



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

Tesis

**Paleomagnetismo y geoquímica del magmatismo
máfico del Mioceno tardío en la Región Costera
Sur de Sonora, México.**

Presentada para obtener el grado de

LICENCIADO EN GEOLOGÍA

Por:

DULCE ADILENE OCHOA ALCALÁ

Hermosillo, Sonora, viernes 01 abril del 2022

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

**Paleomagnetismo y geoquímica del magmatismo
máfico del Mioceno tardío en la Región Costera
Sur de Sonora, México.**

Presentada para obtener el grado de

LICENCIADO EN GEOLOGÍA

Por:

DULCE ADILENE OCHOA ALCALÁ

Director de tesis:

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

SINODALES

PRESIDENTE
SECRETARIO
VOCAL
INVITADO EXTERNO

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Dr. Luis Alonso Velderrain Rojas
Dr. Luis Manuel Alva Valdivia



EL SABER DE MIS HIJOS
HARÁ MI GRANDEZA

UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

Hermosillo, Sonora, 17 de Noviembre de 2021

DR. FRANCISCO GRIJALVA NORIEGA
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
UNIVERSIDAD DE SONORA
Presente.-

Por este conducto y de la manera mas atenta, nos permitimos somer a su consideración, para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

**“Paleomagnetismo y geoquímica del magmatismo máfico del Mioceno tardío en la
Región Costera Sur de Sonora, México.”**

Esto es con el fin de que la alumna **Dulce Adilene Ochoa Alcalá** con Expediente No. **214205058**, pueda presentar su examen profesional para la obtención de su título de Licenciatura en Geología.

Sin otro en particular y agradeciendo de antemano su atención al presente, quedamos de Usted.

A T E N T A M E N T E

Dr. Jesús Roberto VIDAL SOLANO
DIRECTOR DE TESIS
Departamento de Geología
Universidad de Sonora

Dr. Luis Manuel ALVA VALDIVIA
CO-DIRECTOR EXTERNO DE TESIS
Instituto de Geofísica, UNAM

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



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

Hermosillo, Sonora, México a 1 de diciembre de 2021

DR. JESÚS ROBERTO VIDAL SOLANO
DIRECTOR DE TESIS
DR. LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA
CO-DIRECTOR DE TESIS
P R E S E N T E.-

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de Tesis propuesto por ustedes intitulado:

"PALEOMAGNETISMO Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO MÁFICO DEL MIOCENO TARDÍO EN LA REGIÓN COSTERA SUR DE SONORA, MÉXICO"

Lo anterior con el fin de que la alumna **Dulce Adilene Ochoa Alcalá**, con No. de Expediente 214205058, pueda presentar su examen profesional para la obtención de su título de Licenciatura en Geología. Así mismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Presidente	Dr. Francisco Abraham Paz Moreno
Secretario	Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Vocal	Dr. Luis Alonso Velderrain Rojas Vocal
Invitado Externo	Dr. Luis Manuel Alva Valdivia

Sin otro particular y agradeciendo de antemano su atención a la presente, quedo de ustedes

A T E N T A M E N T E
"EL SABER DE MIS HIJOS HARÁ MI
GRANDEZA"

DR. FRANCISCO JAVIER GRIJALVA NONRIEGA
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



El saber de mis hijos
hará mi Grandeza
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGÍA

c.c.p. archivo



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

NOMBRE DE LA TESIS

**"PALEOMAGNETISMO Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO MÁFICO DEL
MIOCENO TARDÍO EN LA REGIÓN COSTERA SUR DE SONORA, MÉXICO"**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE

OCHOA ALCALÁ DULCE ADILENE

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

DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO

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

DR. JESÚS ROBERTO VIDAL SOLANO

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

DR. LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS

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

DR. LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA

A T E N T A M E N T E

"EL SABER DE MIS HIJOS HARÁ MI GRANDEZA"

**DR. FRANCISCO JAVIER GRIJALVA NONRIEGA
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

c.c.p. archivo

Agradecimientos

Agradezco a las personas que han brindado su apoyo a lo largo de este trabajo y en el trayecto de mi carrera universitaria, principalmente a mi familia, Leticia, Manuel, Reyna, Tití y Aylin, se agradece también a Toribio, por quien conocí esta bonita y apasionante carrera.

De igual manera agradezco a mi director de tesis, el profe Jesús Roberto Vidal por la oportunidad de realizar este interesante trabajo, por la enseñanza y aprendizaje brindado a lo largo de este proceso.

Agradezco al Dr. Luis Velderrain, (el Wish), por la paciencia, tiempo y conocimiento compartido en campo y laboratorios, al gran amigo Abraham por su disposición y ayuda en las salidas al campo, con quienes se vivieron entrañables geoaventuras en el Bacatete.

A las personas del Rancho El Moscobampo por los permisos otorgados y la facilitación en la etapa de muestreo.

Se agradece al personal del laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, especialmente al Dr. Luis Alva, a los técnicos académicos Antonio González y Víctor Macías por su asesoría en el uso adecuado de los equipos y las tazas de café en esas tardes lluviosas de laboratorio.

Le doy gracias a la Dra. Diana Meza Figueroa y a la cDr. Belém Gonzales Grijalva del Laboratorio de Cristalografía y Geoquímica de la Universidad de Sonora por su ayuda en la realización de los análisis geoquímicos y la facilitación del equipo.

Agradezco a mis queridos amigos, Tetillas, Rigo, Jaz, Noe, Fershi y Edgar con quienes compartí y viví un sin fin de aventuras en los salones de clases y fuera de ellos a lo largo de este camino universitario.

De la misma manera agradezco a personas que tuve oportunidad de conocer al comenzar este trabajo de tesis y, que aprecio mucho, mis amigos la cDr. Alejandra Gómez y Luis Rojo. También se agradece a Heriberto Armernta, por brindar la accesibilidad, apoyo y paciencia a lo largo de mi carrera universitaria

A Leticia

*Por tu amor incondicional
y ese "tú puedes!" de cada mañana al salir de casa.*

Resumen

La Región Costera Sur del Estado de Sonora registró, al término de la subducción (~12.5 Ma), un extenso volcanismo de rift, con composiciones que van desde ácido hasta básico. Por medio de una cartografía, se identificó que sobreyaciendo a un volcanismo de composiciones ácido-intermedio (12.5 - 10 M.A), ocurre la unidad más joven de la secuencia compuesta por flujos básicos (10.1-8 Ma aprox.), que forman mesetas subhorizontales con orientación Norte-Sur y de amplia extensión en la región costera sur de Sonora. El estudio geoquímico y paleomagnético realizado en este trabajo sobre las unidades básicas más jóvenes, indica que se trata de magmas relacionados genéticamente a las unidades diferenciadas que le subyacen y que presentan un grado de rotación considerable con un respecto a un eje vertical, mostrando que la deformación, posterior al volcanismo del Mioceno superior, continuó sin desarrollar un basculamiento significativo de las unidades, finalizando de esta manera la extensión oblicua del proto-Golfo de California en la región.

Índice

PROLOGO	11
1. Introducción.....	12
1.1 Localización de la zona de estudio.....	12
1.2 Vías de acceso	13
1.3 Justificación del estudio.....	14
1.4 Objetivos	14
1.5 Metodología.....	15
2. Geología Regional.....	16
3. Antecedentes del volcanismo máfico	18
4. Resultados.....	19
4.1 Cartografía y distribución del volcanismo máfico en la región Costera sur de Sonora	19
4.2 Características petrográficas.....	24
4.3 Características geoquímicas del magmatismo máfico del Mioceno tardío en la Región Costera Sur de Sonora	27
4.3.1 Materiales y método analítico	28
4.3.2 Resultados geoquímicos.....	30
4.4 Paleomagnetismo	37
4.4.1 Metodología y obtención de datos paleomagnéticos.....	37
4.4.2. Resultados paleomagnéticos	42
5. Discusión	49
5.1 Evolución tectónica-estructural del Valle de Guaymas	49
5.2 Caracterización y correlación geoquímica del Volcanismo Máfico de la región costera Sur de Sonora.....	52
5.2.1 Petrogénesis.....	54
5.2.2 Problemas analíticos en la identificación petrogenética.....	55
5.2.3 Factores en la variación geoquímica	55
5.3 Rotación tectónica del volcanismo máfico.....	56
5.4. Edad y deformación	58
6. Conclusiones	63
7. Bibliografía	65

PROLOGO

El desarrollo de este trabajo es producto, en parte, de un proyecto de Intercambio Académico entre la UNAM y la UNISON con el objetivo de estudios paleomagnéticos de áreas volcánicas neógenas en Sonora, a cargo del Dr. Jesús Vidal Solano, del Departamento de Geología, UNISON y del Dr. Luis Manuel Alva Valdivia del Instituto de Geofísica, UNAM.

1. Introducción.

La Región Costera Sur del Estado de Sonora, localizada al este del límite de placas Pacífico-Norteamérica (PAC-NAM; **Figura 1**) se caracteriza por presentar un extenso magmatismo con composiciones que van desde ácido hasta básico (**Figura 2**), producto de un *rift* que inicio siguiendo el cese de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana (ca. 12.5 Ma; [Mora-Álvarez y McDowell, 2000](#); [Mora-Klepeis et al., 2004](#); [Roldán-Quintana et al., 2004](#); [Vidal-Solano, 2005](#); [Velderrain-Rojas, 2014, 2016](#)) y terminó con el establecimiento del actual límite de placas PAC-NAM ca. 6 Ma.

En esta región costera, el magmatismo de mayor extensión es representado por lavas, intrusivos hipabisales y rocas piroclásticas de composición ácido-intermedia (12.5-10 Ma), el cual es sobreyacido por una secuencia rocosa compuesta por flujos básicos que presentan una amplia distribución y forman extensas mesetas sub-horizontales (~5°) con una orientación preferencial N-S y que, además, representan la unidad magmática más joven de la región, con edades reportadas entre 10.3-8.5 Ma (**Figura 2 y 3**; [Mora-Álvarez y McDowell, 2000](#); [Roldán-Quintana et al., 2004](#)).

Bajo estas consideraciones, en este trabajo se presenta una cartografía que ubica espacialmente la ocurrencia de esta unidad volcánica básica en la región, su estudio geoquímico por medio de un equipo semi-portátil de FRX estableciendo una metodología para el análisis de ese tipo de muestras rocosas y una correlación y caracterización del volcanismo estudiado. Por último, se muestran los resultados de un estudio paleomagnético que permite asociar este volcanismo con la deformación de esta época.

1.1 Localización de la zona de estudio.

El área de estudio se localiza en la región Costera Sur de Sonora, cercano a al límite de placas Pacífico-Norteamérica, dentro de la Provincia extensional del Golfo de California, aproximadamente a 172 km al sur de la ciudad de Hermosillo, en las inmediaciones de la Sierra Santa Úrsula, Sierra el Bacatete, el Valle de

Guaymas y los municipios de Guaymas, Empalme y Vícam, con una extensión aproximada de 4,014 km² (Figura 1).

1.2 Vías de acceso

El acceso al área de estudio tomando como punto de partida la Ciudad capital Hermosillo, es por medio de la carretera Federal No. 15 Hermosillo-Guaymas.

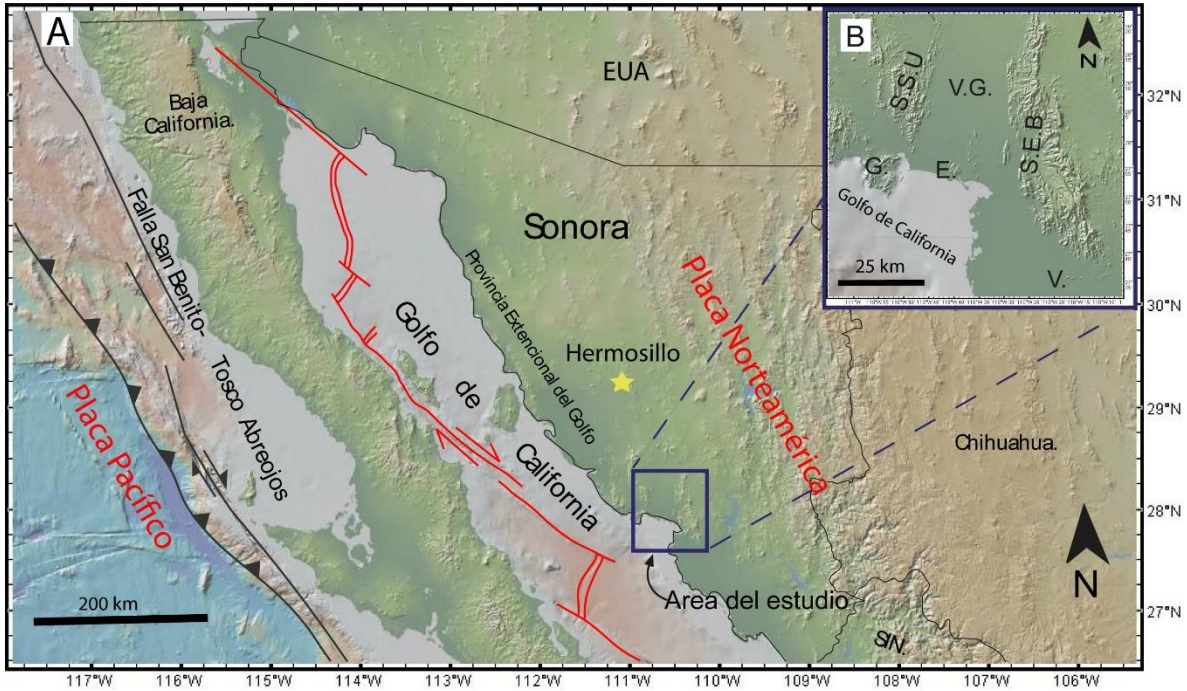


Figura 1. A) Localización de la zona de estudio en la Región Costera Sur de Sonora, México., cercana al límite de placas Pacífico-Norte América (en rojo). EUA: Estados Unidos de América, SIN; Sinaloa. B) Zoom del área de estudio y localidades. G: Guaymas, SSU: Sierra Santa Úrsula, VG: Valle de Guaymas, E: Empalme, SEB: Sierra El Bacatete, V: Vícam.

1.3 Justificación del estudio

En la Región Costera de Sonora, muchos trabajos se han enfocado en el magmatismo del Mioceno relacionado a la evolución del límite de placas PAC-NAM y su deformación asociada (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana et al., 2004; Vidal-Solano, 2005; Velderrain-Rojas, 2014, 2016; Piña-Páez, 2020).

Los estudios del volcanismo más joven, han sido enfocados principalmente en estudios petrológicos (Johnpeer, 1977; Cochemé, 1985; Paz-Moreno, 1992; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Mora-Klepeis y McDowell, 2004; Roldán-Quintana et al., 2004) sin embargo, se ha dejado de lado el saber si han tenido deformación y la relación que guardan con la misma. A partir de esto, surge la necesidad de tener un control de la distribución espacial, extensión, dimensión así como características físicas y variables geoquímicas que pudiese presentar este volcanismo en las diferentes localidades de la región costera en el Sur de Sonora. De esta manera este trabajo pretende responder a estas inquietudes enmarcando esta unidad en la evolución geodinámica del proto-Golfo de California.

Bajo estas consideraciones, en el presente trabajo se presenta una cartografía que ubica espacialmente la ocurrencia de esta unidad volcánica básica en la región, su estudio geoquímico por medio de un equipo semi-portátil de FRX estableciendo una metodología para el análisis de ese tipo de muestras rocosas y una correlación y caracterización del volcanismo estudiado.

1.4 Objetivos

Objetivo General:

Contribuir con el conocimiento geológico sobre la evolución de la Geodinámica del proto-Golfo de California.

Los objetivos específicos del presente trabajo son:

- Conocer la existencia y distribución espacial de estos cuerpos volcánicos máficos del Mioceno en la Región Costera Sur de Sonora.
- Realizar una correlación y caracterización geoquímica.
- Conocer la relación que guardan respecto a otras litologías de la región.
- Conocer el grado de rotación y deformación que sufrieron a partir de un estudio paleomagnético.

1.5 Metodología

Para la realización de este trabajo, la metodología empleada se llevó a cabo en 4 etapas, las cuales se describen a continuación.

Etapa 1. Trabajo de gabinete

La primera etapa consistió en la recopilación bibliográfica, enfocada en la identificación de cuerpos basálticos con morfología sub-horizontal. Parte de esta etapa consistió en el reconocimiento de esta unidad a partir de imágenes satelitales por medio del programa Google Earth Pro versión 7.3.3.7786. Con la información bibliográfica y el uso de imágenes satelitales, se elaboró una cartografía geológica, donde, además, se seleccionó un área específica en la cual se estableció una logística de muestreo, a partir de la información de estudios y sitios que ya habían sido muestreado en jornadas de campo en años anteriores, sin embargo estos sitios no habían sido analizados paleomagnéticamente.

Etapa 2. Trabajo en campo

En esta segunda etapa, se efectuó una salida al campo con el fin de realizar un muestreo de roca para análisis paleomagnético y geoquímico. Este se llevó a cabo en afloramientos de roca basáltica *in-situ* de localidades que no se habían muestreado anteriormente.

Etapa 3. Trabajo de laboratorio

Para el análisis paleomagnético y geoquímico se llevaron a cabo diversos trabajos de laboratorio para la preparación de muestras y análisis de las mismas. La metodología específica de cada una se explicará en los capítulos **4.3 de Geoquímica** y **4.4 de Paleomagnetismo**.

Etapas 4. Procesamiento de datos

A partir del trabajo de laboratorio, se generaron una gran cantidad de datos paleomagnéticos y geoquímicos, con los que se procedió a trabajar utilizando diversos softwares, con los cuales se llevó a cabo la elaboración de tablas, diagramas y la interpretación e integración de los datos obtenidos.

2. Geología Regional.

La geología regional está predominantemente caracterizada por rocas de origen ígneo, las cuales se manifiestan como productos de diferentes eventos magmáticos. Las rocas más antiguas corresponden al emplazamiento de rocas granítoideas Cretácicas (90-40 Ma), reportadas principalmente a lo largo de la costa de Sonora y asociadas al evento Laramídico ([Mora-Álvarez y McDowell, 2000](#); [Roldan-Quintana, 2002](#)). Dentro del volcanismo orogénico, se tienen un magmatismo de tipo calcoalcalino que generó rocas de composición intermedia asociadas a un arco volcánico continental en el Mioceno inferior (21-15 Ma) ([Mora-Álvarez y McDowell, 2000](#)), originado por la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica. Este volcanismo de arco se encuentra principalmente en la porción occidental y sur de la Sierra Santa Úrsula, así como en las cercanías de la Sierra El Aguaje ([Velderrain-Rojas, 2014](#)).

