | 14.67       | 13.64     | 15.37     | 15.15     | 15.36     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.05             | 3.46       | 5.16              | 4.11       | 4.30      | 4.72     | 4.61                      | 3.49         | 3.94      | 4.98      | 4.54        | 4.03        | 3.08      | 5.58      | 6.03      | 5.35      |
| MnO                            | 0.09             | 0.07       | 0.08              | 0.07       | 0.08      | 0.09     | 0.09                      | 0.06         | 0.08      | 0.08      | 0.07        | 0.06        | 0.07      | 0.12      | 0.09      | 0.13      |
| MgO                            | 1.05             | 0.61       | 1.14              | 1.20       | 1.48      | 1.32     | 1.38                      | 1.12         | 1.57      | 1.12      | 1.13        | 1.95        | 1.17      | 1.10      | 0.70      | 1.09      |
| CaO                            | 2.80             | 4.23       | 2.75              | 2.67       | 2.83      | 3.00     | 3.06                      | 2.53         | 2.98      | 2.90      | 3.34        | 3.99        | 2.61      | 2.96      | 2.78      | 3.14      |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.14             | 3.31       | 4.35              | 3.97       | 3.93      | 4.52     | 4.53                      | 3.66         | 3.88      | 4.52      | 4.26        | 4.00        | 4.25      | 4.52      | 4.72      | 5.04      |
| K <sub>2</sub> O               | 4.06             | 4.24       | 4.11              | 3.68       | 3.23      | 3.13     | 2.98                      | 4.35         | 2.80      | 2.86      | 1.96        | 2.78        | 2.41      | 3.08      | 3.06      | 2.53      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.22             | 0.14       | 0.30              | 0.17       | 0.18      | 0.20     | 0.21                      | 0.15         | 0.17      | 0.22      | 0.20        | 0.16        | 0.11      | 0.29      | 0.36      | 0.26      |
| LOI                            | 0.87             | 3.51       | 1.19              | 2.90       | 2.74      | 2.65     | 2.44                      | 2.84         | 3.48      | 2.00      | 2.48        | 1.90        | 10.77     | 1.51      | 1.11      | 1.36      |
| Total                          | 99.68            | 99.89      | 99.86             | 99.88      | 99.89     | 99.68    | 99.88                     | 100.00       | 99.90     | 99.88     | 100.00      | 100.00      | 99.87     | 99.87     | 99.89     | 99.87     |
| <b>Trazas ppm</b>              |                  |            |                   |            |           |          |                           |              |           |           |             |             |           |           |           |           |
| Rb                             | 143.41           | 154.16     | 125.00            | 168.38     | 160.00    | 161.00   | 146.81                    | 154.96       | 134.91    | 216.00    | 154.20      | 82.86       | 151.00    | 97.00     | 93.00     | 115.00    |
| Sr                             | 230.25           | 189.66     | 299.00            | 255.98     | 266.00    | 251.00   | 260.94                    | 232.60       | 226.16    | 229.00    | 292.12      | 481.75      | 245.00    | 365.00    | 315.00    | 370.00    |
| Ba                             | 1040.86          | 897.07     | 1322.00           | 1036.83    | 1095.00   | 1090.00  | 1003.50                   | 1039.17      | 922.96    | 1126.00   | 1365.54     | 1105.91     | 1103.00   | 1235.00   | 1041.00   | 1260.00   |
| Y                              | 52.90            | 30.19      | 46.00             | 37.03      | 39.00     | 46.00    | 39.94                     | 31.36        | 30.69     | 47.00     | 29.87       | 19.67       | 29.00     | 44.00     | 51.00     | 47.00     |
| Zr                             | 274.69           | 28.06      | 310.00            | 268.84     | 360.00    | 384.00   | 249.63                    | 121.37       | 103.71    | 370.00    | 187.13      | 89.91       | 209.00    | 317.00    | 316.00    | 347.00    |
| Nb                             | 19.27            | 13.66      | 22.00             | 16.01      | 24.00     | 23.00    | 17.22                     | 13.46        | 14.29     | 26.00     | 12.85       | 8.92        | 17.00     | 17.00     | 23.00     | 29.00     |
| V                              | 63.08            | 36.99      | 61.00             | 54.99      | 64.00     | 47.00    | 60.16                     | 49.94        | 59.14     | 46.00     | 76.18       | 62.90       | 41.00     | 30.00     | 35.00     | 26.00     |
| Cr                             | 9.00             | 5.08       | 5.00              | 9.06       | 26.00     | 9.00     | 11.74                     | 9.07         | 12.47     | 11.00     | 3.95        | 30.82       | 21.00     | 8.00      | 3.00      | 22.00     |
| Co                             | 8.18             | 5.46       | 24.00             | 7.28       | 48.00     | 30.00    | 8.38                      | 6.45         | 7.49      | 34.00     | 8.38        | 9.50        | 17.00     | 17.00     | 30.00     | 37.00     |
| Ni                             | 5.36             | 3.80       | 5.00              | 6.22       | 12.00     | 6.00     | 5.60                      | 6.93         | 5.00      | 2.89      | 5.00        | 21.85       | 10.00     | 5.00      | 3.00      | 3.00      |
| Cu                             | 15.90            | 8.40       | 7.00              | 11.08      | 10.00     | 7.00     | 15.69                     | 11.48        | 12.77     | 23.00     | 16.66       | 15.79       | 9.00      | 1.00      | 0.00      | 0.00      |
| Zn                             | 126.68           | 128.79     | 62.00             | 175.46     | 55.00     | 59.00    | 448.18                    | 193.72       | 101.57    | 67.00     | 140.62      | 60.72       | 46.00     | 101.00    | 86.00     | 93.00     |
| Th                             | 16.13            | 15.49      | 11.00             | 17.92      | 17.00     | 15.00    | 16.16                     | 16.98        | 15.66     | 17.00     | 9.26        | 8.22        | 7.00      | 10.00     | 8.00      | 9.00      |
| Pb                             | 20.21            | 22.27      | 16.00             | 19.02      | 20.00     | 20.00    | 19.55                     | 18.80        | 17.59     | 22.00     | 17.70       | 13.70       | 16.00     | 19.00     | 17.00     | 17.00     |
| Ga                             | 21.68            | 19.11      |                   | 20.44      |           |          | 21.31                     | 19.58        | 19.64     |           | 20.45       | 20.45       |           |           |           |           |
| Ge                             | 1.43             | 1.25       |                   | 1.38       |           |          | 1.49                      | 1.34         | 1.27      |           | 1.28        | 1.08        |           |           |           |           |
| As                             | 2.80             | 23.88      |                   | 3.89       |           |          | 3.61                      | 3.23         | 3.32      |           | 1.27        | 2.13        |           |           |           |           |
| Se                             | 0.60             | 0.46       |                   | 0.52       |           |          | -0.30                     | -0.02        | -0.62     |           | -1.91       | -0.91       |           |           |           |           |
| Mb                             | 3.53             | 2.04       |                   | 3.49       |           |          | 3.43                      | 3.17         | 2.80      |           | 1.95        | 2.55        |           |           |           |           |
| Cd                             | 0.29             | 0.12       |                   | 0.31       |           |          | 0.32                      | 0.21         | 0.19      |           | 0.26        | 0.17        |           |           |           |           |
| Cs                             | 5.06             | 4.08       |                   | 6.42       |           |          | 4.90                      | 4.62         | 4.93      |           | 3.66        | 2.12        |           |           |           |           |
| W                              | 1.77             | 1.56       |                   | 1.68       |           |          | 1.48                      | 1.60         | 1.31      |           | 0.75        | 0.81        |           |           |           |           |
| Bi                             | 0.02             | 0.06       |                   | 0.06       |           |          | 0.07                      | 0.05         | 0.04      |           | 0.12        | 0.05        |           |           |           |           |
| Sb                             | 0.55             | 0.71       |                   | 0.63       |           |          | 0.63                      | 0.62         | 0.55      |           | 0.26        | 0.36        |           |           |           |           |
| Li                             | 26.14            | 17.49      |                   | 11.81      |           |          | 19.93                     | 15.39        | 21.66     |           | 18.72       | 16.73       |           |           |           |           |
| Be                             | 2.59             | 2.02       |                   | 2.34       |           |          | 2.61                      | 2.46         | 2.30      |           | 1.81        | 1.75        |           |           |           |           |
| U                              | 4.67             | 2.55       |                   | 5.33       |           |          | 4.73                      | 4.61         | 4.26      |           | 2.07        | 2.22        |           |           |           |           |
| Ag                             | 1.30             | 0.20       |                   | 1.26       |           |          | 1.15                      | 0.63         | 0.87      |           | 0.93        | 0.90        |           |           |           |           |
| B                              | 1.87             | 4.10       |                   | 5.13       |           |          | 2.67                      | 3.25         | 3.30      |           | 13.47       | 6.92        |           |           |           |           |
| Sn                             | 3.87             | 3.28       |                   | 4.33       |           |          | 5.69                      | 4.36         | 4.13      |           | 2.92        | 2.19        |           |           |           |           |
| Hf                             | 22.40            | 3.51       |                   | 23.51      |           |          | 21.31                     | 17.68        | 15.68     |           | 23.88       | 12.92       |           |           |           |           |
| Au                             | 0.07             | 0.05       |                   | 0.07       |           |          | 0.07                      | 0.09         | 0.08      |           | 0.17        | 0.09        |           |           |           |           |
| Pt                             | 0.08             | 0.01       |                   | 0.08       |           |          | 0.08                      | 0.04         | 0.03      |           | 0.07        | 0.03        |           |           |           |           |
| Tl                             | 0.66             | 1.55       |                   | 1.38       |           |          | 0.85                      | 1.17         | 1.29      |           | 1.61        | 0.13        |           |           |           |           |
| Ta                             | 1.41             | 1.04       |                   | 1.19       |           |          | 1.26                      | 1.10         | 1.11      |           | 0.93        | 0.88        |           |           |           |           |
| Te                             | 0.25             | 0.30       |                   | 0.31       |           |          | 0.47                      | 0.26         | 0.28      |           | 0.25        | 0.38        |           |           |           |           |
| Sc                             | 10.65            | 7.10       |                   | 8.99       |           |          | 10.75                     | 7.73         | 8.67      |           | 9.77        | 9.05        |           |           |           |           |

| Grupo Guaymas              |                               |            |                            |            |           |                           |            |              |            |           |             |             |            |           |           |           |
|----------------------------|-------------------------------|------------|----------------------------|------------|-----------|---------------------------|------------|--------------|------------|-----------|-------------|-------------|------------|-----------|-----------|-----------|
| formación Guaymas Superior |                               |            |                            |            |           |                           |            |              |            |           |             |             |            |           |           |           |
| Localidad                  | miembro Toba Soldada El Vigía |            | miembro Granófiro El Vigía |            |           | miembro Volcánico Féisico |            | SR           | C          | CP        | CEV         | SR          | LS         | TM        | TM        | TM        |
|                            | CEV                           | CEV        | CEV                        | CEV        | CEV       | CEV                       | CEV        |              |            |           |             |             |            |           |           |           |
| Muestra                    | CEV15-12**                    | CEV15-08** | CEV15-16*                  | CEV15-15** | CEV15-24* | GYM14-30*                 | CEV15-01** | GYM15-06A*** | GYM14-13** | GYM14-07* | CEV15-26*** | GYM15-05*** | GYM14-22A* | GYM14-01* | GYM14-04* | GYM14-25* |
| REE ppm                    | IGN-T                         | GRF        | GRF                        | L-TD       | VIT-D     | LVP-TD                    | LVP-TD     | LVP-TD       | LVP-D      | L-D       | L-D         | L-D         | L-D        | L-T       | L-T       | L-T       |
| La                         | 52.31                         | 39.35      |                            | 42.67      |           |                           | 43.75      | 37.98        |            |           | 39.25       | 25.37       |            |           |           |           |
| Ce                         | 92.75                         | 79.91      |                            | 88.00      |           |                           | 92.02      | 78.65        |            |           | 80.99       | 51.91       |            |           |           |           |
| Pr                         | 13.85                         | 9.62       |                            | 10.73      |           |                           | 11.38      | 9.43         |            |           | 9.93        | 6.32        |            |           |           |           |
| Nd                         | 54.64                         | 36.22      |                            | 40.90      |           |                           | 44.12      | 35.13        |            |           | 37.92       | 24.06       |            |           |           |           |
| Sm                         | 11.24                         | 7.16       |                            | 8.27       |           |                           | 9.06       | 6.86         |            |           | 7.43        | 4.78        |            |           |           |           |
| Eu                         | 2.07                          | 1.38       |                            | 1.56       |           |                           | 1.79       | 1.33         |            |           | 1.62        | 1.20        |            |           |           |           |
| Gd                         | 11.74                         | 7.18       |                            | 8.37       |           |                           | 9.19       | 6.95         |            |           | 7.43        | 4.75        |            |           |           |           |
| Tb                         | 1.80                          | 1.10       |                            | 1.27       |           |                           | 1.44       | 1.07         |            |           | 1.08        | 0.70        |            |           |           |           |
| Dy                         | 10.61                         | 6.52       |                            | 7.53       |           |                           | 8.53       | 6.36         |            |           | 6.30        | 4.10        |            |           |           |           |
| Ho                         | 2.03                          | 1.20       |                            | 1.44       |           |                           | 1.61       | 1.20         |            |           | 1.16        | 0.75        |            |           |           |           |
| Er                         | 6.03                          | 3.54       |                            | 4.34       |           |                           | 4.81       | 3.69         |            |           | 3.44        | 2.27        |            |           |           |           |
| Tm                         | 0.83                          | 0.50       |                            | 0.62       |           |                           | 0.68       | 0.53         |            |           | 0.48        | 0.32        |            |           |           |           |
| Yb                         | 5.32                          | 3.15       |                            | 4.07       |           |                           | 4.50       | 3.45         |            |           | 3.17        | 2.06        |            |           |           |           |
| Lu                         | 0.81                          | 0.46       |                            | 0.62       |           |                           | 0.68       | 0.53         |            |           | 0.47        | 0.31        |            |           |           |           |
| <b>Norma CIPW</b>          |                               |            |                            |            |           |                           |            |              |            |           |             |             |            |           |           |           |
| %AN                        | 21.52                         | 24.56      | 21.58                      | 23.21      | 25.03     | 19.70                     | 20.96      | 24.35        | 27.79      | 19.85     | 28.55       | 32.96       | 22.39      | 23.65     | 20.82     | 20.74     |
| Q                          | 18.13                         | 22.65      | 15.47                      | 21.05      | 22.22     | 18.38                     | 18.47      | 23.33        | 23.70      | 20.75     | 25.95       | 19.94       | 21.37      | 17.43     | 17.93     | 16.75     |
| or                         | 24.47                         | 26.36      | 24.78                      | 22.62      | 19.85     | 19.10                     | 18.17      | 25.93        | 17.29      | 17.43     | 11.73       | 16.51       | 16.03      | 18.64     | 18.52     | 15.26     |
| ab                         | 37.89                         | 31.29      | 39.82                      | 37.10      | 36.69     | 42.02                     | 42.03      | 33.15        | 36.44      | 41.85     | 38.68       | 36.12       | 42.92      | 41.63     | 43.36     | 46.12     |
| an                         | 10.39                         | 10.19      | 10.96                      | 11.22      | 12.25     | 10.31                     | 11.14      | 10.67        | 14.03      | 10.37     | 15.46       | 17.76       | 12.38      | 12.89     | 11.40     | 12.07     |
| C                          | 0.00                          | 0.00       | 0.00                       | 0.00       | 0.00      | 0.00                      | 0.00       | 0.00         | 0.00       | 0.00      | 0.55        | 0.00        | 0.00       | 0.00      | 0.00      | 0.00      |
| di                         | 1.88                          | 3.52       | 0.77                       | 1.12       | 0.89      | 2.98                      | 2.53       | 1.01         | 0.20       | 2.37      | 0.00        | 0.85        | 1.06       | 0.16      | 0.26      | 1.65      |
| hy                         | 2.95                          | 0.00       | 3.31                       | 2.99       | 4.10      | 3.14                      | 3.46       | 2.63         | 4.43       | 2.99      | 3.61        | 5.40        | 3.11       | 4.73      | 3.31      | 3.91      |
| wo                         | 0.00                          | 2.61       | 0.00                       | 0.00       | 0.00      | 0.00                      | 0.00       | 0.00         | 0.00       | 0.00      | 0.00        | 0.00        | 0.00       | 0.00      | 0.00      | 0.00      |
| ol                         | 0.00                          | 0.00       | 0.00                       | 0.00       | 0.00      | 0.00                      | 0.00       | 0.00         | 0.00       | 0.00      | 0.00        | 0.00        | 0.00       | 0.00      | 0.00      | 0.00      |
| ac                         | 0.00                          | 0.00       | 0.00                       | 0.00       | 0.00      | 0.00                      | 0.00       | 0.00         | 0.00       | 0.00      | 0.00        | 0.00        | 0.00       | 0.00      | 0.00      | 0.00      |
| mt                         | 2.55                          | 1.69       | 2.73                       | 2.42       | 2.45      | 2.46                      | 2.51       | 1.58         | 2.05       | 2.52      | 2.45        | 2.23        | 1.90       | 2.57      | 2.82      | 2.47      |
| il                         | 1.29                          | 0.97       | 1.53                       | 1.12       | 1.15      | 1.18                      | 1.25       | 0.92         | 1.20       | 1.25      | 1.15        | 0.87        | 0.79       | 1.32      | 1.65      | 1.20      |
| hem                        | 0.00                          | 0.42       | 0.00                       | 0.00       | 0.00      | 0.00                      | 0.00       | 0.47         | 0.29       | 0.00      | 0.00        | 0.00        | 0.18       | 0.00      | 0.00      | 0.00      |
| ti                         | 0.00                          | 0.00       | 0.00                       | 0.00       | 0.00      | 0.00                      | 0.00       | 0.00         | 0.00       | 0.00      | 0.00        | 0.00        | 0.00       | 0.00      | 0.00      | 0.00      |
| ap                         | 0.46                          | 0.30       | 0.64                       | 0.37       | 0.40      | 0.43                      | 0.44       | 0.31         | 0.37       | 0.47      | 0.42        | 0.34        | 0.27       | 0.63      | 0.76      | 0.56      |
| ru                         | 0.00                          | 0.00       | 0.00                       | 0.00       | 0.00      | 0.00                      | 0.00       | 0.00         | 0.00       | 0.00      | 0.00        | 0.00        | 0.00       | 0.00      | 0.00      | 0.00      |



Evolución tectono-magmática de la región de Guaymas, Sonora, México: Relación geodinámica con el Proto-Golfo de California.

Velderrain Rojas Luis Alonso (2016), Tesis Maestría en Ciencias-Geología

| Grupo Guaymas                  |                                    |           |           |           |           |                              |            |             |             |
|--------------------------------|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------------------------|------------|-------------|-------------|
| Formación Guaymas Inferior     |                                    |           |           |           |           |                              |            |             |             |
| Localidad                      | miembro Volcánico Traquiandesítico |           |           |           |           | miembro Magmático Intermedio |            |             |             |
|                                | BCH                                | BCH       | BCH       | C         | LS        | LC                           | CP         | CEV         | BCH         |
| Muestra                        | BCH15-08*                          | BCH15-09* | BCH15-11* | GYM14-09* | GYM14-20* | GYM14-27*                    | GYM5-03*** | GYM5-02**** | BCH15-10*** |
| Roca                           | L-LAT                              | L-LAT     | L-LAT     | L-LAT     | L-LAT     | L-LAT                        | LTT-SH     | LTT-LAT     | LTT-SH      |
| <b>Mayores (%)</b>             |                                    |           |           |           |           |                              |            |             |             |
| SiO <sub>2</sub>               | 60.15                              | 60.97     | 59.76     | 57.99     | 57.43     | 59.96                        | 56.01      | 56.8        | 53.67       |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.47                               | 1.48      | 1.73      | 1.68      | 1.97      | 1.40                         | 1.75       | 1.71        | 2.17        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.75                              | 14.75     | 15.02     | 14.88     | 14.55     | 15.95                        | 18.41      | 17.9        | 17.05       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8.00                               | 7.53      | 7.69      | 8.17      | 10.07     | 7.35                         | 7.99       | 7.85        | 10.59       |
| MnO                            | 0.13                               | 0.12      | 0.15      | 0.14      | 0.13      | 0.12                         | 0.10       | 0.1         | 0.14        |
| MgO                            | 2.25                               | 1.91      | 2.10      | 3.19      | 2.38      | 2.07                         | 2.48       | 0.67        | 2.48        |
| CaO                            | 4.83                               | 4.47      | 4.37      | 5.79      | 4.56      | 3.78                         | 6.73       | 5.65        | 7.31        |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.71                               | 3.75      | 4.32      | 3.81      | 3.78      | 3.93                         | 4.04       | 3.63        | 3.91        |
| K <sub>2</sub> O               | 2.85                               | 3.04      | 2.75      | 2.40      | 3.06      | 2.91                         | 2.11       | 2.94        | 2.15        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.32                               | 0.32      | 0.42      | 0.39      | 0.42      | 0.35                         | 0.37       | 0.46        | 0.52        |
| LOI                            | 1.42                               | 1.54      | 1.58      | 1.45      | 1.52      | 2.03                         | 1.43       | 3.09        | 1.67        |
| Total                          | 99.89                              | 99.87     | 99.88     | 99.87     | 99.88     | 99.85                        | 100.00     | 100.8       | 100.00      |
| <b>Trazas ppm</b>              |                                    |           |           |           |           |                              |            |             |             |
| Rb                             | 95.00                              | 111.00    | 90.00     | 62.00     | 101.00    | 92.00                        | 46.35      | 78.1        | 50.29       |
| Sr                             | 334.00                             | 338.00    | 359.00    | 376.00    | 362.00    | 403.00                       | 496.41     | 497         | 469.59      |
| Ba                             | 1040.00                            | 1165.00   | 1126.00   | 1117.00   | 1142.00   | 1369.00                      | 753.38     | 920         | 773.73      |
| Y                              | 46.00                              | 46.00     | 47.00     | 42.00     | 50.00     | 43.00                        | 34.61      | 64.8        | 41.89       |
| Zr                             | 323.00                             | 338.00    | 278.00    | 281.00    | 309.00    | 294.00                       | 229.19     | 272         | 309.23      |
| Nb                             | 22.00                              | 27.00     | 16.00     | 18.00     | 18.00     | 15.00                        | 13.09      | 16.1        | 13.74       |
| V                              | 129.00                             | 120.00    | 131.00    | 164.00    | 203.00    | 144.00                       | 199.37     | 147         | 192.87      |
| Cr                             | 9.00                               | 7.00      | 7.00      | 30.00     | 19.00     | 9.00                         | 9.31       | 40          | 34.71       |
| Co                             | 37.00                              | 49.00     | 28.00     | 35.00     | 37.00     | 26.00                        | 18.72      |             | 30.22       |
| Ni                             | 5.00                               | 2.00      | 3.00      | 19.00     | 16.00     | 14.00                        | 10.86      |             | 35.24       |
| Cu                             | 18.00                              | 13.00     | 3.00      | 19.00     | 33.00     | 13.00                        | 42.13      |             | 51.06       |
| Zn                             | 97.00                              | 95.00     | 92.00     | 93.00     | 124.00    | 90.00                        | 102.94     |             | 139.90      |
| Th                             | 8.00                               | 9.00      | 9.00      | 6.00      | 6.00      | 9.00                         | 5.72       | 15.7        | 6.07        |
| Pb                             | 16.00                              | 15.00     | 14.00     | 14.00     | 50.00     | 16.00                        | 13.41      |             | 10.86       |
| Ga                             |                                    |           |           |           |           |                              | 24.22      | 22.9        | 23.52       |
| Ge                             |                                    |           |           |           |           |                              | 1.15       |             | 1.18        |
| As                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.65       |             | 1.01        |
| Se                             |                                    |           |           |           |           |                              | -1.02      |             | -1.03       |
| Mo                             |                                    |           |           |           |           |                              | 1.78       |             | 1.00        |
| Cd                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.28       |             | 0.35        |
| Cs                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.47       | 1.12        | 0.60        |
| W                              |                                    |           |           |           |           |                              | 0.73       | 2           | 0.33        |
| Bi                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.32       |             | 0.02        |
| Sb                             |                                    |           |           |           |           |                              | 2.48       |             | 0.14        |
| Li                             |                                    |           |           |           |           |                              | 15.81      |             | 11.63       |
| Be                             |                                    |           |           |           |           |                              | 1.83       |             | 1.79        |
| U                              |                                    |           |           |           |           |                              | 1.58       | 2.73        | 1.45        |
| Ag                             |                                    |           |           |           |           |                              | 1.20       |             | 1.47        |
| B                              |                                    |           |           |           |           |                              | 8.37       |             | 3.95        |
| Sn                             |                                    |           |           |           |           |                              | 2.63       | 2           | 3.12        |
| Hf                             |                                    |           |           |           |           |                              | 26.08      | 6.5         | 23.63       |
| Au                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.13       |             | 0.06        |
| Pt                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.07       |             | 0.08        |
| Tl                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.19       | <0.5        | 0.12        |
| Ta                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.87       | 0.7         | 0.94        |
| Te                             |                                    |           |           |           |           |                              | 0.74       |             | 0.73        |
| Sc                             |                                    |           |           |           |           |                              | 18.16      |             | 22.40       |

| Grupo Guaymas              |                                    |           |           |           |           |                              |             |              |             |       |
|----------------------------|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------------------------|-------------|--------------|-------------|-------|
| Formación Guaymas Inferior |                                    |           |           |           |           |                              |             |              |             |       |
| Localidad                  | miembro Volcánico Traquiandesítico |           |           |           |           | miembro Magmático Intermedio |             |              |             |       |
|                            | BCH                                | BCH       | BCH       | C         | LS        | LC                           | CP          | CEV          | BCH         |       |
| Muestra                    | BCH15-08*                          | BCH15-09* | BCH15-11* | GYM14-09* | GYM14-20* | GYM14-27*                    | GYM15-03*** | GYM15-02**** | BCH15-10*** |       |
| Roca                       | L-LAT                              | L-LAT     | L-LAT     | L-LAT     | L-LAT     | L-LAT                        | LTT-SH      | LTT-LAT      | LTT-SH      |       |
| <b>REE ppm</b>             |                                    |           |           |           |           |                              |             |              |             |       |
| La                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 30.32        | 54          | 33.96 |
| Ce                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 65.87        | 96.4        | 75.93 |
| Pr                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 8.72         | 13.95       | 10.18 |
| Nd                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 36.29        | 58.9        | 43.23 |
| Sm                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 7.88         | 12.4        | 9.66  |
| Eu                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 2.16         | 2.6         | 2.55  |
| Gd                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 8.03         | 12.25       | 9.86  |
| Tb                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 1.27         | 1.82        | 1.56  |
| Dy                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 7.46         | 10.65       | 9.12  |
| Ho                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 1.41         | 2.27        | 1.71  |
| Er                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 4.17         | 6.16        | 5.08  |
| Tm                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 0.57         | 0.8         | 0.69  |
| Yb                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 3.70         | 5.22        | 4.37  |
| Lu                         |                                    |           |           |           |           |                              |             | 0.56         | 0.76        | 0.66  |
| <b>Norma CIPW</b>          |                                    |           |           |           |           |                              |             |              |             |       |
| %AN                        | 31.26                              | 30.06     | 25.78     | 32.47     | 28.69     | 31.78                        | 41.62       | 42.27        | 39.23       |       |
| Q                          | 13.96                              | 15.26     | 12.40     | 10.76     | 10.21     | 13.85                        | 6.87        | 11.37        | 4.45        |       |
| or                         | 17.42                              | 18.59     | 16.76     | 14.60     | 18.82     | 17.79                        | 12.59       | 18.14        | 12.94       |       |
| ab                         | 34.47                              | 34.82     | 39.97     | 35.22     | 35.34     | 36.58                        | 36.66       | 34.03        | 35.81       |       |
| an                         | 15.68                              | 14.97     | 13.88     | 16.93     | 14.22     | 17.04                        | 26.14       | 24.92        | 23.12       |       |
| C                          | 0.00                               | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.35                         | 0.00        | 0.00         | 0.00        |       |
| di                         | 5.58                               | 4.65      | 4.52      | 8.04      | 5.17      | 0.00                         | 4.11        | 0.97         | 8.37        |       |
| hy                         | 6.88                               | 5.69      | 5.62      | 7.79      | 8.72      | 8.50                         | 6.96        | 3.62         | 7.20        |       |
| wo                         | 0.00                               | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00                         | 0.00        | 0.00         | 0.00        |       |
| ol                         | 0.00                               | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00                         | 0.00        | 0.00         | 0.00        |       |
| ac                         | 0.00                               | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00                         | 0.00        | 0.00         | 0.00        |       |
| mt                         | 3.19                               | 3.19      | 3.45      | 3.40      | 3.75      | 3.11                         | 3.43        | 3.47         | 3.91        |       |
| il                         | 2.12                               | 2.13      | 2.48      | 2.41      | 2.86      | 2.02                         | 2.46        | 2.49         | 3.08        |       |
| hem                        | 0.00                               | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00                         | 0.00        | 0.00         | 0.00        |       |
| ti                         | 0.00                               | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00                         | 0.00        | 0.00         | 0.00        |       |
| ap                         | 0.69                               | 0.69      | 0.91      | 0.84      | 0.91      | 0.76                         | 0.79        | 1.00         | 1.11        |       |
| ru                         | 0.00                               | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00      | 0.00                         | 0.00        | 0.00         | 0.00        |       |

| Localidad                      | Grupo San Carlos   |                   |                      | Localidad           | Grupo San Carlos   |                   |                      |
|--------------------------------|--------------------|-------------------|----------------------|---------------------|--------------------|-------------------|----------------------|
|                                | BCH                | BLA               | BLA                  |                     | BCH                | BLA               | BLA                  |
|                                | BCH15-13**<br>L-SH | BLA14-01**<br>L-M | BLA14-03**<br>DIQ-SH |                     | BCH15-13**<br>L-SH | BLA14-01**<br>L-M | BLA14-03**<br>DIQ-SH |
| <b>Muestra Roca</b>            |                    |                   |                      | <b>Muestra Roca</b> |                    |                   |                      |
| <b>Mayores (%)</b>             |                    |                   |                      | <b>REE ppm</b>      |                    |                   |                      |
| SiO <sub>2</sub>               | 52.03              | 51.75             | 53.52                | La                  | 33.55              | 28.55             | 18.04                |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.41               | 2.14              | 1.10                 | Ce                  | 71.49              | 63.64             | 42.57                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.13              | 16.78             | 16.45                | Pr                  | 9.29               | 8.73              | 5.71                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 9.11               | 10.81             | 8.33                 | Nd                  | 37.99              | 37.61             | 24.58                |
| MnO                            | 0.13               | 0.13              | 0.19                 | Sm                  | 7.55               | 8.54              | 5.38                 |
| MgO                            | 6.37               | 4.67              | 8.82                 | Eu                  | 2.22               | 2.34              | 1.61                 |
| CaO                            | 7.81               | 7.52              | 4.54                 | Gd                  | 7.38               | 8.85              | 5.12                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.69               | 4.05              | 4.00                 | Tb                  | 1.03               | 1.41              | 0.74                 |
| K <sub>2</sub> O               | 1.74               | 1.72              | 2.75                 | Dy                  | 5.82               | 8.42              | 4.26                 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.58               | 0.44              | 0.29                 | Ho                  | 1.03               | 1.60              | 0.77                 |
| LOI                            | 2.56               | 2.14              | 5.15                 | Er                  | 3.04               | 4.67              | 2.27                 |
| Total                          | 102.56             | 102.14            | 105.15               | Tm                  | 0.41               | 0.63              | 0.30                 |
| <b>Trazas ppm</b>              |                    |                   |                      | Yb                  | 2.64               | 4.08              | 1.99                 |
| Rb                             | 34.77              | 43.54             | 72.77                | Lu                  | 0.41               | 0.62              | 0.30                 |
| Sr                             | 653.32             | 439.35            | 517.86               | <b>Norma CIPW</b>   |                    |                   |                      |
| Ba                             | 919.98             | 573.32            | 697.07               | %AN                 | 43.08              | 38.22             | 34.38                |
| Y                              | 25.84              | 39.74             | 19.13                | Q                   | 0.00               | 0.00              | 0.00                 |
| Zr                             | 214.10             | 260.66            | 146.24               | or                  | 10.27              | 10.28             | 15.98                |
| Nb                             | 16.13              | 11.98             | 4.28                 | ab                  | 33.11              | 36.77             | 35.34                |
| V                              | 182.80             | 254.16            | 179.24               | an                  | 25.06              | 22.75             | 18.52                |
| Cr                             | 199.35             | 70.06             | 202.10               | C                   | 0.00               | 0.00              | 0.00                 |
| Co                             | 32.68              | 28.79             | 31.22                | di                  | 7.96               | 9.67              | 1.43                 |
| Ni                             | 149.57             | 40.74             | 132.69               | hy                  | 14.16              | 12.19             | 11.37                |
| Cu                             | 46.35              | 50.11             | 52.16                | wo                  | 0.00               | 0.00              | 0.00                 |
| Zn                             | 128.93             | 127.83            | 218.95               | ol                  | 3.25               | 0.56              | 12.57                |
| Th                             | 3.43               | 5.52              | 3.09                 | ac                  | 0.00               | 0.00              | 0.00                 |
| Pb                             | 8.75               | 13.30             | 31.34                | rmt                 | 3.04               | 3.84              | 2.67                 |
| Ga                             | 19.48              | 23.30             | 19.48                | il                  | 1.96               | 3.01              | 1.51                 |
| Ge                             | 1.29               | 1.32              | 1.29                 | hem                 | 0.00               | 0.00              | 0.00                 |
| As                             | 0.67               | 0.62              | 6.53                 | ti                  | 0.00               | 0.00              | 0.00                 |
| Se                             | 0.16               | -0.33             | 0.38                 | ap                  | 1.20               | 0.92              | 0.61                 |
| Mo                             | 1.05               | 1.60              | 0.37                 | ru                  | 0.00               | 0.00              | 0.00                 |
| Cd                             | 0.29               | 0.25              | 0.16                 |                     |                    |                   |                      |
| Cs                             | 0.61               | 0.72              | 1.83                 |                     |                    |                   |                      |
| W                              | 0.49               | 0.61              | 0.45                 |                     |                    |                   |                      |
| Bi                             | 0.02               | 0.02              | 0.06                 |                     |                    |                   |                      |
| Sb                             | 0.16               | 0.18              | 0.47                 |                     |                    |                   |                      |
| Li                             | 14.24              | 16.83             | 129.39               |                     |                    |                   |                      |
| Be                             | 1.67               | 1.71              | 1.47                 |                     |                    |                   |                      |
| U                              | 1.18               | 1.64              | 1.46                 |                     |                    |                   |                      |
| Ag                             | 1.02               | 1.24              | 0.75                 |                     |                    |                   |                      |
| B                              | 5.00               | 9.76              | 2.70                 |                     |                    |                   |                      |
| Sn                             | 1.72               | 2.67              | 2.50                 |                     |                    |                   |                      |
| Hf                             | 14.02              | 18.53             | 10.60                |                     |                    |                   |                      |
| Au                             | 0.20               | 0.05              | 0.02                 |                     |                    |                   |                      |
| Pt                             | 0.05               | 0.07              | 0.04                 |                     |                    |                   |                      |
| Tl                             | 0.08               | 0.13              | 0.62                 |                     |                    |                   |                      |
| Ta                             | 0.88               | 0.72              | 0.18                 |                     |                    |                   |                      |
| Te                             | 1.57               | 0.81              | 1.64                 |                     |                    |                   |                      |
| Sc                             | 21.51              | 26.46             | 24.52                |                     |                    |                   |                      |

Por otro lado **las unidades de la Formación Guaymas Superior** (entre 65 y 68 % de Sílice), compuestas tanto por lavas, cuerpos hipabisales y depósitos ignimbríticos, se clasifican entre los campos; Riolita-Dacita-Traquita-Traquidacita (**Figura 24A**), con un contenido en álcalis de entre 2 y 5%. En la **Tabla 1**, se distingue entre las traquitas y traquidacitas de la formación Guaymas Superior por su contenido normativo de  $Q = 100 * Q / (Q + or + ab + an)$ , correspondiendo a traquita cuando  $Q < 20\%$  y traquidacita cuando  $Q > 20\%$ , de acuerdo a la clasificación de **Le Bas et al., (1986)**. Las rocas magmáticas tanto de la FGI como de la FGS, se encuentran en una transición entre el dominio alcalino y subalcalino.

En el caso del Miembro **Granófiro El Vigía**, las muestras fueron clasificadas usando el diagrama para rocas plutónicas (por tratarse de rocas hipabisales) de **Cox et al., (1976)**, el cual las clasifica como granito y granodiorita (**Figura 24B**), con valores en SiO<sub>2</sub> de 65 y 68%, los cuales cabe destacar que son iguales a los encontrados en las lavas de la Formación Guaymas Superior. La nomenclatura química de cada muestra de acuerdo a la Clasificación Química de Rocas Volcánicas (**Le Bas et al., 1986**), se puede ver en la **Tabla 1**.

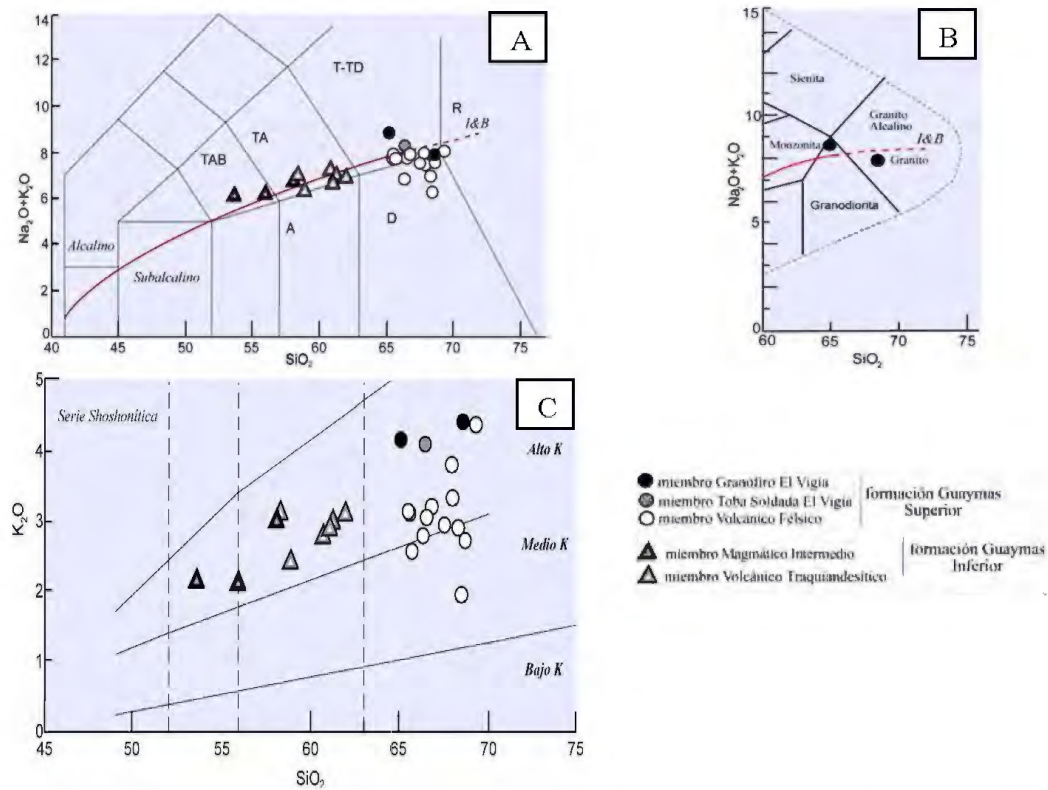
## B) Rasgos químicos

De acuerdo al **contenido en K** de la Formación Guaymas Superior y Formación Guaymas Inferior, el diagrama de **K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>** (**Pecerillo y Taylor, 1976; Figura 24C**), permite agrupar las rocas (además de las características de campo y petrográficas ya expuestas anteriormente);

- ❖ **Formación Guaymas Inferior:** son latitas con Alto K, entre 1 y 3%, que cuando muestran valores bajos en Na<sub>2</sub>O, permite que sean clasificadas como shoshonitas.
- ❖ **Formación Guaymas Superior:** Se trata de rocas silíceas que se distribuyen desde el campo con Medio K, hasta el de Alto K, con un contenido en K<sub>2</sub>O entre 1 y 4%. Destacan en este grupo, la lava vítrea porfírica del Cerro San Rafael (GYM15-06A), y una muestra del Miembro

Granófiro El Vigía, por presentar el mayor contenido en K; 4.3% y 4.4% respectivamente.

Los valores en  $Al_2O_3$  permiten, para La Formación Guaymas Inferior, distinguir entre el miembro Magmático Intermedio (mMI) y el Miembro Volcánico Traquiandesítico (mVT). El mMI presenta valores más altos en  $Al_2O_3$  de hasta 18%, a diferencia del mVT de hasta 15%.



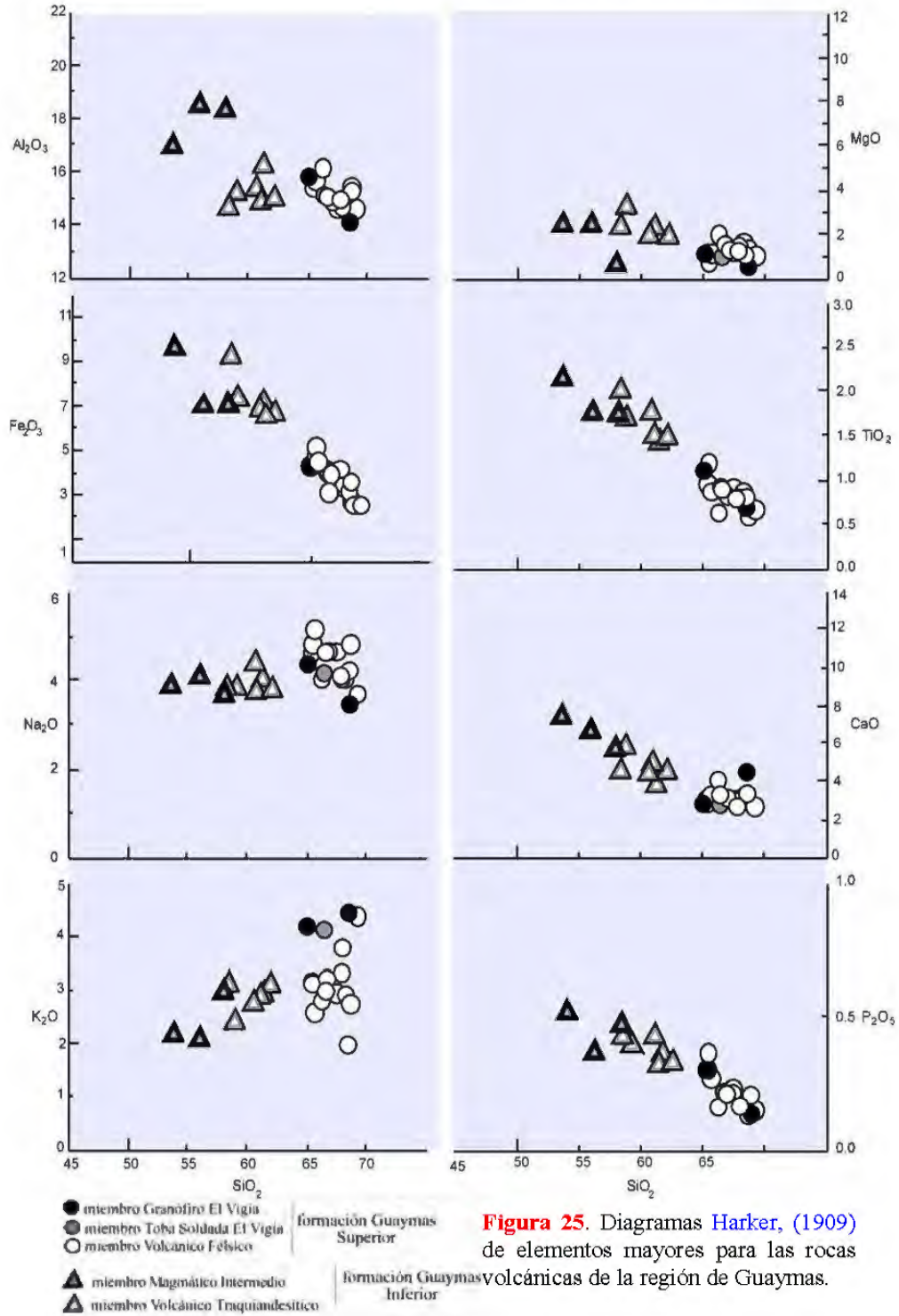
**Figura 24.** Diagramas de clasificación de rocas volcánicas para la secuencia de Guaymas. A: Diagrama TAS propuesto por Le Maitre, (1989) después de Le Bas *et al.*, (1986), con la línea discriminadora del dominio alcalino y subalcalino propuesto por Irvine & Baragar, (1971) I&B. B Diagrama para rocas plutónicas de Cox *et al.*, (1979); C: Diagrama de  $K_2O$  vs  $SiO_2$  (Pecerillo y Taylor, 1976).

Los **diagramas Harker**, (1909), muestran algunas relaciones y características químicas de las rocas del Grupo Guaymas (**Figura 25**). En ellos se puede observar como la Formación Guaymas Superior e Inferior del área de estudio, se diferencian de acuerdo a su contenido en  $\text{SiO}_2$  ( $\text{SiO}_2 > 65\%$  para la FGS y  $< 65\%$  para la FGI). En la FGI, el Miembro Magmático Intermedio se distingue del Miembro Volcánico Traquiandesítico por ser de las rocas menos diferenciadas.

El Grupo Guaymas muestra que cada una de sus formaciones presenta una relación en el contenido de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{CaO}$ , con una pendiente que decrece conforme aumenta el contenido en sílice, sugiriendo una participación importante de clinopiroxeno en la cristalización fraccionada de esas rocas.

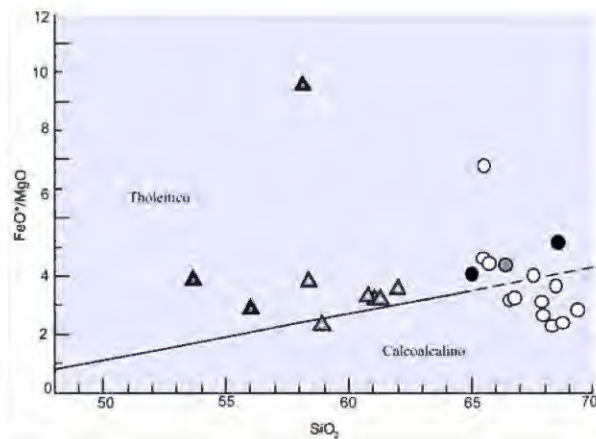
Las unidades félsicas de la FGS muestran pendientes negativas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , que reflejan un origen importante por cristalización fraccionada, considerando a minerales como Feldespatos, ferromagnesianos y accesorios como Apatito y Óxidos de Fe-Ti. Las concentraciones de elementos mayores de las rocas de la FGS se encuentran por lo general bien agrupadas, sin mostrar una dispersión en sus valores, excepto por el  $\text{K}_2\text{O}$  el cual presentan una dispersión importante en sus valores, sin mantener una relación con el  $\text{SiO}_2$  o el  $\text{Na}_2\text{O}$ , lo cual sugiere que la cristalización fraccionada no es el único proceso involucrado para formación de estas rocas.

*Velderrain Rojas Luis Alonso (2016), Tesis Maestría en Ciencias-Geología*



**Figura 25.** Diagramas Harker, (1909) de elementos mayores para las rocas volcánicas de la región de Guaymas.

### C) Serie magmática.



**Figura 26.** Diagrama discriminatorio FeOt/Mg vs SiO<sub>2</sub> de Miyashiro (1974).

De acuerdo al diagrama discriminatorio FeOt/Mg vs SiO<sub>2</sub> de Miyashiro (1974) (Figura 26), las rocas intermedias de la Formación Guaymas Inferior presentan una relación alta de F/M, que muestra una afinidad tholeítica en la serie, a excepción de la muestra GYM14-09, que se encuentra en el límite entre el dominio tholeítico y calcoalcálico. Este rasgo es evidenciado por sus altos valores en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que pueden llegar hasta

10%. Por lo que estas rocas pertenecientes a la serie tholeítica deben ser consideradas como Islanditas. Por otro lado, las muestras de la FGS se distribuyen tanto en el campo de la serie tholeítica, como en el de la serie calcoalcálica, sin embargo, en la concepción original del diagrama no se contempla la discriminación entre las rocas félsicas de estas series. No obstante todas las rocas silíceas de la FGS presentan altos valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total (3 a 6%), que sugiere pertenecen a una serie tholeítica.

#### 6.1.1.2 Elementos traza.

Los diagramas Harker de algunos elementos traza muestran rasgos característicos para las formaciones del área de estudio (Figura 27).

El conjunto de muestras analizadas presentan contenidos elevados de Ba, que conforme al contenido en sílice, forman una curva con un punto máximo donde posteriormente se desarrolla una pendiente negativa. Estas relaciones pueden ser consideradas producidas por una cristalización fraccionada de Plagioclasa y de Feldespato Alcalino para la segunda parte de la curva, permitiendo explicar un empobrecimiento del líquido en ese elemento, tal y como se presenta en las rocas de la Formación Guaymas Superior.

Las lavas intermedias y félsicas de Guaymas, presentan valores bajos en Ni y Cr (Ni<35 ppm y Cr<40 ppm), mostrando el carácter diferenciado del magmatismo en Guaymas, donde estos elementos son menos compatibles. Por otro lado el Sr muestra una ligera tendencia con concentraciones que descienden, conforme al sílice, hacia las lavas más félsicas de la FGS, relacionado con un fraccionamiento de los feldespatos.

La pendiente negativa en el diagrama de SiO<sub>2</sub> vs V de las rocas de la FGI, posiblemente está relacionado a la cristalización fraccionada de minerales accesorios como OxFe-Ti y/o ferromagnesianos.

En conclusión, el comportamiento de los elementos traza y de los mayores, en los diagramas Harker de las rocas del Grupo Guaymas, muestra que puede existir un vínculo genético por cristalización fraccionada entre los magmas que dieron origen a la FGS y la FGI. Este proceso evidencia en el fraccionamiento, el fuerte papel de minerales como Plagioclasa, Clinopiroxeno y Feldespato Alcalino, mineralogía que domina en las unidades de las formaciones del Grupo Guaymas como se menciona en el estudio petrográfico en este trabajo.

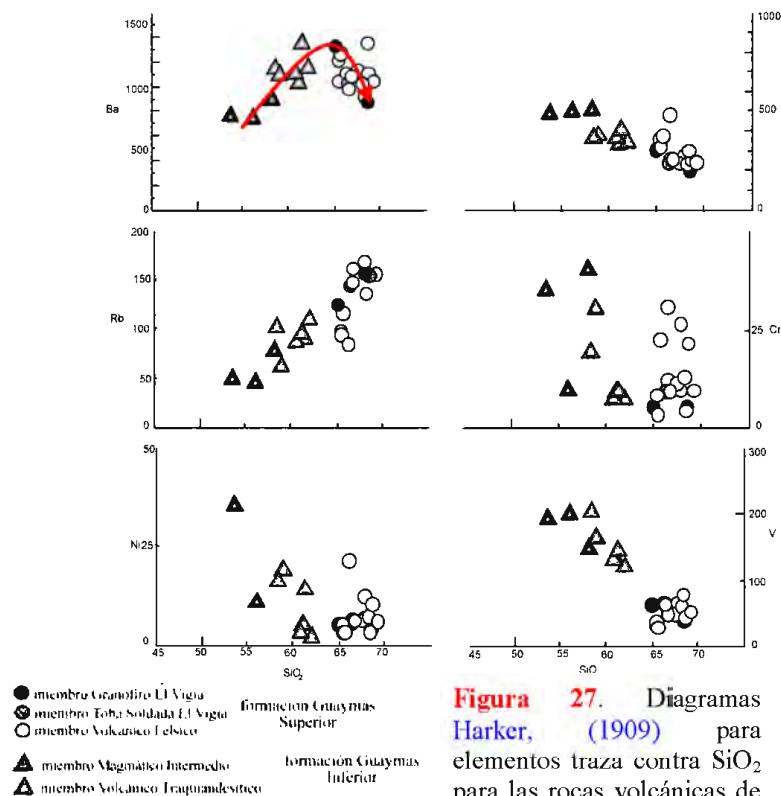


Figura 27. Diagramas Harker, (1909) para elementos traza contra SiO<sub>2</sub> para las rocas volcánicas de la región de Guaymas.

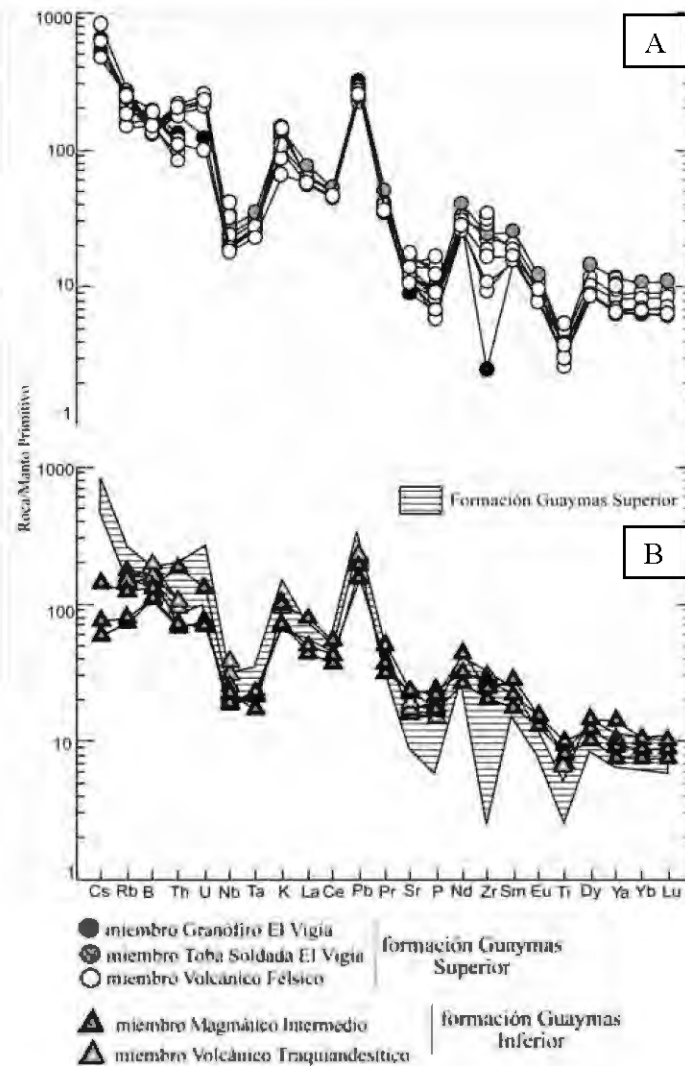


### **6.1.2 Diagramas multi-elementales.**

Para identificar mejor las características geoquímicas de los grupos, se graficaron los análisis de las muestras en diagramas multi-elementales normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

En los diagramas multi-elementales la Formación Guaymas Superior (Figura 28A), presenta un espectro que decrece desde los elementos más incompatibles hasta las tierras raras pesadas, donde el espectro tiende a ser planar (Y-Yb-Lu). El espectro muestra anomalías positivas en Th, K, Pb y anomalías negativas como Nb-Ta, Sr-P y una muy marcada anomalía negativa en Ti. En la Formación Guaymas Superior, tanto el Miembro Granófiro El Vigía, Miembro Toba Soldada El Vigía y Miembro Volcánico Félsico, presentan una misma forma del espectro que las asocia genéticamente, aun que su tipo de emplazamiento en el campo es completamente diferente.

El espectro multi-elemental de las lavas de la Formación Guaymas Inferior (Figura 28B) presenta las mismas anomalías negativas, que la FGS, en Nb-Ta, Sr-P y Ti, además de las anomalías positivas en K y Pb, con una tendencia sub-horizontal de las HREE. Estas características similares para ambas formaciones, nos confirman un vínculo genético para el Grupo Guaymas, asociando petrogenéticamente tanto a los magmas de composición intermedia como a los de composición ácida.



**Figura 28.** Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989). A: Formación Guaymas Superior. B: Formación Guaymas Inferior

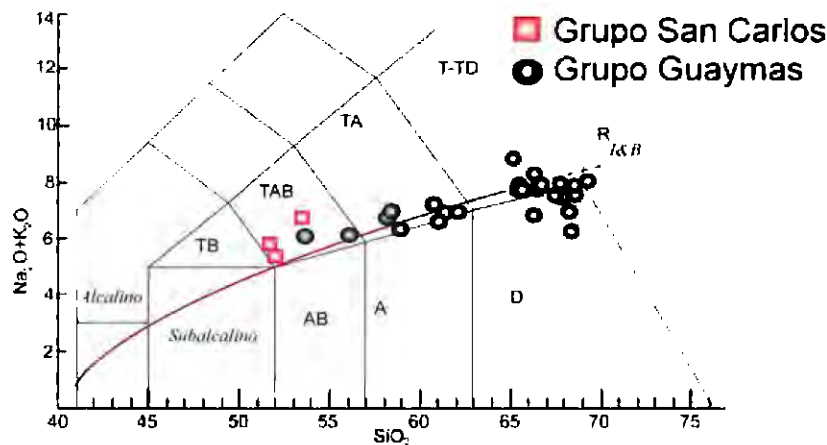
## 6.2 Características geoquímicas del Grupo San Carlos.

Llamadas como *Older Basalts* por Johnpeer (1977), el Grupo San Carlos en el área de estudio, se expone al noroeste del Cerro Bacochibampo, hacia la Bahía San Carlos, donde está representado por rocas de composiciones intermedias que forman lomeríos suaves. Las muestras analizadas de este grupo corresponden a: a) lavas que ocurren en el

Cerro Bacochibampo (BCH15.13), una lava (BLA15-01) y un dique de composición intermedia (BLA14-03) que ocurren en la costa en San Carlos, a la base de la secuencia volcánica de la Bahía Los Anegados.

Este grupo presenta las siguientes características geoquímicas:

El diagrama de (Le Bas *et al.*, 1986; Figura 29), muestra que las rocas del grupo San Carlos se clasifican como Traquiandesitas Basálticas con valores en sílice de 53 a 51%. Sin embargo, las relaciones de Na y K (Le Maitre, 2002), permiten sub-definirlas, denominándolas tanto mugearitas como shoshonitas. Estas rocas además de presentar valores elevados en Álcalis, que los localizan dentro del dominio alcalino propuesto por Irvine y Baragar (1971), presentan Olivino, Diópsida e Hiperstena y ausencia de Cuarzo en la norma CIPW. Estas características denotan un carácter transicional en estos magmas.



**Figura 29.** Diagrama TAS propuesto por Le Maitre, (1989) después de Le Bas *et al.*, (1986), con la línea discriminadora del dominio alcalino y subalcalino propuesto por Irvine & Baragar, (1971) I&B

El diagrama multi-elemental de elementos traza (Figura 30), para las rocas del Grupo San Carlos, presenta anomalías negativas marcadas en Nb-Ta y ligeramente en Th, anomalías positivas en Pb, que son siempre consistentes para todas las rocas que se estudiaron. También muestran una pendiente negativa hacia las HREE, haciéndose planar hacia los elementos menos incompatibles (Y, Yb, Lu). El espectro que muestran las rocas

del Grupo San Carlos aquí estudiadas, es consistente en forma y presenta las mismas anomalías que el magmatismo anteriormente estudiado para el Grupo San Carlos (Gómez-Valencia, 2014), sin embargo, las relaciones de campo, y la posición estratigráfica, muestra relaciones a estas rocas, con el volcanismo asociado al arco continental, y más aún, a sus últimas manifestaciones. También nos hace pensar que este volcanismo tuvo una importante influencia en el magmatismo que le sobreyace.

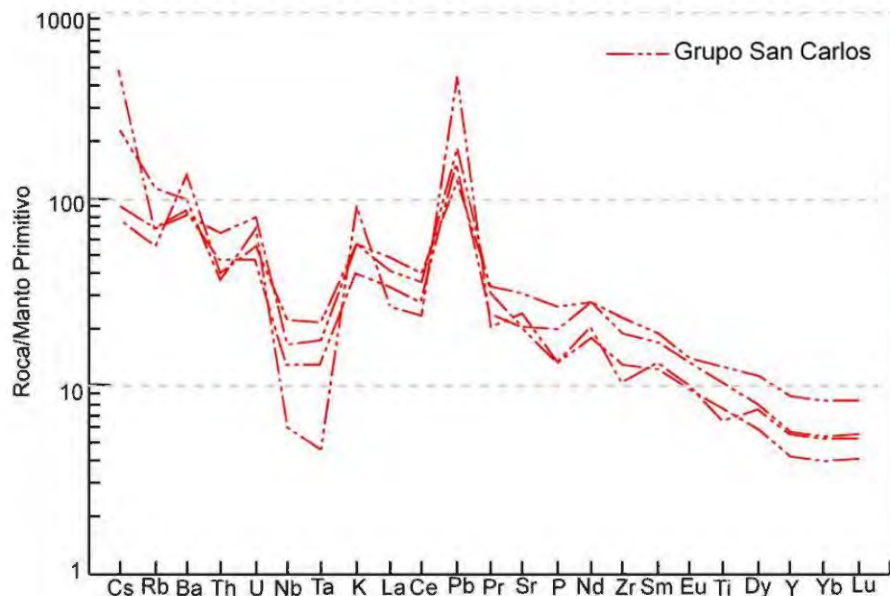


Figura 30. Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989) de las rocas del Grupo San Carlos en la región de estudio.