Posterior al volcanismo orogénico, ocurrió un extenso magmatismo anorogénico, producto de un proceso de extensión oblicua, llamado proto-Golfo (12.5 Ma) ([Karig y Jensky, 1972](#); [Vidal-Solano, 2005](#); [Gómez-Valencia, 2011](#); [Velderrain-Rojas, 2016](#); [Piña-Páez, 2020](#)). Este magmatismo produjo diferentes tipos de rocas intrusivas hipabisales, piroclásticas y lávicas. Las primeras manifestaciones son caracterizadas por un evento representado por una serie de ignimbritas y derrames riolíticos de afinidad hiperalcalina. Dentro de esa unidad se encuentra la Ignimbrita de Hermosillo-Toba San Felipe con una edad de 12.5 Ma ([Vidal-Solano, 2005](#)), un excelente marcador estratigráfico en Sonora. Estas rocas hiperalcalinas son cubiertas en algunas zonas por rocas volcánicas félsicas

conformadas mayormente por depósitos piroclásticos intercalados con coladas félsicas con bases vítreas (Vega-Granillo et al., 2004). Dentro del magmatismo félsico-intermedio ocurre una unidad correspondiente a un intrusivo hipabisal que corta a estas unidades en los márgenes del Valle de Guaymas y en La Sierra El Aguaje (14-11 Ma). En trabajos previos se ha demostrado que este intrusivo hipabisal ha sufrido una importante deformación asociada a una tectónica transtensional caracterizada por la rotación y el basculamiento de bloques corticales (Velderrain-Rojas et al., 2021).

Por último, en este volcanismo anorogénico, ocurre un volcanismo fisural basáltico que cubre discordantemente al volcanismo félsico. La distribución espacial de estas rocas ocurre en forma de mesas subhorizontales a los bordes y en el centro del Valle de Guaymas, el cual ha sido nombrado en trabajos previos como El Graben de Empalme (Roldán-Quintana et al., 2004). Mora-Álvarez y McDowell, (2000) reportan edades para estos basaltos distribuidos en el área de la Sierra Santa Úrsula de 10.3 a 8.5 Ma, mientras que en la Sierra El Bacatete, Roldán-Quintana et al. (2004) reporta una edad de 8.9 Ma (Figura 2).

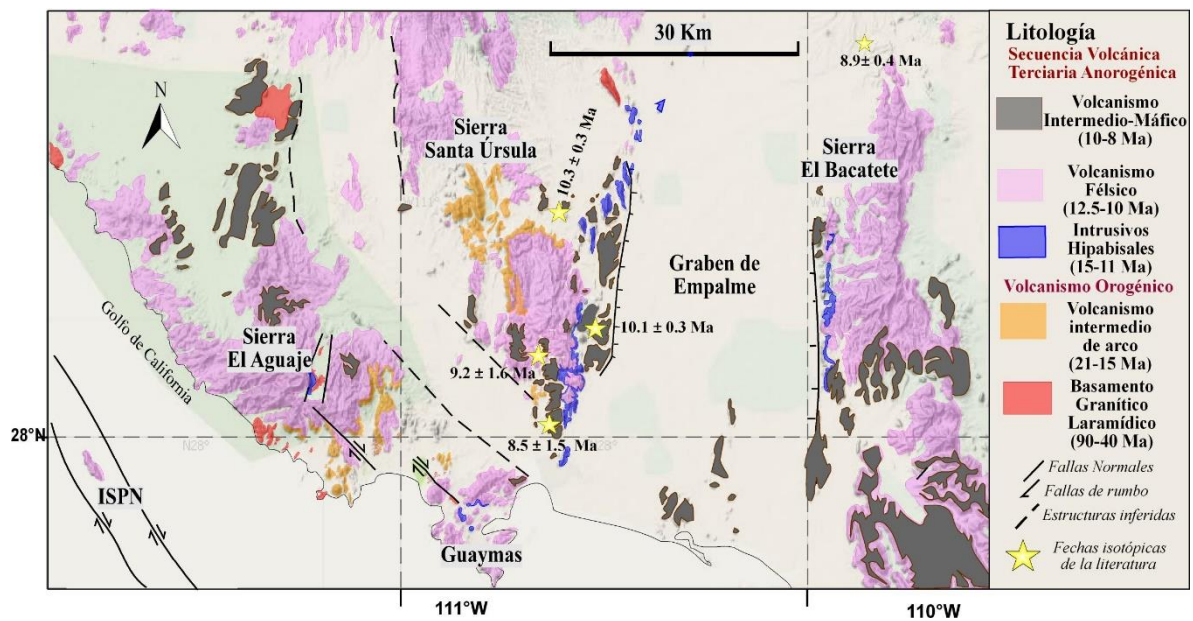


Figura 2. Mapa de geología Regional y fechas isotópicas de la literatura. Modificado de Velderrain-Rojas et al. (2018)

3. Antecedentes del volcanismo máfico

Los primeros trabajos realizados del magmatismo máfico en la región costera Sur de Sonora, fueron realizados por [Johnpeer \(1977\)](#) en la región de Guaymas. El nombró a esta unidad como Basalto Empalme, por su excelente exposición al norte de este municipio. [Johnpeer \(1977\)](#) definió a este magmatismo máfico como un basalto toleítico de olivino, típicamente oscuro y masivo en muestra de mano. Describió las cimas de los flujos como altamente vesiculares, con textura intergranular, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno olivino disperso en una matriz de grano medio en sección delgada. Encontró a esta unidad cubriendo de manera discordante a las tobas riolíticas soldadas del Cerro El Vigía cerca de la ciudad de Guaymas. Mientras que [Cochemé \(1985\)](#) reportó esta unidad en la localidad del Cañón de las Trincheras, así como en la Sierra Santa Ursula. Petrográficamente describe presencia de ortopiroxeno y pigeonita, con estructura dolerítica interinsertada y raros macrocristales de olivino cuyos bordes están iddingsitizados. Posteriormente [Paz-Moreno \(1992\)](#) [Paz-Moreno \(1992\)](#) reportó afloramientos de basaltos de los alrededores de Guaymas, así como en zonas orientales y meridionales de la Sierra Libre, los cuales presentan morfologías en mesas, relativamente jóvenes con ligeras inclinaciones de entre 10 a 15°. Definió también características mineralógicas constantes y típicas de lavas toleíticas y texturas doleríticas. También encontró que en otros afloramientos se interponen tobas riolíticas entre los flujos basálticos. Por otra parte, [Mora-Álvarez y McDowell \(2000\)](#) reportaron cuatro edades radiométricas K/Ar en rocas basálticas en la porción Oriental de la Sierra Santa Úrsula que oscilan entre 10.3 a 8.5 Ma ([Figura 2](#)), los cuales se caracterizaron con afinidad toleítica. [Roldán-Quintana et al. \(2004\)](#) identificó afloramientos del Basalto Empalme en el margen derecho del graben, así como dentro del mismo, donde cubre de manera discordante a los granófiros y en las cercanías al Rancho Los Pilares, con relaciones estratigráficas similares.

4. Resultados

4.1 Cartografía y distribución del volcanismo máfico en la región Costera sur de Sonora

Con el fin de conocer la extensión, morfología, distribución espacial, así como las unidades rocosas que conforman estos cuerpos magmáticos máficos en los diferentes sectores donde afloran en la región costera sur de Sonora, se elaboró una cartografía haciendo uso de imágenes satelitales en el programa Google Earth Pro y una recopilación de datos de la literatura que incluyen mapas geológicos (Cochemé, 1985, Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana et al. 2004). Además, en este trabajo y como complemento para la cartografía, petrografía y paleomagnetismo, se utilizó la información de los proyectos de investigación realizados previamente en la UNISON, enfocados en los basaltos de la región y que hasta este momento, no han sido publicados (Figura 3).

El volcanismo máfico del Mioceno Superior comprende una amplia extensión y dispersión en los márgenes de estructuras importantes de esta región. En algunas regiones, se presenta principalmente en la cima, sobreyaciendo a unidades volcánicas silíceas como bloques masivos (Figura 4D), en forma de columnas de enfriamiento (Figura 4C), en las que es posible observar pseudo-estratificaciones (Figura 4A) y una textura vesicular (Figura 4B). A continuación, se describen las características geológicas y estructurales del volcanismo máfico por sectores.

Sierra Tinaja del Carmen

Al norte de la Sierra El Aguaje, se ubica la Sierra Tinaja del Carmen (Figura 3). Aquí, el volcanismo máfico se encuentra dispuesto en cuerpos horizontales alargados en forma de meseta y cubre una extensión de 69 km² aproximadamente. El conjunto de estos cuerpos se alinean presentando una orientación norte-sur y presentan ligeras inclinaciones de aproximadamente 5° que buzcan hacia el sureste.

Guaymas

Al noreste del municipio de Guaymas cercano a la carretera Federal No. 15 hacia el municipio de Empalme, se encuentran dos afloramientos muy cercanos uno del otro. Estos afloramientos cubren una extensión de 1.6 km² aproximadamente, y se encuentran en la cima de los cerros al este del C. El Vigía sobreyaciendo discordantemente a rocas félsicas. Presenta inclinaciones hacia el sureste que van de 10° a 20°, alcanzan una longitud mayor de 2 km (**Figura 3**).

Sierra Libre

La manifestación de estos cuerpos se limita a dos afloramientos, estos cubren una extensión de aproximadamente 8 km² que se encuentran en el sureste (**Figura 3**) y ambos presentan inclinaciones de 7° con buzamiento hacia el sureste y se alinean con los cuerpos máficos ubicados al oriente de la Sierra Santa Úrsula.

Sierra Santa Úrsula

Como se ha descrito en trabajos previos, estos cuerpos magmáticos se encuentran en ambos márgenes de la sierra, con mayor ocurrencia en el margen oriental (**Figura 3**). Estos tienen la morfología representativa de mesas alargadas (**Figura 4E**) y su distribución es de forma lineal con orientación norte-sur y cubren una extensión aproximada de 90 km². El volcanismo se encuentra cubriendo discordantemente a rocas volcánicas intermedias y félsicas (**Figura 4F**). En la porción sureste cubren al intrusivo hipabisal microgranítico ([Velderrain-Rojas, 2016](#)), y están inclinados principalmente hacia el este, a excepción de los afloramientos que se encuentran en la porción sur de la sierra, ya que estos están inclinados <5° hacia el oeste.

Valle de Guaymas

En el centro y sur del Valle de Guaymas (Graben de Empalme), el volcanismo máfico forma una estructura N-S delimitada por los cuerpos basálticos de la Sierra Santa Úrsula en el occidente y los de la Sierra El Bacatete en el oriente. Cubren una extensión de 30 km² aproximadamente (**Figura 3**), los cuales se presentan de

manera lineal a lo largo de 17 km de la costa hacia el centro del Valle. Los basaltos tienen inclinaciones de 15° hacia el Este y cubren discordantemente al intrusivo hipabisal.

Sierra El Bacatete

Esta sierra localizada al este del área, presenta una importante exposición de cuerpos magmáticos máficos en morfologías de mesetas, ocupando una extensión de 120 km² aprox., y orientados norte-sur. Los afloramientos en la porción noroeste, al igual que los cuerpos basálticos ubicados al oeste de la sierra se inclinan ~20° hacia el este, contrario a los cuerpos ubicados al este, que se inclinan al oeste y cubren a rocas volcánicas intermedias, sin embargo, la mayor cantidad de afloramientos en mesetas se concentran en la porción centro atravesando de manera horizontal la sierra. (Figura 3).

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

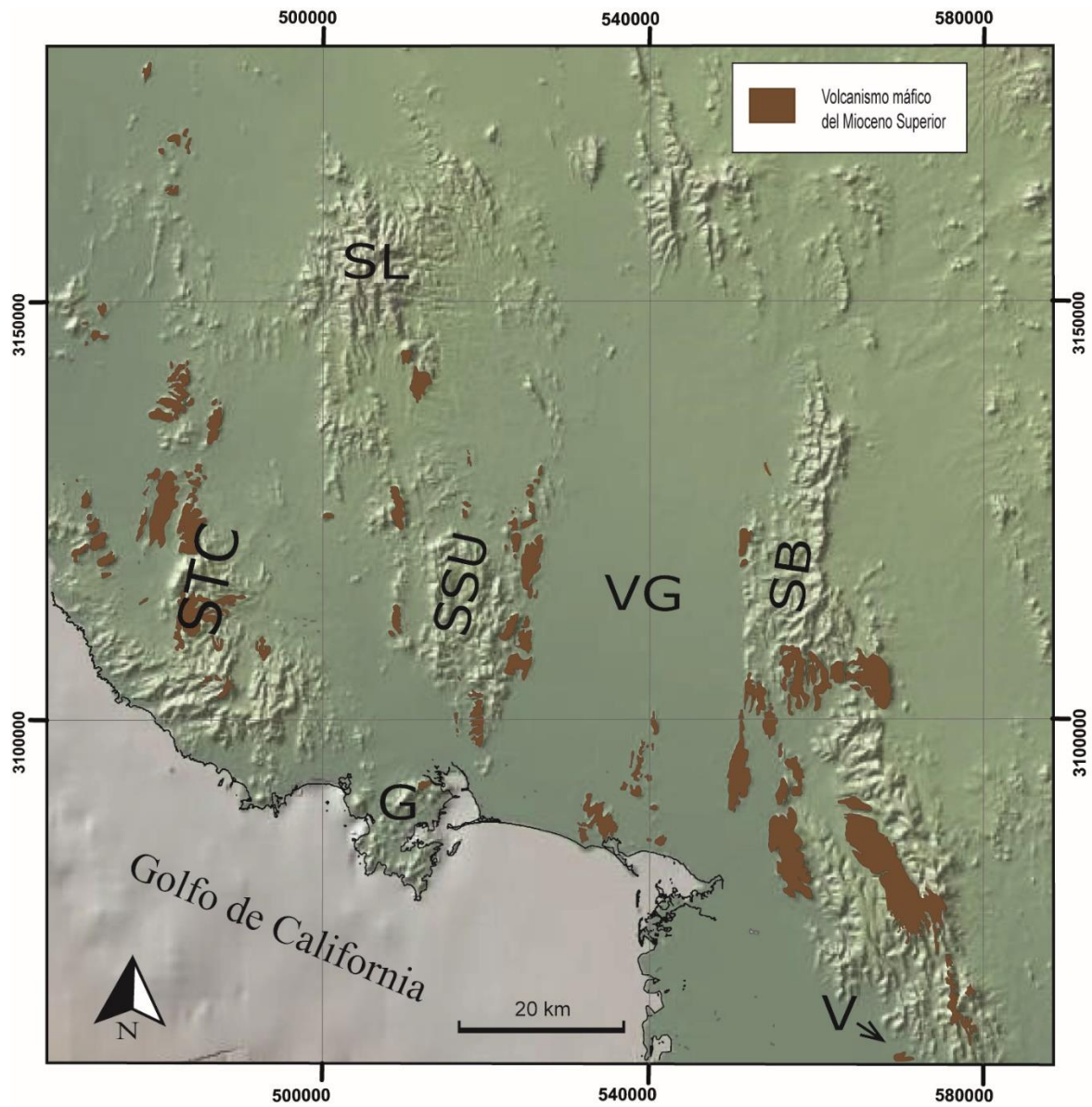


Figura 3. Mapa cartográfico de la distribución de basaltos en la región costera sur de Sonora. STC: Sierra Tinaja del Carmen, SL: Sierra Libre, SSU: Sierra Santa Úrsula; G: Guaymas, VG: , SB: Sierra El Bacatete, V: Vicam.

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

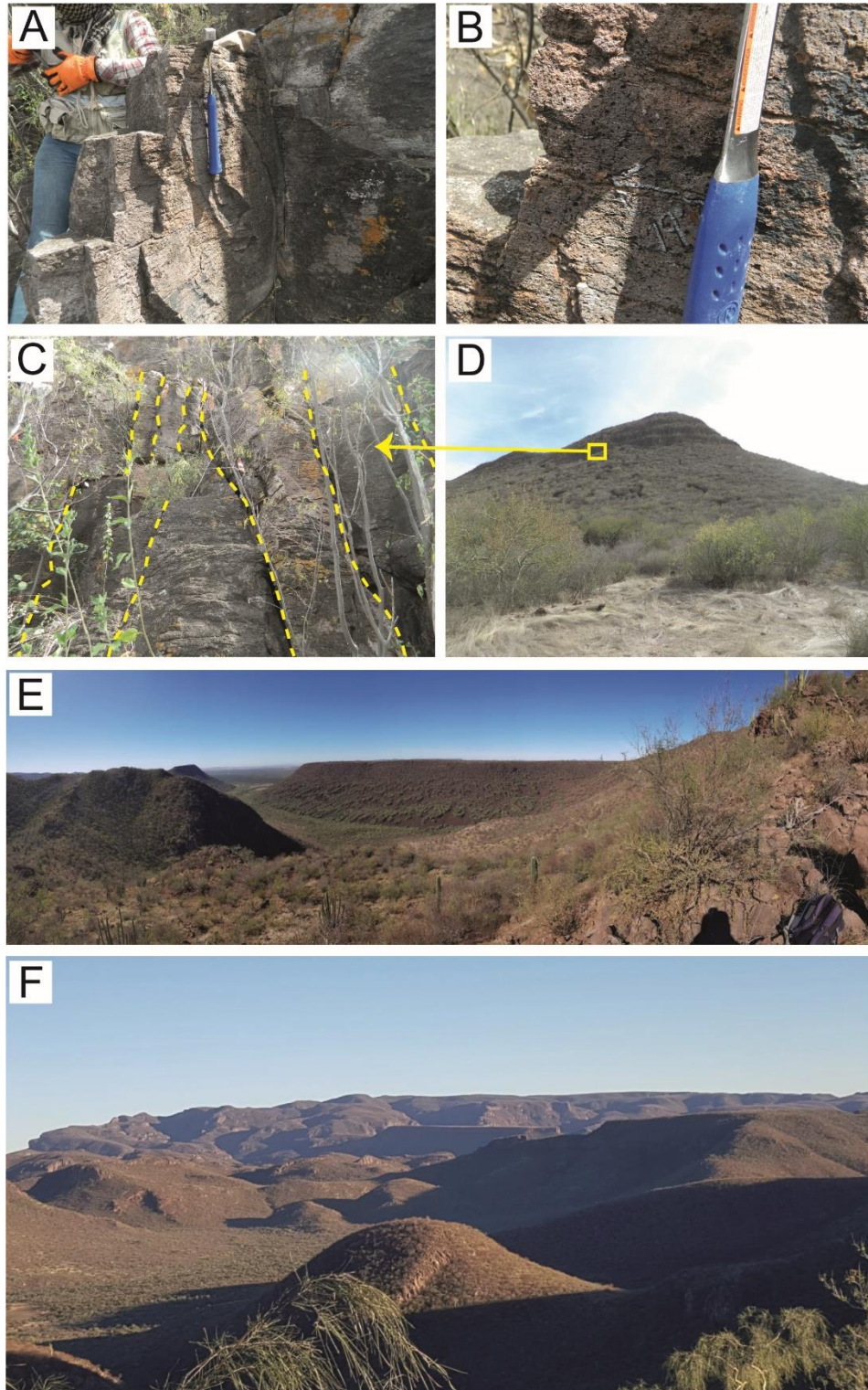


Figura 4. Fotografías de características del volcanismo máfico observadas en campo. A) Pseudo-estratificación; B) Textura vesicular; C) Columnas de enfriamiento; D) Volcanismo máfico en forma de bloques masivos en la cima; E: Morfología representativa de mesas alargadas; F) Volcanismo intermedio, félsico y mesetas basálticas.