### 6.3. Características geoquímicas de las unidades de la Isla San Pedro Nolasco.

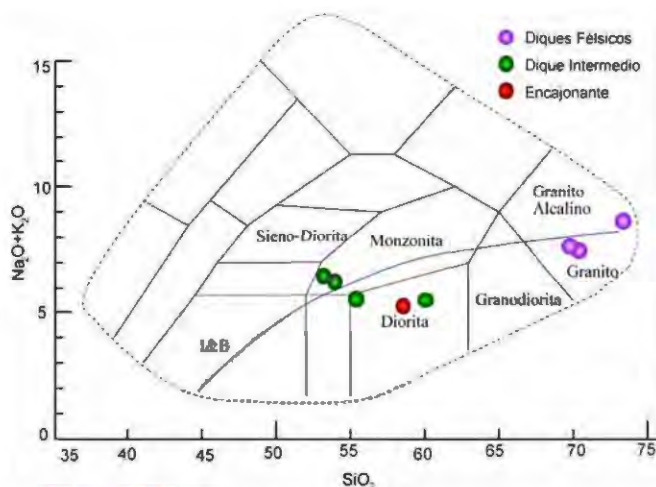
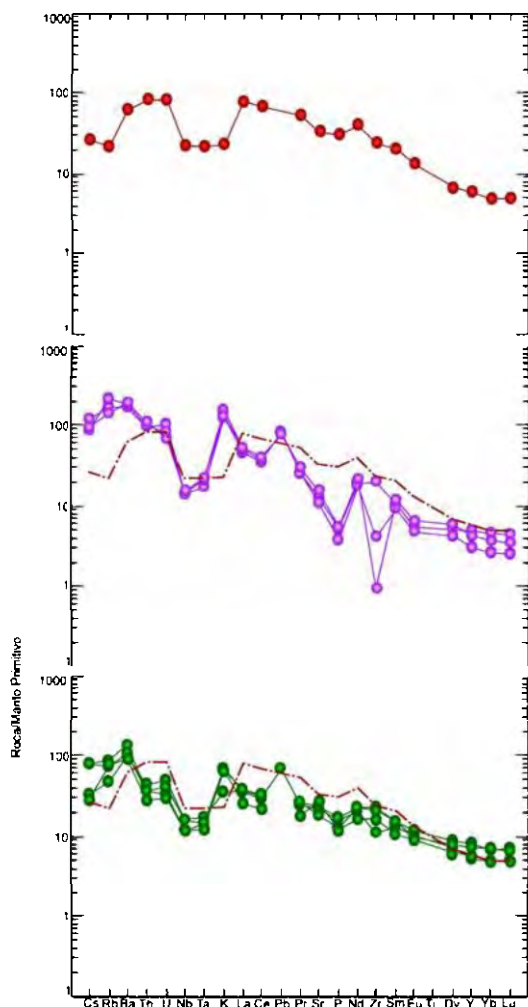


Figura 31. Diagrama de clasificación de rocas plutónicas de Cox et al., (1979).

Las características geoquímicas según el diagrama de Cox et al. (1979), permite clasificar a la roca encajonante de la isla como una diorita con valores de 58% de sílice (Figura 31). Por otro lado, los diques félsicos, se clasifican como granitos

mientras que una muestra cae en el campo del granito alcalino (69-73% SiO<sub>2</sub>). La composición de los diques intermedios varía entre monzonita y diorita con valores en sílice entre 54% hasta 60%.

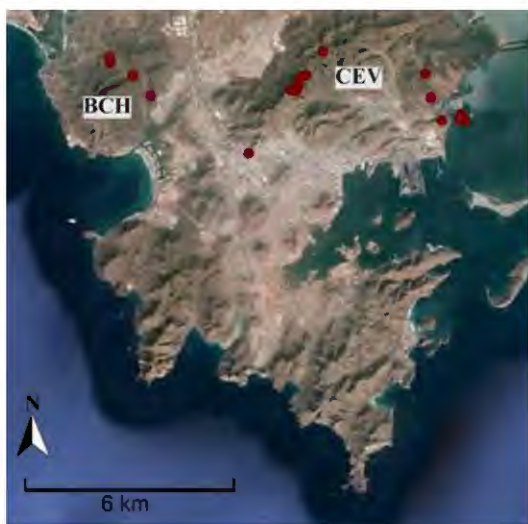


**Figura 32.** Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989) de las rocas de la ISPN. Ver simbología en la Figura 31.

El diagrama multielemental de Sun y McDonald (1989), normalizado al manto primitivo (Figura 32), muestra un espectro con enriquecimiento de los elementos más incompatibles (Rb, Ba, Th y U) y anomalías negativas en Nb, Ta y K, mostrando una pendiente que decrece hacia las HREE, con una ligera anomalía positiva en Nd. El espectro que muestra la roca encajonante, difiere tanto de los diques félsicos como de los diques intermedios, mostrando que estos magmas no son co-genéticos y pertenecen a eventos distintos. El espectro que muestra los diques félsico es muy similar al que muestra las unidades volcánicas del Grupo Guaymas, con anomalía negativa en Nb-Ta y las anomalías positivas en K y Pb, además de una anomalía negativa en Sr. Se observa como el espectro del dique intermedio, presentan las anomalías características de los diques félsicos, siendo no tan marcadas por su menor grado de diferenciación.

## 7. Estudio paleomagnético del Cerro El Vigía.

Como apoyo para el estudio geológico de las unidades volcánicas en este trabajo, se utilizó la técnica de paleomagnetismo para estudiar las unidades establecidas en la región, determinar la estratigrafía magnética del Cerro El Vigía, localidad donde se encuentra la litología más completa de las unidades que representan a la región de Guaymas. Los estudios paleomagnéticos son de suma importancia, ya que nos permitirán tener un mejor control de la secuencia estratigráfica, de las correlaciones litológicas, que con las características petrológicas y geoquímicas, pueda reforzar la interpretación global y de deformación de bloques. Entonces el paleomagnetismo podrá ayudar a definir los posibles movimientos tectónicos de las unidades litológicas, a la construcción de una columna de estratigrafía magnética y posiblemente a definir la evolución de los campos volcánicos en la región.



**Figura 32.** Imagen del Pto. de Guaymas tomada de Google Earth donde se muestra la distribución de los sitios muestreados para paleomagnetismo.

Se muestrearon 22 sitios en el área de estudio (Figura 32) en una jornada de campo de 6 días, donde se incluyen 4 sitios que corresponden a la Isla San Pedro Nolasco. De los 22 sitios muestreados, se analizaron 14 sitios y 103 núcleos para este trabajo, que corresponden al Cerro El Vigía, donde la secuencia litológica es casi la más completa en el área de estudio y donde el muestreo fue efectuado en casi todas las unidades, que corresponden a unidades lávicas, explosivas ignimbríticas y un cuerpo hipabisal granofírico.

De acuerdo a Butler, (2004). El paleomagnetismo estudia el registro, la descripción y las variaciones del campo geomagnético antiguo en cuanto al tiempo y el espacio, y está basado en la comprensión del como las rocas adquieren y mantienen una magnetización remanente. Aspectos básicos del paleomagnetismo, generalidades y conceptos se presentan

como un apoyo a este estudio en los anexos del presente documento. La magnetización de las rocas ígneas, registrada por los minerales magnéticos, se adquiere durante el enfriamiento del magma, en este proceso, los minerales magnéticos graban las características del campo geomagnético presente en ese momento, llamando a esta magnetización ``característica o primaria``. Los minerales más importantes dentro del paleomagnetismo, son los aquellos llamados materiales ferromagnéticos. En un material ferromagnético, al aplicarle un campo magnético  $H$ , el material adquiere una magnetización inducida  $J$ , la cual al retirar el campo aplicado, no regresa a cero, si no que guarda la dirección e intensidad del mismo, gracias a este fenómeno es posible el análisis de los registros del campo geomagnético antiguo.

### **7.1 Método paleomagnético y metodología para el tratado de las muestras.**

El procesamiento de los núcleos, así como la desmagnetización de los especímenes, tanto por el método de campos alternos como por temperatura, para su posterior análisis, se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

La técnica paleomagnética depende de la magnetización de las rocas, adquirida desde su formación y durante la evolución geológica de la misma, registrándose así, una o varias componentes de magnetización (componente primaria y posiblemente una o varias componentes secundarias). Las componentes se representan mediante un vector, determinado por la inclinación, declinación, e intensidad de campo geomagnético existente al momento de adquisición.

Si los materiales adquirieron su registro magnético durante un intervalo de tiempo de más de 10000 años, entonces la inclinación presente en cada componente puede ser directamente relacionado con la latitud geográfica a la magnetización, así mismo, la declinación del vector magnético puede asociarse con el movimiento que haya tenido el material relativo al norte geográfico. De esta forma los movimientos que haya podido experimentar la formación rocosa en cualquier de los tres ejes a lo largo de su historia, puede ser revelada por medio de la desmagnetización, bajo un análisis de laboratorio que

nos indicara la dirección e intensidad de cada componente presente (Olguín-Villa, 2013). Además, con los datos obtenidos, puede ser posible establecer una edad relativa, gracias a la **GPTS** (*Geomagnetic Polarity Time Scale* por sus siglas en inglés), y determinar relaciones con otras unidades.

A continuación se explica la metodología empleada para el análisis de las muestras paleomagnéticas, desde la toma de muestras en el campo, hasta el análisis en el laboratorio.

La metodología consistió en 3 etapas:

***Primera etapa: Muestreo en campo.***



**Figura 33.** A: Muestreo en campo con una perforadora portátil. B: Núcleo de roca orientado y cortada en tres especímenes.

La primera etapa consistió en el muestreo en campo de las rocas para paleomagnetismo. Se obtuvieron un total de 172 muestras (22 sitios), pertenecientes tanto a la región de Guaymas (Cerro El Vigía y Cerro Bacochoibampo) como a la Isla San Pedro Nolasco (Figura 32). El muestreo se realizó en afloramientos de lavas extrusivas (lávicas y explosivas), intrusivas e hipabisales. El muestreo en campo se realizó con una perforadora portátil de combustión interna, con una broca de diamante de 2.5 cm de diámetro que es enfriada por un sistema de agua (Figura 33A). Las muestras son representadas mediante cilindros o núcleos de roca orientados (Figura 33B). Cada sitio representa una sola unidad volcánica, y en cada sitio, se seleccionaron zonas donde la roca no estuviera fracturada o presentara un cizallamiento, además de que la roca estuviera ‘in situ’ y lo más fresca posible. Se tomaron entre 8 y 10 núcleos de roca por sitio, de 2.5 cm de diámetro y una longitud promedio de 10 cm. El espaciamiento entre cada núcleo variaba entre



30 cm hasta 1 m. A cada núcleo extraído de roca se determinó el azimut del eje ‘y’ (rumbo en  $\Delta y$ ), la inclinación del núcleo (Inc) y la orientación solar (azimut), con respecto a un plano horizontal y la hora en que fue tomado este dato. Estas medidas fueron tomadas con una brújula Brunton adaptada a un orientador no magnético tipo ‘‘pomeroy’’ (nombre de la compañía de su fabricación). Además de las medidas de orientación de cada núcleo, se obtuvo la actitud (rumbo y echado) de la estratificación o pseudoestratificación de la unidad muestreada, con la finalidad de corregir los datos por fallamiento. Sin embargo, solo a las lavas y las ignimbritas fue posible obtener su actitud, mientras que en los intrusivos (granófiros), este dato no fue obtenido. Cada núcleo fue marcado con una clave (Figura 33B).

#### ***Segunda etapa: Cortado de núcleos.***



**Figura 34.** Cortadora motorizada

La segunda etapa consistió en cortar los núcleos en rodajas, llamados especímenes de 2.2 cm de longitud (Figura 33B). El número de especímenes por núcleo varía de acuerdo a la longitud de cada núcleo (en promedio 3). El corte se realizó con una cortadora motorizada con discos de diamante, que son enfriados a base de agua (Figura 34). Ya teniendo los especímenes, se les marca con su clave correspondiente, de la cima a la base, añadiendo la letra A, B o C, al final de la clave, dependiendo del número de especímenes por núcleo.

#### ***Tercera etapa: Procesamiento de las muestras.***

Primero, se realizaron pruebas piloto de cada sitio (un espécimen por sitio) para determinar el método adecuado con el que se desmagnetizaron el resto de las muestras todas las muestras; ya sea una desmagnetización por campos alternos (AFD) o una desmagnetización por temperatura. Después de realizar las pruebas piloto y seleccionar el método adecuado para el tratamiento de cada sitio, se procedió con la desmagnetización de todas las muestras.

### *Principios de medición.*

El principio de medición está basado en una inducción electromagnética de un espécimen de roca fijo en un portamuestra que rota a una velocidad constante en el área de un magnetómetro (magnetómetro JR5). Siempre que la muestra tenga un momento magnético distinto de cero, una corriente alterna (AC) por medio de un voltaje es inducida en el detector, el cual es cubierto por un permaloy (aleación magnética compuesta por níquel y hierro). A velocidad de rotación constante y tamaño uniforme, la amplitud y la fase de la señal inducida dependerán en la magnitud y dirección del vector de remanencia magnética (RM) del espécimen. El voltaje es amplificado, filtrado, digitalizado y analizado. La fase de la señal dependerá en la dirección de proyección del vector de RM dentro del plano perpendicular del eje de rotación. En la práctica, las mediciones son hechas en 4 ó 6 posiciones para reducir el error de medición. En este caso, las mediciones se hicieron en 4 posiciones diferentes. La calibración del magnetómetro es un procedimiento especial de medición estándar que obtiene la ganancia y la fase para calcular los componentes del vector de remanencia. Cada espécimen es colocado en el portamuestras. El procedimiento de medición y el diseño de la posición del espécimen deben eliminar la RM residual del portamuestra.

### *Desmagnetización.*

El objetivo de la desmagnetización es medir el Magnetismo Remanente Natural (NRM) y después someter el espécimen a una serie de pasos de desmagnetización progresiva para determinar la Remanencia Magnética Característica (CRM) de cada muestra de roca. Son dos los tratamientos que se usaron para obtener la CRM; por campos magnéticos alternos (AF) y por altas temperaturas (THD).

### *Desmagnetización por campos magnéticos alternos (AF).*

Después de obtener la NRM, se sometió el espécimen a un incremento progresivo de campos magnéticos; 10mt, 20mt, 30mt, 40mt, 50mt, 60mt, 80mt, 100mt. Después en un magnetómetro, se midió la magnetización residual de cada espécimen después de cada

paso. Durante la desmagnetización, el vector de remanencia magnética cambiará hasta que su componente más estable sea aislado y en este punto el vector decae como una línea recta hacia el origen (veasé diagrama vectorial). Esta componente final es llamada Remanencia Magnética Característica (CRM).

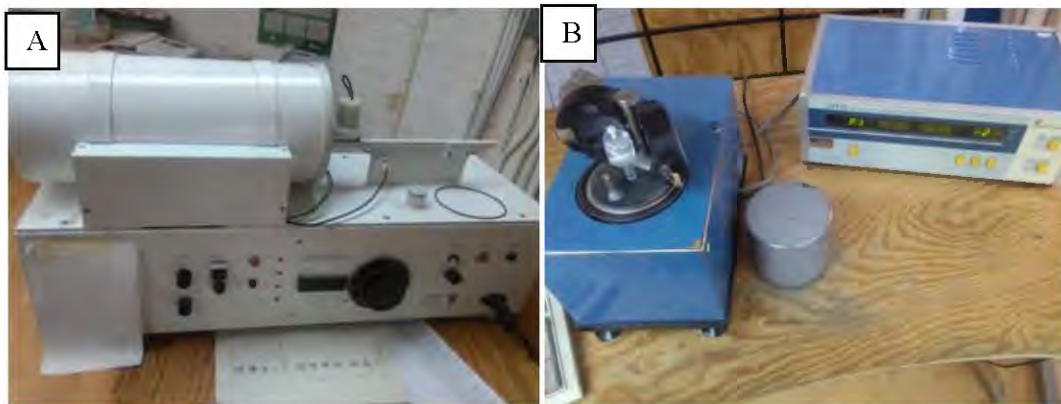
El principio de desmagnetizar la roca, es aislar la CRM, eliminando las componentes secundarias que adquirió la roca, utilizando el concepto de tiempo de relajación, entre más bajo su tiempo de relajación ( $\tau$ ) más probable es que el grano guarde una componente secundaria. De esta manera, la aplicación de la desmagnetización por campos alternos consiste en la eliminación de los componentes secundarios que están representados en los minerales magnéticos y que tienen un con corto tiempo de relajación y que también tienen coercitividad baja. Entonces la desmagnetización, consiste en aplicar campos magnéticos de manera alterna, con un incremento de intensidad a una muestra de roca. En ausencia de campos magnéticos externos, la muestra será limpiada de cualquier magnetización remanente cuya coercitividad sea menor a la intensidad del campo pico aplicado.

#### *Desmagnetización por altas temperaturas.*

Cuando por campos alternos no se logra aislar la CRM, se realiza la desmagnetización térmica. Esta consiste en el calentamiento de los especímenes en un horno el cual es sometido a incrementos progresivos; 200°, 300, 400, 500, 580°, 600°, 630°, 650° y 660°, después de cada aumento de temperatura, se realiza su medición en el magnetómetro, hasta observar que la componente primaria es aislada, eliminando los componentes secundarios cuando alcanzan la temperatura de Curie. Esto se debe a que con el incremento de las temperaturas en los minerales con temperaturas cerca del punto de Curie o menores, pierden su magnetización.

*Equipos analíticos.*

Para la desmagnetización por campos alternos, se utilizó un desmagnetizador *Molspint Limited* (Figura 35A). Para la medición de los especímenes se utilizó un equipo *JR5 Spinner Magnetometer* (Figura 35B), que está equipado con un auto-posicionador de especímenes y un portamuestra automático que permite la medición automática de los componentes de vectores de remanencia magnética. En este equipo, cada espécimen se coloca en 4 posiciones diferentes, en las que se medirá la declinación, inclinación e intensidad, para al final obtener un dato vectorial.



**Figura 35.** Equipos analíticos. **A:** Desmagnetizador *Molspint Limited*. **B:** Magnetómetro *JR5 Spinner Magnetometer*.

***Cuarta etapa: Análisis de muestras.***

La cuarta etapa consistió en el análisis de los datos obtenidos de la desmagnetización. Los datos fueron trabajados con el software *Remasoft 3.0 Paleomagnetic data browser and analyzer*.

*Vector de dirección característica*

A cada espécimen, se le determinó su dirección característica, seleccionando los pasos de desmagnetización más estables, eliminando aquellos pasos donde tuviera una amplia dispersión que fueran componentes secundarias. Un mínimo de 5 pasos por espécimen fueron efectuados.

## 7.2 Análisis y descripción de los datos paleomagnéticos.



**Figura 36.** Imagen tomada de Google Earth que muestra el Cerro El Vigía con los sitios de muestreo en rojo.

El muestreo y análisis paleomagnético, se llevó a cabo en el Cerro El Vigía (Figura 36). A continuación se muestran los resultados obtenidos de los sitios medidos. Se muestran los resultados de la desmagnetización de las unidades, así como la columna magneto-estratigráfica construida a

partir de la polaridad magnética de las unidades estudiadas, además de mostrar la aplicación tectónica con base a los datos obtenidos.

### 7.2.1 Remanencia magnética: Desmagnetización progresiva por aplicación de campos magnéticos alternos y alta temperatura a las unidades muestreadas.

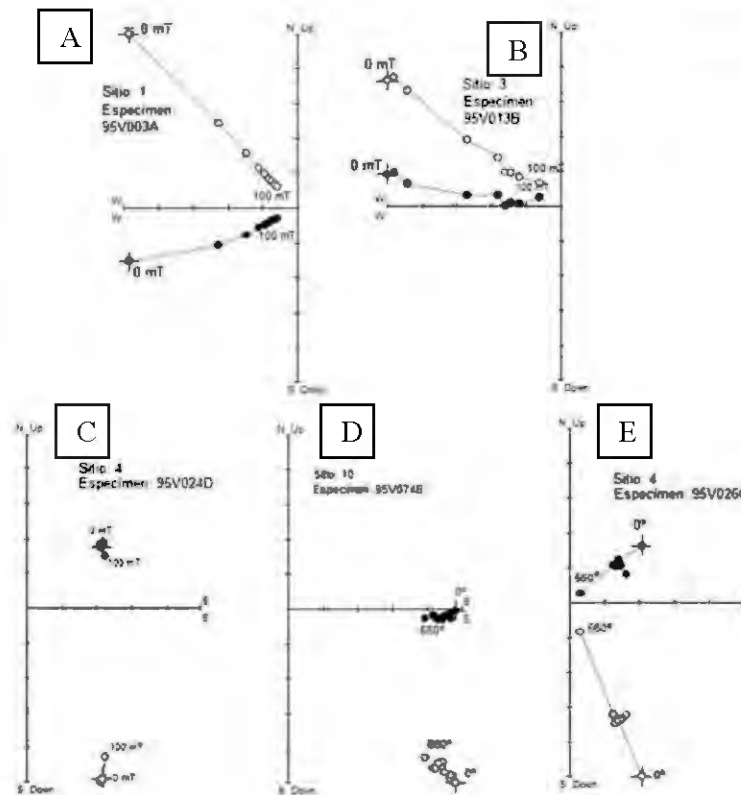
La desmagnetización de las muestras se llevó a cabo por etapas mediante la aplicación de campos magnéticos alternos y temperatura a un conjunto de 103 núcleos, una vez obtenidos los resultados, se le hizo una corrección de datos por la orientación particular del núcleo. Sin embargo, se observó que este procedimiento no afecta significativamente a los datos paleomagnéticos en el área de estudio.

Para el Miembro Toba Soldada El Vigía (Figura 37A), y las lavas dacíticas de la Formación Guaymas Superior (Figura 37B), se logró aislar la CRM con campos alternos. La tendencia al origen es bien definida a las 100 mT, eliminando la componente secundaria en los primeros 3 pasos de desmagnetización, posiblemente conteniendo minerales de muy baja coercitividad. Tanto el Miembro Toba Soldada El Vigía como las lavas de la FGS, presentan una polaridad inversa.

Por otro lado, los resultados muestran que el Miembro Granófiro El Vigía, tiende al origen en el diagrama ortogonal por medio de la desmagnetización por temperatura, logrando eliminar una fuerte componente secundaria de los 660° a los 680° (titanohematita), sin embargo, en algunos especímenes la componente secundaria no se logró eliminar a los

680°. Esta unidad, muestra que su mineralogía es heterogénea, mostrando que la CRM para esta unidad, que representa 5 sitios en algunos casos si fue posible ser aislada, mientras que en otros, la componente secundaria es tan fuerte que no fue posible. Aun así, aunque la componente se dirige hacia el origen, no llega finalmente a él, por lo que aún quedó un poco de magnetización por realizar. El granófiro, por el contrario de las rocas volcánicas, muestra una polaridad normal. Esta unidad tampoco pudo desmagnetizarse por campos magnéticos alternos (**Figura 37C, D y E**).

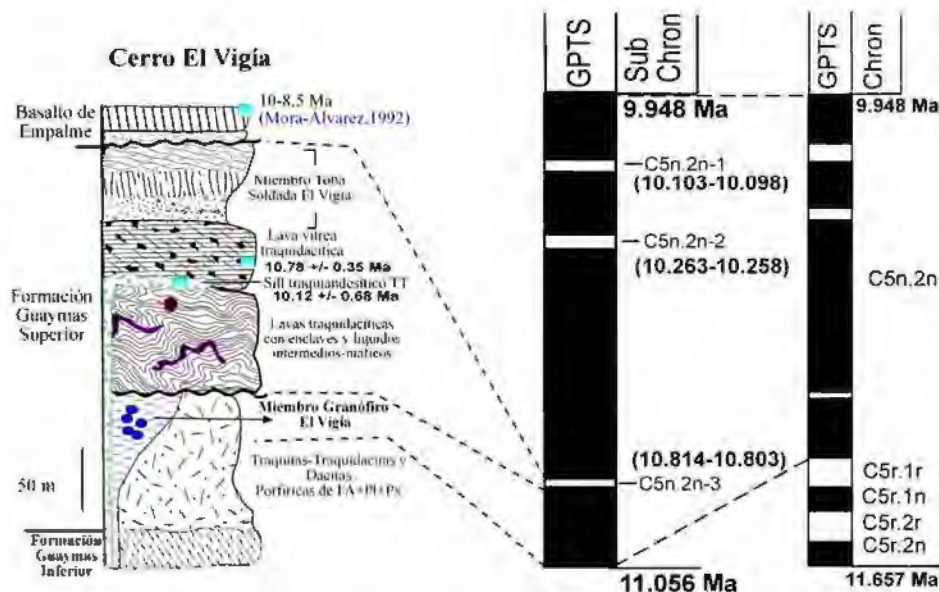
Las fuertes componentes secundarias que presentan los granófiros, probablemente pudieran estar asociadas al mineral de hematita presente como mineral secundario de una alta temperatura de Curie y alta coercitividad. Este mineral, tiene una Temperatura de Curie de 680°C, temperatura máxima a la cual unos especímenes de granófiro lograron su desmagnetización. En algunos especímenes, la CRM se pierde a los 670°, donde la roca se vuelve inestable. Estos minerales magnéticos, a su vez, se pudieran asociar a los cúmulos oscuros que se presentan en estos cuerpos hipabisales (ver Geología y Petrografía), característica común en todos estos cuerpos en la localidad de Guaymas, sin embargo, esto no parece ser una causa, ya que indicaría un comportamiento similar para las unidades que sobreyacen al granófiro, como el Mimbres Toba Soldada El Vigía, que muestra los mismos cúmulos (en esta si se pudo aislar la CRM con el método de campos magnéticos alternos sin mostrar una fuerte componente secundaria).



**Figura 37.** Diagramas ortogonales que muestran el comportamiento de la desmagnetización. A: Representa la desmagnetización por AF para el Miembro Toba Soldada El Vigía. B: Representa la desmagnetización por AF para una lava dacítica de la Formación Guaymas Superior. C, D y E: Desmagnetización para el Miembro Granófiro El Vigía. C: Desmagnetización por AF. D y E: Desmagnetización térmica. Los círculos negros muestran la componente horizontal y los círculos blancos la componente vertical.

### 7.2.1 Polaridad magnética de los sitios muestreados en el Cerro El Vigía: Construcción de una columna de estratigrafía magnética, posible correlación con la escala temporal e polaridades geomagnéticas (GPTS).

La GPTS representa el registro en las rocas de los cambios de polaridad magnética a través del tiempo geológico, indicando el comienzo y final de una polaridad ya sea normal o inversa (Butler, 2004). Con base en los cambios de polaridad registrados en nuestras rocas estudiadas, se construyó una columna estratigráfica magnética del Cerro El Vigía (Figura 38). La columna se elaboró a partir de una edad radiométrica de la base de la secuencia litoestratigráfica (ver Capítulo 9) de  $10.78 \pm 0.35$  Ma, para una lava dacítica. Para elaborar esta columna, se apoyó en la GPTS elaborada por Cande & Kent, (1992).



**Figura 38.** Columna litoestratigráfica construida a partir de las polaridades magnéticas de cada sitio en el Cerro El Vigía usando la escala de polaridad magnética de *Cande & Kent (1992)*. Los círculos rojos representan los sitios con polaridades inversas y los círculos azules con polaridades normales. En la GPTS el color negro representa polaridades normales.

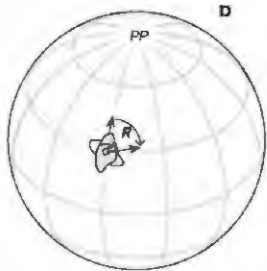
Las polaridades obtenidas para cada sitio y la correlación con la GPTS del Mioceno Superior me permitió construir una columna con las unidades que representan al Cerro El Vigía, así como permitir asignarle un intervalo de edad al volcanismo del Cerro El Vigía y el miembro Granófiro El Vigía.

De acuerdo al análisis paleomagnético de los sitios muestreados, se obtuvo una polaridad normal para los 5 sitios que corresponden al cuerpo granofírico, al que le sobreyace el volcanismo con lavas e ignimbritas que componen al Cerro El Vigía, los cuales tuvieron una polaridad inversa. De acuerdo a la edad radiométrica obtenida para una lava dacítica (10.78 +/- 0.35 Ma), que sobreyace al miembro Granófiro El Vigía, es posible que este último se acote al chron C5n.2N de 11.056 Ma a 10.814 Ma, que representa una polaridad Normal. En este chron existen 3 subcronos de polaridad inversa (C5n.2n-1, C5n.2n-2, C5n.2n-3), el subchron mas viejo (C5n.2n-3) se acota en un tiempo entre 10.814-10.803 Ma, al cual se correlaciona la edad obtenida de la lava dacítica de 10.78 +/- 0.35 Ma, aunque el dato no es exacto, el subchron C5n.2n-2 (10.263-10.258) está muy desplazado de la edad radiométrica. Por el contrario, la polaridad magnética de todos los sitios que sobreyacen al miembro Granófiro El Vigía, presentan una polaridad inversa, que



además, presentan características tanto petrográficas como geoquímicas similares, que en su conjunto permiten acotar a este volcanismo en una edad entre 10.814-10.803.

### 7.2.2 Tectónica del Cerro El Vigía.



**Figura 39.** Rotación de la declinación paleomagnética a partir de la rotación tectónica sobre un eje vertical interno al bloque de la corteza terrestre. La orientación original del bloque se muestra por el bloque blanco, la actual por el gris. (Butler, 2004)

De acuerdo a Butler (2004), la tectónica de placas nos ha enseñado a ver la litosfera como un sistema dinámico considerando desde una expansión oceánica por medio de las dorsales, hasta fallas transformantes y zonas de subducción. De acuerdo a esto, la historia geológica en el NW de Sonora, se ve afectada por un contexto tectónico que pasó de un margen en subducción a uno de rift, que sin duda, produjo un extenso volcanismo de distintas afinidades, y además, un sistema estructural-tectónico transtensivo que afectó en poco tiempo a los campos volcánicos y, más importante aún, que es reflejado en los movimientos verticales y laterales relativos de los bloques en la corteza. La deformación, el movimiento de la corteza y los bloques con campos volcánicos del Mioceno, son mejor expuestos hacia la costa de Sonora, específicamente en el área de estudio de la región de Guaymas. El paleomagnetismo, en este caso, nos permite determinar los posibles movimientos laterales que ha sufrido la corteza a través del tiempo. En el caso de Guaymas, nos ayuda a identificar el sistema de deformación transtensiva que impero en la región durante el Mioceno superior.

Con el paleomagnetismo, se pueden detectar movimientos con respecto a un polo paleomagnético, movimientos puramente longitudinales no se pueden detectar debido a la naturaleza del GAD.