4.2 Características petrográficas.

Se realizó un estudio petrográfico a 13 secciones delgadas de roca. Estas muestras corresponden a 13 sitios perforados en el área de interés para el estudio paleomagnético. Este análisis petrográfico se realizó en un microscopio petrográfico de la marca *LEICA* en el Departamento de Geología, el cual permitió observar las características mineralógicas y texturales. La **Tabla 1** muestra las principales características de las muestras analizadas.

Las rocas muestran texturas que van de hipocristalina a holocristalina de grano fino a mediano. Entre las principales texturas observadas se encuentran la textura porfídica, donde los fenocristales presentes son plagioclasas del tipo, andesina y labradorita, algunos cristales con textura en criba algunas muestras presentan oligoclasa, los cuales no pertenecen a la mineralogía de una roca dolerítica, por lo cual se relacionan como cristales heredados. La textura en la matriz de todas las rocas es inequigranular y varía entre seriada, subofítica, intergranular, ofimoteada y ofítica. También se observan fenocristales de olivino, en algunos casos los cristales presentan una alteración a iddingsita. Los cristales de olivino, presentan formas euhedrales y esqueletales, sin embargo, en uno de los casos hay ausencia de fenocristales (Sitio 16, ver **tabla 1**). Otras texturas encontradas en las secciones delgadas son la textura vesicular, textura amigdalar rellena por calcita y glomeroporfídica de plagioclasas en algunas de las secciones. La matriz en todas las rocas es microcristalina con una composición que varía entre minerales de plagioclasa de tipo oligoclasa a andesina-labradorita. El clinopiroxeno es de variedad pigeonita en el 50% de las muestras estudiadas en las localidades de Guaymas, Sierra Santa Úrsula, Sierra el Bacatete y Vícam. Fenocristales de olivino presentan coronas de reacción de ortopiroxeno. Se observó en distintas secciones cristales de óxido de Hierro-Titanio en la matriz (**Figura 5**).

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

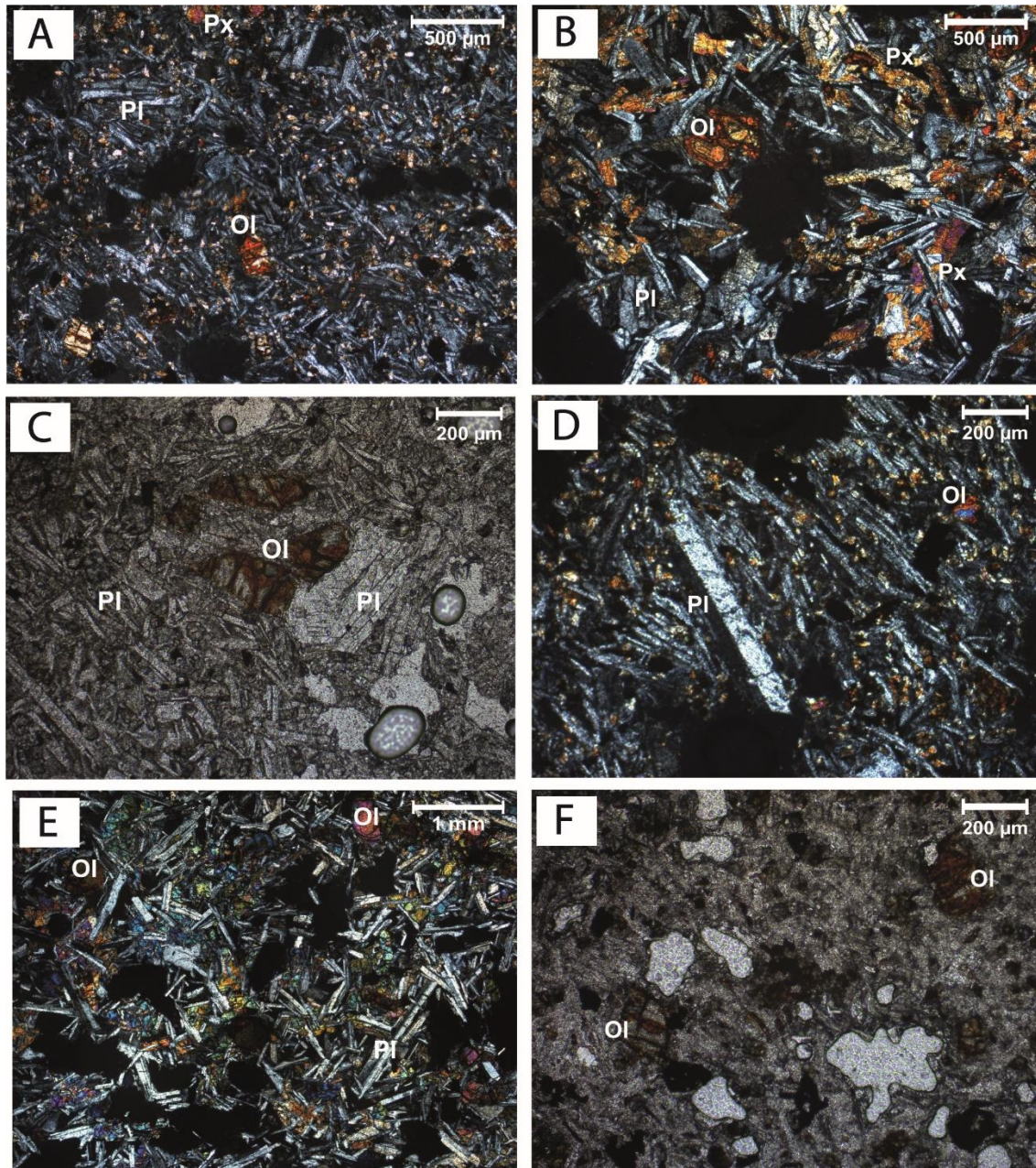


Figura 5. Microfotografías representativas de las secciones delgadas del análisis petrográfico. A) Grado de cristalinidad holocristalino; B) Textura porfídica de olivino y plagioclasa; C) Fenocristal de olivino idingsitizado; D) Fenocristal de plagioclasa, con composición variadas de andesina-labradorita en una matriz de textura inequigranular intergranular-porfídica; E) Textura inequigranular seriada; F) cristales anhedral de Óxidos de Hierro-Titanio de tamaños variables presentes en la matriz.

Tabla 1. Características petrográficas de las rocas del área de estudio.

Sitio	Localidad	Coordenadas UTM12R		Tipo de Roca	Textura de la roca	Mineralogía		Textura de la matriz
		N	E			Fenocristales	Mineralogía de la matriz	
EM1	Guaymas	3092669	514580	Basalto	Porfídica, Vesicular	Ol, Opx	Pl (andesina), Cpx (pigeonita)	Intergranular Seriada, Microcristalina
SSU01	Sierra Santa Úrsula	3097880	517788	Basalto	Porfídica , Ligeramente Glomeroporfídica	Ol, Pl, Cpx	Ol, Pl (andesina), Cpx (pigeonita)	Inequigranular Seriada, Microcristalina
SSU02	Sierra Santa Úrsula	3098358	517706	Basalto	Porfídica	Pl	Pl (andesina), Ol, Cpx(pigeonita), Opx	Inequigranular, intergranular Seriada, Microcristalina
SSU04	Sierra Santa Úrsula	3107724	525119	Andesita	Porfídica	Pl,Ol	Pl (andesina), Cpx(pigeonita), Opx, OxFe-Ti	Inequigranular Seriada, Subofítica, Microcristalina
SSU05	Sierra Santa Úrsula	3119157	526287	Basalto	Vesicular, ligeramente Glomeroporfídica	Ol (esqueletales)	Pl (andesina), Opx,Cpx	Inequigranular Seriada, Microcristalina
EG01	Graben de Empalme	3091637	531874	Basalto	Porfídica	Pl (andesina)	Pl (andesina-labradorita), Ol, Cpx, OxFe	Inequigranular Seriada, Microcristalina
Sitio 1	Graben de Empalme	3099714	540169	Basalto	Porfídica, Glomeroporfídica	Pl (andesina), Ol	Pl (andesina), Cpx, Opx, OxFe-Ti	Inequigranular Ofíticaofimoteada, Microcristalina
SB1902	Sierra el Bacatete	3122794	550656	Andesita basáltica	Porfídica, Amigdalal	Ol, Pl (labradorita, andesina)	Pl (andesina), Ol, OxFe-Ti, Cpx(pigeonita), Opx	Inequigranular Ofimoteada, Microcristalina
GB1902	Sierra el Bacatete	3089420	549555	Basalto	Vesicular, Amigdalal	Ol, Pl	Pl (andesina), Cpx (pigeonita), Ol, Opx	Inequigranular Subofítica, Microcristalina
Sitio VM10-01	Vícam	3053631	570655	Basalto	Porfídica, Vesicular	Pl (andesina), Ol,	Pl (andesina), Cpx(pigeonita), Opx	Inequigranular Intergranular, Microcristalina
Sitio 16	Sierra el Bacatete	3101303	560587	Basalto	Vesicular	-----	Pl	Vitrea
Sitio 3	Sierra el Bacatete	3089682	564073	Andesita basáltica	Porfídica	Pl, Ol	Pl (andesina), Cpx, Opx, OxFe-Ti	Inequigranular Intersertal
Sitio 11	Sierra el Bacatete	3090012	561054	Basalto	Porfídica, Vesicular	Pl (labradorita)	Cpx(pigeonita), Pl (andesina), Ol, Opx	Inequigranular Seriada, Microcristalina

Nota: Las claves de las rocas corresponden a los sitios paleomagnéticos, O:Olivino, Pl:Plagioclasa, Cpx:Clinopiroxeno, Opx: Ortopiroxeno, OxFe-Ti: Oxido de Hierro.

4.3 Características geoquímicas del magmatismo máfico del Mioceno tardío en la Región Costera Sur de Sonora

Se realizó un estudio geoquímico llevado a cabo con un equipo semi-portátil de Fluorescencia de rayos X de dispersión de energía (FRX-ED) en el Laboratorio de Cristalografía y Geoquímica de la Universidad de Sonora, en secciones pulidas y polvos de las rocas volcánicas estudiadas. Las muestras del material volcánico máfico analizado se recolectaron en las localidades de Sierra Santa Úrsula, Valle de Guaymas y Sierra El Bacatete, en el Estado de Sonora, México (Figura 6).

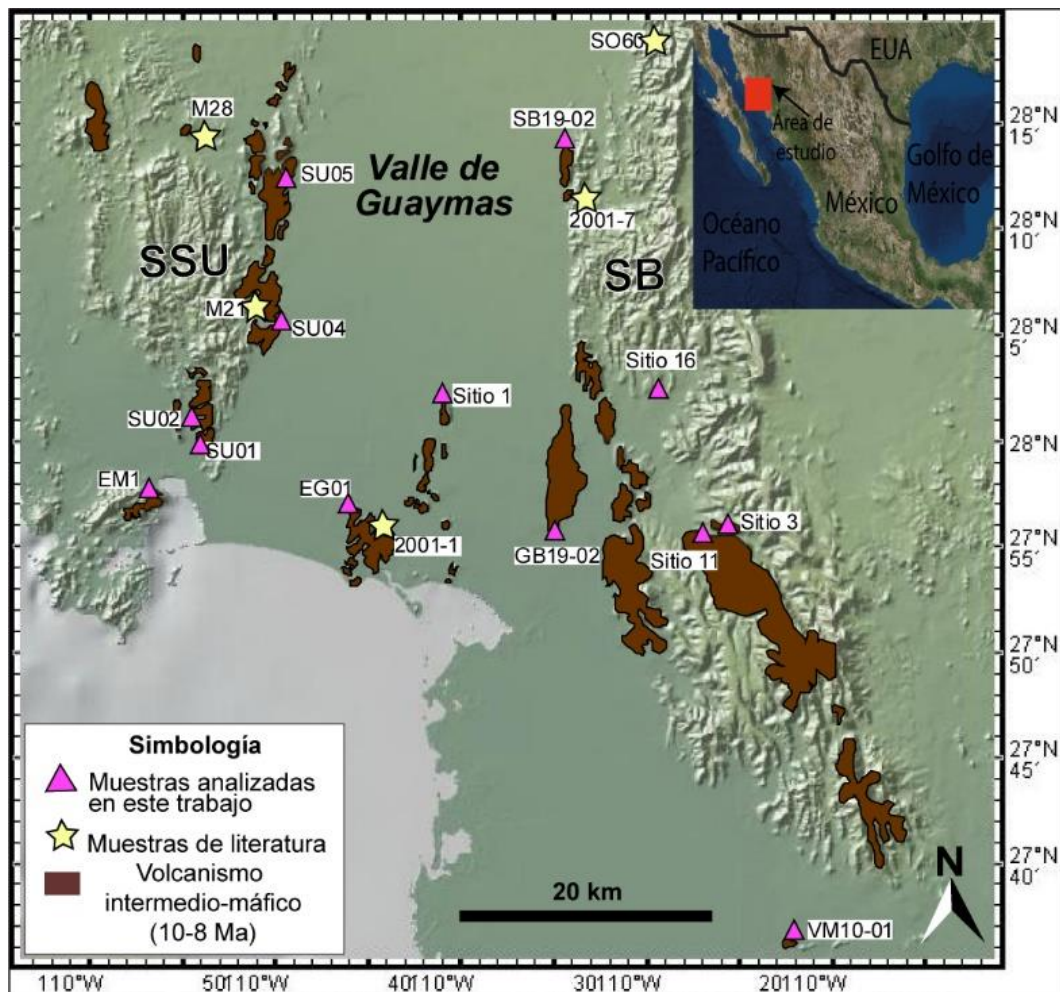


Figura 6. Localización de las muestras de los trabajos reportados en la literatura y de las muestras analizadas en este trabajo. SSU: Sierra Santa Úrsula; SB: Sierra El Bacatete.

4.3.1 Materiales y método analítico

El análisis por Fluorescencia de Rayos X de dispersión de energía (FRX-ED) se realizó en un equipo portátil *Thermo Fisher Scientific Niton FXL* (Figura 7A), en 13 muestras de roca preparadas como secciones pulidas (talón de roca de 2.4 cm de diámetro y 2.1 cm de largo) (Figura 7B) por ambas caras, con la finalidad de aumentar y corregir la superficie de análisis. Tanto el área de medición del equipo analítico, como las superficies de las muestras de roca analizadas, se limpiaron con papel y alcohol para evitar cualquier tipo de contaminación (e.g. polvo, grasa de las manos). El montaje para la medición del material en polvo (partículas de aproximadamente 90 μ de tamaño), se añadió un poco de muestra en polvo en una bolsa de cierre hermético tipo ziploc de 2x2cm (Figura 7C), de igual manera que en los talones, se limpiaron las superficies con alcohol y papel. Para llevar a cabo la medición analítica se utilizó el método de análisis *Test All Geo* (Figura 7D) proporcionado por el fabricante del instrumento, con el cual es posible medir los siguientes elementos: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, P, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Cu, Ni, Zn y Th, siendo posible contar con algunos de los elementos mayores y traza de uso petrogenético. Se realizaron tres mediciones puntuales en un área de 1 cm² en cada cara de los talones de roca y en la bolsa tipo ziploc con la muestra en polvo, bajo un tiempo de 120 segundos.

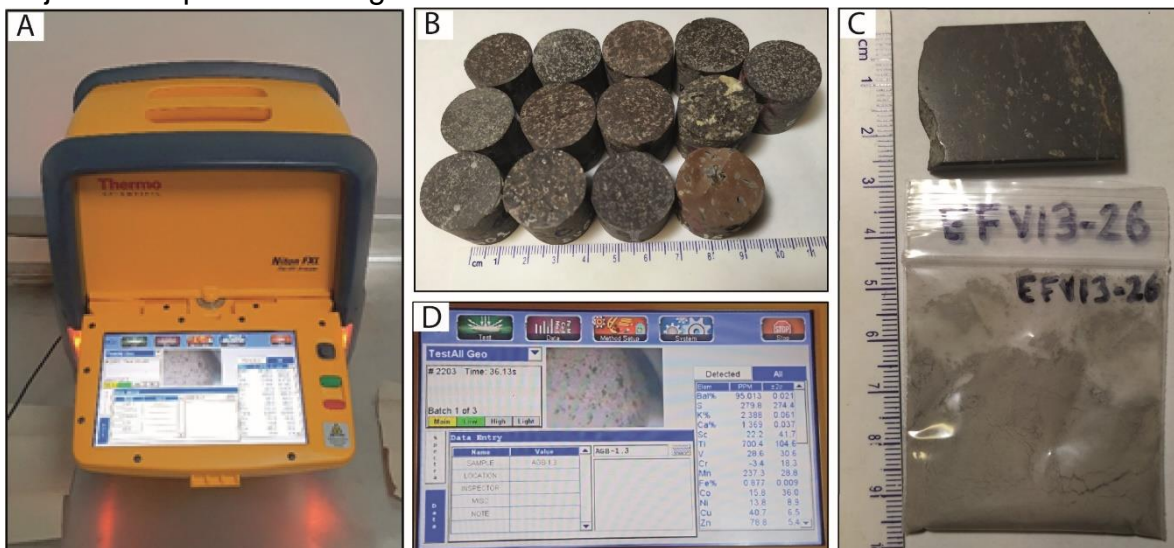


Figura 7. Materiales y método analítico. A) Equipo portátil de FRX-ED *Thermo Fisher Scientific Niton FXL*; B) 13 muestras de roca bajo secciones pulidas por ambos lados; C) Material de referencia, sección pulida y polvo; D) Pantalla táctil del equipo, método *Test all Geo* seleccionado.