De acuerdo a la declinación media observada en el área de estudio, resultado del conjunto de declinaciones de todos los sitios en el Cerro El Vigía, es posible identificar que las unidades han sufrido una rotación, es decir que pertenecen a un bloque que gira alrededor de un eje vertical, donde el movimiento latitudinal es casi nulo. El paleomagnetismo de las rocas de este bloque, originalmente ha señalado a lo largo del tiempo una declinación esperada hacia el polo paleomagnético (PP) correspondiente, sin

embargo, una rotación del eje vertical, producirá una rotación de la declinación observada con respecto a la esperada. (Figura 39).

Para determinar el movimiento de un bloque de la corteza terrestre, se realiza con respecto a un bloque continental y su desplazamiento polar aparente (APW, por sus siglas en inglés), que indica la forma en que los continentes se han movido con respecto al eje de rotación, siendo un conjunto de polos paleomagnéticos que componen la ruta del APW y que es determinada por el análisis paleomagnético de rocas de edades particulares. En conclusión, el polo de referencia se puede utilizar para calcular la dirección paleomagnética esperada para rocas de esas edades en cualquier punto del continente.

Ilustrando lo anterior por medio de los cálculos, para determinar la rotación de la declinación (R), simplemente se compara la dirección esperada (Declinación media del PP, Dx) con la declinación media observada del área (Do) de estudio, a partir del conjunto de todos los sitios que representan una misma edad:

$$R=Do-Dx$$

R se definirá como positivo cuando es en sentido de las manecillas del reloj.

La inclinación correspondiente, se determina con la inclinación esperada (Ix) y la inclinación observada (Io):

$$F= Ix-Io$$

Tanto R como F, presentan límites de confianza del 95%  $\Delta R$  y  $\Delta F$  respectivamente.

Si  $R > \Delta R$  y/o  $F > \Delta F$ , se considera una dirección paleomagnética discordante.

### 7.2.2.1 Resultados



**Figura 40.** Ortofoto proporcionada por el INEGI, del Cerro El Vigía que muestra el rasgo estructural, en línea punteada, que indica una supuesta caldera.

El Cerro El Vigía está representado geológicamente por la Formación Guaymas Superior, compuesta de rocas félsicas lávicas y explosivas además de contar con un intrusivo hipabisal a la base (ver capítulo de Geología Local). La secuencia en el Cerro El Vigía, de acuerdo a una edad radiométrica en una lava dacítica y las edades correlacionables considerando a la GPTS, se encuentra en un rango entre 11 y 10 Ma. Este cerro representa en el espacio una estructura que había sido considerada por Johnpeer (1977), como una supuesta caldera, por presentar una forma

semicircular (Figura 40), sin embargo, la deformación que afectó a la costa de Sonora por la apertura del Golfo de California, y que ha sido reportada en trabajos anteriores cerca a la costa (Herman, 2013), nos hace pensar, que esta estructura semicircular, puede ser el producto de una deformación tectónica de la corteza, que perturbó la región de Guaymas. Un estudio en la Sierra El Aguaje (Herman, 2013) sugiere que esta región se vio afectada por una deformación que hizo rotar los bloques entre los 12 y 10 Ma. Además, es claro observar como las principales sierras o vestigios volcánicos de la costa sur de Sonora, presentan una alineación preferencial casi N-S, mientras que en Guaymas y, en particular el Cerro El Vigía se encuentra bajo una orientación NE-SW, por lo que hipotéticamente se vislumbra la existencia de una posible rotación de ese bloque.

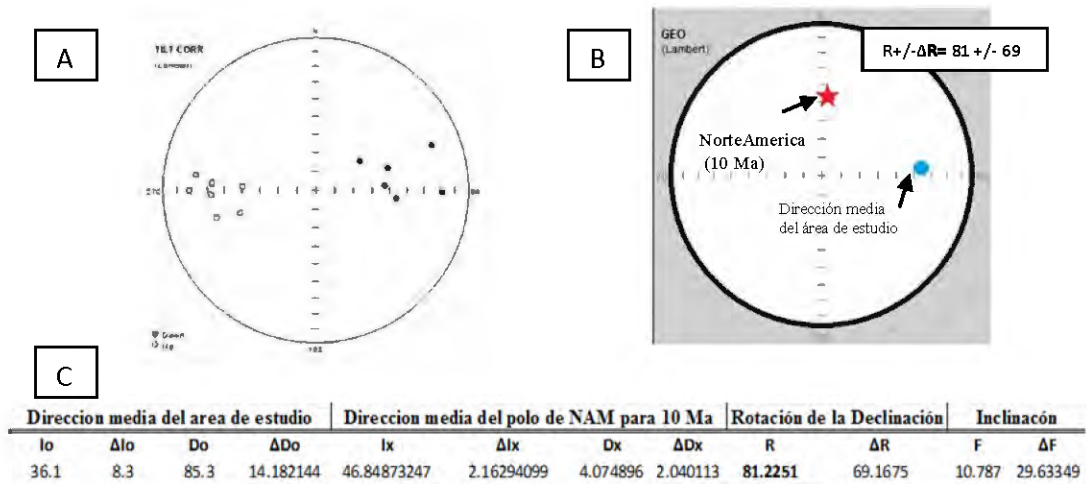
Los 14 sitios que fueron muestreados en el Cerro El Vigía (Figura 36) y sus direcciones medias (declinación e inclinación) se ilustran en la Tabla 2. De los 14 sitios, 5 representan al Granófiro, y un sitio a una ignimbrita que presentan una polaridad normal y una dirección media de 78.5°, 41.4° (declinación e inclinación respectivamente), mientras que en 8 sitios que corresponden a lavas e ignimbritas que sobreyacen al cuerpo granofírico, presentan una polaridad inversa con una dirección media de 267°, -34°

(declinación e inclinación respectivamente). Los valores de confiabilidad ( $K$ ,  $A_{95}$ ) sugieren que los datos fueron tomados de manera adecuada. De acuerdo al análisis paleomagnético y a la columna litoestratigráfica anteriormente presentada, las rocas del Cerro El Vigía representan entonces un registro de la dirección del campo geomagnético entre 11 y 10 Ma.

| Sitio | Lat        | Long         | n/N  | Dec   | Inc   | k      | $\alpha_{95}$ | Pol | VGP   |       |          | AF/Th | Rx   |
|-------|------------|--------------|------|-------|-------|--------|---------------|-----|-------|-------|----------|-------|------|
|       |            |              |      |       |       |        |               |     | Lat   | Lon   | Paleolat |       |      |
| 1     | 27.942810° | -110.902200° | 8/8  | 253.2 | -47.2 | 70.51  | 6.6           | I   | -26.6 | 139.5 | -28.4    | AFD   | IGN  |
| 2     | 27.941781° | -110.902831° | 5/5  | 273.5 | -32.5 | 132.57 | 6.7           | I   | -5.2  | 141.8 | -17.7    | AFD   | IGN  |
| 3     | 27.941781° | -110.902831° | 7/7  | 274.4 | -32.6 | 55.93  | 8.1           | I   | -4.5  | 141.4 | -17.7    | AFD   | LAVA |
| 4     | 27.926426° | -110.917735° | 8/8  | 56.5  | 61.8  | 196.64 | 4             | N   | 42.5  | -55.1 | 43       | THD   | GRF  |
| 5     | 27.941855° | -110.904478° | 6/8  | 267.5 | -32.1 | 34.57  | 11.6          | I   | -10.2 | 144.7 | -17.4    | AFD   | IGN  |
| 6     | 27.944832° | -110.901832° | 7/9  | 254.6 | -32.2 | 63.48  | 7             | I   | -21.6 | 149.4 | -18.1    | AFD   | IGN  |
| 7     | 27.945706° | -110.900093° | 7/8  | 277.3 | -22   | 110.89 | 5.8           | I   | 1     | 145.6 | -11.4    | AFD   | IGN  |
| 8     | 27.946688° | -110.866068° | 6/9  | 272.9 | -50.4 | 164.16 | 5.2           | I   | -11.8 | 130   | -31.1    | AFD   | LAVA |
| 9     | 27.940846° | -110.864693° | 8/9  | 91    | 18.5  | 26.55  | 10.9          | N   | 3.6   | -29.7 | 9.5      | THD   | GRF  |
| 10    | 27.936640° | -110.855987° | 8/9  | 95.9  | 46.1  | 54.81  | 7.5           | N   | 7.8   | -47.9 | 27.5     | THD   | GRF  |
| 11    | 27.935431° | -110.856690° | 8/9  | 86.1  | 52.8  | 154.33 | 4.5           | N   | 17.9  | -49.7 | 33.4     | THD   | GRF  |
| 12    | 27.935131° | -110.854668° | 7/7  | 72.8  | 49.3  | 124.81 | 5.4           | N   | 27.5  | -42.3 | 30.2     | THD   | GRF  |
| 13    | 27.935039° | -110.861529° | 6/6  | 68.7  | 19.9  | 86.79  | 7.2           | N   | 23.5  | -20.2 | 10.3     | AFD   | IGN  |
| 14    | 27.951769° | -110.895208° | 6/10 | 269.8 | -18.3 | 168.25 | 5.2           | I   | -4.6  | 150.9 | -9.4     | AFD   | LAVA |

**Tabla 2.** Estadística de las direcciones medias y VGPs de todos los sitios muestreados en el Cerro El Vigía. Lat: Lat y Long: Latitud y longitud que muestran las coordenadas del sitio muestreado; n/N: Numero de muestras seleccionadas del sitio, usando los criterios vistos en el apartado de Vector de dirección característica del apartado 7.1; Dec e Incl: representan las direcciones medias calculadas para cada sitio; k y  $\alpha_{95}$ : parámetro de dispersión y limite de confianza; Pol: Polaridad determinada para cada sitio; VGP: Lat y Long representan las coordenadas calculadas para los VGPs; Paleolat; representa la latitud antigua del sitio; Af/Th; indica el método que se uso para desmagnetizar el sitio; Rx: muestran los tipos de rocas siendo; Ign: Ignimbrita y GRF: Granófiro.

Comparando la dirección media del área de muestreo, es decir, del conjunto de sitios del Cerro El Vigía (Do: 85.3, Io: 36.1) y la referencia del polo de Norteamérica a los 10 Ma, considerando el rango de edad de los sitios del CEV, se obtiene que  $R = 81^\circ$  en sentido horario, demostrando una rotación significativa para el Mioceno Superior posterior a los 10 Ma en el Cerro el Vigía (Figura 41). Una discusión sobre la rotación reportada en este trabajo y las reportadas por otros autores en la Provincia Extensional del Golfo, se verá en el Capítulo de Discusión.



**Figura 41** A: Proyección de igual área de las direcciones medias de todos los sitios de Cerro El Vigía, en círculos negros con las direcciones en el hemisferio inferior y en círculos blancos en el hemisferio superior. B: Comparación de la dirección media del conjunto de sitios del área de estudio con la dirección media del polo de NorteAmerica a los 10 Ma (Torsvisk et al., 2012). C: Tabla de datos con las direcciones medias tomadas para el análisis; Io y Do: Inclinación y declinación bservada;  $\Delta Io$  y  $\Delta Do$ ; error estadístico; Ix y Dx: Inclinación y declinación del polo de NAM para los 10 Ma;  $\Delta Ix$  y  $\Delta Dx$ : error estadístico; R y F: Rotación e Inclinación del área de estudio;  $\Delta R$  y  $\Delta F$ : error estadístico.

## **8. Evolución tectono-magmática: Discusión y conclusión.**

Una evolución tectono-magmática para la costa sur de Sonora, se plantea aquí, considerando los resultados de la región de Guaymas (San Carlos, Sierra El Aguaje, Isla San Pedro Nolasco y Puerto de Guaymas) y el conocimiento que se tiene de los trabajos previos en el Noroeste de México, que involucra el límite actual PAC-NAM, y que contribuyen al entendimiento del desarrollo geodinámico del Proto-Golfo de California.

El magmatismo y la tectónica registrado en la región de Guaymas se caracteriza por distintos eventos a lo largo del tiempo geológico. Estos comienzan desde el Cretácico Superior con el emplazamiento de un cuerpo Batolítico (Larámide) ligado a la subducción de la placa Farallón, hasta terminar en el Plioceno con la apertura del Golfo de California, pasando durante el Mioceno por una transición tectónica de un límite convergente a uno divergente. Los distintos eventos geológicos, dieron lugar a numerosos volcanismos que ahora conforman el relieve en la Provincia Extensional del Golfo, motivo por el cual es importante esclarecer una evolución tectono-magmática detallada de la región de Guaymas en la costa de Sonora.

A continuación se presenta un recuento de eventos geológicos que integran los resultados más relevantes obtenidos anteriormente más los encontrados en el presente trabajo:

**Etapa 1. Cretácico Tardío-Eoceno (Turoniano–Bartoniano).** La primera etapa magmática y tectónica, pertenece a un episodio orogénico nombrado como orogenia Larámide, ligada a convergencia rápida y subducción de bajo ángulo de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica. Esta convergencia forzó el eje del magmatismo asociado a moverse tierra adentro, en respuesta a la reducción progresiva del ángulo de subducción (Valencia-Moreno *et al.*, 2011). Este evento produjo el emplazamiento de rocas plutónicas con una edad entre 90 y 40 Ma (Damon *et al.*, 1983), definiendo así al Batolito Larámide expuesto tanto en Sonora como en Sinaloa, que actualmente compone al basamento cristalino de la región de estudio.

En San Carlos, este batolito fue nombrado como Granodiorita San Antonio por McDowell (1979), el cual fechó en 81+/-3 Ma en Biotita y en 83+/-2 Ma en Hornblenda.

Hacia la Sierra Santa Úrsula, al noreste del Pto. de Guaymas, [Mora-Álvarez \(1992\)](#) la llamo Granodiorita El Bayo (76.9+/-2.8 Ma), el cual intrusiona sedimentos Triásicos.

Las roca volcánicas asociadas a la subducción que acompañan los vestigios del BL, son definidas como Formación Tarahumara ([McDowell et al., 2001](#)) y ocurren debajo de los enormes volúmenes de ignimbritas Terciarias que componen a la Sierra Madre Occidental, denominadas como Complejo Volcánico Inferior ([McDowell & Keizer, 1977](#)).

**Etapa 2. Una primera fase extensiva.** Una fase extensiva de envergadura continental, denominada como *Basin and Range*, produjo por medio de horsts, grabens y semi-grabens, una morfología de sierras y valles paralelos, aislando a la actual provincia de la Sierra Madre Occidental (SMO) en un núcleo poco afectado por esta tectónica. Esta etapa provocó la exhumación tanto del Batolito Laramídico, como de las rocas volcánicas del arco laramídico, que han sido definidas como Formación Tarahumara ([McDowell et al., 2001](#)). En la región de Guaymas el basamento cristalino es mejor evidenciado hacia San Carlos y hacia la Bahía de los Anegados al sur de la Sierra El Aguaje ([Velderrain-Rojas, 2014](#)), mientras que hacia el sureste, en el Puerto de Guaymas sus afloramientos son nulos, exhibiéndose solo al Norte de la ciudad o al noreste del Cerro Baco-chibampo en pequeñas lomas (ver mapa geológico).

**Etapa 3. Mioceno Inferior (Aquitaniense–finales de Burdigaliano).** La exhumación y la denudación del Batolito Laramídico ha alimentado a las cuencas que son delimitadas por fallas lístricas, las cuales son las responsables del basculamiento de los bloques ([Gans, 1997](#)). Estos depósitos detríticos Terciarios fueron definidos como Formación Baucarit ([King, 1939](#)). Datos geocronológicos de las rocas volcánicas intercaladas en la secuencia clástica permitieron asignar una edad entre 23 y 17 Ma, estos mismo datos, muestran que la edad del relleno de las cuencas disminuye desde el borde occidental de la SMO hacia las zonas costeras del Golfo de California ([Blair y Gans, 2003](#); [Gans et al., 2003, 2006](#); [MacMillan et al., 2003](#); [Qong et al., 2003](#); [Vidal-Solano et al., 2007](#)).

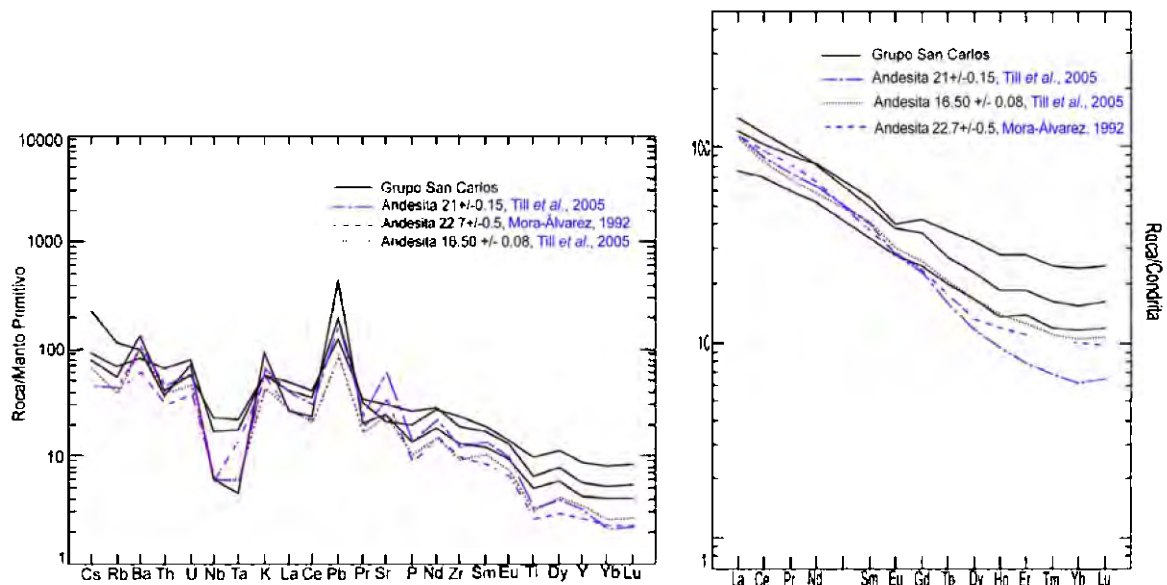
### **Volcanismo Terciario.**

En el Mioceno, se lleva a cabo un periodo de transición entre, un magmatismo generado por un evento tectónico de subducción, y uno detonado por un adelgazamiento litosférico de tipo rift, dando paso a un gran número de lavas de afinidades distintas, que en ocasiones son difíciles de precisar en tiempo así como su relación genética.

**Etapa 4. Arco continental del Mioceno (28-15 Ma).** Las lavas volcánicas neógenas más antiguas en la región, conformadas por lavas dacíticas, andesíticas y basálticas, evidencian un magmatismo relacionado a un arco volcánico continental producto de las últimas etapas de subducción. En la Sierra Santa Úrsula (SSU) al NE de la región de estudio, se expone una secuencia volcánica completa. [Mora-Álvarez, \(1992\)](#) nombró a la base a unas tobas, flujos y domos intermedios y diques dacíticos como Unidad Gito Baleado, El Mezquite y La Espuela, que mineralógicamente presentan ferromagnesianos como piroxeno, anfíbol y olivino, con un rango de edad entre 28.0 +/- 1.2 Ma y 15.3 +/- 2.4 Ma. Hacia la Sierra El Aguaje, [Till et al., 2005](#), reporta dos edades de 21 +/- .015 Ma y 16.50 +/- .08 Ma para unos basaltos ricos en olivino, asociando estratigráficamente en el tiempo estas unidades con las descritas en la SSU. En San Carlos y Sierra El Aguaje se encuentran las faldas de los principales relieves, mientras que en el noroeste del Cerro Baco-chibampo, esta secuencia se expone como lomeríos suaves compuestos de traquiandesitas basálticas porfiricas de olivino. Hacia la Bahía de los Anegados al sur de la Sierra El Aguaje, lavas intermedias asociadas están en contacto con un depósito tobacítico característico del límite superior de la secuencia volcánica de arco ([Barrera-Guerrero, 2012](#)). Las características geoquímicas para esta grupo en la región de Guaymas (Bahía de los Anegados y noroeste del Cerro Baco-chibampo) muestran rasgos muy particulares: a) elementos mayores que definen magmas transicionales b) espectros multielementales con fuertes anomalías negativas en Nb-Ta y c) un enriquecimiento de LREE con respecto a la HREE ([Figura 42](#)), además de su posición estratigráfica, que indican que esta serie magmática puede estar ligada a los magmas asociados a la subducción, en este caso, a las del arco continental del Mioceno. [Gómez-Valencia \(2014\)](#) nombro informalmente a este conjunto de rocas máficas a intermedias, también descritas por [Vega-Granillo et al., \(2004\)](#) y [Till et al., \(2009\)](#), como



Grupo San Carlos debido a sus abundantes afloramientos en la base de las secuencias volcánicas en San Carlos, Nuevo Guaymas. De acuerdo a las edades reportadas ( $21 \pm 0.15$  Ma y  $16.50 \pm 0.08$  Ma de Till *et al.*, 2009 y 28-15.3 Ma de Mora-Álvarez, 1992), el Grupo San Carlos se deposita en un rango entre 28 y 15 Ma, además, las características geoquímicas en los diagramas multielementales y REEs (Figura 42), permite asociar a las rocas intermedias del Grupo San Carlos en este trabajo con los flujos de lavas intermedias reportadas en la región, que muestran características mineralógicas similares, como la abundancia de olivino y piroxeno. En Baja California, unidades similares y relacionadas al arco volcánico fueron nombradas como Formación Comondú (Umhoefer *et al.*, 2011), las cuales se definen como producto de la fragmentación de la placa Farallón-Kula, que genera la formación de la microplaca de Guadalupe y que induce a una actividad magmática de arco continental con una afinidad calcocalina (Pallares, 2007).



**Figura 42.** Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989) y tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonoug, 1989) para las rocas del Grupo San Carlos de la región de Guaymas comparados con los espectros de las rocas intermedias andesíticas del Mioceno Inferior de Till *et al.*, 2005 y Mora-Álvarez, 1992.

**Etapa 5. Mioceno Medio (Serravalliano).** El fin de la actividad volcánica de arco y el cese de la subducción de la microplaca Guadalupe, aproximadamente a los 12.5 Ma, que

propició una tectónica extensiva, y la cual desarrollo el limite transformante entre la placa Pacifico y la placa Norteamerica, además de ser el proceso por el cual Baja California se incorporó a la placa Pacífico, tuvo como producto el registro de un pulso ignimbrítico de afinidad hiperalcalina, que no está relacionada a la actividad magmatica calcoalcalina, pero si a un episodio de adelgazamiento litosférico generado por la formación de un rift intracontinental conocido como Proto-Golfo de California (Vidal-Solano et al., 2007). Este elemento tectónico se concibe como una región distensiva (Henry y Aranda-Gómez, 2000), que afectó entre los ~12 y los ~6 Ma un área donde, al menos actualmente se encuentra la denominada Provincia Extensional del Golfo de California. Este fenómeno ocurrió como resultado de los esfuerzos en el límite occidental de la placa Norte Americana y su distribución se llevó a cabo por medio de fallas laterales (Stock & Hodges, 1989).

La secuencia hiperalcalina representa un evento precursor del magmatismo anorogénico, siendo además un marcador estratigráfico del inicio del Proto-Golfo de California, por su amplia distribución, tanto en Sonora (ignimbrita de Hermosillo) como en Baja California (Toba de San Felipe; Vidal-Solano et al., 2007). El estudio de este evento, ha permitido realizar la reconstrucción tectónica entre Sonora y Baja California. En el área de estudio, el evento hiperalcalino no se registró, sin embargo, en la parte NE de la Sierra El Aguaje, cerca al Rancho Las Víboras, una ignimbrita de base vítrea con un espesor aproximado de 50 metros, se caracterizó y correlacionó con la ignimbrita hiperalcalina (Velderrain-Rojas, 2014). La ignimbrita hiperalcalina, presenta características de una serie magmática transicional.

#### **Etapa 6. Mioceno Medio-Mioceno Superior: Dominio de un volcanismo diferenciado.**

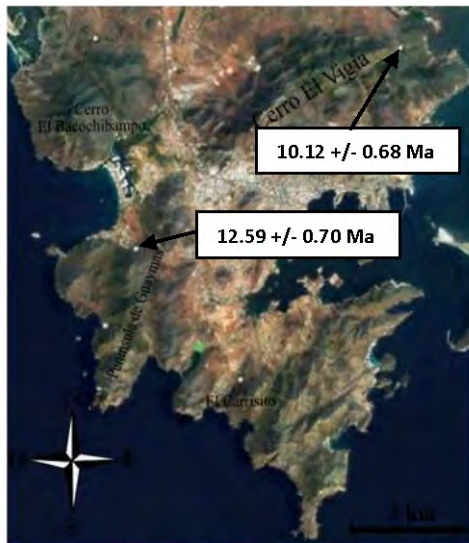
Cubriendo discordantemente al volcanismo calcoalcalino de arco, se encuentra una secuencia dominada por rocas de composición intermedia a félsica. En Guaymas, una secuencia volcánica intermedia (Formación Guaymas Inferior) dio inicio poco antes de los **12.59 +/-0.70 Ma** (dato geocronológico de una traquiandesita en el Cerro El Potrerito) y terminó con el emplazamiento de unos diques de textura *Turkey Track* a los **10.12 Ma +/-0.68 Ma** (dato geocronológico de una traquiandesita en el Cerro El Vigía), que cortan a la

secuencia félsica (Formación Guaymas Superior) y que sobreyace a la Formación Guaymas Inferior.

Una secuencia magmática de textura informalmente llamada *Turkey Track*, huella de pavo en español, definida por grandes cristales (hasta 1 cm) de plagioclasa en una matriz fina, es reportada en la región de Guaymas, tanto en San Carlos como en el Puerto de Guaymas, ahora en este trabajo. Una columna estratigráfica en Gans *et al.* (2013) y presentada en el trabajo de Herman (2013), menciona en la región de San Carlos y Sierra El Aguaje a una roca, de textura *Turkey Track*, con composición andesítica, que sobreyace discordantemente a otras lavas andesíticas de 15 Ma asociadas al Grupo San Carlos (etapas finales de la subducción). El trabajo paleomagnético de Herman (2013), menciona que estas andesitas están en un rango de edad entre 11.85 Ma $\pm$ 0.10 a 11.60 $\pm$ 0.22 (Mioceno Medio). Till *et al.*, (2005), reporta otra andesita *Turkey Track*, a la cual le asigna una edad entre 11.9 y 11.3 Ma (Figura 43).



**Figura 43.** Mapa (Google Earth) de la región costera sur de Sonora y noroeste del Pto de Guaymas donde se muestra la distribución de los puntos donde aflora la roca de textura *Turkey Track*. En cuadro se muestran aquellas unidades con fechas reportadas por Herman, 2013. En triángulo las reportadas por Till *et al.*, 2005. Las estrellas representan las principales localidades.



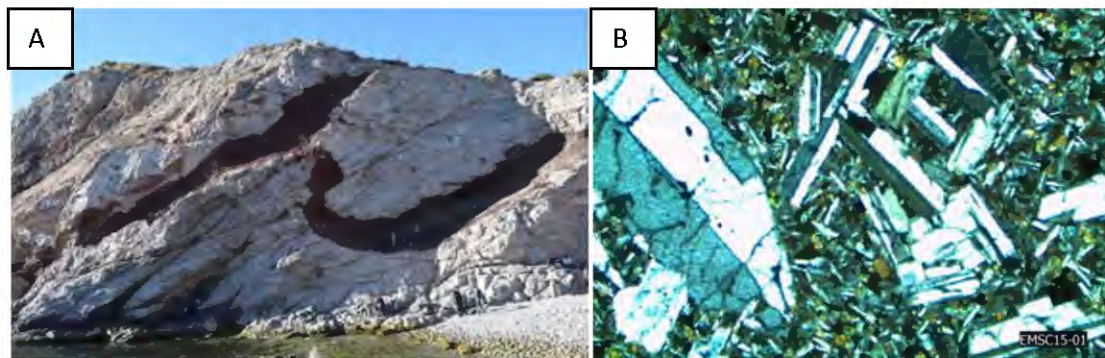
**Figura 44.** Mapa de Guaymas que muestra la localización de los afloramientos de la MMI (círculos blancos) y las dos fechas reportadas en este trabajo.

*Las rocas de textura Turkey Track en la región de Guaymas; ¿Diques, sills o flujos de lava?*. En Guaymas, esta unidad rocosa intermedia de textura *Turkey Track*, ha sido reconocida (Figura 44) y nombrada en este trabajo como Miembro Magmático Intermedio (MMI). De acuerdo al trabajo petrográfico y geocronológico, se pudo determinar que probablemente esta unidad se encuentra emplazada como diques, sills o hasta lavas, sin embargo, en campo no se pudieron encontrar evidencias que pudieran determinar su tipo de emplazamiento. Las diferencias petrográficas y características texturales, son a

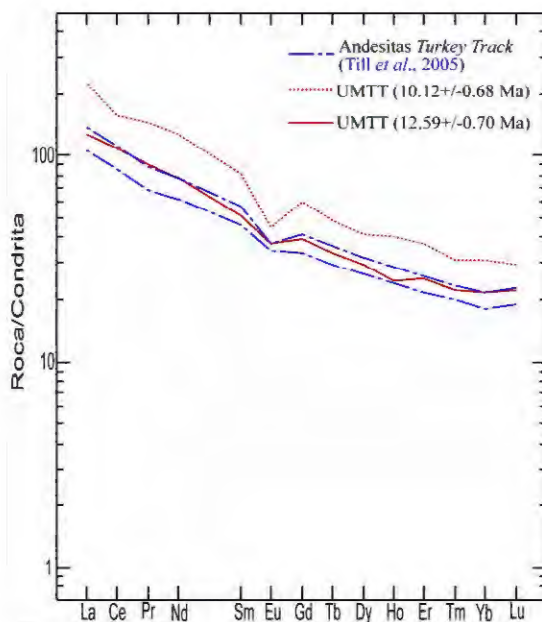
considerarse para determinar su emplazamiento (ver Petrografía), detectando que en algunas lavas con esta textura *Turkey Track*, presentan una matriz microcristalina, mientras que en otras la matriz suele ser muy fina hasta vítrea. Sin embargo, no se puede confiar totalmente en esta discriminación, ya que en la Sierra El Aguaje, Velderrain-Rojas, 2014 reportó diques con bordes vítreos. Los datos geocronológicos, podrían ser el punto a considerar más efectivo para ver si esta unidad es o no una unidad emplazada como diques/sills o lavas. No obstante, en el Cerro El Potrerito, esta unidad se encuentra suprayaciendo a la Formación Guaymas Superior y un dato geocronológico arroja una edad para esta unidad de **12.59 +/- 0.70 Ma**. Por otro lado, en la parte este del Cerro El Vigía, el MMI arroja una edad de **10.12 +/- 0.68 Ma**, dato que resulta interesante, ya que esta unidad, se encuentra debajo de la Formación Guaymas Superior y de una lava dacítica fechada en **10.78 +/- 0.35 Ma**, considerando entonces, primero; un error en el dato geocronológico, o segundo; que la MMI en el Cerro El Vigía, es un sill (por no encontrar evidencias de corte y determinar que es un dique). Además de esto, la hipótesis de que esta unidad pudiera ser un cuerpo hipovolcánico, es corroborada por lo mencionado en el trabajo de Johnpeer (1977), que detecta diques de traquiandesita con la misma característica

de la textura *Turkey Track* describiéndola como una unidad con grandes fenocristales de plagioclasas, que cortan a flujos riódacíticos en el Cerro Bacochibampo.