Se analizaron 13 talones de muestras colectadas para este trabajo, 1 muestra de referencia en polvo y 1 talón de la muestra de referencia. La evaluación estadística de la confiabilidad y la incertidumbre de los valores obtenidos, para los elementos analizados por este equipo, se realizó utilizando una muestra, en polvo y en sección pulida, como material de referencia, de la cual se contaba previamente con las concentraciones de los elementos obtenidas con un equipo convencional de FRX, lo cual permitió además verificar el potencial del análisis de acuerdo con los dos tipos de procesamiento de la muestra (pulverizada vs. superficie rectificada). La muestra utilizada como material de referencia es una roca lávica basáltica proveniente de la Sierra El Aguaje en la costa sur de Sonora (Figura 6), reportada por Velderrain-Rojas (2014), y que pertenece al mismo tipo y edad, que las unidades muestreadas en este trabajo. Para la evaluación estadística se utilizaron los conceptos de precisión y exactitud (ISO, 2007), considerando a la precisión como la dispersión del conjunto de valores que se obtiene a partir de las mediciones repetidas de una magnitud, donde una menor dispersión indica una mayor precisión. El cálculo de este parámetro se basó en la siguiente ecuación $RSD = (SD / \text{concentración media}) \times 100$; donde, RSD = desviación estándar relativa en la medición de precisión del análisis, SD = desviación estándar de las concentraciones obtenidas en el análisis, y concentración media = promedio de las concentraciones obtenidas. Una precisión adecuada se consideró que no debe ser mayor al 20 %. Por otro lado, la exactitud (%D) se consideró como la cercanía del valor medido al "valor real", bajo la siguiente ecuación: $\%D = ((C_s - C_k) / C_k) \times 100$; donde %D= diferencia porcentual, C_k= concentración reportada en el material de referencia, C_s = concentración medida en el material de referencia. Una exactitud adecuada se consideró que debe estar dentro de 70 y 130%. Finalmente, una vez evaluados estadísticamente los valores obtenidos para los distintos elementos en el material de referencia, se seleccionaron los elementos que mostraron valores estadísticos aceptables. Estos elementos, se graficaron en diagramas para obtener la caracterización geoquímica y petrogenética de las muestras analizadas en la Sierra Santa Úrsula, empleando el programa IGPET 2007 (Carr, 2007).

4.3.2 Resultados geoquímicos

Los resultados geoquímicos de los 13 análisis en secciones pulidas por elementos mayores y traza, son presentados en la **Tabla 2**. Debido a que el equipo proporciona resultados de los elementos en partes por millón (ppm), obtuvimos el porcentaje en peso (%) de los elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, P) en compuestos a partir de dividir la concentración en ppm del elemento entre el factor 0.0001, cuyo resultado se dividió entre la división de la masa atómica del elemento entre la masa atómica total del compuesto, que finalmente fue multiplicado por 100 como indican las siguientes formulas:

$$\% \text{ en peso del compuesto} = \frac{100 * \% \text{ del peso de elemento}}{\% \text{ del elemento en el compuesto}}$$

Donde:

$$\% \text{ del peso de elemento} = \text{ppm del elemento} * 0.0001$$

$$\% \text{ del elemento en el compuesto} = \frac{\text{masa atómica del elemento} * 100}{\text{masa atómica total del compuesto}}$$

Paleomagnetismo y geoquímica del magmatismo máfico del Mioceno Superior en la Región Costera Sur de Sonora, México.

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

Tabla 2. Concentraciones promedio de elementos mayores y traza obtenidas en las muestras procesadas como secciones pulidas. G: Guaymas; SSU: Sierra Santa Úrsula; VDG: Valle de Guaymas; SEB: Sierra El Bacatete; UTM bajo el Datum WGS84 y zona 12R.

Muestra	EM1	SSU01	SSU02	SSU04	SSU05	EG01	Sitio 1	SB1902	GB1902	Sitio VM10-01	Sitio 16	Sitio 3	Sitio 11
UTM E	514580	517788	517706	525119	526287	531874	540169	550656	549555	570655	560587	564073	561054
UTM N	3092669	3097880	3098358	3107724	3119157	3091637	3099714	3122794	3089420	3053631	3101303	3089682	3090012
Localidad	G	SSU	SSU	SSU	SSU	VDG	VDG	VDG	VDG	Vícam	SEB	SEB	SEB
Rb ppm	15	67	7	13	5	6	17	439	9	11	110	22	5
Sr ppm	296	337	216	439	283	414	422	612	385	490	223	533	379
Ba ppm	529	1335	468	560	540	577	698	30	577	672	1149	888	746
Y ppm	29	27	26	30	25	31	37	165	29	31	40	37	31
Zr ppm	150	193	98	185	114	174	242	10	164	177	307	221	161
Nb ppm	7	10	4	10	5	9	13	143	8	9	14	11	8
V Ppm	109	76	111	103	114	148	123	195	129	141	81	144	167
Cr ppm	144	46	166	100	162	115	77	32	95	90	9	22	28
Cu ppm	112	36	105	89	106	48	57	128	56	61	114	127	73
Ni ppm	131	54	212	109	135	108	108	77	107	79	29	71	88
Zn ppm	71	61	89	87	83	77	84	5	76	73	96	88	75
Th ppm	5	11	5	4	5	4	5	5	5	4	16	8	5
U ppm	6	7	5	5	5	5	5	3	5	5	10	6	5
Co ppm	286	195	238	195	213	87	83	162	271	277	183	307	324
Cs ppm	76	89	94	69	79	87	78	38	82	84	71	69	93
SiO2 %	33	39.6	31.4	28.5	31.2	31.3	31	30.8	31.9	32.4	39.3	33.3	30.3
TiO2 %	1.08	0.75	1.16	1.15	1.07	1.3	1.48	1.24	1.3	1.3	1.25	1.58	1.42
Al2O3 %	8.09	8.41	7.9	8.45	8.06	9.61	9.09	9.11	9.91	9.69	6.43	8.44	10.17
Fe2O3 %	9.47	4.92	11.26	11.39	10.48	9.88	10.09	9.13	9.65	9.78	5.21	9.95	11.63
MnO %	0.15	0.09	0.16	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.1	0.12	0.19
MgO %	1.41	0.75	1.64	1.55	2	1.81	1.68	1.72	1.43	0.88	0	0.36	0.34
CaO %	7.76	5.37	7.59	9.03	7.93	9.66	7.85	9.44	8.79	8.73	2.01	7.48	9.6
K2O %	0.65	2.29	0.37	0.84	0.42	0.61	1.1	0.66	0.66	0.85	3.85	1.33	0.56
P2O5 %	0.18	0	0.01	0.16	0	0.06	0.23	0.08	0.1	0.1	0.14	0.22	0.04

4.3.2.1 Evaluación estadística

Con base en los mejores resultados estadísticos se pudieron seleccionar como los más confiables a nueve elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K y P) y a 12 elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Cu, Ni, Zn y Th). En la **Tabla 3** se muestran los resultados estadísticos de precisión y exactitud de los elementos confiables.

Tabla 3. Datos estadísticos de precisión y exactitud en la muestra EFV13-26.

Elementos	Precisión		Exactitud	
	EFV13-26 Polvo	EFV13-26 Talón	EFV13-26 Polvo	EFV13-26 Talón
Si	0.652	0.871	5.798	27.274
Ti	0.361	0.191	47.140	51.746
Al	18.158	3.422	1.515	24.776
Fe	0.167	0.178	78.645	64.552
Mn	4.387	5.208	72.212	79.471
Mg	0.000	0.000	0.015	6.406
Ca	0.142	0.393	50.746	60.339
K	1.166	0.569	58.872	73.707
P	0.000	22.281	0.100	13.525
Rb	3.143	35.747	61.078	61.375
Sr	0.612	0.275	108.277	93.292
Ba	0.000	2.187	0.716	131.094
Y	1.069	0.384	138.032	105.689
Zr	1.013	0.896	117.929	104.956
Nb	4.826	6.279	162.271	102.566
V	4.111	4.245	72.444	80.880
Cr	5.932	13.888	119.322	56.067
Cu	6.829	3.889	218.792	232.542
Ni	0.000	10.114	33.333	337.756
Zn	5.084	0.741	73.967	69.499
Th	17.096	3.608	143.062	168.979

4.3.2.1.1 Elementos mayores

Los resultados obtenidos en el polvo de roca analizado del material de referencia, presentan una precisión <20% para los elementos mayores Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, K, y P. En el caso de los elementos Ti, Fe, Ca y P, se presentan valores extremadamente pequeños (cercaos al 0), por lo cual no son visibles en el gráfico (Figura 8). El cálculo de precisión en los datos obtenidos a partir del análisis en sección pulida del material de referencia, muestra que los elementos mayores Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca y K presentan una mayor precisión (RSD<20%), con valores cercanos al 0 para Ti y Fe, por lo cual resulta difícil visualizarlos en el gráfico. Por otra parte, elementos como Mg y P presentan valores mayores de RSD (Figura 8).

La exactitud en los datos obtenidos en el polvo, muestra que los elementos Fe y Mn se encuentran en el intervalo aceptable (70-130 %), mientras que la exactitud fue menor para los elementos Si, Ti, Al, Mg, Ca, K y P (Figura 8). La exactitud en los datos obtenidos en la sección pulida (talón de roca), muestra que los elementos Mn y K se encuentran en el rango aceptable (70-130 %), mientras que el resto presenta una exactitud menor, mostrando que los elementos Fe y Ca presentan exactitudes más cercanas a lo aceptable (Figura 8).

En cuanto a los resultados obtenidos en polvo para los elementos mayores en % peso, todos presentan una precisión <20%. El cálculo de precisión en los datos obtenidos a partir del análisis en sección pulida del material de referencia, muestra que el SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO y K₂O presentan una mayor precisión (RSD<20%), Por otra parte, elementos como MgO y P₂O₅ presentan valores mayores de RSD. Al igual que los resultados en los elementos mayores en ppm de la sección pulida.

La exactitud en los datos obtenidos en el polvo así como para los datos obtenidos en la sección pulida (talón de roca) en elementos mayores (en %peso), muestra que los compuestos TiO₂, Fe₂O₃, MnO, CaO y K₂O se encuentran en el intervalo aceptable (70-130 %), mientras que la exactitud fue menor para los elementos SiO₂, Al₂O₃, MgO y P₂O₅ tanto en polvo y como en sección pulida.

4.3.2.1.2 Elementos traza

El cálculo de precisión en los datos obtenidos en el polvo de roca en la muestra de referencia, presenta una precisión <20% para todos los elementos traza, que en el caso de elementos como Ba y Ni presentan valores muy cercanos al 0, por lo cual no son visibles en el gráfico (**Figura 8**).

Por otro lado, los datos obtenidos a partir del análisis en el talón, muestra que todos los valores de precisión de elementos traza son <20% RSD, a excepción del Rb presenta una precisión mayor. El Sr presenta valores extremadamente pequeños (cercanos al 0), por lo que no es visible en el gráfico (**Figura 8**).

La exactitud en los datos obtenidos en el polvo, muestra que solo los elementos Sr, Zr, Cr y Zn se encuentran en el intervalo aceptable (70-130 %); por el contrario, los elementos Rb y Ni, presentan una exactitud menor al 70% y los elementos como Y, Nb, Cu y Th presentan una exactitud por encima de lo aceptable (**Figura 8**). La exactitud en los resultados obtenidos del análisis de la sección pulida (talón), muestra que solo los elementos Sr, Ba, Y, Zr, Nb y V se encuentran en el rango aceptable (70-130 %), contrario a los elementos Rb, Cr y Zn, que presentan una exactitud menor al 70%, y a los elementos como Cu, Ni y Th, que presentan una exactitud por arriba de lo aceptable (**Figura 8**).

Finalmente, los datos de confiabilidad muestran en general, que los talones de roca resultan tener un porcentaje de confiabilidad ligeramente mejor, tanto en precisión como en exactitud, y en particular en cuanto a elementos traza se refiere, por lo tanto, se utilizaron los resultados de las concentraciones obtenidas bajo este tipo de material para ser graficados en los diagramas geoquímicos que se presentan en este trabajo.

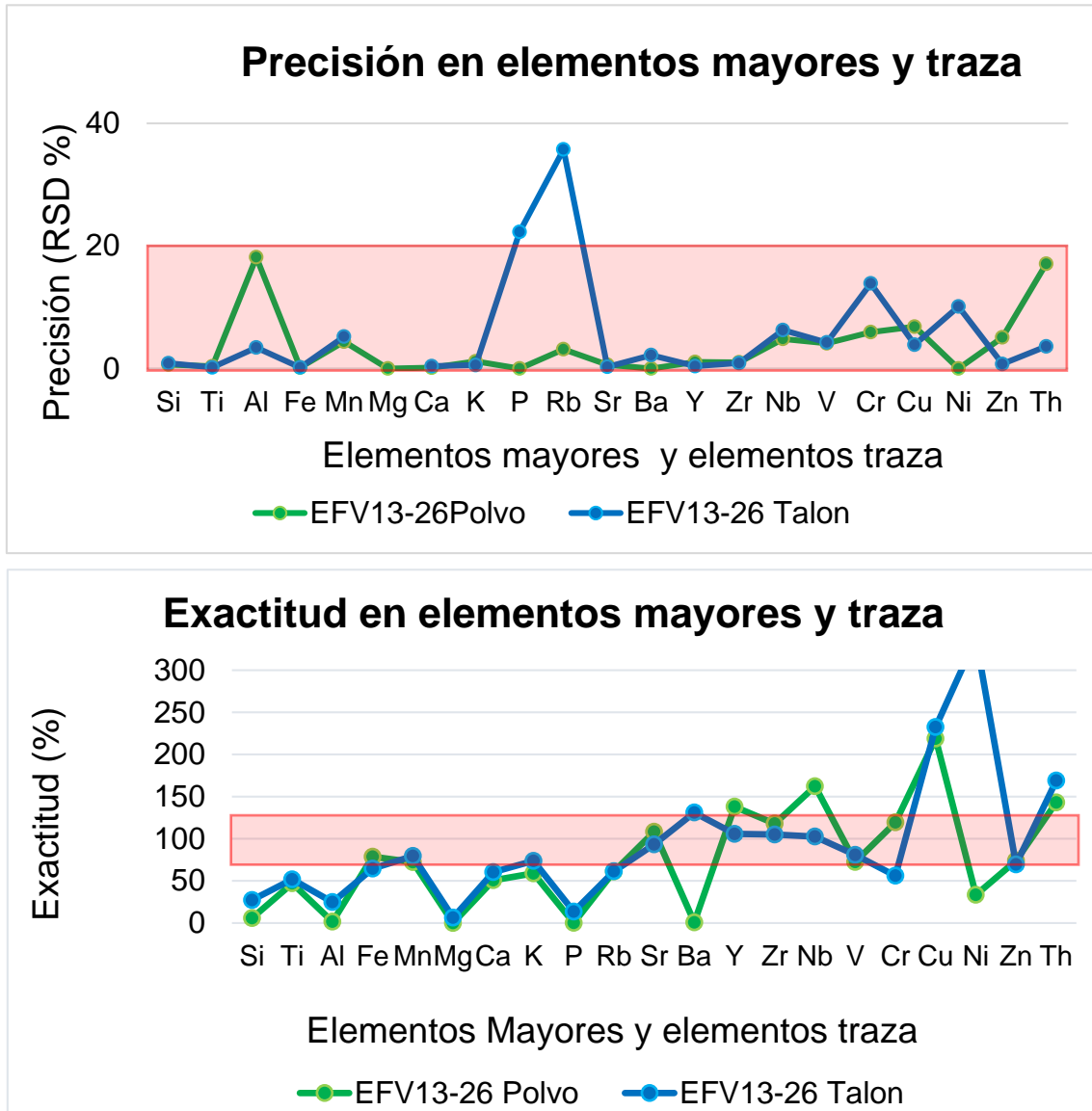


Figura 8. Diagrama mostrando los valores de precisión (arriba) y exactitud (abajo) y el rango aceptado en los elementos mayores y traza analizados en el material de referencia (muestra EFV13-26) analizada en polvo y en talón.

4.3.2.2 Cocientes de correlación

Se realizaron cocientes de correlación debido a que cuando se utilizan ciertos elementos no coinciden al ser graficados, mientras que, si los dividimos con respecto a otro elemento, se encuentra una relación de proporción entre estos y de esta manera,

estos elementos que resultaron en porcentajes menos confiables en la evaluación estadística pueden ser utilizados. De acuerdo con los valores menos confiables de los elementos mayores como Ti, Ca y K, se optó por utilizarlos en forma de cocientes de correlación, como Ti/Ca (Figura 9).

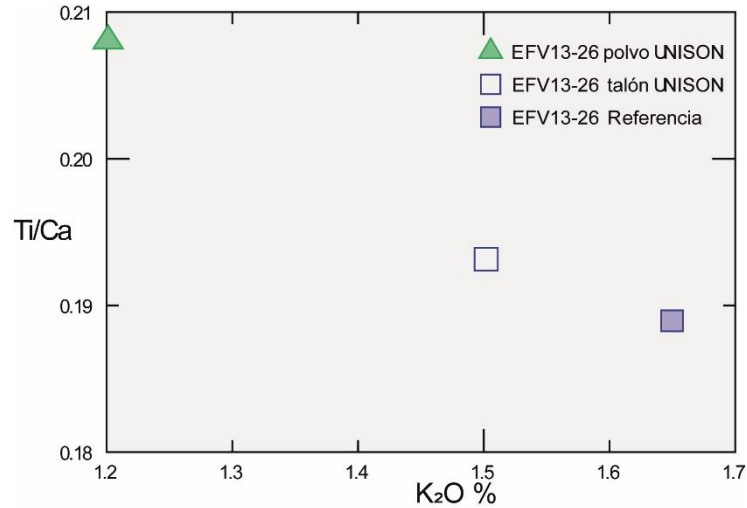


Figura 9. Diagrama del cociente Ti/Ca contra K₂O en % en peso para la muestra EFV13-26 en polvo y talón, mostrando el valor del material de referencia.