Una lava idéntica en la localidad de San Carlos se expone como un dique (Figura 45A), presentando una mineralogía similar, una textura glomeroporfírica *Turkey Track* de plagioclasa y piroxeno en una matriz microcristalina de Pl, Px y Ox Fe-Ti (Figura 45B). Una correlación con esta unidad nos puede dar a pensar que la unidad en Guaymas no solo representa una unidad lávica, si no también es representada en algunos sectores como diques o sills hipovolcanicos.



**Figura 45** A: Dique Dragón en San Carlos cortando al Basamento Laramídico. B: Fotomicrografía con un lente de 2.5x de sección pulida del Dique Dragón.



**Figura 46.** Diagrama de REEs normalizado a condrita de Sun y McDonoug (1989), para las rocas *Turkey Track* de la región de Guaymas.

Geoquímicamente, tanto las unidades *Turkey Track* reportadas en este trabajo, como aquellas que afloran en San Carlos (Herman, 2013; Till et al., 2005), presentan características en las REE similares (Figura 46) con un espectro con una pendiente decreciente desde las LREE hasta las HREE, donde se vuelven ligeramente paralelas en Tm, Yb y Lu, mostrando además una ligera anomalía negativa en Eu, mostrando espectros paralelos, asumiendo una correlación genética. De acuerdo a estas consideraciones,

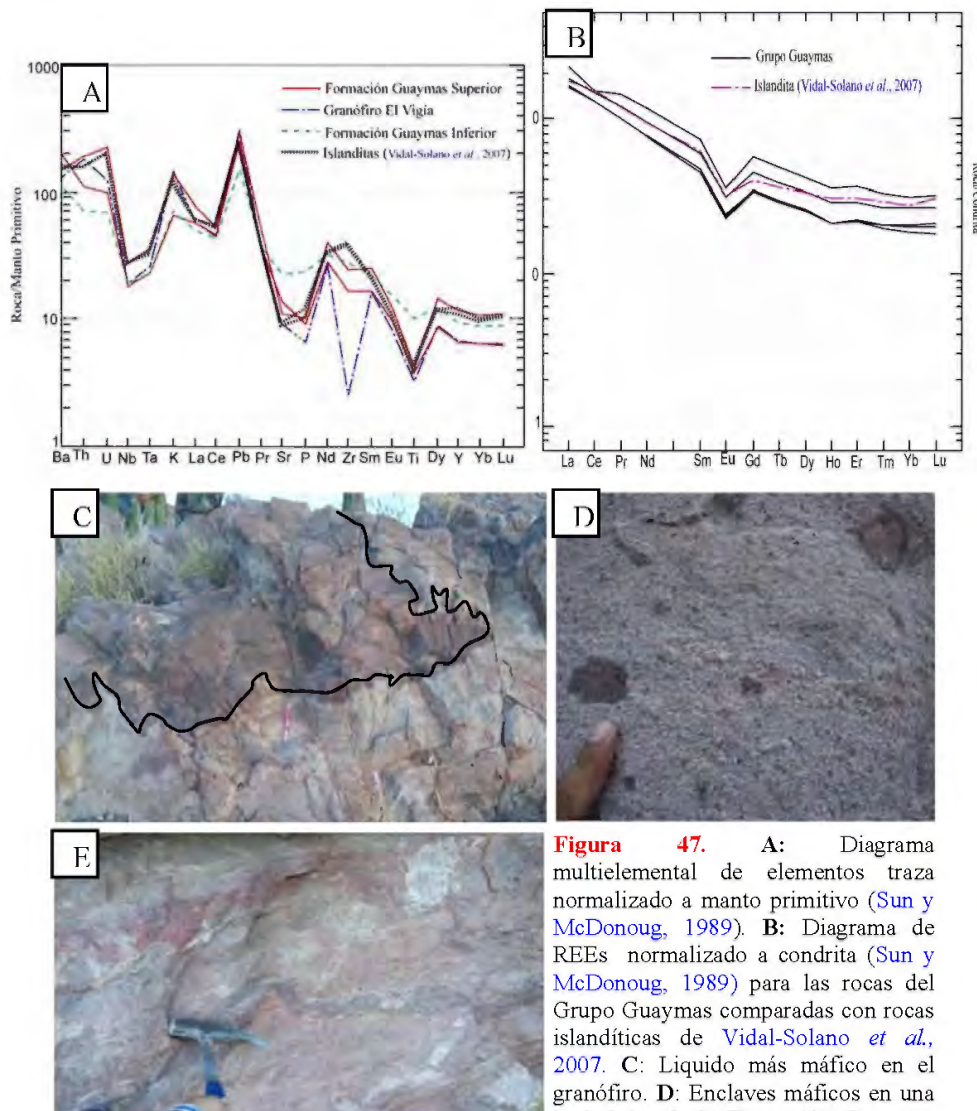
el MMI tanto en Guaymas como en San Carlos, pudiera corresponder a un evento magmático representado en distintos periodos en el tiempo, tanto como lavas y/o sills o diques, primero un evento entre los 12.59 y 11.3 Ma (considerando las fechas que se tienen para esta unidad en la región) que hizo que estos magmas además de desarrollar esta textura, se emplazaran y distribuyeran en la región costera de Sonora (San Carlos y Guaymas) y un segundo evento a los 10.12 Ma, que propició el emplazamiento de diques con la misma textura. Sin duda, el tema de las rocas con esta textura, resulta interesante, considerando los eventos que dieron lugar a estos magmas y el tipo de magma y fenómeno que hizo que esta textura se desarrollara en estas lavas. Este fenómeno resulta un artefacto para la correlación de unidades en la región de Guaymas.

### **Volcanismo toleítico Mioceno medio-superior de características químicas calcoalcalinas.**

En Guaymas el volcanismo entre 12.59 y 10.12 Ma está definido como el **Grupo Guaymas**, caracterizado por flujos de lavas intermedias (Formación Guaymas Inferior) a la base y félsicas (Formación Guaymas Superior) hacia la cima, además de un intrusivo hipabisal granofírico (Unidad Granófiro El Vigía). Ambas formaciones se agruparon por presentar características químicas similares; anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, y anomalías positivas en K y Pb. Las anomalías negativas en Nb-Ta características, así como la afinidad calcoalcalina en otros diagramas (ver Geoquímica), son evidenciadas por otros magmas para esta época, como es el caso de las rocas reportadas para la serie toleítica denominadas como islanditas por [Vidal-Solano et al. \(2007\)](#). Estas muestran un espectro similar al Grupo Guaymas con las mismas anomalías (**Figura 47A y B**). La posible explicación para que el Grupo Guaymas presente estas características puede deberse a: 1) Una posible contaminación cortical o, 2) una fuente mantélica enriquecida (metasomatizada) por fluidos derivados de la tectónica en subducción anterior.

Un mecanismo petrogénético, algunas veces evidenciado entre los magmas de este grupo petrológico, es la mezcla o la inmiscibilidad, el cual es representado en campo, por bandas de flujo con líquidos más máficos y/o la ocurrencia de enclaves en la Formación Guaymas Superior (**Figura 47C, D y E**). Las características toleíticas de estas rocas se denotan por un

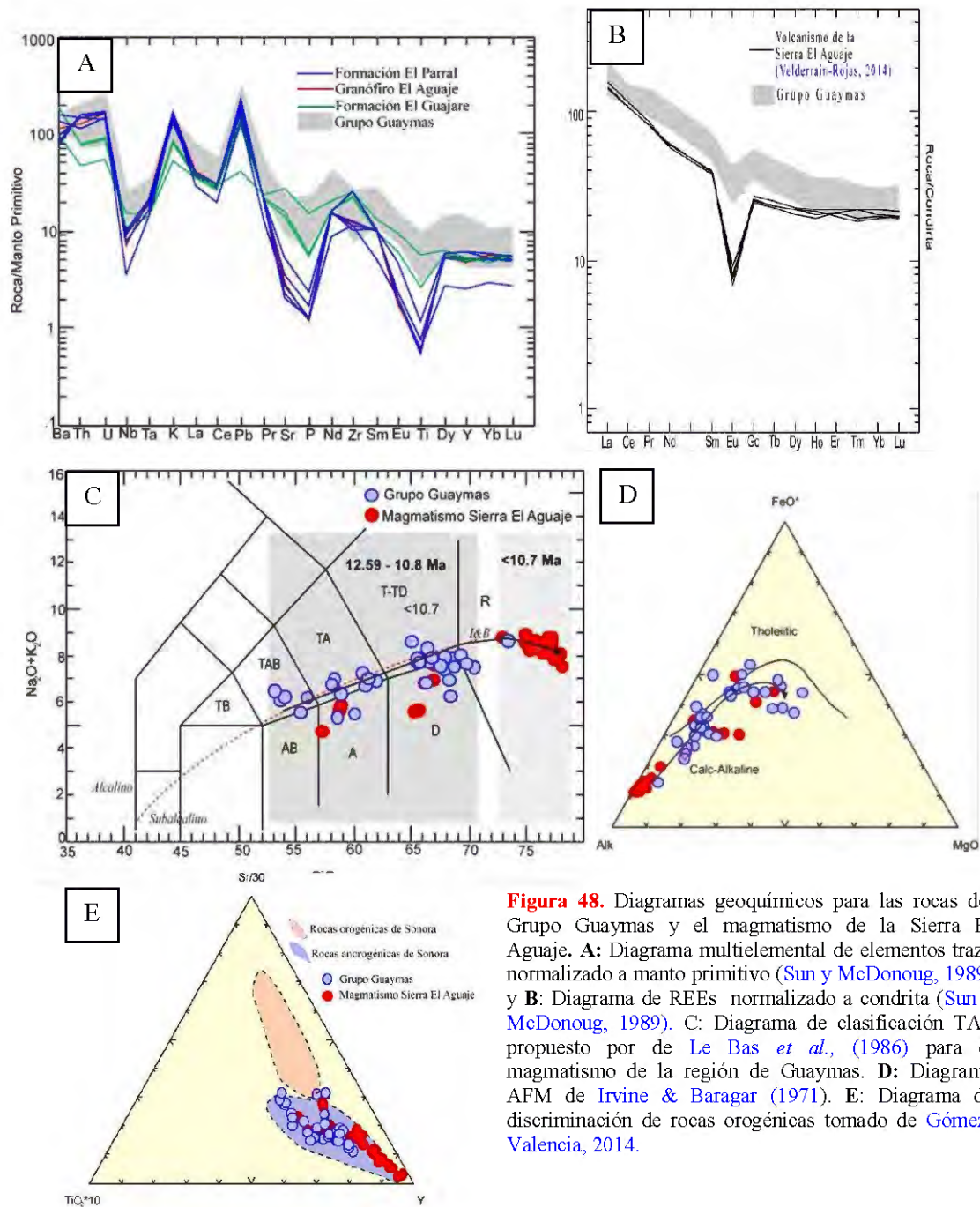
aumento del Fe en las variedades intermedias a diferenciadas, así como la ausencia de minerales hidratados (ver Petrografía) como anfíbol y/o biotita, características para aquellas lavas asociadas a zonas de subducción (calcoalcalinas). Los diagramas multielementales y de REE del Grupo Guaymas muestran una misma distribución en las proporciones composicionales con las islanditas previamente reportadas en la región. Además su posición estratigráfica, edad y contexto de Rift, hace pensar que probablemente, su afinidad calcoalcalina principalmente reflejada en la química por los altos valores en K y Al, sea heredada de un manto enriquecido.



**Figura 47.** A: Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989). B: Diagrama de REEs normalizado a condrita (Sun y McDonoug, 1989) para las rocas del Grupo Guaymas comparadas con rocas islandíticas de Vidal-Solano et al., 2007. C: Líquido más máfico en el granófiro. D: Enclaves máficos en una ignimbrita de la Formación Guaymas Superior. E: Líquido más máfico en una lava dacítica.

Las mismas conclusiones con respecto a una posible contaminación para los magmas del Mioceno Superior, fueron propuestas para el volcanismo de la Sierra El Aguaje, donde los altos valores en K fueron considerados derivados de una asimilación cortical, pero que sin duda muestra los rasgos de un magmatismo de serie toleítica. Comparando el magmatismo del Grupo Guaymas, con el magmatismo de la Sierra El Aguaje ya caracterizado como anorogénico (Velderrain-Rojas, 2014), se puede observar un paralelismo en los espectros (Figura 48A), y una concordancia en cuanto a edad (12 a 10 Ma) para el volcanismo en la Sierra El aguaje, que presenta magmas más diferenciados con anomalías negativas en Eu, como se ve en el diagrama de tierras raras (Figura 48B). De acuerdo a esto, las formaciones de la Sierra El Aguaje, pertenecerían al magmatismo del Grupo Guaymas y corresponderían a los magmas evolucionados de la época. En el diagrama de TAS (Figura 48C), se observa una evolución desde rocas intermedias de la Formación Guaymas Inferior hasta rocas mas diferenciadas de la Formación El Parral de la Sierra El Aguaje, siendo estas últimas el volcanismo más joven y el más particular de la serie toleítica (Figura 48D). Este conjunto graficado en el diagrama ternario propuesto por Gómez-Valencia, 2014 (Figura 48E) muestra que puede correlacionarse químicamente con los magmas de Rift anteriormente estudiados en Sonora. Esta serie de rocas intermedias a diferenciadas, entre los 12.5 a los 10 Ma, es cubierta en discordancia por el último volcanismo en la región, que es conformado por rocas máficas toleíticas representadas principalmente por las mesas subhorizontales que ocurren principalmente en el Graben de Empalme. Si la diferenciación en el Grupo Guaymas es acompañada por una asimilación cortical esta pudo deberse a una etapa de difícil acceso de los magmas asociada a la ruptura cortical por la tectónica trastensiva durante el Proto-Golfo.





**Figura 48.** Diagramas geoquímicos para las rocas del Grupo Guaymas y el magmatismo de la Sierra El Aguaje. **A:** Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989) y **B:** Diagrama de REEs normalizado a condrita (Sun y McDonoug, 1989). **C:** Diagrama de clasificación TAS propuesto por de Le Bas *et al.*, (1986) para el magmatismo de la región de Guaymas. **D:** Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). **E:** Diagrama de discriminación de rocas orogénicas tomado de Gómez-Valencia, 2014.

Entre los 10.7 y los 10 Ma, un evento tectónico dio lugar al emplazamiento de diques de diferentes composiciones en distintos lugares. En Guaymas, se representa con diques de textura *Turkey Track* con una edad asignada de 10.12 +/- 0.68 Ma, que los hace correlacionables en tiempo con los diques félsicos que son emplazados en la Sierra El Aguaje reportados en 10.7 +/- 0.16 Ma (Till *et al.*, 2005). La relación de la Isla San Pedro Nolasco con el continente, se da en esta etapa de tiempo. Dos fechas obtenidas del bloque rocoso, aportan una edad de 10.47 +/- 0.89 Ma para los diques máficos y 9.28 +/- 0.53 Ma para los diques félsicos que componen a la ISPN, estas edades se correlacionan con el magmatismo del Grupo Guaymas.

### *Los granófiros de la costa Sur de Sonora: ¿Un marcador estratigráfico?*



**Figura 49.** Granófiro debajo del volcanismo de la Formación Guaymas Superior en el Cerro El Vigía.

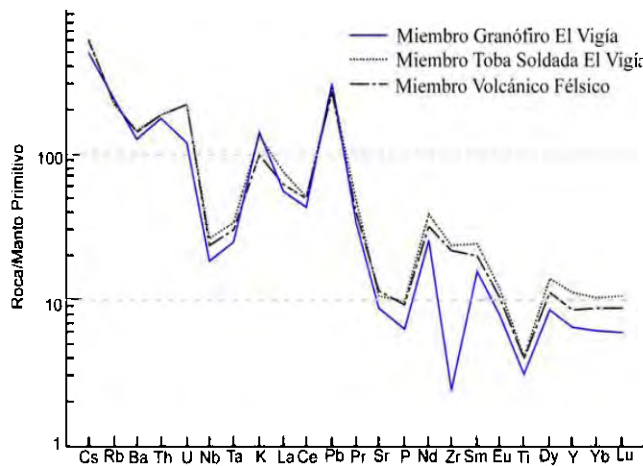
En el volcanismo de Guaymas se ha identificado en la parte sur del Cerro El Vigía un cuerpo hipabisal de características granofíricas nombrado como **Miembro Granófiro El Vigía**, el cual presenta particularmente cúmulos de ferromagnesianos idénticos a los que presenta la

Unidad Toba Soldada del Vigía. Es difícil determinar si esta unidad es un conducto alimentador, o un cuerpo diferente, que ha quedado al descubierto por las fallas que cortan al Cerro El Vigía, y que se encuentran infrayaciendo a las unidades félsicas del CEV, sirviendo como paleorelieve y no cortando a la secuencia (Figura 49).

Un cuerpo de características granofíricas ha sido puesto en evidencia por primera vez por Flores (1929), como un granito que ocurre al norte de Empalme, mientras que en Guaymas, la primera vez que se indicó la presencia de un cuerpo granítico fue por Anderson (1950), quien reportó dos tipos de granitos en la región, una granodiorita al noroeste de San Carlos, asociado a los intrusivos laramídicos (Velderrain-Rojas, 2014) y un granito porfirico al norte de Empalme, estos granitos se interpretaron como una toba

soldada recrystalizada, con las mismas características mineralógicas geoquímicas que la toba que ocurre en la parte superior de la secuencia volcánica en la región de Guaymas, que fue denominada *Ignimbrita El Vigía* o *Toba Soldada del Cerro El Vigía* (Johnpeer, 1977), y como **Miembro Toba Soldada El Vigía** de la Formación Guaymas Superior en este trabajo. Este último autor concluyó que Flores (1929) y Anderson (1950) estaban confundidos al describir la toba soldada como un granito porfírico, principalmente debido al alto grado de recrystalización de esta roca, que le proporciona una textura granofírica. Sin embargo, el estudio en este trabajo pudo diferenciar claramente tanto la Unidad Toba Soldada El Vigía como la Unidad Granófiro El Vigía, principalmente por sus características de campo y petrográficas. Otras confusiones existen también al describir este cuerpo granofírico en el norte de Empalme y que de la misma manera lo han asociado a la Ignimbrita del Cerro El Vigía. Sin duda, *la textura granofírica* describe un microgranito (tamaño de grano menor a 3 mm) como un granófiro, sin embargo, esta textura no es exclusiva de un enfriamiento bajo la superficie terrestre, ya que en ignimbritas soldadas masivas y coladas riolíticas de grandes espesores, donde ocurre un enfriamiento lento en sus zonas centrales, se puede originar una textura granofírica, características que probablemente hizo confundir a los autores anteriores. También, se conoce que la textura granofírica puede ser la última etapa en un proceso de desvitrificación (Lofgren, 1971). Además de que otro artefacto puede presentarse al añadirle una alteración por efectos de una silicificación como en el caso de las lavas en el Cerro El Vigía y más aun en la facies eutaxítica del Miembro Toba Soldada El Vigía. Estos aspectos han provocado una confusión debido a que tanto el granófiro, como la Unidad Toba Soldada El Vigía, que se exponen en Guaymas presentan características mineralógicas similares. Aunque en campo y en sección delgada se pudo diferenciar tanto a la ignimbrita por ser un evento explosivo y presentar a la base facies de *Ground Surge*, la geoquímica muestra una relación cogenética entre los magmas del granófiro del Cerro El Vigía y lo de las lavas de la Formación Guaymas Superior del mismo cerro (Figura 50). Paz-Moreno (1992) sugiere que el granófiro está ligado genéticamente a las rocas eruptivas acidas y que representa el conducto alimentador de las ignimbritas en el Cerro El Vigía, siendo de esta manera contemporáneos. Las edades y los parámetros paleomagnéticos, muestran que aunque están

ligados genéticamente, fueron generados en diferentes etapas en el tiempo. Los resultados paleomagnéticos para el cuerpo granofírico del Cerro El Vigía, nos indican que este cuerpo fue emplazado en un rango de edad entre 11.056 – 10.814 Ma, mientras que el volcanismo que lo sobreyace está en un rango entre 10.814-10.78 Ma (de acuerdo a una correlación entre los datos paleomagnéticos y un dato geocronológico de una lava dacítica del Cerro El



**Figura 50.** Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989) del volcanismo en el Cerro El Vigía.

Vigía). Se identificaron dos eventos diferentes, marcados por una polaridad magnética normal para el cuerpo granofírico y una polaridad inversa para el volcanismo que le sobreyace. Vega-Granillo *et al.*, (2004), sugiere que el emplazamiento de este cuerpo en el Cerro El Vigía se da en un espacio provocado por el colapso de las unidades inferiores, a lo largo de una estructura semicircular.

Varias localidades en Sonora han sido reportadas con presencia de cuerpos granofíricos del Mioceno. En Hermosillo, Paz-Moreno *et al.* (2010), le asigna una edad de Mioceno Inferior (23-15 Ma) a un cuerpo granofírico, atribuyéndole además un carácter orogénico y un ambiente de formación de arco volcánico. En la Sierra El Aguaje también se evidencia un cuerpo granofírico con una edad geocronológica de **11.37 +/- 0.1 Ma**, el cual está emplazado en el Basamento Laramídico y es cubierto por el volcanismo de la Formación El Parral. En Empalme, Cochemé (1981), llamó al intrusivo hipabisal como *El Granófiro de Empalme-Ortíz*, mientras que Mora-Álvarez (1992) lo llamo Granitoide El Papalote. Sus afloramientos se ubican en ambos bordes del Graben de Empalme, tanto en la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1992), desde la costa del Golfo de California hasta el norte del poblado de Ortiz, expuestos de manera discontinua por más de 60 km (Roldán-Quintana *et al.*, 2004), como en la Sierra El Bacatete (Roldán-Quintana *et al.*, 2004). Mora-Klepeis *et al.*, (1997) reporta en la Sierra Santa Úrsula, en los bordes del Graben de Empalme. Una edad para este intrusivo hipabisal es de **14 +/- 2.5 Ma** (sin

ubicación exacta), considerando que el emplazamiento de este intrusivo en forma de diques de rumbo N-S, ocurrió durante una fase extensional E-W casi al fin de la subducción hace 14 Ma. También, Paz-Moreno (1992) fechó con precisión el granófiro cerca del poblado de Ortiz en el borde Este del Graben de Empalme, con una edad de **11.74 $\pm$ 0.5 Ma** en roca total y **12.08 $\pm$  Ma** por el método K/Ar en plagioclasa, siendo más consistente con la edad obtenida tanto en Guaymas como en la Sierra El Aguaje. En la Sierra El Bacatete, el granófiro está cubierto discordantemente por el Basalto de Empalme (Johnpeer, 1977) o Basalto Las Trincheras (Mora-Álvarez, 1992), con una edad entre 8.5 $\pm$ 1.5 y 10.3  $\pm$  0.3 Ma. Posteriormente, Gans *et al.*, (2013), reporta en una columna estratigráfica compuesta de la Sierra El Aguaje una intrusión subvolcánica granofírica con una edad de 10.7  $\pm$  2.16 y 10.8  $\pm$  01 Ma, sin embargo, Velderrain-Rojas (2014), considera que las distintas edades que reporta este autor en la Sierra El Aguaje (10.7 $\pm$  2.16 y 10.8 $\pm$ 01 Ma), corresponden a unos diques riolíticos que cortan al cuerpo granofírico, ya que son difíciles de diferenciar en campo, por lo que estas edades podrían ser asociadas a los diques y no al cuerpo hipabisal, que sin duda es más viejo que los diques que lo cortan.

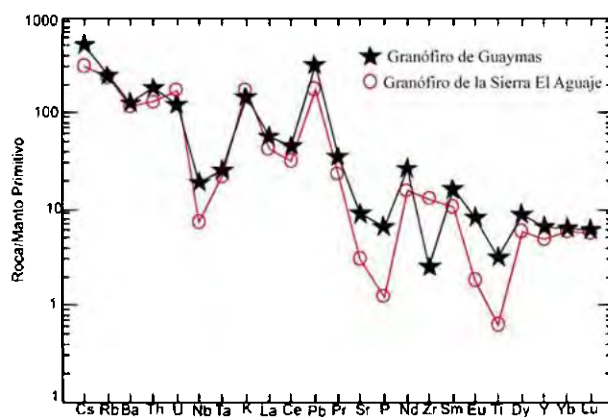


Figura 61. Diagrama multielemental de Sun y McDonoug, (1989) de los granofiros de la región de Guaymas.

Los resultados geoquímicos (Figura 62), muestran que tanto el granofiro de Guaymas como el del Aguaje, además de presentar una correlación estratigráfica por la edad, presentan un paralelismo en el espectro de tierras raras, con anomalías negativas en Nb-Ta, Sr -P y Ti, así como anomalías positivas en K y Pb, siendo correlacionables. Las características

paleomagnéticas del granofiro del Cerro El Vigía muestran que la mineralogía magnética está representada por minerales ferromagnéticos de muy alta coercitividad, probablemente hematita, ya que, como se vio en el capítulo de Paleomagnetismo, estos cuerpos, se pudieron desmagnetizar llegando hasta temperaturas de 680°, temperatura de Curie de la

hematita. Más y mejores estudios paleomagnéticos para los distintos cuerpos granofíricos de la región nos podrían aportar una mejor correlación entre estos intrusivos.

Aunque los granófiros, tanto de la Sierra El Aguaje como de la Sierra Santa Úrsula, de acuerdo a las edades reportadas, se podrían considerar contemporáneos, y asociados a un evento distensional E-W, por su emplazamiento y orientación casi N-S, el granófiro en Guaymas, no concuerda con esta relación, por su orientación E-W, la cual es aquí sugerida se debe a una rotación del bloque rocoso posterior a los 10 Ma (considerando la edad más joven del volcanismo). Sin duda, la presencia de los cuerpos granofíricos en la costa de Sonora, implican una gran discusión en cuanto a edad, origen y emplazamiento.

**Etapas 8. Los primeros eventos extensionales en la región de Guaymas.** La orientación N-S de los afloramientos de los cuerpos granofíricos, sugiere un control tectónico y una posible relación con la distensión *Basin and Range*, y la apertura del Golfo de California (Cochemé, 1981). De acuerdo a Vega-Granillo *et al.*, 2004, su emplazamiento muestra una inyección por medio de fallas norte-sur (en forma de diques y troncos que cortan a las secuencias volcánicas en los bordes del Graben de Empalme (Roldan-Quintana *et al.*, 2004), siendo consistentes con la tectónica distensiva del Terciario. La presencia de estos cuerpos hace referencia a un evento tectónico importante que afectó la geología y la geodinámica de la costa de Sonora. Aunque es posible determinar la edad de emplazamiento, precisar el evento que propició su exhumación aun esta en duda, pero se puede sugerir un evento tectónico entre 11.7 y 10.8 Ma, el cual provocó el descapote de la corteza que permitió exponer en la región al cuerpo hipabisal, antes de que se depositara de manera discordante el volcanismo más joven que presenta un rango de edad entre 10.8 Ma y 10.15 Ma (edades de la Sierra El Aguaje y Guaymas).

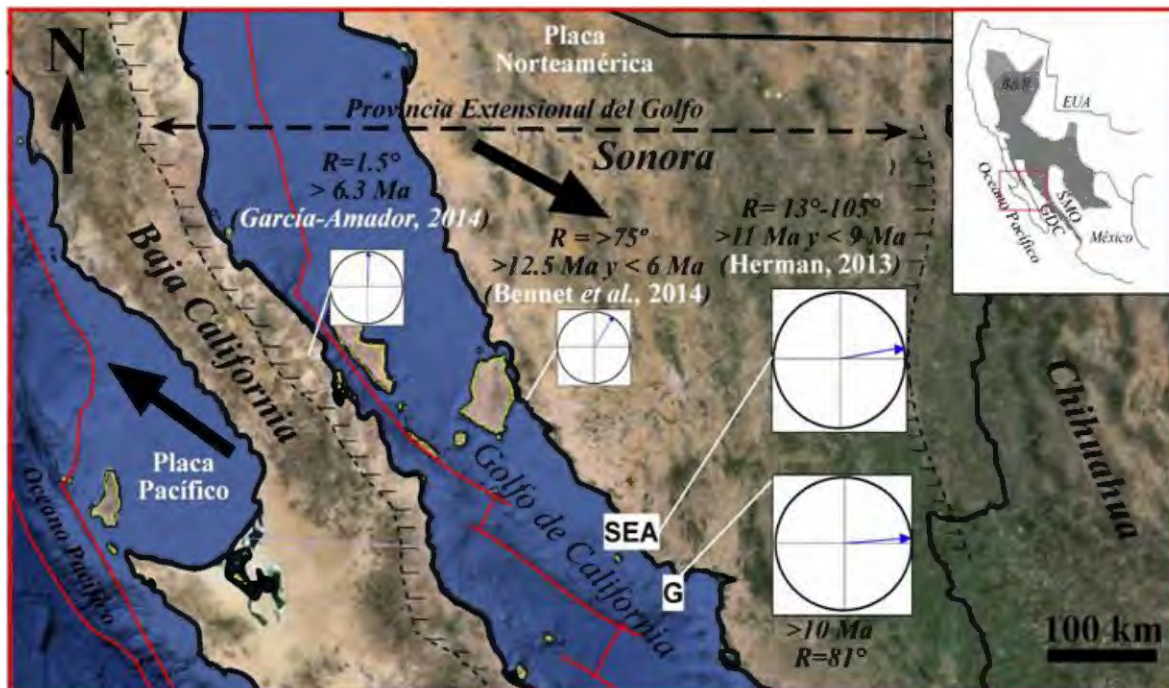
**Etapas 9. Segundo evento tectónico: Rotaciones en la secuencia Proto-Golfo.**

Durante un tiempo, posterior al *Basin and Range* y anterior a la apertura del Golfo de California, ocurre el desarrollo del Proto-Golfo de California. En este periodo la región costera se vio afectada por fallas laterales y normales en tijera, producto de una transtensión originada al término de la subducción (12.5Ma). Algunas localidades entre estas

estructuras, presentan rotaciones del eje vertical de los bloques corticales, como han sido reportadas por varios trabajos dentro del Proto-Golfo ([Bennet et al., 2014](#), [Herman, 2013](#)), que suponen un rifting oblicuo afectando a la costa de Sonora, durante el periodo del Proto-Golfo. Este se considera se debe al retroceso del arco hacia el Oeste. Sin embargo, más difícil que constreñir a la provincia extensional del Proto-Golfo en el tiempo, tanto en Sonora como en Baja California, ha sido hacerlo en el espacio, debido a que se traslapa con la Provincia Extensional del Golfo.