La caracterización geoquímica de este volcanismo máfico fue obtenida a partir de los mejores resultados de esta evaluación estadística y son presentados en el apartado 5.2 Caracterización y correlación geoquímica del Volcanismo Máfico de la región costera Sur de Sonora.

4.4 Paleomagnetismo

El presente estudio contempla un muestreo paleomagnético de flujos basálticos de la región. Con la localización de estos sitios se pudo identificar la necesidad de coleccionar dos sitios más que consideramos representativos para completar el trabajo paleomagnético de los flujos máficos en el área de estudio.

4.4.1 Metodología y obtención de datos paleomagnéticos.

A partir del mapa cartográfico de la distribución de basaltos en la región costera sur de Sonora realizado en el presente trabajo (**Figura 3**), se ubicaron 14 sitios de interés.

Para el análisis paleomagnético de las muestras, se llevó a cabo una estancia de 7 semanas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM a cargo del Dr. Luis Manuel Alva Valdivia.

A continuación, se detalla la metodología del trabajo paleomagnético.

Etapa 1. Muestreo de sitios.

Se muestrearon (barrenaron) la roca basáltica *in-situ*, evitando alteraciones y fracturas (**Figura 10A**). La obtención de las muestras se hizo con una perforadora portátil de combustión interna marca *Stihl EZ* Modelo D261-C (**Figura 10B**), con una broca con corona de diamante que posee un diámetro de 2.54 mm y con un sistema de enfriamiento por agua. En cada sitio se obtuvieron de 5 a 10 núcleos de roca de ca. 7 cm de longitud (**Figura 10C**). Una vez que se muestreó el afloramiento, los núcleos fueron orientados con una brújula *Brunton* adaptada a la herramienta *Pomeroy* (**Figura 10D**), obteniendo el azimute del eje Y, la inclinación del núcleo con respecto a la vertical y la orientación solar. La orientación queda marcada en cada núcleo. Después de extraer los núcleos de la roca se marcan con la nomenclatura correspondiente y se anota la coordenada UTM de cada sitio en la libreta de campo.



Figura 10. Metodología del muestreo de sitios. A) Perforación de roca basáltica in-situ; B) Técnica de perforación y perforadora portátil de combustión interna, con una broca y corona de diamante; C) Núcleos obtenidos para análisis paleomagnético; D) Herramientas utilizadas para muestreo y orientación de núcleos.

Etapa 2. Preparación de material recolectado

Para la preparación de las muestras (núcleos) de los 14 sitios, primeramente, se cortó cada núcleo en aproximadamente dos a tres especímenes de 2.2 cm de longitud en una cortadora motorizada marca Baldor Industrial Motor (Figura 11A) con discos de diamantes enfriados con un sistema de agua. Se marcó cada especímen con las letras A, B, C, iniciando desde la superficie a la parte más profunda del núcleo. De los tres especímenes se eligió el más fresco de cada núcleo como especímen piloto (normalmente la parte del fondo, Figura 11B), que sirvió para elegir el mejor método de desmagnetización.

Etapa 3. Métodos analíticos

Desmagnetización de especímenes

Con el fin de elegir un método de desmagnetización adecuado y determinar la remanencia característica, se realizaron pruebas con dos especímenes de cada sitio que se marcaron con la palabra “piloto”. La desmagnetización en las pruebas piloto, se llevó a cabo por los métodos de campo alterno y por temperatura, resultando ser más idóneo el método de desmagnetización por campo alterno.

Así, para determinar la magnetización remanente característica (ChRM) de cada sitio, primero se midió la magnetización remanente natural (*NRM*) de las muestras y posteriormente los especímenes se desmagnetizaron por campos alternos en el equipo *Molspin limited* (Figura 11C), en 8 pasos con intervalos de 10 militeslas hasta llegar a 100 militeslas. En cada paso los especímenes se midieron en un magnetómetro “JR-6 *Dual Speed Spinner Magnetometer*”, de la marca AGICO (Figura 11D).

Susceptibilidad vs temperatura (K vs T) alta y baja.

Este método proporciona información sobre la composición de la mineralogía magnética presente en una muestra, ya que cada mineral magnético posee un punto de Curie (o Néel) único en alta y baja temperatura. Así, este experimento consiste en la medición continua de susceptibilidad magnética de la muestra durante un primer proceso de baja temperatura, entre -200° a 27 °C, así como una segunda etapa en alta temperatura, entre 27° a 700 °C.

Esta técnica se realizó con los remanentes de los cortes de los núcleos, con los cuales se separaron 100 mg aproximadamente y se pulverizó con un mortero de ágata. Se midió la susceptibilidad con respecto a la temperatura de cada sitio en el equipo MFK1-FA (Figura 11E).

Ciclo de Histéresis

Se preparó un fragmento pequeño de aproximadamente 20-30 mg por cada sitio para el análisis de histéresis. Se colocaron los fragmentos de muestra en una hoja de papel con la respectiva nomenclatura. El análisis de histéresis se realizó en el equipo MicroMag, modelo 2900 ([Figura 11F](#)).

Del ciclo de histéresis fue posible obtener los valores de la magnetización remanente (M_{rs}), la magnetización de saturación (M_s) y la fuerza coercitiva (H_c), una vez realizada la corrección por la contribución paramagnética. Para obtener la coercitividad de la remanencia (H_{cr}), primero se desmagnetiza totalmente la muestra aplicando un campo magnético alterno decreciente en su amplitud, posteriormente se aplica un campo magnético hasta saturar la muestra, obteniendo una curva de adquisición de la remanencia isoterma. Finalmente, se aplica un campo magnético negativo y creciente en intensidad hasta que la curva de magnetización corte el eje del campo, y este es el valor de la coercitividad de remanencia. Los valores de los parámetros obtenidos en los ciclos de histéresis son de gran utilidad en la caracterización del tipo de dominio magnético de las partículas magnéticas que portan la magnetización ([García-Amador, 2014](#); [Butler 2004](#); [Tauxe, 2010](#))

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

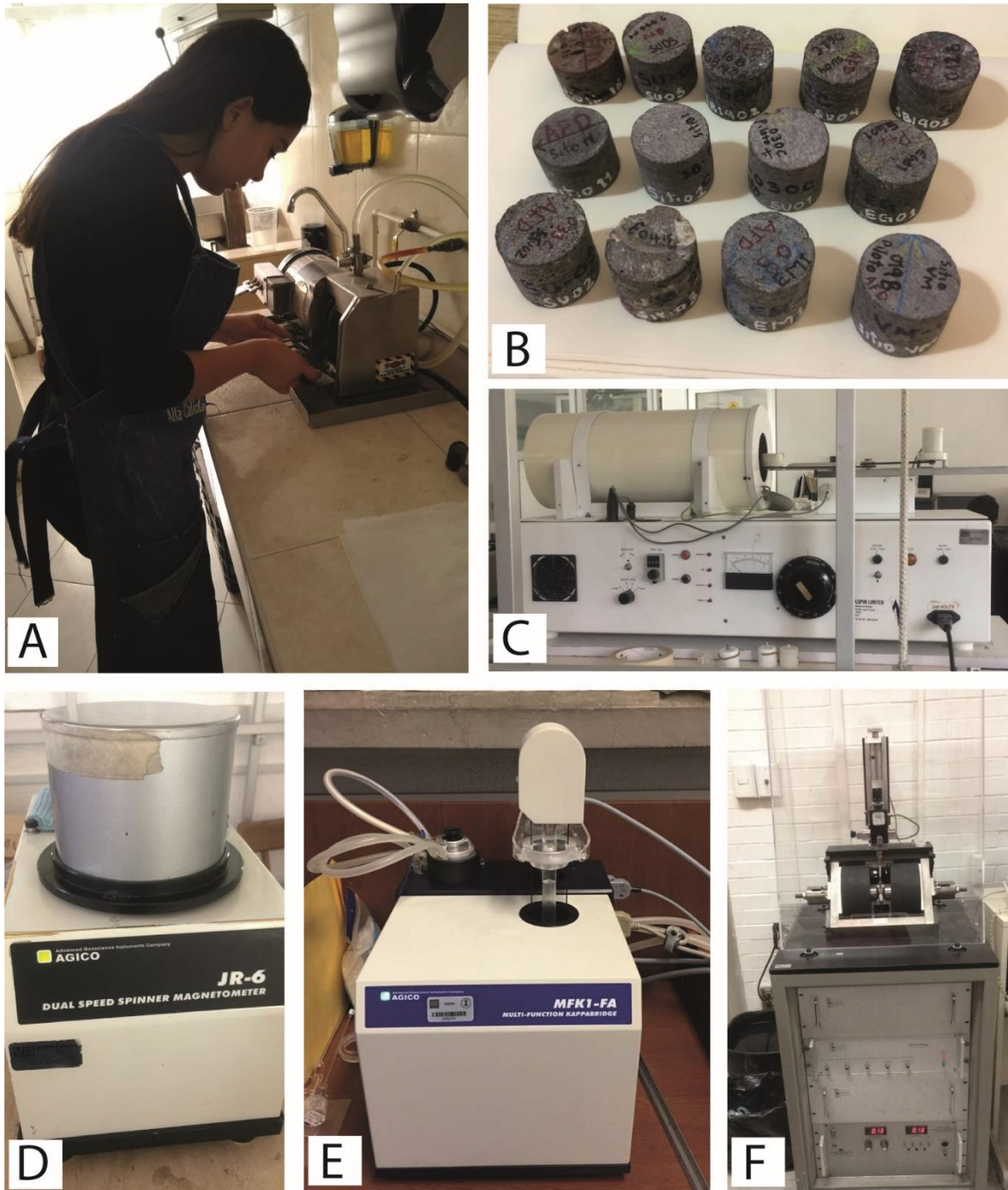


Figura 11. Metodología de la preparación de material y métodos analíticos. A) Cortadora motorizada con discos de diamantes; B) Especímenes elegidos; C) Desmagnetizador por campos alternos, *Molspin limited*; D) Magnetómetro JR-6 *Dual Speed Spinner*; E) Medidor de susceptibilidad vs temperatura MFK1-FA; F) Micromagnetómetro para obtener los parámetros del ciclo de histéresis, *MicroMag*.

4.4.2. Resultados paleomagnéticos

4.4.2.1. Propiedades magnéticas

Susceptibilidad vs. Temperatura (KT)

Las curvas de KT para todos los sitios estudiados muestran ligeras diferencias. Generalmente los resultados muestran que todos los sitios analizados presentan un punto de Curie superior a los 545°C y la mayoría cercanos a los 580°C, basados en la segunda derivada. Solo un sitio (Sitio SU04) presenta dos puntos de Curie, uno de 510°C y otro de 400°C

La mayoría de los sitios muestran que la curva de enfriamiento es reversible, lo que indica una estabilidad de los minerales magnéticos durante el calentamiento de la muestra. Solo los Sitios 1 y 3 presentan curvas ligeramente irreversibles, lo que sugiere la transformación a minerales nuevos (oxidación). En tres sitios se observó un pronunciado pico de Hopkinson (Sitio 1, Sitio SB1902 y Sitio 3) que se presenta en un rango de 420-560°C. Por último se observa una transición de Verwey cerca de los 150°C en la curva de baja temperatura, sugiriendo predominancia de magnetita (Figura 12).

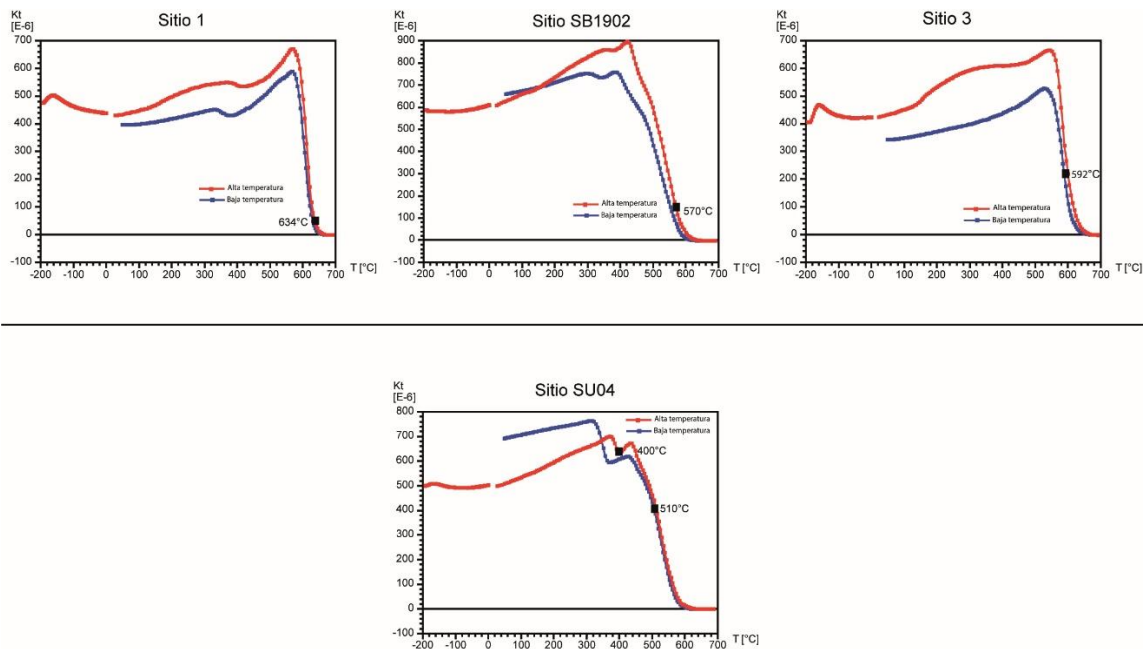


Figura 12 Gráficas de Susceptibilidad vs temperatura (KT)

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

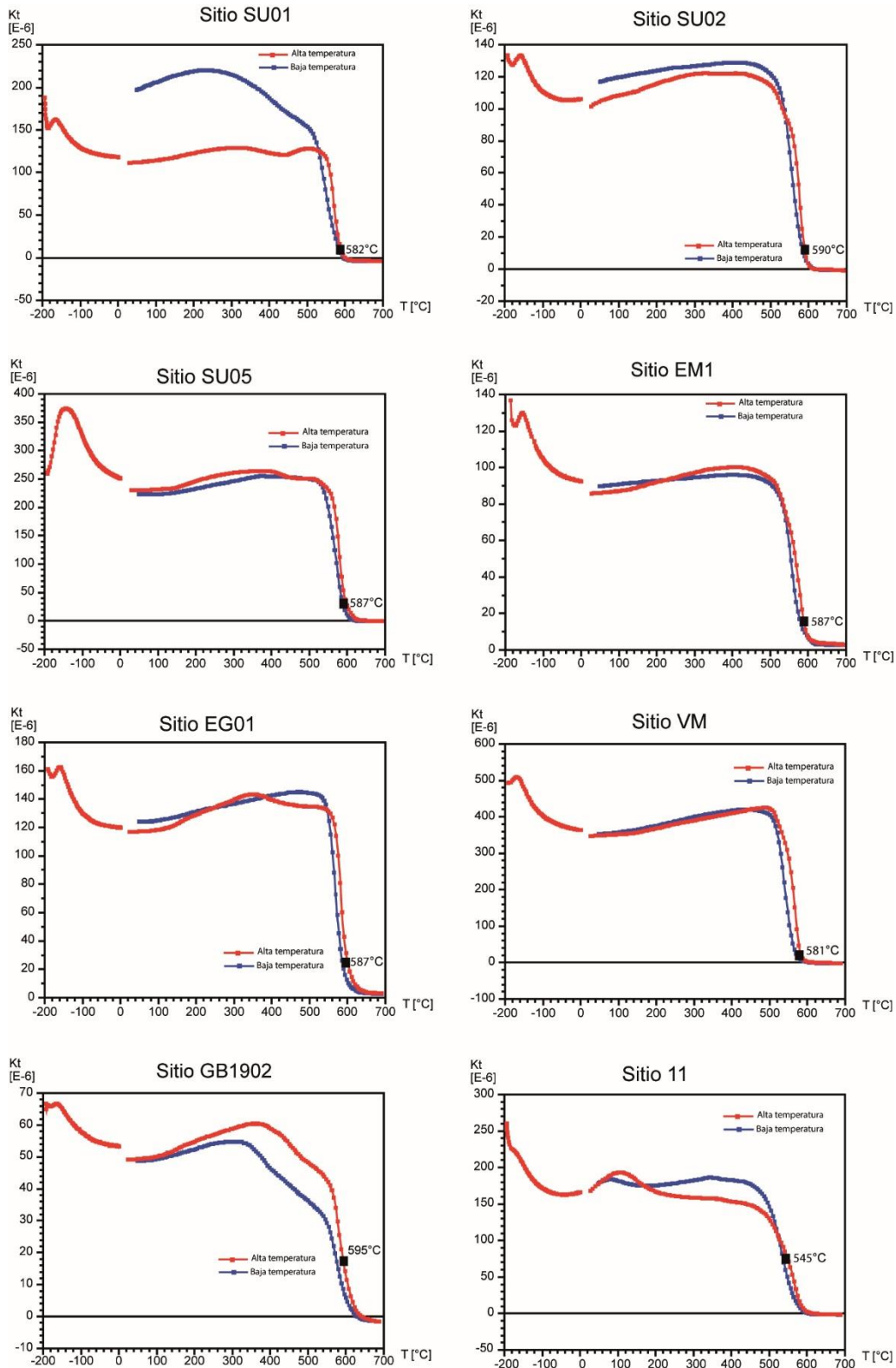


Figura 12. Continuación. Gráficas de Susceptibilidad vs temperatura (KT)

Histéresis, IRM y Diagrama Day

Las curvas de histéresis presentan un comportamiento homogéneo en todas las muestras. Los sitios presentan curvas típicas de magnetita PSD con menor contribución de SP (Tauxe, 2010, Figura 13A). En cuanto a coercitividad, las muestras estudiadas presentan valores en un rango de 13.51 a 37.94 mT (Tabla 4).

De igual manera se realizaron experimentos de adquisición de magnetización remanente isotermal (IRM), los cuales consisten en la magnetización remanente resultante por una exposición de un material a un campo magnético a una temperatura constante. Las curvas de IRM se obtuvieron induciendo un campo a temperatura ambiente en el Micromag (Butler, 2004, Figura 11F). Las curvas de IRM presentan una saturación al aplicar un campo magnético de 0.1 a 0.35 T para todos los sitios estudiados (Figura 13B). Por otra parte, en la Figura 13C se pueden observar los parámetros magnéticos propuestos por Day et al., (1977) y modificados por Dunlop (2002) sobre las mezclas de dominios SD (dominio simple), PSD (pseudo-dominio simple) y MD (dominio múltiple). Se graficaron los parámetros de saturación magnética obtenidos a partir de el cociente de M_r/M_s en función de sus parámetros de coercitividad H_{cr}/H_c , con el fin de observar los posibles tipos de dominios magnéticos presentes sugeridos en nuestras muestras. Los valores obtenidos se muestran en la Tabla 4. El cociente de saturación magnética (M_r/M_s) presenta un rango que va de 0.171 a 0.373 y el cociente de coercitividad (H_{cr}/H_c) tiene un rango de 1.538 a 2.465. Todas las muestras en este estudio pertenecen al dominio PSD, característico de mezcla de granos SD y MD (Figura 13C).

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

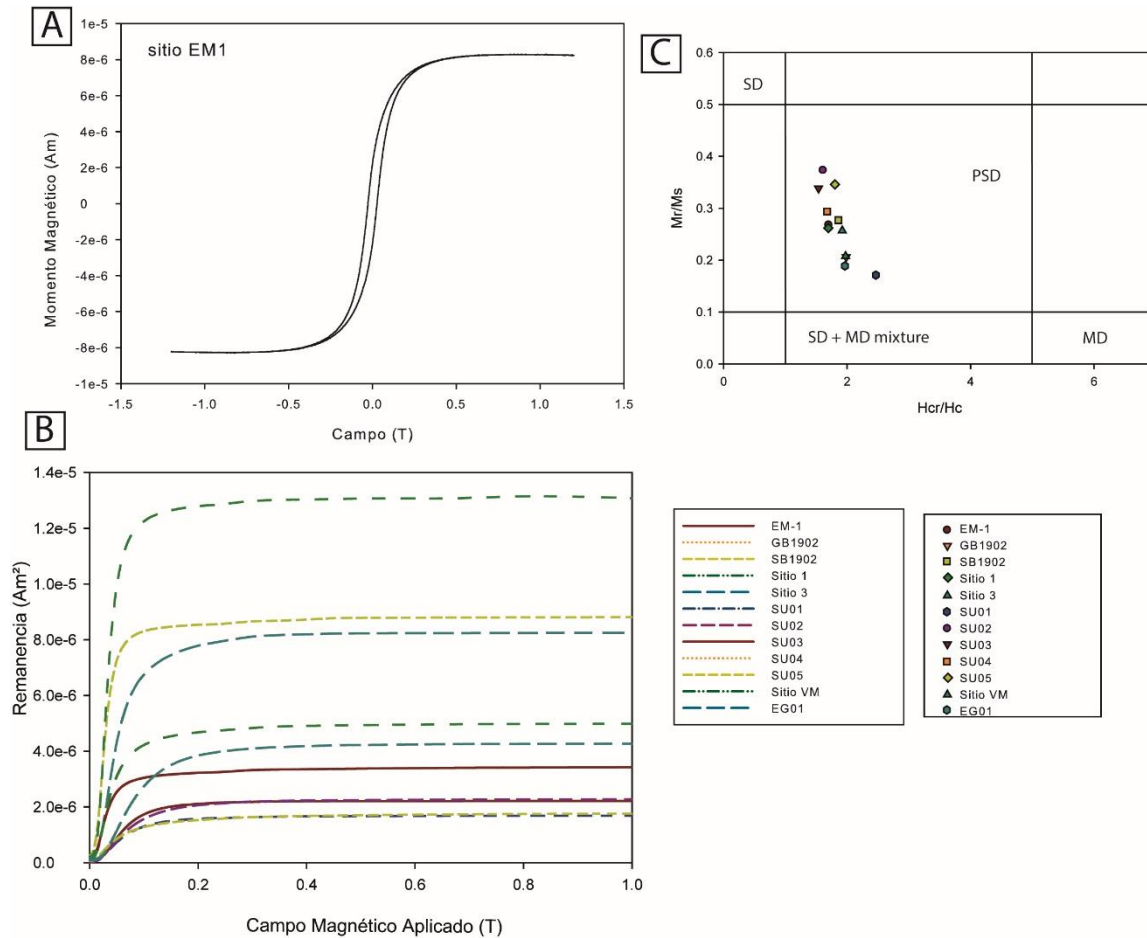


Figura 13. Histéresis. A) Curva de histéresis representativa de los sitios estudiados; B) Curvas de IRM; C) Diagrama de Day, donde se observa que las muestras pertenecen al dominio PSD

Tabla 4. Datos obtenidos del ciclo de histéresis de los sitios estudiados

Sitio	Mr (μAm^2)	Ms (μAm^2)	Hcr (mT)	Hc (mT)	Mr /Ms	Hcr/Hc
EM1	2.204	8.229	45.77	26.9	0.267833273	1.701486989
SSU01	1.672	8.119	41.42	20.85	0.205936692	1.986570743
SSU02	2.236	8.067	52.8	28.42	0.277178629	1.857846587
SSU03	3.268	12.49	23.86	14.05	0.261649319	1.698220641
SSU04	1.591	6.191	30.79	16.01	0.256985947	1.923173017
SSU05	1.747	10.21	41.35	16.77	0.171106758	2.465712582
EG01	4.302	11.53	61.1	37.94	0.373113617	1.610437533
Sitio 1	12.69	37.52	27.05	17.58	0.338219616	1.538680319
SB1902	8.477	28.86	22.66	13.51	0.293728344	1.677276092
GB1902	1.361	3.935	49.13	27.22	0.345870394	1.804922851
Sitio 11	2.65	12.77	27.92	14.13	0.207517619	1.975937721
VM10-01	4.902	25.97	30.17	15.35	0.188756257	1.965472313

4.4.2.2. Análisis de dirección magnética

A partir del trabajo realizado con los especímenes seleccionados de cada sitio se obtuvo primero la NRM y posteriormente se realizó una desmagnetización progresiva por campos alternos para determinar el vector que define la dirección característica con las cuales se calculó el polo geomagnético virtual (VGP). De los 14 sitios muestreados, solamente se utilizaron 11 sitios para el cálculo de rotaciones y análisis de dirección magnética, debido a que en los sitios GB1902 y SU02 no se pudo determinar la dirección media característica y el Sitio 16 arrojó un α_{95} muy elevado de 23.1. Los datos obtenidos se analizaron en el programa *Remasoft*. Los diagramas se muestran en coordenadas geográficas de los sitios (**Figuras 14 y 15**).

Los resultados muestran que, aplicando una desmagnetización por campos alternos, todos los especímenes tienden al origen en los diagramas de Zijderlveld (**Figura 14**). En algunos especímenes se presenta una componente viscosa que se elimina a los 10 mT, después tiende al origen al aplicar un campo de 100 mT.

De los sitios estudiados, cinco presentan polaridad normal, mientras que los 6 sitios restantes presentan polaridad inversa (**Figura 15, Tabla 5**).

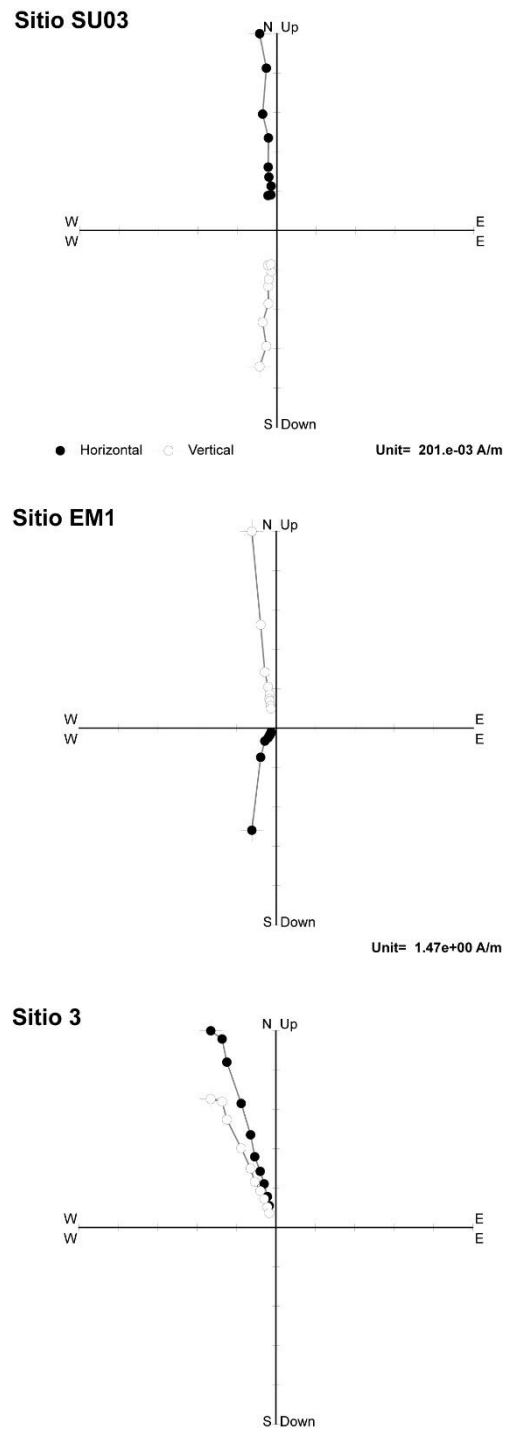


Figura 14. Diagramas de Zijderlveld mostrando los comportamientos representativos de sitios estudiados.

Para realizar el cálculo de las rotaciones de los cuerpos magmáticos máficos, se comparó la dirección media de todos los sitios con el cratón de Norte América a los 10 Ma (Torsvik *et al.*, 2012), ya que es la edad radiométrica que se reporta en la literatura para los cuerpos basálticos. Los valores de confiabilidad sugieren que los datos fueron tomados de manera adecuada $k > 30$, $\alpha_{95} < 15^\circ$ (Butler, 2004). La dirección media de todos los sitios observados (11) después de aplicar la transpuesta es de $Dec=354.7^\circ$, $Inc= 40.1^\circ$, $k=6.89$ y $\alpha_{95}=18.8^\circ$, que al realizar la comparación con la dirección media del cratón de Norte América ($Dec=355$, $Inc=47$) arrojó una rotación $R=-1.2^\circ \pm 19$ en sentido anti-horario y un flattening $f= 6 \pm 15$ (Figura 15). El valor de R se interpreta como una rotacion con respecto a un eje vertical. Esto se realizó siguiendo el método dirección-espacio de Butler (2004). Siguiendo el método de polo-espacio utilizando el polo paleomagnético obtenido de los VGP's (ver tabla 5) da una rotación $R=-1^\circ \pm 16.2$

Sin embargo, cuando se calculó la rotación en cada sitio se encontró que hay una máxima rotación horaria de $R=54.1^\circ$ y una máxima rotación anti-horaria de $R=-53^\circ$ (Figura 22).

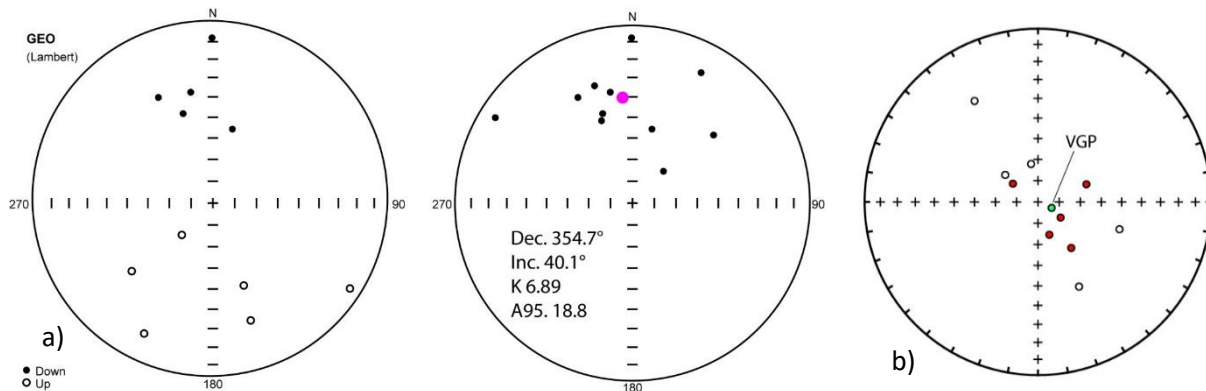


Figura 15. a) Estereogramas de las direcciones medias de todos los sitios del área de estudio. Los círculos negros son las direcciones en el hemisferio inferior, los círculos blancos son las direcciones el hemisferio superior y el círculo rosa representa la dirección media de todos los sitios. b) VGP de los sitios del área de estudio círculo verde indica el polo geomagnético virtual promedio.

Tabla 5. Resultados de direcciones medias características (ChRM) de cada sitio. N/n, número de especímenes colectados/analizados por sitio; Dec e Inc, declinación e inclinación de la ChRM de cada sitio; k- α 95, estadística de Fisher; Plat, Plon, latitud y longitud del polo; paleolat, Paleolatitud del VGP; A95, y ASD, Fisher y desviación estándar angular;*, Sitios descartados.

Sitio	N/n	Dec	Inc	k	α 95	Plat	Plon	Pol	Paleo Lat	A95	ASD
Sitio 1	8/7	332.7	33.5	187	4.4	63.2	144.3	N	18.3	3.95	6.5
VM10-01	11/9	230	-40.1	491	2.3	44.8	-26.1	I	22.9	2.25	3.5
SSU05	9/6	359.7	7.7	1126	2	65.8	70.3	N	3.9	1.5	1.6
SB1902	5/4	159.4	-49	95.3	9.5	71.9	-189.5	I	29.9	10.4	9.2
*Sitio 16	5/4	174.1	-37.9	16.7	23.1	81.3	108.5	I	23.1	21.7	20.7
Sitio 11	10/5	121.9	-9.9	41.56	12	31.9	148.3	I	5.4	12.2	13.1
*GB1902	10/9	357	-20.8	305	3	-51.7	-105.4	I	10.7	2.35	4.6
Sitio 3	10/8	162.1	-31.2	125	5	70.3	130.8	I	16.9	4.4	7.8
EG01	9/7	14.8	54.5	270	3.7	75.3	-54.9	N	35	4.45	6.4
EM01	10/9	224.3	-69.6	546	2.2	48.5	-71.5	I	53.4	3.5	5.5
SSU04	8/5	341.6	45.9	79.9	8.6	73.7	-200.2	N	27.3	9	9.5
SSU03	10/8	348.7	36.5	97.8	5.6	28.5	-110.4	N	20.3	5.2	7.4
*SSU02	10/10	337.4	-69.6	289	2.8	28	-110.4	I	53.4	4.55	7.5
SSU01	8/8	208	-18	212	3.8	57.6	9.6	I	9.2	3.05	4.2
Polo paleomagnético: Plat=83.0, Plon=113.5, A95=18.5, K=6.89											

5. Discusión

5.1 Evolución tectónica-estructural del Valle de Guaymas

En el Valle de Guaymas (VG), el volcanismo basáltico aflora principalmente en sus bordes (**Figura 16**), sin embargo, algunos afloramientos ocurren en la parte central del VG (**Figura 16**). Los afloramientos se presentan característicamente en forma de mesas subhorizontales con orientaciones N-S e inclinaciones de 10 a 15° hacia el E en todos los afloramientos.

De acuerdo a un perfil esquemático elaborado por [Roldán-Quintana et al. \(2004\)](#) en la porción norte del Valle de Guaymas (**Figura 16 y 17**), se puede observar un sistema estructural de horst y graben donde se interpreta al VG como un Graben formado por una deformación ortogonal durante la apertura del Golfo de California. Sin embargo, esa interpretación no considera la parte central de la porción sur del VG donde también se encuentran expuestos afloramientos de estos cuerpos basálticos, los cuales son importantes para entender la evolución tectónica.

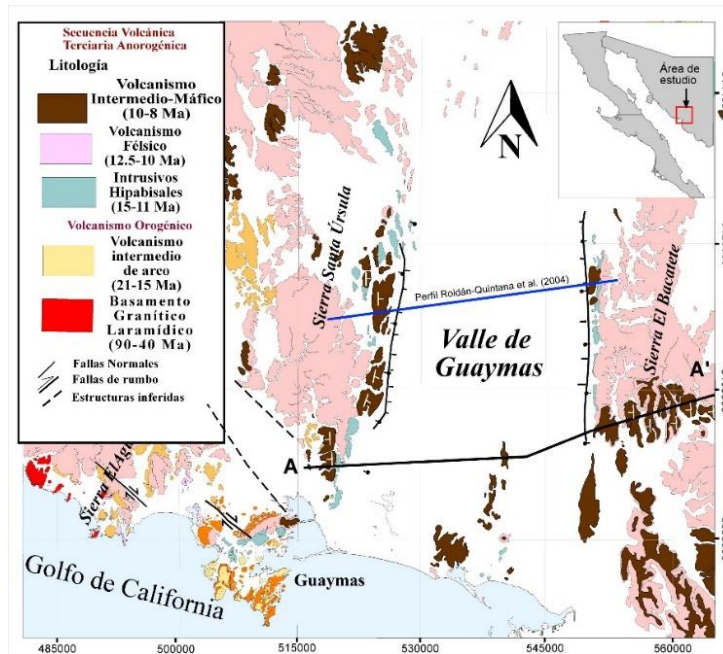


Figura 16. Mapa del magmatismo máfico basáltico en el Valle de Guaymas donde se observa la sección A-A' del perfil esquemático realizado en este trabajo y la sección en color azul realizada por [Roldán-Quintana et al. \(2004\)](#)

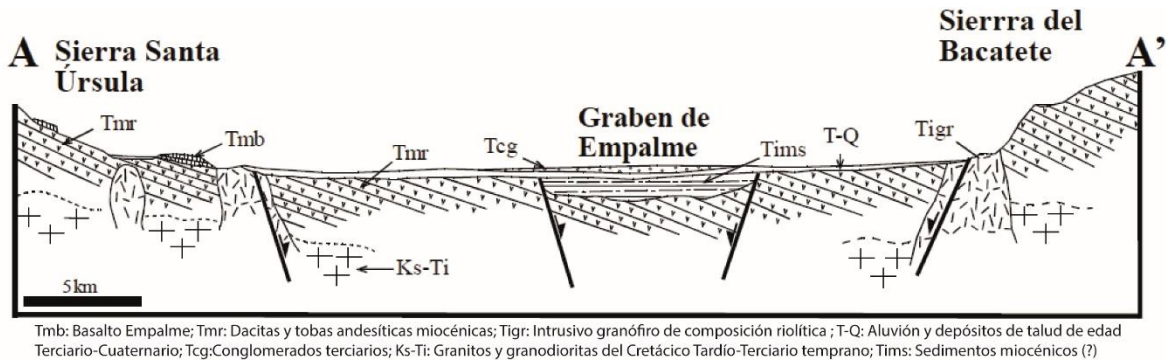


Figura 17. Perfil esquemático W-E tomado de Roldán-Quintana et al. (2004).