La investigación paleomagnética de [Herman \(2013\)](#) en la Sierra El Aguaje, indica rotaciones en sentido horario entre  $13^\circ$  y un máximo de  $105^\circ$ . Estas rotaciones que se produjeron entre 11.9 Ma y 8.8 Ma, ubican esta tectónica en el periodo Proto-Golfo. Después de los 9 Ma, ocurren lavas de composiciones intermedias a máficas sin deformación, formando mesas subhorizontales encima del volcanismo silíceo tanto en la Sierra El Aguaje, como en Guaymas y hacia el municipio de Empalme cerca a la Sierra Santa Úrsula. Estas lavas sin deformación, sugieren que las rotaciones de los bloques tuvieron lugar durante el desarrollo del volcanismo félsico. [Bennet et al. \(2014\)](#), hizo un estudio paleomagnético enfocado a las ignimbritas del Mioceno de 12.5 Ma y 6 Ma, distribuidas tanto en Sonora (Bahía de Kino-Punta Chueca) como en Baja California dentro de la Provincia Extensional del Golfo, donde determinó rotaciones con respecto al eje vertical en sentido de las manecillas del reloj de hasta  $76^\circ$ , ocurrido en un periodo entre 12.5 y 6.4 Ma. En esas localidades las tobas de 6 Ma presentan rotaciones mucho menores. Estos resultados fueron también encontrados por el trabajo de [Bernardo-García \(2013\)](#), en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay, donde reporta rotaciones de tan solo  $1.5^\circ$  para rocas con un rango de edad entre 2.8 a 6.3 Ma, en Baja California, interpretándolas como el efecto de la apertura del Golfo de California de sur a norte en movimiento de tijera.

La rotación encontrada, por este trabajo en el Cerro El Vigía dentro del Puerto de Guaymas, es de hasta  $81^\circ$  con respecto al eje vertical y en sentido de las manecillas del reloj. Esta fue definida por este trabajo paleomagnético en una secuencia con un rango de edad entre 11 y 10 Ma, señalando que la deformación ocurrió post 10Ma, siendo consistente en estilo con las rotaciones reportadas en la Sierra El Aguaje y la región de Bahía de Kino-Punta Chueca. Debido a que las rotaciones de los bloques corticales son casi nulas hacia los 6 Ma (Bennet *et al.*, 2014), la transtension se constriñe a un periodo de entre 10 y 9 Ma, de acuerdo a la edad más joven de los bloques rotados y la más antigua de los no rotados. Dichas rotaciones, son más acentuadas en la región de Guaymas (Herman, 2013; este trabajo) que en la región de Bahía Kino-Punta Chueca (Bennet *et al.*, 2014), demostrando la fuerte deformación para esta región durante el Proto-Golfo de California entre los 10 y los 9Ma. Después de los 9 Ma, ocurre volcanismo en los valles actuales, como mesas subhorizontales. Este es de naturaleza máfica y es nombrado como Basaltos de Empalme (Johnpeer, 1977) hacia la región de Guaymas, como Formación el Guajare hacia la Sierra El Aguaje (Velderrain-Rojas, 2014), Mesa El Parapeto y Tinaja del Carmen al norte de la Sierra El Aguaje (Herman, 2013). Estas últimas manifestaciones volcánicas en



**Figura 62.** Imagen satelital Google Earth del Noroeste de México donde se muestran los rangos de edades y los grados de las rotaciones reportados para dicha edad, en el periodo del Proto-Golfo de California y el actual Golfo, por varios trabajos realizados dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California (Herman, 2013). Las líneas en rojo muestran las principales estructuras. Las flechas muestran los movimientos relativos de la placa Pacífico y Norteamérica. SEA: Sierra El Aguaje; G: Guaymas; R: Rotación



la costa de Sonora dejan en duda las posibles rotaciones y/o deformaciones que pudieran presentarse después de los 9 Ma, marcando el inicio de un tectonismo que no es afectado por la transtension del Proto-Golfo de California. Hacia los 6 Ma se reportan rangos mínimos de movimiento de bloques, estos se encuentran sin duda relacionados a la apertura del Golfo de California bajo el actual movimiento de la placa Pacífico hacia el Noroeste (Bernardo-García, 2014; Figura 62).



Figura 63. Imagen satelital Google Earth, donde se muestra la supuesta estructura tipo caldera en la región de Guaymas, Sonora.

Particularmente, en el área de estudio, se reporta una estructura tipo caldera (Johnpeer, 1977) en la región de Guaymas, bien considerada por otros autores (Vega-Granillo *et al.*, 2004, Figura 63). Sin embargo, el actual conocimiento de las deformaciones y estructuras

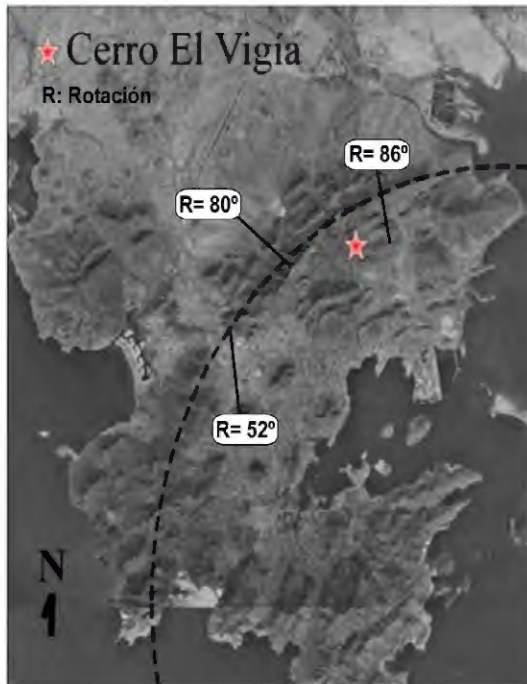
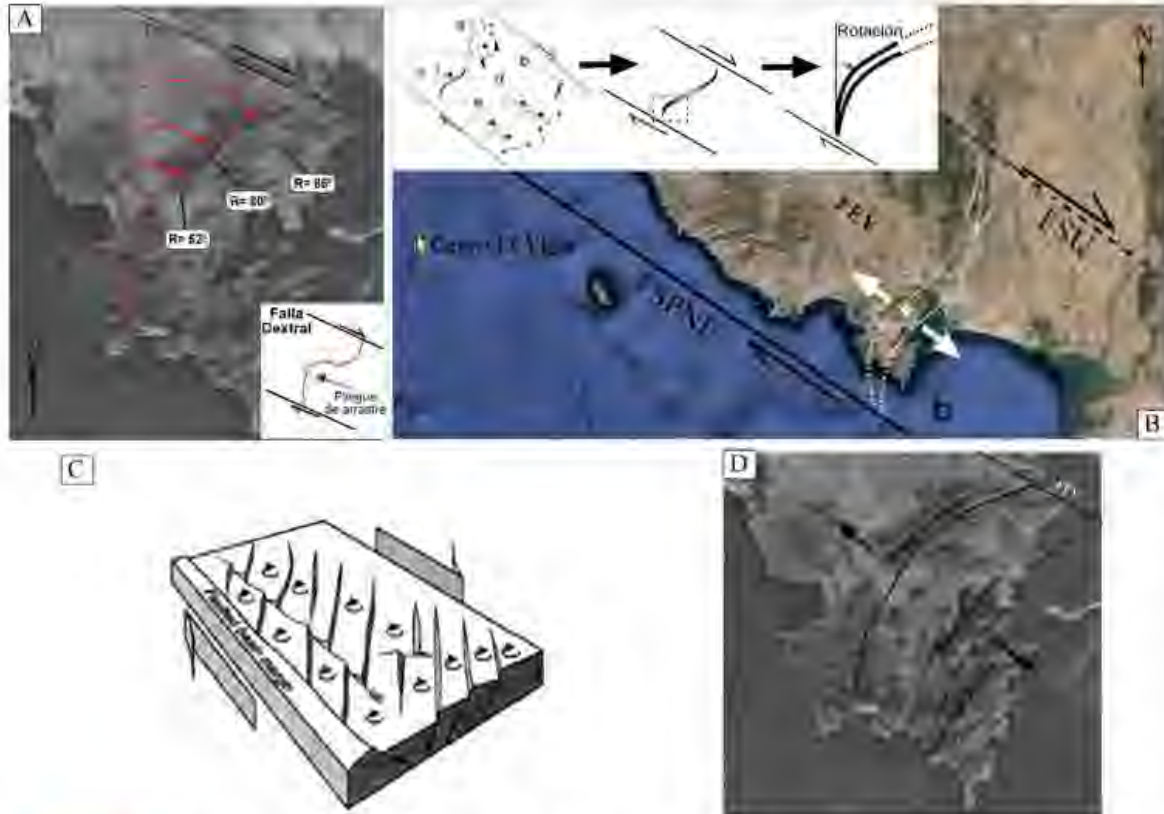


Figura 64. Imagen de Guaymas (ortofoto proporcionada por el INEGI) que muestra la estructura semi-circular y las rotaciones encontradas en los distintos sitios muestreados en el Cerro El Vigía.

ligadas al *rifting* que provocó la apertura del Golfo de California desde el Mioceno medio (sin mucha evidencia de la presencia de calderas) hizo pensar en una teoría diferente. De acuerdo al estudio paleomagnético en el Cerro El Vigía, que pone en evidencia rotaciones significativas en sentido de las manecillas del reloj, de las unidades litológicas (Figura 64), es posible plantear un origen, diferente al volcánico, para la estructura semi-circular. Esta nueva hipótesis, propone dos diferentes orígenes tectónicos ligados con un sistema de deformación transcurrente en la

región. El primer escenario contempla la formación de un mega pliegue de arrastre, provocado por una falla dextral, denominada aquí como Falla El Vigía (FEV, [Figura 65A](#)). Esta falla, de acuerdo a las relaciones geológicas, no afecta al volcanismo más joven (Basaltos de Empalme, aprox. 8Ma) que cubre a la secuencia afectada.

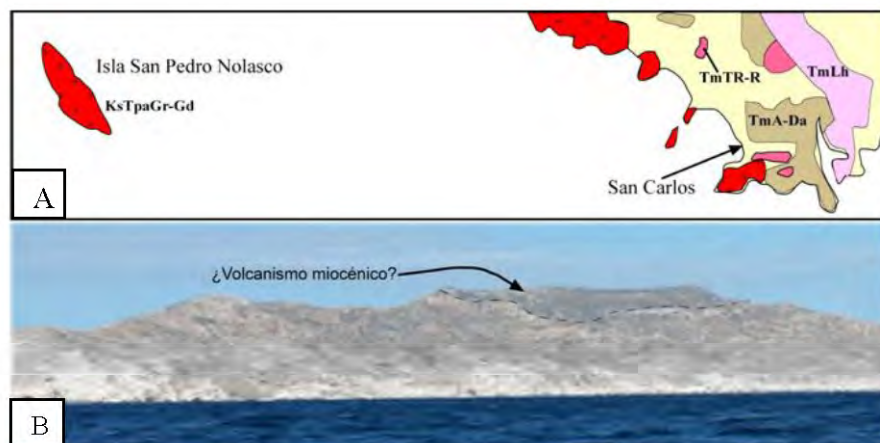
El segundo escenario considera una cinemática de un sistema de estructuras Riedell en esta localidad, proponiendo la formación de una estructura sigmoidea similar a una mega grieta de tensión (*tensión gashes*, [Figura 65B](#)), formada a partir de un sistema de cizalla dextral, de acuerdo a [Coelho et al. \(2006\)](#). Conforme a lo anterior, el Cerro El Vigía, representaría un doblés del borde norte en la gran estructura sigmoidea ([Figura 65B](#)). Esta estructura sería generada por una zona sujeta a la tensión provocada en un sistema transtensional dextral, el cual está delimitado al SW por la Falla San Pedro Nolasco Este (FSNE, [Aragón-Arreola, 2005](#)) en el Golfo de California y al NE, ya sea por una falla propuesta en este trabajo como Falla San Úrsula (FSU) o, la Falla El Vigía ([Figura 65B](#)). Bajo estos esquemas sería posible explicar una rotación diferencial en el mismo bloque cortical, que contiene a las unidades litológicas, que es mayor en el NE (80-90°) y menor en el SW (80-90° y 50-60° respectivamente, [Figura 64](#)), a diferencia del modelo propuesto por [Waldron \(2005\)](#) en [Herman \(2013\)](#), en donde la rotación es desarrollada por bloques individuales que tienen una mismo valor de rotación ([Figura 65C](#)). El segundo escenario, aquí propuesto, permite explicar una cuenca con una dirección de extensión NW-SE que provoca un graben que está ahora parcialmente inundado por el mar, formando la Bahía de Guaymas. Este graben es entonces delimitado por el Horst El Vigía al Norte y el Horst San Rafael al Sur ([Figura 65D](#)).



**Figura 65.** A: Modelo que muestra la formación de un mega pliegue de arrastre provocado por una falla dextral que provoca la rotación del Cerro El Vigía. B: Estructura sigmoidea en el area de estudio formada a partir de un sistema de estructuras Riedell (Coelho *et al.*, 2006), donde, a: venas tipo banderín (*pennant veins*); b: grietas en ala (*wing cracks*); c: grietas de tensión (*tension gashes*); d: terminaciones en cola de espada (*swordtail terminations*); e: terminación tipo boca de pescado (*fishmouth terminations*). C: Modelo que muestra un dominio en extensión de una zona dextral que provoca el fallamiento y la rotación de bloques individuales con un eje vertical. D: Detalle de la figura B, del doblez de la estructura sigmoidea.

### ***La Isla San Pedro Nolasco: un secuencia magmática relacionada al volcanismo de la región de Guaymas***

De acuerdo al SGM (2005), la ISPN correspondía en su totalidad a un cuerpo intrusivo de composición granito-granodiorita del Cretácico (Figura 66A) que estaría relacionada al Basamento Laramídico (Damon *et al.*, 1983), mismo intrusivo que aflora a lo largo de la línea de la costa suroeste de Sonora. Un estudio geológico anterior en la Sierra El Aguaje (Velderrain-Rojas, 2014) permitió definir una secuencia más precisa de las unidades que componen al volcanismo en la costa de Sonora; esta se compone por un volcanismo anorogénico Miocénico, posterior a los 12.5 Ma, que sobreyace discordantemente al Basamento Laramídico y al volcanismo relacionado al arco continental del Mioceno. De acuerdo a los resultados del presente trabajo, esta secuencia está también presente en el municipio de Guaymas y ha sido definida como Grupo Guaymas. De acuerdo a este conocimiento, un avistamiento desde la Bahía de Los Anegados en continente, hizo pensar que en la cima de la ISPN, se encontraban descansando rocas volcánicas del Mioceno (Figura 66B).

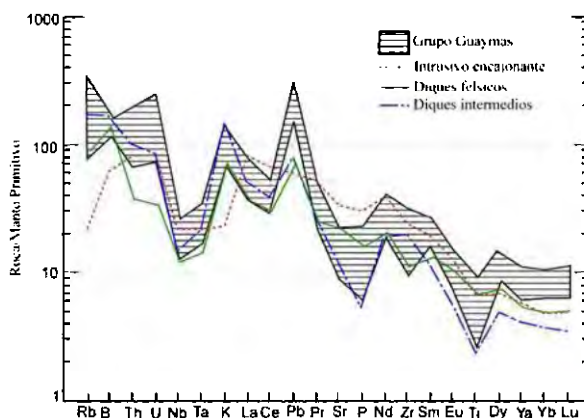


**Figura 66.** Recorte de la carta Geológico-Minera Guaymas G12-2 1:250 000 modificado; KsTpaGr-Gd: Cretácico Superior-Terciario Paleoceno Granito-Granodiorita; TmTR-R: Terciario mioceno Toba riolítica riolita; TmLh: Terciario mioceno Lahar; TmA-Da: Terciario Medio Andesita Dacita. B: Vista Este de la Isla San Pedro Nolasco.

Sin embargo, con el trabajo geológico realizado en la Isla San Pedro Nolasco se pudieron definir las principales unidades litológicas que componen al macizo rocoso; una

secuencia de rocas intrusivas como un enjambre de diques cortando a un intrusivo encajonante, dicha secuencia de composiciones desde intermedias a félsicas, las cuales se pudieron agrupar en 3 principales unidades de acuerdo a sus características petrológicas y geoquímicas (Ver Petrografía y Geoquímica);

- 1.- Un intrusivo encajonante diorítico con una mineralogía de  $Pl > FA > Qz > Bt > OxFe-Ti$  con pegmatoides de  $Qz-FA$ .
- 2.- Diques graníticos de  $Qz > FA > Pl > Bt$  con textura granofírica.
- 3.- Diques de composiciones de monzonita a diorita los cuales varían en mineralogía; unos presentan  $Pl > FA > Bt > OxFe-Ti$  y otros  $Pl > Cpx > OxFe-Ti$ .



**Figura 67.** Diagrama multielemental de Sun y McDonoug, (1989) normalizado a manto primitivo, mostrando las relaciones entre el volcanismo de Guaymas y de la ISPN.

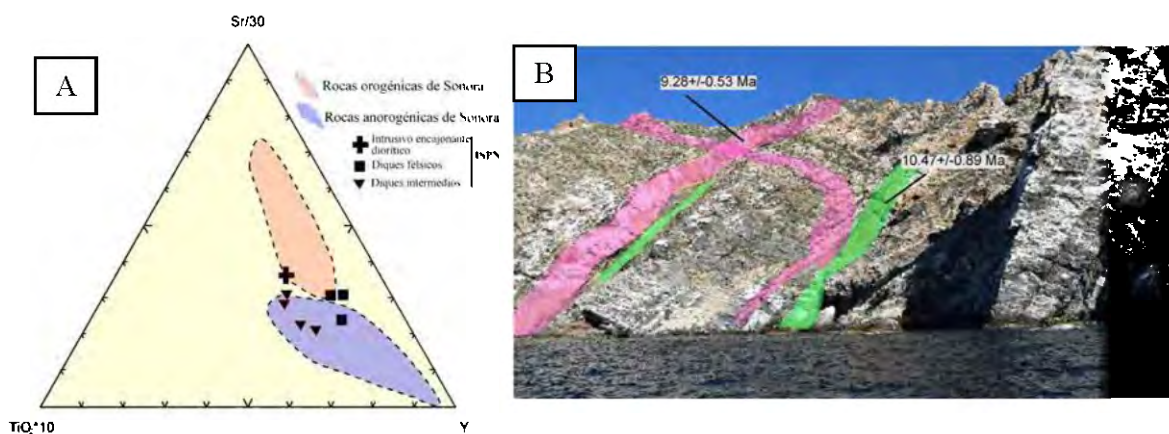
Las características geoquímicas muestran un paralelismo entre los espectros del complejo de diques (diques félsicos y diques intermedios) con respecto al volcanismo del Grupo Guaymas (Figura 65), mostrando las mismas anomalías negativas características en Nb, Ta, P, Ti y anomalías positivas en K y Pb, así como una forma planar en las tierras raras pesadas. Estos rasgos muestran un vínculo genético entre los diques de la Isla y las rocas volcánicas del Grupo Guaymas. Sin embargo, el intrusivo encajonante no comparte estas similitudes químicas en su espectro, lo que sin duda se relaciona a otro evento magmático. Se puede observar en un diagrama ternario discriminante para las rocas orogénicas del Mioceno de Sonora (Gómez-Valencia, 2014), que esta roca presenta una afinidad química en las proporciones de Ti, Sr e Y con las rocas orogénicas (Figura 67A), sin embargo, al no tener un dato geocronológico, no es posible determinar si este intrusivo está o no relacionado al Basamento Laramídico.

Dos edades radiométricas Ar/Ar de la ISPN, muestran que la unidad de diques félsicos corresponde al intrusivo más joven con una edad de  $9.28 \pm 0.53$  Ma, mientras que los diques de composiciones intermedias muestran una edad de  $10.47 \pm 0.89$  Ma, asociando

estos intrusivos al Mioceno Superior (Tortoniano), mientras que el intrusivo encajonante, sin duda es más viejo con una edad indefinida.

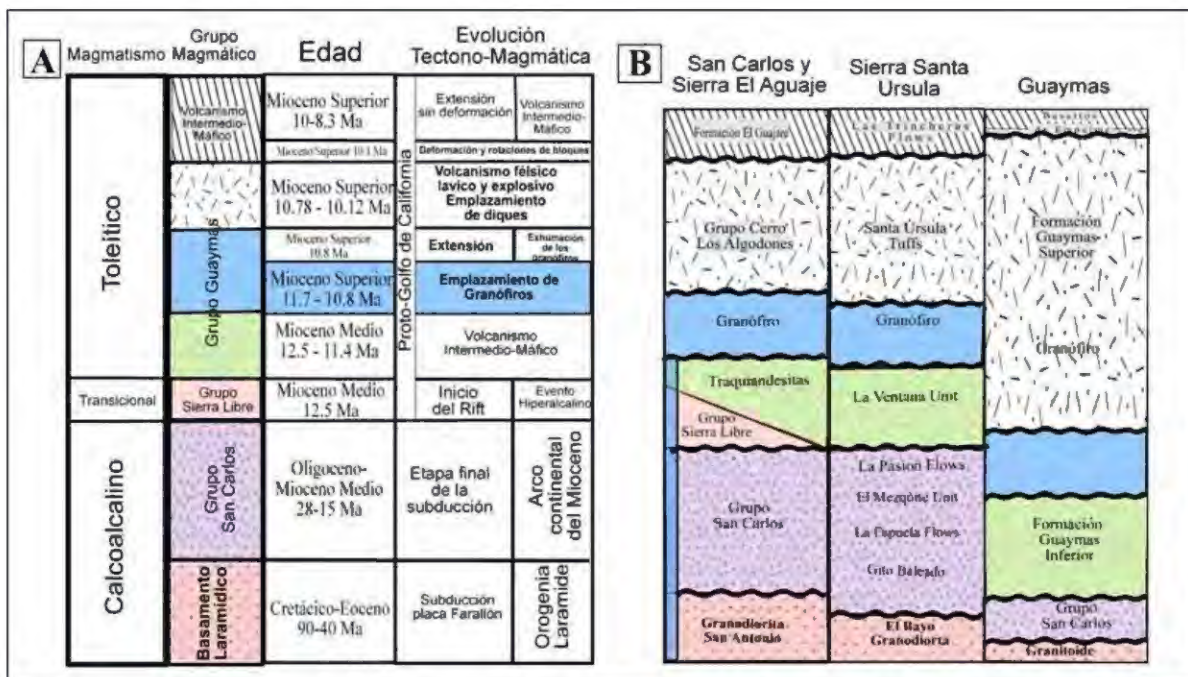
En la Sierra El Aguaje, el volcanismo de la Formación El Parral (Velderrain-Rojas, 2014), de acuerdo a edades de Till *et al.* (2005), se ubica en un rango entre 11-10 Ma, mismo rango del volcanismo de la Formación Guaymas Superior en el Grupo Guaymas, estas dos secuencias magmáticas podrían, también, estar asociadas en tiempo a los diques de la ISPN.

El *horst* de la ISPN, de acuerdo a Aragón-Arreola *et al.* (2005), corresponde a un bloque de basamento levantado en el Golfo de California, ubicado entre dos fallas importantes que corresponden a la extensión sur de la Falla Transformante Tiburón (Falla San Pedro Nolasco Oeste y Falla San Pedro Nolasco Este). Este levantamiento puede corresponder a los últimos productos de la deformación del Proto-Golfo de California, que migró hacia el Oeste y, que fue reactivado antes de la aparición de la Cuenca de Guaymas en el actual límite de placas PAC-NAM. La presencia de los diques en la ISPN indica que el magmatismo del Grupo Guaymas se extendía más al Oeste y que la tectónica distensiva del Proto-Golfo, dio lugar al emplazamiento de esos magmas a profundidad entre los 11 y los 9 Ma.



**Figura 67.** Diagrama ternario discriminante para las rocas orogénicas Neógenas de Sonora (Gómez-Valencia, 2014). B: Esquema representativo de las unidades en la ISPN.

**Etapa 10. Volcanismo Máfico (10-8 Ma).** Un evento extensional dio paso al emplazamiento de un volcanismo máfico fisural, que cubre discordantemente al volcanismo intermedio-félsico del Grupo Guaymas. En San Carlos y en la Sierra El Aguaje, este volcanismo forma la Mesa El Parapeto y la Sierra Tinaja del Carmen. Velderrain-Rojas (2014), nombró a esta secuencia subhorizontal de rocas intermedias a máficas como Formación El Guajaré. Por otro lado, esta secuencia en el Puerto de Guaymas, aflora en el sector este del Cerro El Vigía, y principalmente en el municipio de Empalme con el nombre de Basaltos de Empalme (Jonhpeer, 1977), que se relaciona con el Basalto las Trincheras (Mora-Álvarez, 1993) localizado en la porción oriental y sur de la Sierra Santa Úrsula. Datos geocronológicos de esta última manifestación magmática en la región ubican al volcanismo entre 10 y 8 Ma (Figura 68).



**Figura 68.** A: Esquema que muestra la relación del magmatismo y la edad de los Grupos volcánicos en la región de Guaymas. B: Correlación de la estratigrafía en la región de Guaymas, mostrando las unidades reportadas en San Carlos y Sierra El Aguaje (Wilson, 1978; Herman, 2013; Velderrain – Rojas, 2014) y Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1992).

***Estratigrafía del Puerto de Guaymas con base en edades radiométricas y estimaciones paleomagnéticas.***

La base de la secuencia en Guaymas, está representada por el **Basamento Laramídico** (BL) en pequeños afloramientos aislados al noreste del Cerro Bacochibampo. El BL, en San Carlos, se fechó en  $81 \pm 3$  Ma en biotita y  $83 \pm 2$  Ma en hornblenda (McDowell, 1979) asociándolo entonces al batolito de Sonora establecido entre 90-40 Ma (Damon *et al.*, 1983).

Sobreyaciendo discordantemente al BL, se encuentra el **Grupo San Carlos** (GSC), representado por una lava traquiandesítica porfírica de olivino que forma pequeños lomeríos al noreste del Cerro Bacochibampo (Figura 3). De acuerdo con la edad más antigua y la más joven reportada para lavas del Grupo San Carlos, tanto en la Sierra El Aguaje (Till *et al.*, 2005) como la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1992), el GSC en Guaymas, está representado por lavas de arco en un rango entre 28 Ma y 15 Ma.

El inicio del volcanismo de Rift en Guaymas comienza con la **Formación Guaymas Inferior** (FGI) que ocurrió antes de los  $12.59 \pm 0.70$  Ma, dado que esta edad fue obtenida en una lava traquiandesítica del **Miembro Magmático Intermedio**, que se encuentra encima de otras lavas intermedias de la Formación Guaymas Inferior (como es el caso de la Península de Guaymas) y es cubierta por lavas más félsicas del Puerto de Guaymas, como en el Cerro El Potrerito. Debido a que no se tiene un dato exacto del límite inferior de esta secuencia (FGI) es difícil precisar un edad, sin embargo las correlaciones de campo, y las edades reportadas para el volcanismo de arco continental, tanto en San Carlos (Till *et al.*, 2005), como en la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1992), nos hace sugerir un rango entre 15 Ma y 12.5 Ma para la FGI.

El volcanismo félsico de la **Formación Guaymas Superior** (FGS) que sobreyace a las lavas intermedias de la FGI, dio una edad de  $10.78 \pm 0.35$  Ma para una lava dacítica del Cerro El Vigía. De acuerdo a esta edad y a los datos de polaridad magnética y la correlación con la GPTS (*Geomagnetic Polarity Time Scale*), se estableció un rango de edad entre 12.5 Ma y 10.7 Ma para la Formación Guaymas Superior, que comprende



además a la **Miembro Granófiro El Vigía**, la cual, de acuerdo al establecimiento de edades con las polaridades magnéticas (ver capítulo de Paleomagnetismo), se ubica entre 11.056 Ma y 10.814 Ma. En el Cerro El Vigía, una edad obtenida por Paz-Moreno, (1992) para la Toba Soldada del Vigía o **Miembro Toba Soldada El Vigía** que se encuentra en la cima del Cerro El Vigía, es de **7.7+/-0.25 Ma** (Ar/Ar), esta edad radiométrica ubica a la unidad en el Chron C4n. 2n (Cande & Kent, 1992) en la escala de tiempo de polaridad geomagnética, que corresponde a una época de polaridad normal, sin embargo, los datos paleomagnéticos de esta unidad, mostraron características de polaridad inversa al **Miembro Toba Soldada El Vigía** (ver Paleomagnetismo), lo cual concuerda con todas las unidades muestreadas en el Cerro El Vigía, a excepción del Miembro Granófiro El Vigía. La edad obtenida por Paz-Moreno (1992), no es concordante con los datos paleomagnéticos, por lo que es posible pensar que se deba probablemente a un error en el fechamiento. Cabe señalar que esta edad es aún más joven que la del último evento volcánico reportado en la región.

Finalmente, un evento tectónico dio paso al emplazamiento de diques/sills de textura *Turkey Track*. Una edad obtenida de un dique traquiandesítico en el Cerro El Vigía, es de **10.12 +/- 0.68 Ma**, siendo entonces el último evento magmático del Grupo Guaymas en el Puerto de Guaymas, ya que cubriendo discordantemente a este magmatismo, se encuentran el volcanismo de rocas basálticas con un rango de edad desde los 10 Ma hasta los 8.5 Ma, obtenido para el Basalto Las Trincheras (Mora-Álvarez, 1992) que se correlaciona con los Basaltos de Empalme (Johnpeer, 1977).

En la **Figura 69** se muestra una columna estratigráfica compuesta del puerto de Guaymas.

### Columna estratigráfica compuesta del Puerto de Guaymas

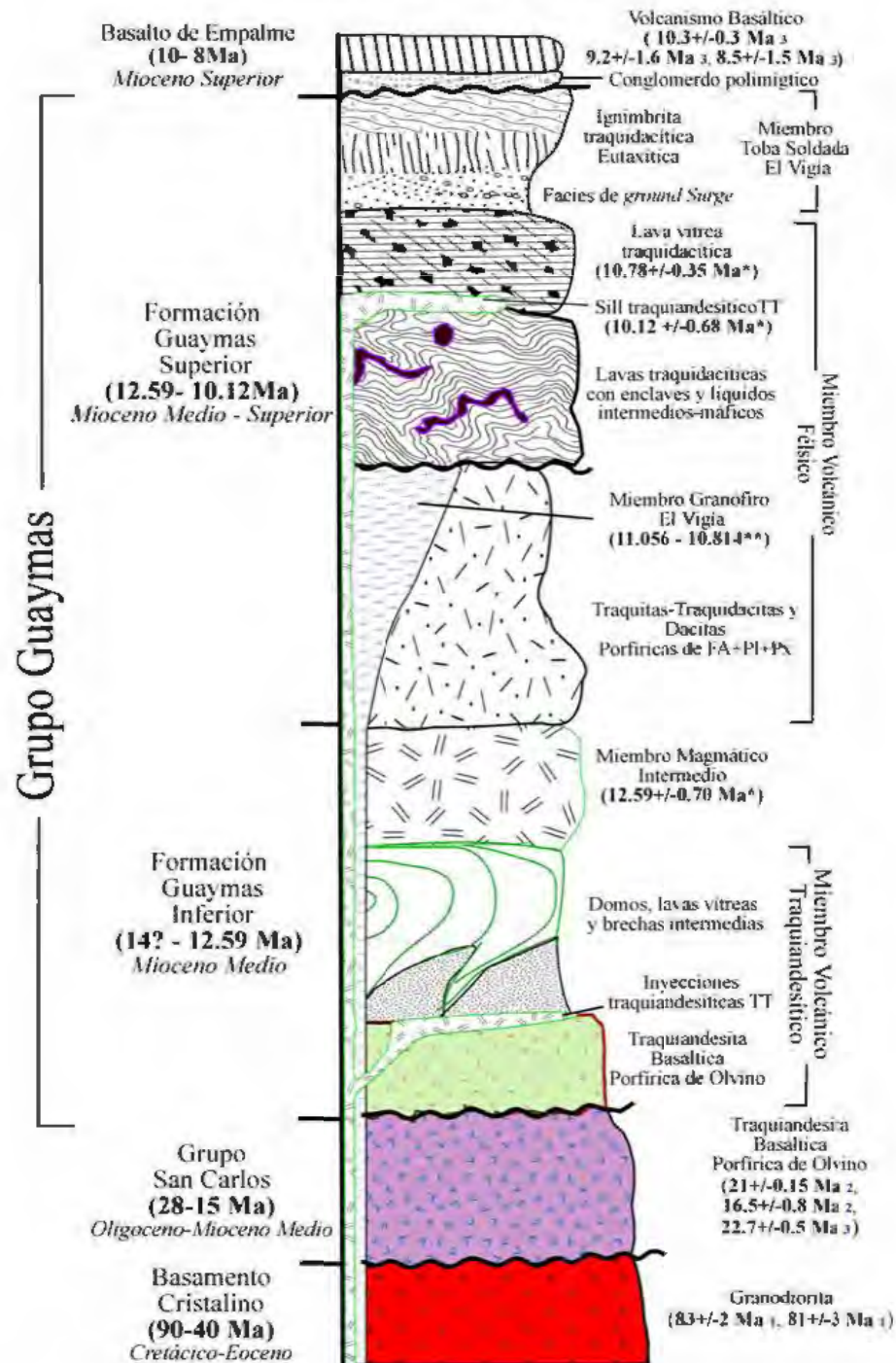


Figura 69 Columna estratigráfica compuesta del Puerto de Guaymas. Las letras TT indican la textura *Turkey Track*. \* Edad radiométrica, \*\* Edad Paleomagnética; 1: McDowell (1979); 2: Till *et al.* (2009); 3: Mora-Álvarez (1992).

## 8.1 Conclusiones

Finalmente, y de acuerdo a los datos recabados en este trabajo se pudo determinar lo siguiente:

En Guaymas:

- El volcanismo está relacionado al Rift del Proto-Golfo de California y el registro volcánico orogénico está ausente.
- El volcanismo ocurrió en la transición del Mioceno medio al Mioceno superior (12.5 a 10 Ma) y está representado por distintas unidades genéticamente relacionadas, lo cual hace nombrarlas como el Grupo Guaymas, un evento volcánico característico en la costa de Sonora, al cual se asocian las unidades en la Sierra El Aguaje, en la Bahía San Carlos y en la Sierra Santa Úrsula.
- El magmatismo tipo Guaymas corresponde a una secuencia de afinidad toleítica atípica con rasgos químicos transicionales que le proporcionan una aparente afinidad calcoalcalina.
- El Puerto de Guaymas está representado por dos grandes eventos magmáticos de Rift, uno intermedio a la base, y uno félsico a la cima.
- Se argumenta que la estructura de tipo caldera anteriormente definida, corresponde a un pliegue relacionado un sistema Riedell de tipo dextral, provocando en el área de estudio una rotación diferencial, en sentido de las manecillas del reloj, posterior a los 10 Ma.
- Al menos tres eventos tectónicos distensivos son evidenciados en la región; el primero entre 11.056 Ma y 10.814 que dio lugar al emplazamiento y a la exhumación de la Unidad Granófiro El Vigía, el segundo evento transtensivo entre 10.8 Ma y 10 Ma que afecto la corteza y propicio la rotación de bloques como en el caso del Cerro El Vigía, y un tercer evento tectónico extensional que dio lugar al emplazamiento de diques entre 10.12 y 9.28 Ma. Un último evento tectónico es registrado, posterior a los 9 Ma, por la presencia de sedimentos detríticos y basaltos toleíticos en mesas sub-horizontales.

- Los episodios magmáticos caracterizados por textura *Turkey Track*, están representados en al menos dos periodos: el primero entre los 12.59 y 11.3 Ma y el segundo a los 10.12 Ma. Estas rocas son Islanditas que ocurren, tanto en inyecciones, como en lavas, con un desarrollo particular de cúmulos de plagioclasa.

En la Isla San Pedro Nolasco:

- El complejo de diques en la ISPN está relacionado al Rift del Mioceno superior y es correlacionable genéticamente al volcanismo en continente nombrado como Grupo Guaymas. Su roca encajonante corresponde a un intrusivo diorítico de grano medio que es relacionado a un evento orogénico de edad no definida.

## **Bibliografía**

- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Bellon, H., Maury, R.C., Cotton, J., Bourgois, J. & Michaud, F., 2001**, Late Miocene adakite and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California: *Geology*, 29, p. 531-534.
- Anderson, C. A., 1950**, Geology of islands and neighboring land areas, in 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California: *Geol. Soc. America Mem.* 43, Pt. 1, 56 p.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, M., Delgado-Argote, L. & Gonzales-Fernández, A., 2005**, Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting: *Tectonophysics*, 409, p. 19-38.
- Barrera-Guerrero, S. & Vidal-Solano, J.R., 2009**, En búsqueda de una explicación para los descomunales volúmenes de riolitas anorogénicas de la Sierra Libre, Sonora, México: XIX Congreso Nacional de Geoquímica, Ensenada B.C., 15 (1), p. 48-49.
- Barrera-Guerrero, S., & Vidal-Solano, J.R., 2010**, Nuevas evidencias del volcanismo anorogénico del Mioceno medio en el NW de México: Diversidad volcánica del evento hiperalcalino en la Sierra Libre: XX Congreso Nacional de Geoquímica, Temixco, Morelos, 16 (1).
- Barrera-Guerrero, S., 2012**, Contribución al estudio del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: *Petrología de La Sierra Libre, Sonora*, Tesis de Maestría en Ciencias Geología, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 114 p.
- Bennett, S., 2009**, Transtensional Rifting in the Late Proto-Gulf of California Near Bahía Kino, Sonora, México: University of North Carolina at Chapel Hill, Tesis de Doctorado, 122 p.

- Bennett, S. & Oskin, M. 2014.** Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone. *Geology*, Department of Earth and Planetary Sciences, University of California–Davis. 4 p.
- Butler, R.F. (2004),** *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic edition, Department of Geosciences, University of Arizona, 238 p.
- Blair, K., & Gans, P.B., 2003,** Stratigraphy of the Sahuaripa Basin and preliminary comparison to the Rio Yaqui Basin, east-central Sonora Mexico. *Abstracts with Programs-Geological Society of America* 35 (4), 27.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R. & Lugo-Zazueta, R., 2011,** Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227–266.*
- Cande, Steven C., & Kent Dennis V., 1992,** A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, Columbia University Academic Commons. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B10, p. 13,917-13,951.
- Castillo, P.R., 2008,** Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for post-subduction magmatism in Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*, 120 (3/4), p. 451-462.
- Claisse F., 1989,** Automated sample preparation for analysis of geological materials. Ahmedali S.T (ed.), *X-ray fluorescence analysis in the geological sciences: Advances methodology*. Geol. Assn. Canada: Short course 7, p. 39-54.
- Cochemé, J. J., 1981,** Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique): *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris*, tome 293, Serie II, p. 989–992.

- Cochemé, J. J., 1985**, Le magmatisme dans le Nord-Ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif: Université Aix-Marseille III, Thèse d'Etat, 209 p.
- Coelho, S. Passchier, C & Marques, F. 2006**. Riedel-shear control on the development of pennant veins: Field example and analogue modeling. *Journal of Structural Geology*. Volume 28, Issue 9, September 2006, Pages 1658–1669
- Cox K. G., J. Bell D. & Pankhurst R. J., 1979**, *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin, London.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J. & Cochemé, J.J., 1983**, El Batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Guadalajara, Jal., Memorias, p. 63-95.
- Flores, T., 1929**, Reconocimiento geológico en la región central del Estado de Sonora. *Bol. Inst. Geol. México*, 49, 267 p.
- Fragoso-Irineo, A., 2011**, Estudio Gravimétrico del Valle de San José de Guaymas, Tesis de Licenciatura en Geología de la Universidad de Sonora, 76 p.
- Gans, P.B., 1997**, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora- Implications for the tectonic evolution of northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 16, p.388-408.
- Gans, P.B., Blair, K., MacMillan, I., Wong, M., & Roldan-Quintana, J., 2003**, Structural and magmatic evolution of the Sonora rifted margin: a preliminary report: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34 (6), paper no. 12-1 electronic abstract.
- Gans, P.B., Blair, K., MacMillan, I., Wong, M., Till, C.B., Herman, S., & Roldán-Quintana, J., 2006**. Structural and magmatic evolution of the Sonora rifted margin:

en MARGINS – RCL Workshop,, Lithospheric Rupture in the Gulf of California-Salton Trough Region, Ensenada, Mexico, 9-13 January Abstracts, p.32.

**Gans, P.B., Herman, S., & MacMillan, I., 2013,** Late Miocene (12-6 Ma) transtensional faulting, block rotations, and volcanism during the inception of the Gulf of California oblique rift, southwestern Sonora, México, Geological Society of America Abstracts with Programs v. 45(6).

**Gastil G. & Krummenacher D., 1977,** Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino.: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 189-198.

**García-Amador, B., I., 2013,** Estudio paleomagnético de los campos volcánicos q monogenéticos de San Borja y Jaraguay, Baja California, México: Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 116 p.

**Gómez-Valencia A. M., & Vidal-Solano J.R., 2010,** Reconocimiento septentrional del gran depósito ignimbrítico hiperalcalino del Mioceno medio en el NW de México: Geoquímica y Petrografía de una facie distal en la región de Rayón, Sonora: Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta Jalisco, Geos, 30, (1), Noviembre, 2010, 103 p.

**Gómez-Valencia A. M., 2011,** Petrografía y geoquímica del volcanismo Oligoceno-Mioceno medio en Rayón, Sonora: énfasis en el estudio y significado del volcanismo hiperalcalino en la región., Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 142 p.

**Gómez-Valencia A. M., 2014,** Evolución espacio-temporal y petrología del magmatismo Mioceno relacionado al cese de la subducción en el NW de México., Tesis de Maestría en Ciencias Geología, Universidad de Sonora, 270 p.

**Harker (1909),** The Natural History of Igneous Rocks. Macmillan, New York.



- Henry, C.D. & Aranda-Gómez, J.J., 2000**, Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318, 1–26, doi: 10.1016/S00401951(99)003042.
- Herman, S. W., 2013**, A paleomagnetic investigation of vertical-axis rotations in coastal Sonora, Mexico: Evidence for distributed transtensional deformation during the Proto-Gulf shift from a subduction-dominated to transform-dominated plate boundary in the Gulf of California. University Of California, 38 p.
- Hernandez, G., Stock, J.M., Vidal-Solano, J.R. & Paz-Moreno, F.A., 2008**, Paleomagnetic Constraints on the Extent of the Miocene Tuff of San Felipe/Tuff of Hermosillo, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 40, (6), Abstract 197-2, 264 p.
- Irvine, T.N., & Baragar, W.R., 1971**, A guide to the Chemicals classification of the common volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548.
- Irvine, N., Christian-Andersen, J. & C. Brooks., K., 1989**. Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: Geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers. *Geological Society of America Bulletin*. 1998; 110; 1398-1447.
- Jenner G. J., Longerich H.P., Jackson S.E. & Fryer B. J., 1990**, ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences, evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chem. Geol.*, 83, p. 133-148.
- Johnpeer, G. D., 1977**, Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico. Tesis de Maestría, Arizona State University, 67 p.
- King, R. E., 1939**, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico, *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 50, p.1625-1722.

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin B., 1986**, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal Petrology*, 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B., 1989**. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.
- Le Maitre, R. W. (ed.) 2002**. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed.
- Leake, B.E., Hendry, G.L., Kemp A., Plant, A. G., Harvey, P.K., Wilson, J.R., Coats, J.S., Aucott, J.W., Lunel, T. & Howarth, R.J., 1969**, The chemical analysis of rock powders by automated X-ray fluorescence. *Chem. Geol.*, 5, p. 7-86.
- Lofgren, G.E., 1971**, Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolite glass: *Geological Society of America bulletin*. v. 82. p. 11-124.
- MacMillan, I., Gans, P., & Roldan-Quintana, J., 2003**, Voluminous mid-Miocene silicic volcanism and rapid extension in the Sierra Libre, Sonora, México: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34 (6), paper no. 16-5 electronic abstract.
- McDowell, F. W., & Keizer, R.P., 1977**, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 1479-1487.
- McDowell, F.W. & Clabaugh, S.E., 1979**, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, *en* Chapin, CE., Elston,

- W.E. (eds.), Ash-flow tuffs: Geological Society of America, Special Paper 180, p. 113–124.
- McDowell, F.W., Roldan-Quintana, J., & Conelly, J.N., 2001**, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Bulletin of the Geological Society of America, 113, 521-531.
- Merrill, R.T. & McFadden, P.L., (2003)**, The geomagnetic axial dipole field assumption. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 139, p. 171–185.
- Miyashiro, A., 1974**, Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- Mora-Álvarez, G., 1992**, History of Cenozoic magmatism in the Sierra Santa Úrsula, Sonora, Mexico: Department of Geology, University of Texas, Austin. M. Sc. Thesis, 153 p.
- Mora-Álvarez, G., 1993**, Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Úrsula, en Sonora, y el magmatismo de la región del Golfo de California, in Delgado-Argote, L., Martín-Barajas, A (eds.), Contribuciones a la Tectónica de Occidente de México: Monografía UGM, 1, p. 123-146.
- Mora-Álvarez, G., & McDowell, F.W., 2000**, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 334, p. 123-141.
- Mora-Klepeis, G., McDowell, F. W., & Ortega-Rivera, A., 1997**, Late Miocene felsic volcanism in west-central Sonora: An expression of rift or subduction-related magmatism?: Salt Lake City, Abstracts with Programs, Utah, Geological Society of America, Annual Meeting, 481 p.

- Morris, A., 2003.** A palaeomagnetic and rock magnetic glossary. *Tectonophysics* 377 (2003) 211 –228. School of Earth, Ocean and Environmental Sciences, University of Plymouth.
- Münch, P., 1993,** *Pétrologie et géochimie des Tufs et des Roches Volcano-détritiques des Bassins Miocènes dans la Région du Sonora, Mexique. Contribution á l'étude du métamorphisme de très bas degré en contexte distensif: Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Tesis de Doctor en Ciencias, 224 p.*
- Norrish, K. & Hutton, J. T., 1969,** An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, p. 431-453.
- Olguín-Villa, A. E., 2010,** *Estudio Físico y Químico del Volcanismo Hiperalkalino en la Región de Cataviña, Baja California. Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 87 p.*
- Olguín-Villa, A. E., Vidal-Solano, J. R., & Stock J. M., 2013,** Petrografía, geoquímica, petro-fábrica y paleomagnetismo de la Toba de San Felipe en la región de Cataviña, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 p.
- Olguín-Villa, A. E., 2013,** *Establecimiento de la estratigrafía magnética del evento volcánico hiperalkalino del Mioceno Medio en la Sierra Libre, Sonora, México: Tesis de Maestría en Ciencias Geología, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, México, 76 p.*
- Opdyke, N., & Channell, J., 1996.** *Magnetic Stratigraphy. Department of Geology University of Florida Gainesville, Florida. 346 p.*
- Oskin, M.E., 2002,** *Tectonic evolution of the northern Gulf of California, México, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfin Basin: Pasadena, California Institute of Technology, Tesis doctoral, 487 p.*

- Pallares, C., 2007**, Diversité du volcanisme miocène á quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie (Mexique): rôle de la déchirure de la plaque Farallon: Université de Bretagne Occidentale, Thèse Doctorat, 211 p.
- Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Royer, J-Y., Calmus, T., Aguilón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F. & Bourgois, J., 2007**, Slab-tearing following ridge.trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research 161, p. 95-117.
- Palomino-Medina L.A. & Vidal-Solano J.R., 2009**, Hallazgo de nuevos afloramientos para el volcanismo explosivo hiperalcalino del Mioceno Medio: Cartografía de la región de San José de Batúc, Sonora, México: Libro de Resúmenes del 1er Seminario de Geología y Astronomía Dr. Gullermo Armando Salas Pizá, Hermosillo, Sonora, México, 1, p. 97-105.
- Paz-Moreno, F.A., 1992**, Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques: Université Aix-Marseille III, Thèse de Doctorat, 220 p.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A. & Ornelas-Solís, R.E., 2000**, Las ignimbritas hiperalcalinas neógenas de la región de Hermosillo, Sonora, México, mineralogía y geoquímica: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, IV Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y Áreas Adyacentes, Libro de Resúmenes, Hermosillo, Sonora, p. 90-91.
- Paz-Moreno, F. A., Valencia-Félix, N., Orosco-Garza, A. J. & Herrera-Urbina, S., 2010**, Los Diques De Granófiros Del Mioceno Inferior De Hermosillo, Sonora, México: Implicación Genética. Abstract Inageq.
- Peccerillo A., & Taylor, S. R., 1976**, Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic Rocks from the kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, p. 63-81.

- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., & Lozano-Santacruz, R., 2004**, El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura del Golfo de California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21(3), p. 320-334.
- Scott E.K. Bennett and Michael E. Oskin, 2014**; Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone Department of Earth and Planetary Sciences, University of California, 215-218 p.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002**, Carta Geológico-Minera Guaymas G12-2 Sonora: escala 1:250 000, Secretaría de Economía.
- Sheridan, M. F., Wilson, R. T. & Jolmpeer, G. D., 1978**, Volcanic geology of the región between Guaymas and Kino Bay, Sonora: Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora, Resúmenes (Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología), no. 1, p. 115-116.
- Stock, J.M. & Hodges, K.V., 1989**, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: Tectonics, 8 (1), p. 99-115.
- Stock, J.M., Lewis, C.J. & Nagy, E.A., 1999**, The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 93, p. 53-74.
- Sun, S.S., & McDonough W.F., 1989** - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and process. In A.D. Saunders & M.J. Norry (Eds), Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 42, p. 313-345.
- T. Neil, I, Jens Christian, Andersen and C. Kent Brooks, 2011**, Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: Geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers, Geological Society of America Bulletin 1998; 110; 1398-1447 p.

- Till, C. B., Gans P. B., & Spera F. J., 2005**, The transition from Oligo-Miocene subduction to late Miocene transtension in southern Sonora, Mexico: a geochemical perspective. Dept. of Earth Science, University of California, Santa Barbara, 53 p.
- Till, C.B., Gans, P.B., Spera, F.J., MacMillan, I., & Blair, K.D., 2009**, Perils of prototectonic modeling: A view from southern Sonora, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 186, p. 160-168.
- Torsvik, T. H., van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P. J. A., Cocks, L. R. M. 2012**. Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics, *Earth-Science Reviews* 114, 325-368, doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007
- Umhoefer, P.J., 2011**, Why did the southern Gulf of California rupture so rapidly? Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin: *GSA Today*, v. 21, no. 11, p. 4-10.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D.G. & Roldán-Quintana, J., 2001**, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, 113, p. 1409-1422.
- Valencia-Moreno M. & Ortega-Rivera M., 2011**, Cretácico Tardío-Eoceno medio en el noroeste de México—evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide). *Boletín del Instituto de Geología, UNAM* 118: p. 201-226.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J. & Patchett, P.J., 2003**, Location of the southwestern edge of the proterozoic North America based on Sr and Nd isotopic data from Laramide granitic rocks of Sonora, NW Mexico: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34 (6), paper no. 29-7, electronic abstract.

- Vega-Granillo, R., de la O Villanueva, M., Vega-Granillo, L. & Araux Sánchez, E., 2004.** Geología Urbana y Riesgos Geológicos de la Región de Guaymas y San Carlos, Sonora. Colección textos académicos; 33, Universidad de Sonora. 205 p.
- Velderrain-Rojas, L. A., 2014,** Contribución al estudio de los eventos volcánicos del Mioceno en la Sierra El Aguaje, porción Costera de Sonora, México, Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 121 p.
- Vidal-Solano, J. R., 2005,** Le volcanisme hyperalcalin d'âge Miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora). Minéralogie, géochimie, cadre géodynamique: Université Paul Cézanne (Aix-Marseille 3), Thèse de doctorat, 256 p.
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Denant, A. & López-Martínez, M., 2007,** Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central; Revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo Terciario: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, p. 47-67.
- Vidal-Solano, J.R., 2012,** Estudio petrológico de los Paleo-Volcanes hiperalcalinos de Sonora, México. Revista Epistemus, Ediciones de la Universidad de Sonora, 13, p. 21-26.
- Vidal-Solano, J. R. & STOCK J. 2010a,** Extensión de los depósitos del Gran pulso ignimbrítico hiperalcalino en el NW de México: Hallazgo de nuevos afloramientos en las regiones de San José de Batúc y Cd. Obregón Sonora. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta Jalisco, Geos, Vol. 30, No. 1, Noviembre, 2010, 103 p.
- Vidal-Solano, J. R., 2010b,** Correlación geoquímica e implicaciones tectónicas de la Ignimbrita hiperalcalina ampliamente distribuida en el NW de México: WD-FRX en secciones de roca. XX Congreso Nacional de Geoquímica, Temixco, Morelos, Vol. 16, No.1.



**Waldron, J.W.F. (2005)**, Extensional fault arrays in strike-slip and transtension, *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 23-34.

**Wilson, R. T., 1978**, Reconnaissance Geology and Petrology of the San Carlos Area, Sonora, Mexico, Masters of Science thesis: Arizona State University, Tempe, AZ, UnitedStates, 107 p.

**Wong, M., Gans, P.B., & Roldan-Quintana, J., 2003**. Timing, magnitude and rate of extensional unroofing at the Sierra Mazatan metamorphic core complex, Sonora, Mexico: results from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermo chronology: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34 (6), paper 12-2, electronic abstract.

## Anexos I Geoquímica.

### Consideraciones generales de las técnicas analíticas.

#### ICP-MS (*Inductively coupled plasma- mass spectrometry*).

La espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado o ICP-MS (del inglés *Inductively coupled plasma mass spectrometry*) es una técnica para el análisis de elementos traza e isótopos, resultado de los bajos límites

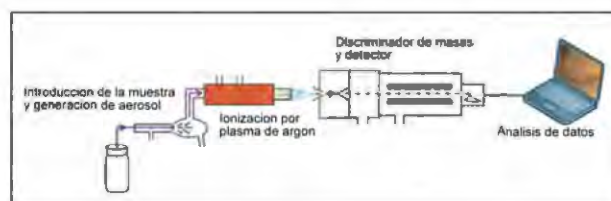


Figura 1. Configuración general de un equipo ICP-MS.

de detección con buena exactitud y precisión. Se basa en la evaporización, disociación e ionización de los diferentes elementos químicos en el interior de un plasma (Figura 1). Los elementos son analizados en una única solución, usando una pequeña muestra (Jenner *et al.*, 1970).

La muestra, que es acuosa, es pasada a través de un nebulizador que produce pequeñas gotas que son impulsadas por gas argón a una presión adecuada, haciendo que fluyan solo las partículas más finas y ligeras, después, el plasma inductivamente acoplado tiene como finalidad deshidratar la muestra, atomizarla (romper su estructura molecular), excitar los átomos

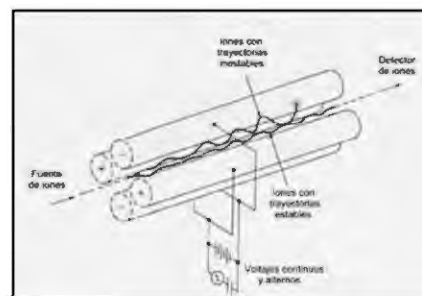


Figura 2. Masa determinada a través de un cuadrupolo.

presentes y, por último, ionizarlos. Los iones se extraen del plasma a través de un orificio en un sistema de vacío que se bombea y se centra con un lente de iones en un espectrómetro que es básicamente un cuadru-polo electromagnético, que consiste en 4 barras metálicas montadas de forma equidistante entre ellas alrededor de una circunferencia y sometidas a una combinación de corrientes continuas y alternas, los iones se separan y acercan a estas barras de acuerdo a su relación masa/carga (Figura 2).

Básicamente, el espectrómetro de masas convierte los elementos químicos en iones por un plasma de argón, estos iones se aceleran hacia un imán que los separa en función de

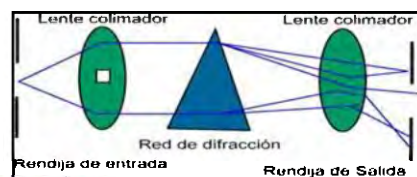
su proporción de masa y carga ( $m/z$ ). Finalmente los iones con una masa determinada llegan al analizador y alcanzan el detector que suele estar conectado a una computadora que procesa los datos.

Podemos resumir las cualidades más importantes de la técnica ICP-MS de la siguiente manera:

- Límites de detección muy bajos: Para la mayoría de los elementos de la Tabla Periódica, los límites de detección pueden ser desde ppm hasta unas pocas ppt.
- Análisis rápido: En muestras desconocidas pueden determinarse en pocos segundos, los componentes minoritarios y elementos traza.
- Identificación inequívoca: Puede identificar cualitativamente y de forma inequívoca, casi cualquier tipo de sustancia, desde átomos o compuestos sencillos hasta moléculas complejas y lábiles, incluso en presencia de matrices complicadas.
- Suministra información isotópica: Puede aplicarse para estudios isotópicos de isótopos estables o radiogénicos, es una medida rápida y efectiva de las relaciones isotópicas, con precisiones del orden de 0,1%.

### ICP-OES (Inductively coupled plasma- emisión optical spectrometry).

Esta técnica se basa en los mismos principios que el ICP MS, usando un plasma de argón en el que se inyecta una muestra líquida atomizada. La muestra se ioniza en el plasma y los iones emiten luz a diferentes



**Figura 3.** Sistema Monocromador

longitudes de onda característica de cada elemento que posteriormente es medida. Las radiaciones características de cada elemento, junto con la radiación de fondo del plasma y algunas emisiones debidas a especies moleculares presentes en el plasma, son conducidas a través de una rendija hacia el interior de un sistema monocromador. La medida de estas radiaciones se puede hacer radialmente o axialmente respecto a la antorcha de plasma obteniendo resultados diferentes de sensibilidad en función de los elementos. En el interior del monocromador, las radiaciones son separadas en función de su longitud de onda empleando una red de difracción y finalmente detectadas (Figura 3).

La técnica ICP-OES es usada generalmente para obtener las concentraciones de los elementos mayores, ya que cuenta con una sensibilidad más alta que el ICP-MS.

Tanto en la técnica de ICP-MS como ICP-OES, se compara la intensidad en los datos obtenidos de la muestra con la intensidad de patrones ya conocidos.

Las principales características del ICP-OES son las siguientes:

- Amplio espectro, 78 elementos analizables
- Muy adecuada para el análisis de elementos refractarios
- Técnica simultánea, muy rápida y robusta
- Amplio intervalo dinámico –ppb a %
- Precisión frecuente superior a 1%

#### **ICP-MS vs ICP-OES.**

El ICP-MS, es una técnica muy sensible de análisis de multi-elementos a concentraciones por debajo de una ppb. Por otra parte la técnica ICP óptico (ICP-OES), aunque tiene las ventajas de una excitación muy eficiente y análisis simultaneo de multi-elementos, adolece de un importante defecto, que es el de las serias interferencias espectrales que se producen, sobre todo con matrices complejas o concentradas, debido a la superposición de los complicados espectros atómicos de todas las especies presentes, producidos en el plasma a muy elevadas temperaturas (5000–8000°K). Por lo cual la técnica de espectrometría de masas (ICP-MS) es muy útil para elementos en concentraciones muy bajas (ppb, ppt) en las muestras analizadas, puede combinar las cualidades requeridas de alta sensibilidad, resolución adecuada, práctica ausencia de interferencias espectrales, análisis multi-elemento, rapidez, etc.

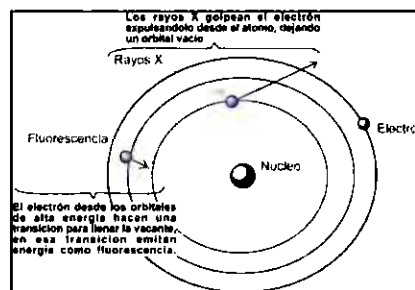
#### **FRX (Fluorescencia de Rayos X).**

FRX es actualmente la técnica de análisis más utilizada en la determinación de elementos químicos mayores y de algunas trazas en muestras de roca geológica. Es una técnica de análisis superficial, se pueden analizar hasta 80 elementos a través de una amplia gama de sensibilidades. Es un método rápido y un gran número de análisis precisos se

puede hacer en un espacio relativamente corto de tiempo. El tipo de muestra analizada en FRX es una muestra sólida, a diferencia de las técnicas ICP-MS y OES, que son destructivas, es decir, la muestra es destruida durante su análisis.

La espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX) es una técnica de espectroscopia atómica. Se basa en las transiciones de electrones de los átomos que se producen cuando una radiación electromagnética de cierta energía incide con el material en estudio, produciendo una excitación del átomo, el cual pasa de un estado estable a otro inestable (mayor energía) de lo que resultan transiciones en diferentes estados energéticos en el átomo, los cuales son únicos para cada átomo en particular.

En la FRX, se cuantifica la energía liberada en forma de fluorescencia cuando el electrón pasa de un orbital de mayor energía a otro de menor energía. En este caso específico se requiere de una radiación de rayos X para producir fluorescencia en determinados materiales para su identificación (Figura 4).



**Figura 4.** Fluorescencia de Rayos X.

Principales características de la técnica de FRX:

- Análisis no destructivo (la muestra no sufre daños al analizarla).
- Bajo costo.
- Permite determinaciones de varios elementos simultáneamente.
- Se pueden analizar muestras en estado líquido, gaseoso y sólido.
- Análisis cualitativo y cuantitativo.

### **Metodología empleada para la preparación de muestras de roca para su análisis geoquímico**

#### **Preparación de muestras de roca para análisis geoquímico.**

A continuación se presenta la metodología empleada desde la toma de la roca en campo hasta la obtención del polvo utilizado para el análisis de elementos químicos, de

acuerdo a cada tipo de técnica. Se prepararon un total de 37 muestras de roca para el análisis geoquímico.

Primero, el **muestreo de esquirla** (3 kg aproximadamente) se realizó de tal manera que se pudiera obtener en campo la roca más representativa de la unidad volcánica, así como la roca sin alteraciones, evitando coleccionar esquirlas con superficies de intemperismo, minerales en vetillas o amígdalas rellenas de minerales secundarios (calcita, cuarzo, zeolitas, etc).