Con el fin de mostrar el papel tectónico que juegan los bloques corticales con afloramientos basálticos ubicados en el centro-sur del VG y de plantear otra posible explicación para la formación del VG, se realizó una sección de 6400m, que atraviesa de manera casi perpendicular a la Sierra Santa Úrsula, el Valle de Guaymas y a la Sierra El Bacatete (Figura 16). En esta sección la elevación de las mesetas basálticas es una buena referencia de la deformación, ya que presenta diferencias importantes entre las zonas altas y bajas (200m en la Sierra Santa Úrsula y 700m en la Sierra El Bacatete).

En el perfil esquemático realizado (Figura 18), se propone la existencia de una falla principal normal de despegadura para la explicación de los bloques existentes en el centro del Valle de Guaymas. Esta falla delimitaría a las fallas extensivas que forman un graben y un semi-graben. Las fallas normales presentan un buzamiento hacia el W, lo que explica el echado hacia el E para estos bloques ubicados en el centro-sur del valle. Hacia los bordes del Valle, la deformación extensional provoca fallas normales. En la Sierra Santa Úrsula estas fallas normales extensivas antitécticas buzan hacia el E mientras que en la Sierra el Bacatete fallas normales lístricas en tijera buzan hacia el W.

Por un lado, los tipos de fallas explican el ligero basculamiento de los basaltos en la región y por otro, posiblemente ocurrieron al menos dos eventos de deformación posterior al emplazamiento de los basaltos: uno que dio origen a la falla principal normal de despegadura y otro que generó las fallas normales lístricas en tijera.

La edad más joven reportada para los basaltos se encuentra en la localidad de la Sierra Santa Úrsula en la porción S de 8.5 ± 1.5 (Mora-Álvarez y McDowell, 2000, Figura 2) con unidades basculadas hacia el W, mientras que en la localidad de la Sierra El Bacatete porción N, se reportó una edad ligeramente más antigua de 8.9 ± 0.4 (Roldán-Quintana, 2002) pero con unidades basculadas hacia el E, al igual que la actitud de los afloramientos del centro del Valle de Guaymas y los más antiguos de ~ 10 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000) en el N de la Sierra Santa Úrsula. Esto nos hace sugerir que tanto la evolución magmática como la geometría del fallamiento evolucionó de N a S, dejando a la Sierra Santa Úrsula como una zona donde el fallamiento es el más joven. Esta evolución puede deberse a la actividad generada por la migración del límite de la placa Pacífico-Norteamérica así como lo han propuesto algunos autores (Velderrain-Rojas et al., 2021)

De acuerdo con Burj (2019) un graben es definido como un bloque caído limitado por fallas normales conjugadas que se inclinan entre sí, mientras que un bloque relativamente elevado delimitado por fallas normales que bajan hacia afuera es un horst. El Valle de Guaymas fue definido como un graben, El Graben de Empalme (Roldán-Quintana et al., 2004). Este se propone a partir del fallamiento y el buzamiento de las rocas basálticas hacia el valle, donde La Sierra Santa Úrsula y Sierra El Bacatete son los horst, dejando sin explicación la aparición de las rocas en el centro-sur del Valle.

En nuestra hipótesis consideramos que el VG en la parte sur corresponde a una conjunción de un semi-graben y un graben. El semigraben estaría delimitado por un solo conjunto de fallas normales ubicado en la Sierra El Bacatete, mientras que el graben lo formaría la Sierra Santa Úrsula y los cuerpos basálticos que se encuentran en el centro-sur del Valle. Esta geometría tiene un perfil triangular característico de los semi-graben (Burj, 2019; Figura 18).

Roldán-Quintana et al., (2004) menciona que las fallas a rumbo con desplazamiento lateral posterior al desplazamiento vertical normal se consideran como una evidencia de un cambio en el patrón de esfuerzos dentro de la Provincia Extensional del Golfo posterior a 8.5 Ma, que es la edad de los basaltos fallados.

Esta estructura se formó después de los 12 Ma edad que corresponde al fin de la subducción en la parte sur de Baja California y es asociada al Rift del Golfo de California. Se interpreta que constituye la primera cuenca asociada a la fase inicial de ruptura continental identificada en la porción costera de Sonora (Roldán-Quintana et al. 2004). Sin embargo, es probable que otras estructuras similares se hayan generado al mismo tiempo en otras regiones en donde este volcanismo máfico está presente.

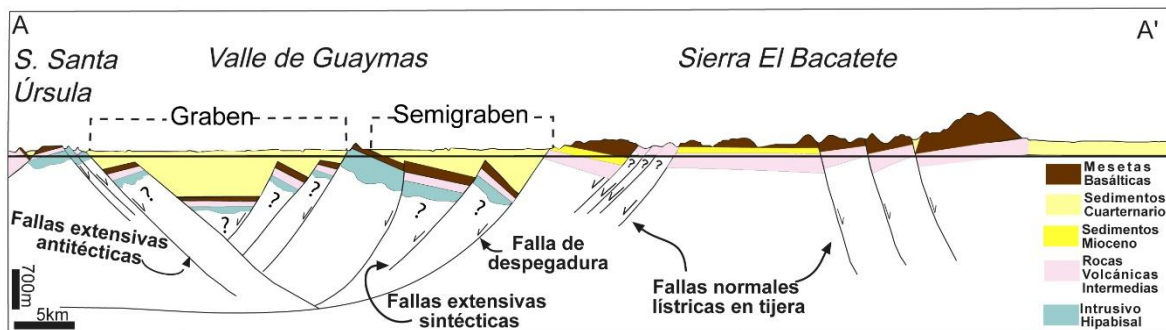


Figura 18. Perfil esquemático W-E, con exageración a la vertical de la sección A-A.

5.2 Caracterización y correlación geoquímica del Volcanismo Máfico de la región costera Sur de Sonora.

Las lavas máficas del Mioceno tardío (~10 Ma) en la región costera sur de Sonora han sido anteriormente estudiadas geoquímicamente por Cochemé (1985), Mora-Klepeis y McDowell (2004), Roldán-Quintana et al. (2004), Paz-Moreno (1992) y Johnpeer (1977), por lo que los resultados aquí obtenidos de las muestras en secciones pulidas, fueron cotejados con los datos geoquímicos reportados en la literatura, los cuales corresponden a estudios realizados en localidades de la misma región (Figura 6). Las rocas estudiadas por los autores anteriores fueron clasificadas como basaltos y andesitas basálticas de acuerdo a sus concentraciones en álcalis y sílice. Sin embargo, Una de las limitaciones que se presentan al caracterizar un material volcánico básico utilizando este tipo de técnica (FRX-ED portátil), es que,

al tener algunos resultados no confiables, en elementos como el Si, Na o el Mg, ya que su contenido no es correctamente leído en este equipo, no es posible utilizarlos en algunos tipos de diagramas de caracterización y clasificación como el TAS.

Por un lado, de acuerdo con los elementos bien evaluados en esta técnica, es posible graficarlos en un diagrama de clasificación geoquímica que utiliza elementos traza inmóviles como el Zr, Ti, Nb e Y (Pearce, 1996). En éste se muestra que todas las rocas analizadas tienen una afinidad subalcalina, consistente con la mineralogía observada (e.g. pigeonita). En el diagrama de clasificación, los datos de la literatura corresponden a muestras que se clasifican como basaltos, mientras que los talones analizados en este trabajo, se clasifican cerca de esos valores, entre el campo del basalto y el de la andesita-andesita basáltica (Figura 19). Esto puede indicar que las muestras estudiadas no solo son correlacionables con las de la literatura, sino que, además muestran un-rango de diferenciación magmática mayor con una variedad de composición de básicas a intermedias.

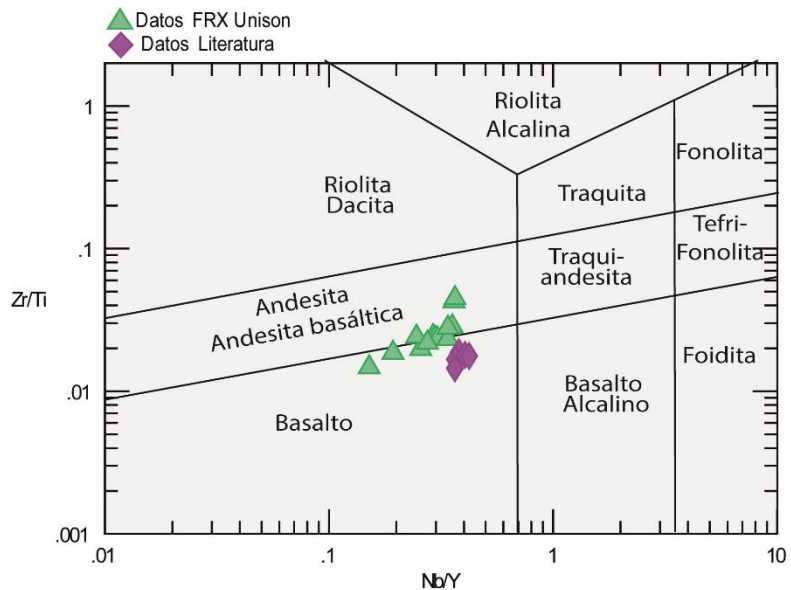


Figura 19.-Diagrama de clasificación Zr/Ti vs Nb/Y propuesto por Pearce (1996). Los datos obtenidos con el equipo DE-FRX corresponden a análisis efectuados en talones de roca.

5.2.1 Petrogénesis

Para observar el comportamiento de los elementos traza en las muestras de la literatura, con respecto a los datos de las muestras analizadas en este trabajo, se utilizó un diagrama multielemental normalizado a MORB (Pearce, 1983; Figura 20). Los resultados muestran ligeras diferencias en la forma de los espectros. De manera general, las muestras presentan un enriquecimiento de los LILE (*large ion lithophile elements*) con respecto a los HFS (*high field strength elements*), con anomalías positivas en Ba y Th, y anomalías negativas en P y Ti, que son congruentes o esperadas de acuerdo a su clasificación como rocas de composiciones básicas a intermedias. Sin embargo, es posible observar ligeras diferencias en las tendencias de los elementos, con respecto a las localidades donde se ubican, lo cual puede indicar una identidad petrogenética para cada localidad.

Las muestras de la localidad de la Sierra Bacatete presentan un enriquecimiento mayor de LILE con respecto a los HFS, y anomalías negativas más acentuadas en P y Ti, que indican un mayor grado de diferenciación en los magmas (Figura 20C). Por otro lado, todos los espectros de las tres localidades muestran un paralelismo con respecto a las unidades basálticas reportadas en la literatura, lo que indica un vínculo genético entre ellas.

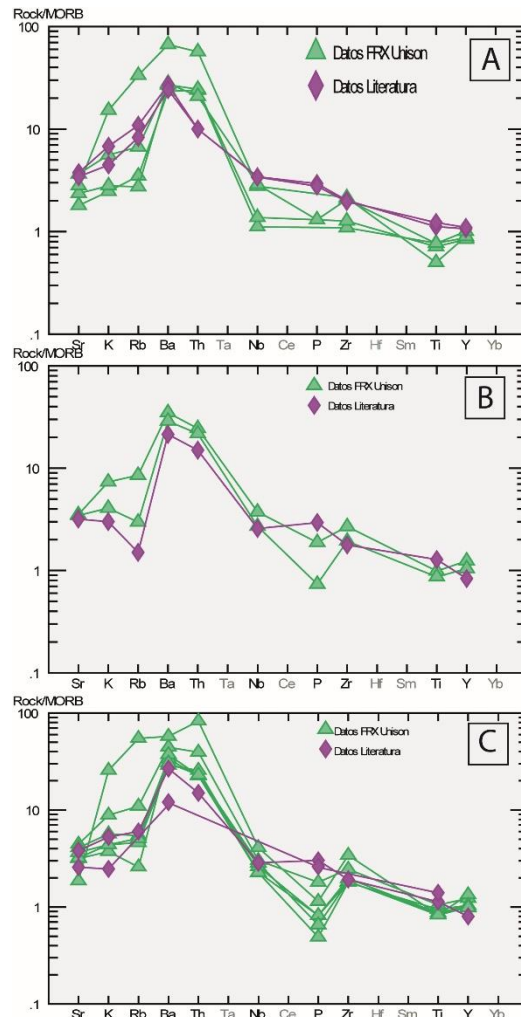


Figura 20. Diagrama multielemental normalizado a MORB (Pearce, 1983), mostrando una correlación geoquímica por localidades entre los datos de la literatura y los de este trabajo: A: Espectros de la Sierra Santa Úrsula; B: Espectros del Valle de Guaymas; C: Espectros de la Sierra El Bacatete.

5.2.2 Problemas analíticos en la identificación petrogenética.

El hecho de que algunas de las muestras de los talones de roca presenten diversas texturas porfídicas y/o vesiculares representa un factor que puede provocar que la matriz sea mejor cuantificada, ya sea vítrea o microcristalina, que los fenocristales que pudieran estar presentes, creando un artefacto de diferenciación magmática. Otro factor que puede influir en la variación geoquímica entre las muestras es la presencia de irregularidades en la superficie analizada.

5.2.3 Factores en la variación geoquímica

La evaluación estadística permitió identificar que las muestras analizadas en polvo, presentan menos elementos confiables, a diferencia de las muestras en sección pulida (Figura 9 y 21). La homogeneidad esperada en una muestra en polvo, como la utilizada en equipos convencionales de FRX, no resulta tan favorable para la detección simultánea, con precisión y exactitud de ciertos elementos mayores y traza (Al, Fe, Mg, Ca, P, Rb, Cr, Zn, Cu, Ni y Th) en el equipo con tubos miniaturizados, en donde en este caso, las secciones pulidas muestran una mayor confiabilidad, permitiendo que los resultados obtenidos, por esta técnica puedan utilizarse en la clasificación y la caracterización de rocas volcánicas.

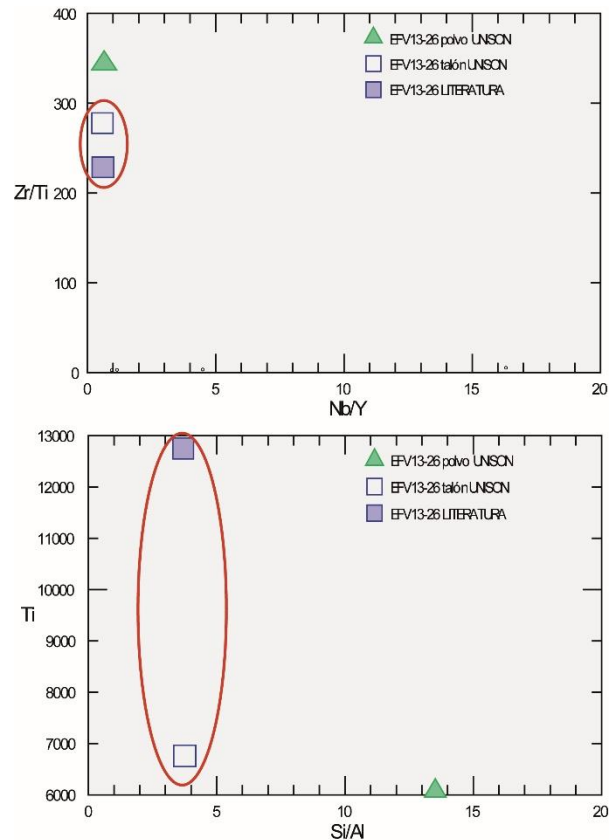


Figura 21. Diagrama geoquímico de cocientes para la muestra EFV13-26 en polvo y talón, mostrando el valor de la muestra de referencia. El círculo representa a las muestras que se agrupan (talón y referencia).

Por otra parte, si bien los derrames volcánicos estudiados y reportados en la literatura, han sido clasificados geoquímicamente como basaltos (Mora-Klepeis y McDowell, 2004; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Johnpeer, 1977), como es

corroborado en el diagrama geoquímico de clasificación de la **Figura 19**, los resultados de los análisis aquí obtenidos en las secciones pulidas, muestran un comportamiento lineal del Zr/Ti hacia variedades de composición intermedia, que indican una diferenciación magmática relacionada a una cristalización fraccionada. Además, este rasgo es acompañado de un enriquecimiento de los elementos LILE con respecto a los HFS, y de anomalías negativas de P en los espectros de los diagramas multielementales. Sin embargo, estas ligeras diferencias observadas con respecto a los datos de la literatura, pudieran también ser atribuidas a otros factores, como a los problemas analíticos mencionados anteriormente. No obstante, es posible observar que existe un paralelismo entre los datos analizados en este trabajo y los reportados en la literatura, lo que permite identificar que se trata de magmas relacionados genéticamente y en particular de una afinidad subalcalina (**Figura 19 y 20**).