La **trituración** de la muestra de esquirla se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras para Análisis Geoquímicos (**Figura 5**), en la Estación Regional del Noroeste (ERNO) de la Universidad Nacional Autónoma de México a cargo del Químico Peñaflor Escarcega. La trituración de esquirlas se hizo en una quebradora de quijadas de acero inoxidable *Braun Chipmunk*.



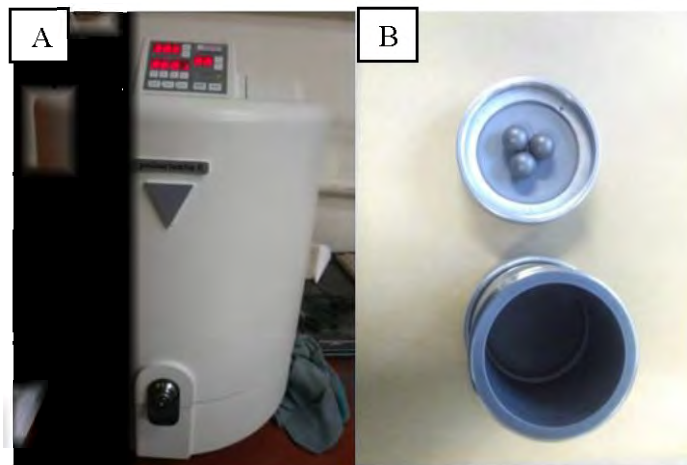
**Figura 5.** A: Laboratorio de Preparación de Muestras de la ERNO. B: Quebradora de quijadas de acero.

El **cuarteo de la muestra** se realizó una vez obtenido la gravilla a partir de la trituración de esquirlas, con el objetivo de obtener de una muestra, una porción representativa de tamaño.

Posteriormente, se realizó el **tamizado** de la gravilla para obtener la roca más homogénea y de un tamaño de 0.5 cm.

La **separación manual** de la gravilla se hizo para descartar la roca que estuviera alterada o con intemperismo, para finalmente obtener aproximadamente 50 gramos de roca fresca.

Por último, se hizo una **pulverización** en el Laboratorio de XPS en la Universidad de Sonora, a cargo del Ingeniero Roberto Mora. La pulverización se realizó en un equipo *Fritsh pulverisette* con un contenedor de ágata (**Figura 6**).



**Figura 6.** A: Equipo *Fritsh pulverisette*. B: Contenedor y canicas de ágata.

### **Preparación de muestras para el análisis por ICP-MS e ICP-OES.**

Un total de 18 muestras de roca pulverizada fueron analizadas por ICP-MS e ICP-OES en los C. La metodología previa a su análisis en el equipo, es la siguiente:

Teniendo una muestra de roca previamente pulverizada, se siguen los siguientes pasos:

- 1.- Se pone a secar una cantidad de muestra ( $>0.1$  gr) en vasos de precipitados de cristal de 50 ml en una estufa por un tiempo mínimo de 2 horas a  $105^{\circ}\text{C}$  (mínimo).
- 2.- Las muestras secas, son pesadas (valor exacto de 0.1 gr) en vasos de precipitados de cristal de 10 ml en una balanza electrónica (**Figura 7A**). El 0.1 gr de muestra es colocado en reactores de teflón previamente limpiados (**Figura 7B**).

### *Limpieza de reactores.*

*Para la limpieza de los reactores de teflón, primero se enjuagan con agua común y se les añade 4 ml de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) concentrado y se colocan en una estufa a una temperatura de  $90^\circ\text{C}$  por un mínimo de 2 horas para limpiarlos. Ya limpios los reactores, se enjuagan con agua destilada y agua ultrapura y se ponen a secar de nuevo en la estufa de 10-15 minutos aproximadamente.*

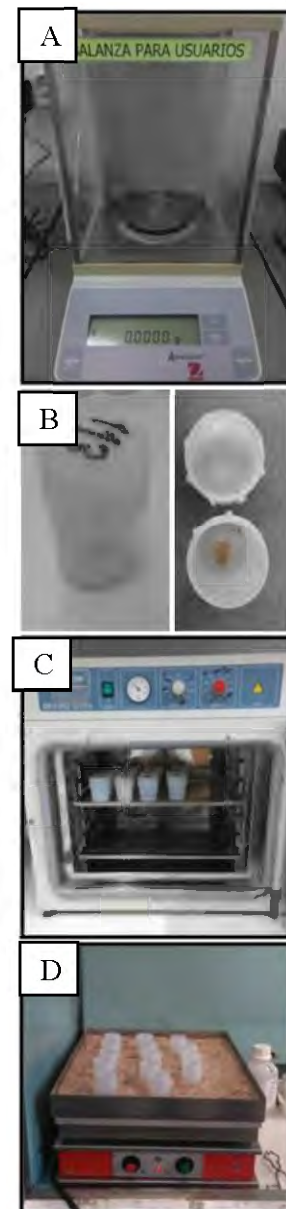
3.- Los reactores con muestra (0.1 gr), se les añade 2.5 ml de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) + 2.5 ml de ácido perclórico ( $\text{HClO}_4$ ) + 5 ml de ácido fluorhídrico ( $\text{HF}$ ) y se colocan en una estufa por 12 horas a  $90^\circ\text{C}$  para disolver la muestra (**Figura 7C**).

4.- Fríos los reactores, se colocan en un baño de arena (**Figura 7D**) hasta que se evaporen los ácidos, los cuales estarán en el orden de evaporación de acuerdo a su punto de ebullición ( $\text{HF}$ ;  $80^\circ\text{C}$ ,  $\text{HNO}_3$ ;  $130^\circ\text{C}$ ,  $\text{HClO}_4$ ;  $203^\circ\text{C}$ ).

5.- Llegando a un humo blanco y denso (indicativo de evaporación del  $\text{HClO}_4$ ) y después dejándolo enfriar, se le añade de nuevo 5 ml de  $\text{HF}$  (para asegurarse de que no quede  $\text{SiO}_2$ ) en este punto ya se habrá evaporado el  $\text{HNO}_3$  y el  $\text{HF}$ , para después colocarse en la estufa por 2 horas aproximadamente.

6.- Después de 2 horas, se pone a evaporar el  $\text{HF}$  y el  $\text{HClO}_4$  en un baño de arena.

7.- Cuando se evapora el  $\text{HClO}_4$ , se le agrega de nuevo 1 ml de  $\text{HClO}_4$  y se coloca de nuevo en el evaporizador con arena hasta que se evapore de nuevo el  $\text{HClO}_4$ . En este punto, se ha asegurado que los floratos ahora son percloratos.

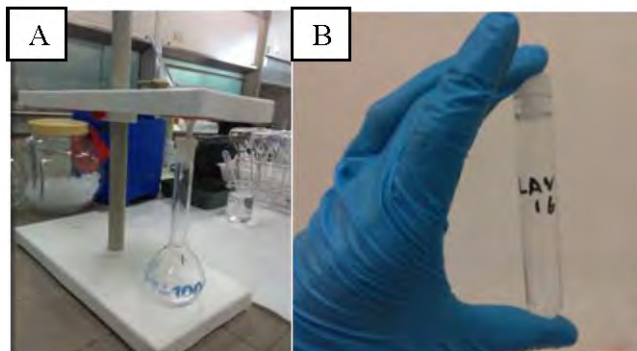


**Figura 7.** A: Balanza electrónica. B: Reactores de teflón. C: Horno o estufa a  $90^\circ\text{C}$ . D: Evaporizador con arena.



8.- Cuando se halla evaporado el  $\text{HClO}_4$ , se le añade 1 ml de  $\text{HNO}_3$ , para tener la muestra en solución.

9.- Cuando las muestras ya están completamente disueltas en  $\text{HNO}_3$ , se traspasan con agua ultrapura a matraces aforados de 100 ml (Figura 8A), para después colocarse en tubitos de plástico de 14 ml (Figura 8B) y colocarse directamente al equipo ICP para ser analizados. La relación de la solución es de 1/1000.



**Figura 8.** A: Matraz de 100 ml. B: Tubo de plástico de 14 ml.

### **Preparación de muestras para el análisis por FRX.**

Se realizó el análisis de 37 muestras previamente pulverizadas. 31 muestras fueron preparadas en el Laboratorio de FRX de la UNAM para la medición de elementos mayores y traza, mientras que 6 muestras fueron medidas en los CCit de la UB, estas muestras solo fueron analizadas por elementos mayores. La metodología en ambos laboratorios es la misma, difiriendo solamente en los equipos de fundición (para el caso de las perlas), en los gramos de muestra utilizados para la fundición y en el equipo de análisis.

El análisis implica la preparación de la roca en dos formas diferentes: un disco de polvo compacto (pastillas) para el análisis de elementos traza (Leake *et al.*, 1969) y una perla de vidrio generada a partir de la muestra en polvo, por fusión con tetraborato de litio para el análisis de elementos mayores (Norrish y Hutton, 1969 y Claisse, 1989).

La metodología empleada para la preparación de perlas de vidrio para el análisis de elementos mayores en los CCit, es la siguiente (la metodología empleada en el Laboratorio de FRX de la UNAM, se puede consultar en Velderrain-Rojas, 2014):

1.- De la muestra de roca obtenida de la etapa de pulverización (descrita anteriormente), se scogen 5 gramos aproximadamente para vaciarlos en vasos de precipitados de cristal de 50 ml los cuales se secan en una estufa a 105° C por 12 horas.

2.- En una balanza electrónica (**Figura 7A**), se pesan 0.3 de muestra, a la cual se le agregan 5.7 gramos de fundente de tetraborato de litio (este paso se repite tres veces para obtener tres perlas de vidrio de cada muestra de roca).

3.- La muestra es vaciada en un crisol de platino y se le añaden entre 9 y 11 gotas de ioduro de litio.

4.- La muestra se pasa a una fundidora *Perl'X3* de *PANalytical* con un tiempo entre 5 y 9 minutos de fusión, dependiendo de la muestra (**Figura 9**), hasta que el resultado sea una perla de vidrio.



**Figura 9** Fundidora.

Antes de analizar las muestras en el equipo de FRX, es importante obtener el LOI (*Loss On Ignition*–Perdida por Ignición) o pérdida por calcinación ( $H_2O$ +carbonatos). Para obtener este dato se realiza lo siguiente:

Se pesan un crisol vacío y se le añade 0.5 gr de muestra, se coloca el crisol en una mufla durante un par de horas hasta 950°C, después se vuelve a pesar el crisol y se realiza la siguiente fórmula para sacar el LOI:

$$\frac{\text{Peso del crisol con muestra calcinada} - \text{peso del crisol vacío}}{\text{peso del crisol con muestra} - \text{peso del crisol vacío}} \times 100 = TOTAL$$

*Despu s*

$$100 - TOTAL = LOI$$

La metodología empleada para la preparación de pastillas para la medición de elementos traza, es la siguiente (metodología empleada en el Laboratorio de FRX de la UNAM):

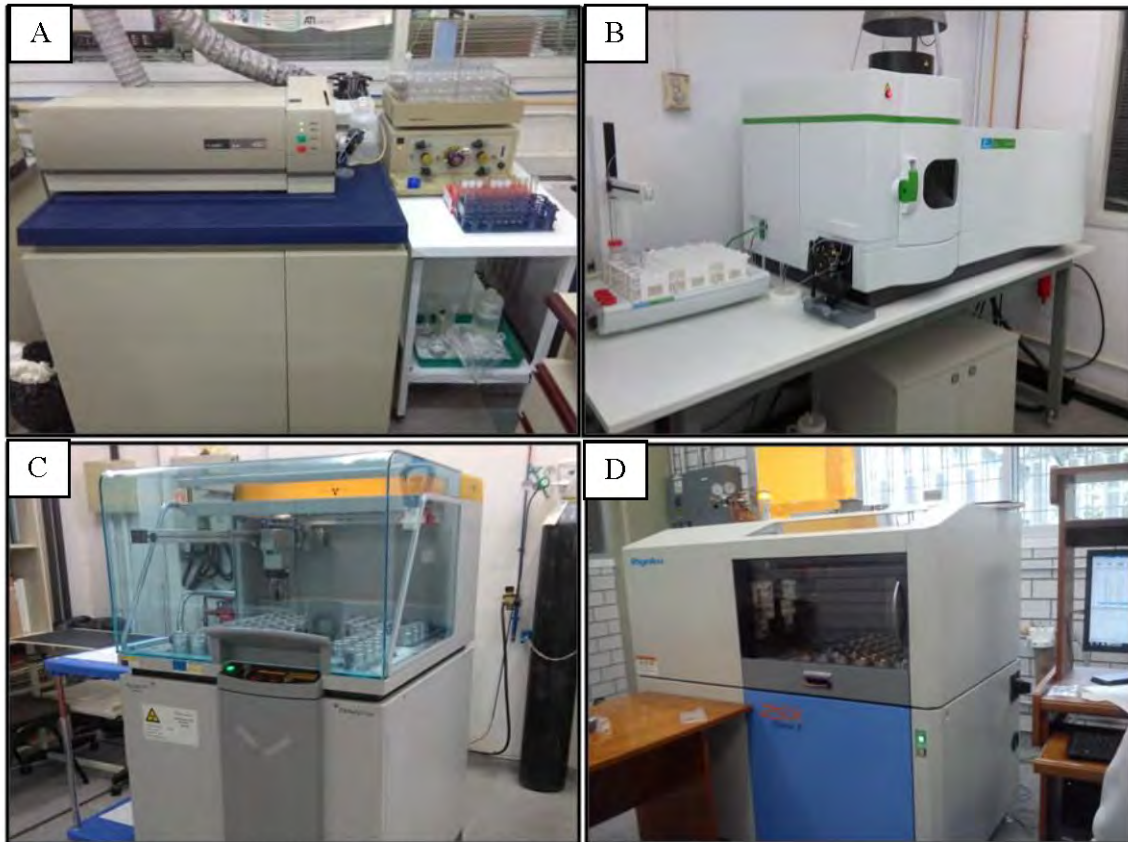
- 1.- Secar la muestra durante una hora en una estufa a 150°C.
- 2.- Pesar 5.6 gramos de muestra a la cual se le añade 1 gramo de cera.
- 3.- Los 6.6 gramos de polvo se mezclan hasta que quede una masa homogénea.
- 4.- El polvo listo, pasa a ser pesando en un equipo *Graseby Specac* (Figura 10).



**Figura 10.** Prensadora.

### Equipos analíticos.

Los análisis de ICP-MS se realizaron en un equipo *PE SCIEX ELAN 6000*, los análisis por ICP-OES en un equipo *PE Optima 8300*, y los análisis de FRX en un equipo *AXios advanced mAX* de *PANalytical* en el CCIt y en un equipo *Rigaku ZSX Primus II* del Laboratorio de FRX de la UNAM (**Figura 11**).



**Figura 11.** A: Equipo de ICP-MS B: Equipo ICP-OES. C y D: Equipo FRX

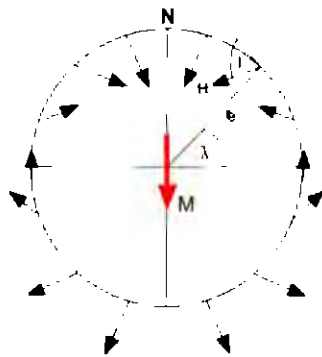
## Anexos II Paleomagnetismo.

### Aspectos básicos del paleomagnetismo: generalidades y conceptos.

A continuación, se presenta un análisis y una recopilación de las definiciones generales que nos introducen al conocimiento del Paleomagnetismo. Esta información fue recabada a partir de varias tesis (Bernardo-García, 2014; Olgún-Villa, 2013) y de Butler, (2012) y Morris, (2003).

### Campo magnético terrestre.

La tierra se comporta como si un gigantesco imán estuviera localizado en su centro, cuyo eje estaría inclinado unos  $11^\circ$  respecto al eje de rotación, lo cual genera líneas de fuerzas magnéticas que entran por el polo norte magnético, penetran hacia dentro de la Tierra y salen por el polo sur magnético. La intensidad del campo geomagnético así como su declinación varían lentamente con los años de un punto al otro de la superficie terrestre, a estas variaciones se les llama "variación secular". Como consecuencia de esto, los polos van cambiando de posición.



**Figura 15.** Diagrama de Magnetización de saturación vs Temperatura para la magnetita y la hematita.  $J_{s0}$ =Magnetización de saturación a temperatura ambiente (Redrawn from Pullaiah et al., 1975).

**Figura 12.** Representación del campo magnético terrestre

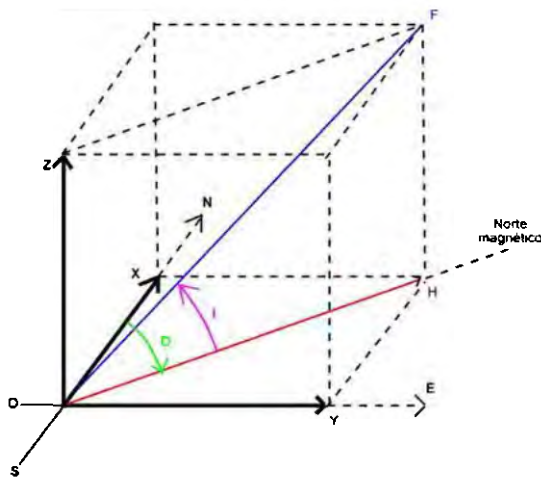
Durante los últimos cinco millones de años, en promedio, el campo ha sido predominantemente el de un Dipolo Axial Geocéntrico (GAD), teoría que define también al paleomagnetismo (Figura 12). El origen de este campo magnético creado por el dipolo magnético, se define mediante la teoría del efecto dínamo *auto-excitado*. En este mecanismo dínamo, el movimiento fluido en el núcleo exterior de la Tierra mueve el material conductor (hierro líquido) a través de un campo magnético débil, que ya existe, y genera una corriente eléctrica (el calor del decaimiento radiactivo en el núcleo induce el movimiento convectivo). La corriente eléctrica produce un campo magnético, que también interactúa con el movimiento del fluido, para crear un campo magnético secundario. Juntos,

ambos campos son más intensos que el original y yacen a lo largo del eje de rotación de la Tierra.

Para explicarlo de otra manera, el dinamo *auto-exitado*, en un plano teórico consiste mecánicamente en un disco de cobre, el cual gira alrededor de un eje conductor, por el que se hace circular una corriente eléctrica dada en dirección perpendicular al giro, y pasa a través de una bobina que se encuentra por debajo del disco de cobre, generando de esta manera un campo electromagnético que corre en la misma dirección que la corriente original y a su vez retroalimenta directamente el circuito eléctrico, que seguirá generando el mismo campo siempre y cuando el disco continúe girando.

Sin embargo, resulta difícil la comprensión del origen del campo geomagnético, dada la escasez de información y la dinámica del núcleo interno y externo del planeta. Aunque el modelo del GAD explica de cierta manera el comportamiento de la tierra y su campo geomagnético, no integra a los componente no-dipolares del campo geomagnético,

las cuales aportan las divergencias del campo magnético dipolar de la Tierra.



**Figura 13.** Componentes del campo magnético terrestre. S = Sur; N= Norte; X= Componente Norte-Sur; E= Este; O= Oeste; Y= Componente Este-Oeste; Z= Intensidad vertical; H= Intensidad horizontal; F= Intensidad total; I= Inclinación; D= Declinación. Modificado de Collinson *et al.*, (1967).

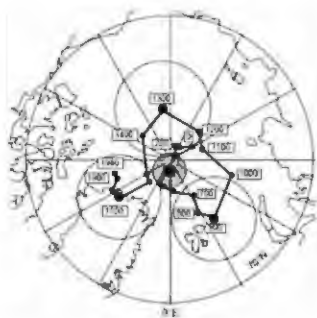
El estudio del comportamiento del campo magnético de la tierra constituye uno de los aspectos más importantes del paleomagnetismo, que tienen como objeto de estudio el registro, la descripción y las variaciones del campo geomagnético en cuanto al tiempo y el espacio.

El campo magnético terrestre se describe por 3 parámetros: declinación (**D**), inclinación (**I**) e Intensidad **H**. En la **Figura 13**, se observa como el CMT (representado como un cubo), presenta distintas componentes. La composición de **X** y **Y** da lugar a la componente horizontal **H** (intensidad). La declinación (**D**), es el ángulo que forma **H** con el

eje **X** y el ángulo que forma **H** con el eje **Z** se denomina ``Inclinación **I**``. La inclinación, varía con la latitud, desde el ecuador hasta los polos.

La unidad de medida de la intensidad total del campo geomagnético **F** y de sus componentes se denomina Tesla (T). Por convención, y por qué la unidad Tesla es muy grande para la medida del CMT, se utiliza el submúltiplo nanotesla (nT) que es igual a  $10^{-9}$  Tesla.

### Modelo de variación secular.



**Figura 14.** Posición del polo geomagnético para los últimos 2000 años (Merril and McElhinny, 2003).

Tal como se mencionó anteriormente, el campo geomagnético está en constante movimiento, al igual que los parámetros que lo definen (**D**, **I** y **H**) varían tanto en tiempo como en espacio. Algunos modelos han sido propuestos para explicar la variación latitudinal de la variación secular, pero se encontró que es más sencillo estudiar la dispersión del polo geomagnético virtual (VGPs) en lugar de la dirección, porque la dispersión de los VGPs, usualmente tiene una dispersión uniforme alrededor de una media de polos mientras que la dirección puede tener distribución más amplia. Estas variables han sido estudiadas por medio de los flujos de lava. El resultado de estos estudios, indican un desplazamiento con una corta periodicidad, de aproximadamente 3000 años por efectos de cambios en las componente no-dipolares, dado un movimiento con tendencia a desplazarse hacia el oeste a una tasa de  $0.4^\circ$  por año. Es importante mencionar que la componente dipolar del campo geomagnético, también presenta cambios en su dirección y magnitud, con periodos muchos más largos que los componentes no-dipolares. Con la información de los registros de paleomagnetismo en flujos de lava, se logró construir un modelo de la variación secular del campo actual, dicho modelo da sustento a la existencia del GAD, ya que se observó que la posición del polo geomagnético actual es poco diferenciable del eje de rotación de la tierra (Figura 14).

### **Definición de Norte Magnético y Norte Geográfico.**

Norte Magnético: Es el Norte que encontramos con más facilidad, una simple brújula nos lo puede facilitar, la aguja se alinea con las líneas de fuerza del campo magnético de la tierra, este campo magnético no está en un lugar estable, su ubicación diaria puede variar en varios cientos de metros, anualmente se le da una ubicación. Lo mismo ocurre con el sur magnético.

Norte geográfico (norte verdadero): Es el norte que usa la Tierra como eje de giro, que no coincide con el norte magnético.

Declinación magnética: Es la diferencia en grados entre el norte Geográfico y Norte Magnético, esta declinación es Este u Oeste, dependiendo de donde nos encontremos, cada lugar de la tierra tiene una declinación específica distinta.

### **Magnetismo**

El magnetismo es definido como el fenómeno físico por medio del cual se ejerce una fuerza de atracción o repulsión entre diversos materiales, por medio del flujo de partículas con cargas distintas.

### **Momento magnético.**

El momento magnético **M**, se define como un par de cargas magnéticas (positiva y negativa), con una magnitud **m**, y separadas por una distancia infinitesimal, el vector **I** definido por la corriente, bajo la ecuación:

$$M = m l$$



## **Magnetización**

La intensidad magnética, o magnetización **J**, de un material dado es igual al momento dipolar magnético por unidad de volumen. Se obtiene por medio de la suma de todos los momentos magnéticos en razón de su volumen siendo así:

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{Volumen}}$$

Existen dos tipos de magnetización, la magnetización inducida **J<sub>i</sub>**, la cual es adquirida por un material al aplicarle un campo magnético **H**:

$$J_i = \chi H$$

Donde  $\chi$  es la susceptibilidad magnética, la cual puede definirse como la capacidad que tiene un material para adquirir magnetización.

Además de la magnetización inducida, un material puede adquirir una magnetización remanente “**J<sub>r</sub>**”, la cual actúa como un registro de los campos magnéticos más antiguos que se hayan registrado en dicho material. El estudio del paleomagnetismo está basado en la comprensión del como las rocas adquieren y mantienen una magnetización remanente.

## **Susceptibilidad magnética.**

La susceptibilidad magnética,  $\chi_m$ , es la capacidad con que se magnetiza un material en la presencia de un campo magnético (**B**). Se observa a nivel atómico y está asociado al espín del electrón y a su movimiento alrededor del núcleo. En numerosas sustancias, la magnetización es proporcional a la intensidad del campo magnético **H**.

Para entender el magnetismo de los minerales primero se debe comprender el comportamiento de los iones tanto aislados como cuando interactúan entre sí. A nivel atómico, el momento dipolar magnético de un ion libre se divide en dos partes: el momento dipolar orbital asociado al movimiento de las cargas eléctricas alrededor del núcleo y el momento de espín debido a los electrones desapareados. De acuerdo con su

comportamiento frente a un campo magnético, los materiales se clasifican en: paramagnéticos, diamagnéticos y ferromagnéticos. Los materiales con momentos magnéticos permanentes se llaman paramagnéticos. Si los momentos magnéticos permanentes interactúan colectivamente para producir un orden magnético de largo alcance puede aparecer una magnetización espontánea. Estos materiales se llaman ferromagnéticos. Por último el diamagnetismo resulta de los momentos magnéticos negativos inducidos en todas las sustancias por aplicación de un campo magnético externo.

### **Mineralogía magnética.**

La gama de minerales magnéticos está compuesta principalmente por las series de los óxidos de hierro-titanio. El conocer estos minerales magnéticos y sus propiedades, son de importancia para la comprensión del registro paleomagnético en las rocas.

A pesar de que los elementos como Fe, Co, y Ni son ferromagnéticos, solo el Fe juega un rol importante para las propiedades magnéticas en los minerales y las rocas en la tierra. Las formas más comunes de remanencia son encontradas en compuestos de fierro como óxidos de fierro, óxidos de fierro-manganeso, óxidos de fierro-titanio, oxihidróxidos de fierro y sulfuros de fierro. Los estudios más comunes son de las series de las soluciones solidas con aquellos de la titano-magnetita,  $\text{FeO-Fe}_3\text{O}_4$  con los extremos de wustita y magnetita, y titanohematitas,  $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ , con sus miembros extremos de ilmenita y hematita. Las bajas temperaturas de oxidación de titanomagnetitas producen fases de titanomaghemitas mientras que altas temperaturas de oxidación incluyen titanohematitas como productos. Las propiedades magnéticas varían significativamente con cambios en la composición.

### **Diamagnetismo**

En un material diamagnético, al aplicarle un campo magnético  $H$ , este adquiere una baja magnetización inducida  $J_p$ , en sentido opuesto al campo magnético aplicado, y esta se reduce a cero al momento de retirar dicho campo. Se caracteriza por una susceptibilidad negativa y porque es independiente de la temperatura.

## **Paramagnetismo**

En un material paramagnético, al aplicarle un campo magnético  $H$ , adquiere una magnetización inducida  $J_p$  en sentido paralelo al campo aplicado, la cual desaparece al momento de retirar el campo. La característica esencial de los materiales paramagnéticos es que presentan una susceptibilidad magnética positiva, pero pequeña; esta disminuye con la temperatura y proviene de la existencia de dipolos magnéticos permanentes que son capaces de orientarse bajo la influencia de un campo externo.

## **Ferromagnetismo**

En un material ferromagnético, al aplicarle un campo magnético  $H$ , el material adquiere una magnetización inducida  $J$ , la cual al retirar el campo aplicado no regresa a cero, si no que guarda la dirección del mismo, gracias a este fenómeno es posible el análisis de los registros del campo magnético antiguo. Se caracteriza por una susceptibilidad positiva y grande.

Para un material ferromagnético y temperatura dadas existe una magnetización máxima contemplada como *magnetización de saturación*,  $j_s$ , al aumentar  $H$  más allá del nivel necesario para alcanzar  $j_s$  no va a resultar en un aumento de magnetización. La saturación de magnetización disminuye con el incremento de la temperatura, hasta convertirse en cero a la temperatura de Curie,  $T_c$ , que es característica de cada material ferromagnético en particular (580°C para la magnetita y 680°C para hematita). Por encima de la temperatura de Curie, el material se convierte en paramagnético. Como se muestra en la **Figura 15**, para la magnetita y la hematita, se puede observar como la temperatura depende de  $j_s$ .

## **Tipos de magnetización**

Para la interpretación de los resultados paleomagnéticos, es necesario conocer como dicho material adquirió su magnetización generada por el campo geomagnético.

## **Magnetización Remanente Natural**

La NRM (*Natural Remanent Magnetization*), es la magnetización presente en una roca medida antes de hacer cualquier proceso analítico. En una roca existe una magnetización adquirida cuando se forma la roca (magnetización primaria), además de esta, se pueden tener otras magnetizaciones adquiridas después de la formación de la roca, que son consideradas secundarias. La combinación lineal de todas las componentes vectoriales de magnetización que posee la roca, se puede expresar de la siguiente manera:

$$NRM = NRM \text{ primaria} + NRM \text{ secundarias.}$$

## **Magnetización Remanente Térmica (TRM)**

Es la magnetización adquirida al enfriarse un mineral magnético que ha sido sujeto a altas temperaturas en presencia de un campo magnético.

En el caso de las rocas volcánicas, durante su proceso de formación, este tipo de magnetización se obtiene durante el proceso de enfriamiento y al momento que las rocas alcanzan una temperatura "de bloqueo", que es el momento donde los granos ferromagnéticos serán estables en el tiempo, algunos grados por debajo de la Temperatura de Curie, la magnetización se "congela" y se convierte en una propiedad de la roca y se guarda. La temperatura de bloqueo depende del tamaño del grano, su forma y su composición mineral de cada material ([Aitken, 1990](#)). Al pasar por esta temperatura, la roca adquiere la información de dirección e intensidad del campo geomagnético justo en ese momento del tiempo.

## **Temperatura de Curie**

La Temperatura de Curie ( $T_c$ ) es la temperatura a la cual un material pierde la capacidad de retener el magnetismo, esto es, cambia de una condición ferromagnética a una paramagnética. Debajo de esta temperatura, los átomos interactúan de tal manera que sus momentos magnéticos se acoplan y actúan en forma colectiva en dirección del campo magnético aplicado

### **GPTS (Geomagnetic Polarity Time Scale)**

La escala de polaridad magnética fue creada por medio de datos de remanencia magnética y datos radiométricos de todo tipo de rocas (principalmente volcánicas) para proponer una secuencia de polaridad normal o inversa en cada época, que ahora es llamada Chrons ([Opdyke and Channell, 1996](#)). Estos Chrons, son de periodos en un orden de  $10^6$  años en longitud. En la escala de tiempo geomagnética, existen inversiones en el campo que han sido ya documentadas. Además de los Chrons, la GPTS, presenta otros tres intervalos de distintas duraciones, estas son llamadas Cryptochrons, Subchrons, Chrons y Superchrons, con duraciones del orden de miles de años, decenas de años, cientos de años y decenas de millones de años.