5.3 Rotación tectónica del volcanismo máfico

Los resultados paleomagnéticos de forma regional, tomando en cuenta al conjunto de sitios, muestran una rotación general para la región de $R = -1.2^\circ \pm 19$. Sin embargo, los sitios individuales muestran que las rocas máficas presentan un grado de rotación tectónica respecto a la declinación esperada que puede llegar hasta 54° en sentido horario como lo muestran las unidades localizadas al sur (marcada con una estrella en la **Figura 23**. Estas rotaciones altas podrían indicar actividad tectónica local en las regiones donde se presentan. En la **Figura 23** es posible identificar cómo estas rotaciones muestran dos grupos de comportamientos generales: **A)** en el primero se observan rotaciones en sentido antihorario de bajo grado (23° como máximo a excepción de un sitio con 53°). Estos corresponden a sitios ubicados en el Norte del área. **B)** El segundo grupo muestra una rotación en sentido horario de mayor intensidad (18.9° como mínimo y 54° como máximo) para los sitios ubicados en la parte Sur del valle de Guaymas. De manera general, el conjunto de sitios ubicados en el norte del área presentan una $Dec = 337.8^\circ$, $Inc = 31.9^\circ$, $K = 12.59$ y $A95 = 17.7^\circ$, que comparándolo con el cratón de Norte América a

los 10 Ma (Dec=355, Inc=47), presentan una rotación $R = -18.2^{\circ} \pm 16$, mientras que los sitios de sur del área presentan una Dec=33.5°, Inc= 46.5°, K=11.25 y A95=28.7° con una rotación calculada de $R = 38.5$

El aumento en la rotación entre los grupos es posiblemente ocasionado por la evolución tectónica, la cual se conoce inicia en el NE de la región (Sierra El Bacatete, [Figura 2](#)) y continua hacia el SW (Sierra Santa Úrsula, [Figura 2](#)), en donde aumenta considerablemente conforme se acerca al actual límite de placas en el Golfo de California. Esta relación y evolución de la deformación también es mostrada por Velderrain-Rojas et al. (2021) para los cuerpos micrograníticos de la región costera sur de Sonora, con una deformación mayor en la localidad de Guaymas y menor en la región de Ortiz, al norte de la Sierra Santa Úrsula. La distribución y la evidencia de las rotaciones, las cuales son principalmente antihorarias en la porción norte, y horarias en la porción sur, permite detectar dos dominios de deformación en la región. En la [Figura 23](#), se muestra el límite propuesto para estos dominios tectónicos que separa a estos dos comportamientos (línea roja punteada en la [Figura 23](#)). Por otra parte, [Velderrain-Rojas et al. 2021](#) propone una falla de deslizamiento dextral, ligeramente más al sur del límite que aquí se propone, por lo que podemos considerar como una hipótesis, que este límite entre dominios, atraviesa de manera transversal la región y puede ser asociado a esa falla de tipo dextral.

Es posible que las fallas normales que provocaron los leves basculamientos de los cuerpos basálticos ocurrieran después del fallamiento de rumbo que provocó las rotaciones de los bloques corticales en donde se encuentran los basaltos, los cuales dejaron ligeros cambios de orientación en mesetas basálticas ubicadas al sur de La Sierra El Bacatete ([Figura 24](#)).

5.4. Edad y deformación

De acuerdo a la edad más antigua que se tiene y a su incertidumbre, que va de 10.6 a 10 Ma, si comparamos este rango de edad en la escala de polaridad, esta cae en el cron C59.2N, de polaridad normal, el cual coincide con el sitio más cercano analizado paleomagnéticamente (Sitio SU05, [Figura 6](#), [Tabla 5](#)). Mientras que para la edad más joven y su incertidumbre, el rango va de 10 a 7 Ma, puesto que la incertidumbre es demasiado alta, no es posible conocer el cron exacto por medio de la escala de polaridad, ya que son muchos los cambios que este rango abarca, sin embargo, utilizando la función de densidad de probabilidad (PDF, Probability Density Function, por sus siglas en inglés) de la edad del basalto, se puede determinar la probabilidad de que una edad esté dentro de un intervalo particular, a partir del cálculo del área bajo la curva de la PDF ([Figura 22](#)). En base a esto, el sitio con la edad más joven de la literatura corresponde a un sitio descartado, (Sitio SU02, [Tabla 5](#)) por lo que se utilizó el sitio más cercano analizado paleomagnéticamente (Sitio SU01) y de esta manera fue posible constreñir la edad del basalto del Sitio SU01 ([Figura 6](#), [Tabla 5](#)) entre 8.3 y 8.7 Ma ([Mora-Alvarez y McDowell., 2000](#)), con una polaridad inversa, cayendo en el cron C4r.2r.

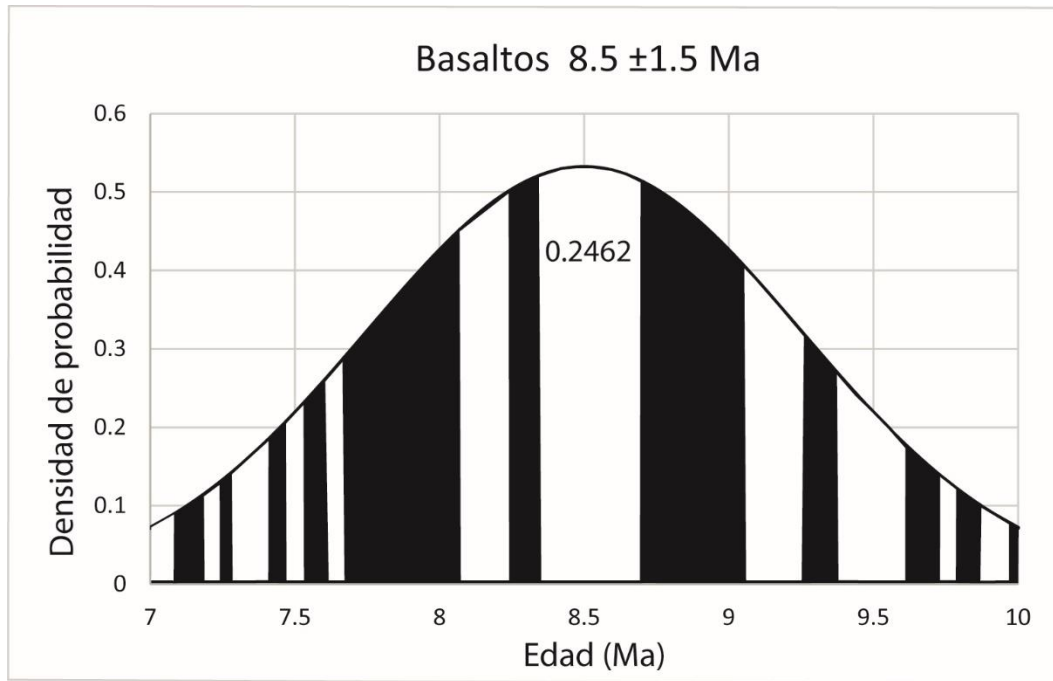


Figura 22. Curva de la función de densidad de probabilidad para la edad isotópica de 8.5Ma considerando su rango de error ± 1.5 , reportada por Mora-Alvarez y McDowell., 2000, Las áreas debajo de la curva muestran los intervalos de polaridad normal (en negro) e inverso (en blanco) de la GPTS (Gradstein et al., 2012).

Una relación entre la edad de los cuerpos basálticos y el tipo de rotación en el eje vertical puede ser establecida. En la región de estudio la edad más antigua reportada es de 10.3 ± 03 Ma, en rocas de la porción N del área de Santa Úrsula (Mora-Alvarez y McDowell., 2000), se clasifican como basaltos y andesitas de texturas porfídicas a glomeroporfídicas, de plagioclasa y olivino, en algunos sitios se observó clinopiroxeno de variedad pigeonita en matriz (Tabla 1), estos cuerpos buzaban en la gran mayoría hacia el este, con inclinaciones $<10^\circ$, presentan rotaciones de 3.8° a 14° dentro el dominio de rotación antihoraria (Figura 22), provocadas por baja actividad tectónica local, asociada a un modelo de fallamiento oblicuo normal en tijera (Figura 23 B) que provoca que los bloques se basculen ligeramente y roten en sentido antihorario., Mientras que, la edad más joven de estos cuerpos en la región es de 8.5 ± 1.5 Ma en la porción Sur del área de Santa Úrsula (Mora-Alvarez y McDowell., 2000), buzaban hacia el oeste, con inclinaciones

$<5^\circ$, se clasifican como basaltos de texturas porfídicas a ligeramente glomeroporfídicas, de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, este último mineral también se presenta en la matriz en variedad pigeonita (Tabla 1), la rotación que se tiene es de 32° y forma parte del dominio de rotación horaria (Figura 22), esta diferencia de dominios se asocia a un modelo de fallamiento de rumbo dextral que provoca las rotaciones en sentido de las manecillas del reloj de los bloques corticales para este sector (Figura 23 A).

Estos datos son consistentes con los datos encontrados por Velderrain-Rojas, (2016), donde propone que hay rotaciones de 81° en sentido horario para las unidades del Cerro el Vigía, sin embargo, estas rocas son ligeramente más antiguas (11 Ma). Mientras que en el sitio EM1, analizado en el presente trabajo y ubicado en esta misma región, se encontró una rotación de $44^\circ \pm 5$, para una edad de ~ 10.3 a 8.5 Ma. Lo que indica que la deformación principal ocurrió a los 11 Ma. cuando los basaltos aún no se emplazaban, y, proponiendo aquí en base a la rotación obtenida, posiblemente estos basaltos se emplazaron en la etapa final de esta deformación, registrando los últimos grados de rotación en la región de Guaymas en su etapa final de deformación (Cerro El Vigía).

A partir de la información proporcionada por Velderrain-Rojas, (2016) se tiene que la deformación es mayor entre los 11 y 10 Ma., en comparación a la deformación que se tiene para el rango de 10 a 8.5 Ma. edad. Esto nos permite entender que la deformación disminuye a la par que transcurre el tiempo en todas estas localidades estudiadas. Es posible que la deformación transtensiva cesó para los 10 Ma en esta región sur de Sonora y que pudo migrar hacia el norte, en otros campos volcánicos donde esta presente el volcanismo máfico. Esta relación pudiera ser evidenciada a partir del estudio paleomagnético de otros cuerpos basálticos expuestos en otras localidades y que aquí se presentan en la cartografía.

Dulce Adilene Ochoa Alcalá

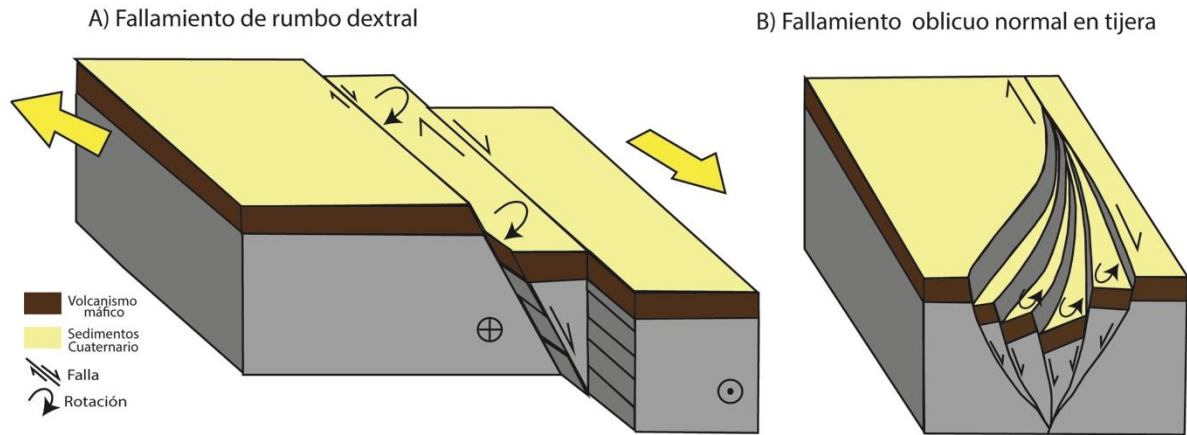


Figura 24. A) Fallamiento de rumbo que provoca las rotaciones de los bloques corticales. B) Fallamiento oblicuo normal en tijera que provocó los leves basculamientos y posiblemente la rotación antihoraria de los cuerpos basálticos.

6. Conclusiones

El volcanismo máfico de 8 a 10 Ma estudiado en este trabajo presenta una amplia distribución espacial y se caracteriza por su morfología en mesetas con ligeras inclinaciones hacia el E en la mayoría de los casos.

Los cuerpos basálticos reportados como la edad más joven y ubicados en la porción Sur de la Sierra Santa Úrsula presentan basculamientos hacia el W y los cuerpos basálticos reportados como los más antiguos de la porción Norte hacia el E. Esto sugiere que tanto la evolución magmática como la deformación evolucionó de N a S, dejando a este sector (Sierra Santa Úrsula, porción S) como una zona donde el fallamiento es el más joven, mientras que, en la localidad de Guaymas, ocurre la mayor deformación.

Petrográficamente, presentan una mineralogía consistente de plagioclasa, olivino y piroxeno, también se tiene presencia de pigeonita, mineral característico en rocas toleíticas de rift continental.

El estudio geoquímico por FRX-ED con un equipo portátil en secciones pulidas, muestra que la medición de algunos elementos mayores, como Mg, Si y Na, no son confiables.

Elementos traza como el Mn, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Sr, así como los elementos mayores Fe, Mn, Ca, Ti son potencialmente confiables y utilizables para estudios petrogenéticos en este tipo de rocas.

En cuanto a la confiabilidad del material analizado geoquímicamente por FRX-ED, se identifica que las muestras analizadas en polvo, presenta menos elementos confiables, a diferencia de las muestras en sección pulida.

Esta técnica resulta ser eficaz, práctica y rápida, y permite realizar un estudio no destructivo de las muestras obteniendo algunos resultados óptimos para la aplicación de estudios petrogenéticos, necesita ser evaluada con respecto a la influencia de la textura, la cristalinidad y la composición mineralógica en la concentración de los elementos obtenidos para las rocas analizadas.

Al emplear la técnica de FRX-ED se recomienda contar con materiales de referencia similares a los analizados y con sus valores geoquímicos obtenidos por otras técnicas analíticas convencionales.

Utilizando la información de los elementos confiables se logró caracterizar a las rocas basálticas obteniendo que derivan de magmas con afinidad toleítica tal y como lo mostraron los estudios petrográficos.

En cuanto al estudio de propiedades magnéticas, este sugiere que la remanencia magnética es guardada por minerales que pertenecen a la serie de la Titanomagnetita (punto de Curie de la magnetita de 580°C) que corresponden a los Óxidos de Fe-Ti predominantes en estas rocas volcánicas máficas.

A partir del análisis de dirección magnética se obtuvo que el poco grado de rotación general en el sector norte del Valle de Guaymas implica una baja actividad tectónica o etapa de relajación cortical posterior a los 10-8Ma. Sin embargo, las altas rotaciones en los sitios del sector Sur del VG es posiblemente ocasionado por la evolución tectónica, que inicia en el NE de la región y continua hacia el SW (post 8Ma), donde aumenta conforme se acerca al actual límite de placas. Esta actividad tectónica provocó los leves basculamientos de los cuerpos basálticos.

La distribución y la evidencia de las rotaciones, las cuales son principalmente antihorarias en la porción norte, y horarias en la porción sur, permite detectar dos dominios de deformación en la región.

Por último, en base a los diferentes tipos de sistemas de fallas producto de la actividad tectónica y las características estructurales de los afloramientos en esta región (basculamiento y dirección de basculamiento) podemos considerar que, el Valle de Guaymas corresponde a una estructura conformada por un semigraben y un graben que se formó probablemente posterior a los 8 Ma.

7. Bibliografía

Burj, J.P., (2019). *Estructural Geology and Tectonics*, Universidad Zurich

Butler, R.F., (2004). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic edition, Department of Geosciences, University of Arizona, p. 238.

Carr, M., (2007). *Igpet 2007 for Windows XP or Vista*. Terra Softa Inc.

Cochemé J-J., (1985). *Le magmatisme dans le Nord-Ouest du Mexique. Cartographie de la region de Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d' un régime en subduction et dupassage a un régime distensif*. These doc. Etat Univ. Aix-Marseille III, 209 p

Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, (1977). *Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence*, *Phys. Earth Planet Inter.*, 13, p. 250-267.

Dunlop, D. J., (2002). *Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetit data*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. B3, p.2056.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. B., and Ogg, G. M. (Eds., 2012). *The geologic timescale 2012*. ELSEVIER.

García-Amador, B., (2014). *Estudio paleomagnético de los campos volcánicos monogenéticos de San Borja y Jaraguay, Baja California, México*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, p.116.

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, p. 142.

ISO, (2007). International Vocabulary of Metrology – Basic and General Concepts and Associated Terms (VIM). Geneva, International Organization for Standardization (ISO), ISO/IEC Guide 99:2007, 3a ed. 91 pp.

Johnpeer, G., (1977). Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico. M.S. thesis. Tempe, Arizona State University, p. 67.

Karig, D.E., Jansky, W., (1972). Proto-Gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17 (1), p. 169–174.

Mora-Alvarez, G., McDowell, F.W., (2000). Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico. *Geological Society of America, Special Paper 334*, p. 123-141.

Mora-Klepeis, G., McDowell, F.W., (2004). Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico: an expression of rift or subduction-related magmatism? *Journal of South American Earth Sciences*, vol.17, p.297-310.

Paz-Moreno, F.A., (1992). Le volcanisme mio-plio-quatenaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique ; implications pétrogénétiques. Tesis de doctorado, Universidad Aix-Marseille III, 220pp.

Pearce J., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Nurry, M.L., Eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.

Pearce, J., (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, vol.12, p.79-113.

Piña Páez, A. (2020). Nuevas evidencias petrotectónicas en el área de Los Algodones, San Carlos, Sonora, México: Énfasis en los vestigios volcánicos miocénicos relacionados al Protogolfo de California. Tesis de licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, p. 77.

Roldán-Quintana, J., (2002). Caracterización geológica-geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, Sur de Sonora. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, p.185.

Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia, M., Lozano, R. (2004). El graben de Empalme, Sonora, México: Magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol.21, p.320-334.

Tauxe, L. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. University of California Press

Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Cocks, L. R. M., (2012). "Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews* 114.3-4. p. 325-368.

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. p.205.

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, p.121.

Velderrain-Rojas, L., (2016). Evolución tectono-magmática de la región de Guaymas, Sonora, México: Relación geodinámica con el Proto-Golfo de California., Tesis de Maestría, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, p.148.

Velderrain-Rojas, L. A., Vidal-Solano, J. R., Alva-Valdivia, L. M., (2018). Intrusive Igneous bodies related to the middle-late miocene oblique rift in Sonora, Mexico: Geol. Soc. Am. Abstracts with programs., 50, p.25-26

Velderrain-Rojas, L. A., Vidal-Solano, J. R., Alva-Valdivia, L. M. & Vega-Granillo, R. (2021). Late miocene silicic subvolcanic plumbing system related to oblique rifting in the Pacific-North American plate boundary, Sonora, Mexico: geodynamic implication in a regional context. *International Geology Review*, p.1-27.

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. p.256

Vidal-Solano, J.R., Mendoza-Cordova, A., Lozano Santa Cruz, R., (2008). Análisis de elementos mayores por FRX en secciones delgadas de roca: Resultados preliminares en lavas vítreas ácidas y básicas, *Actas INAGEQ*, vol.14, núm. 1, p.6.

Vidal-Solano, J.R., Lozano Santa Cruz, R., Zamora, M., Mendoza-Cordova, A., (2010). Correlación geoquímica e implicaciones tectónicas de la Ignimbrita Hiperalkalina ampliamente distribuida en el NW de México: WD-FRX en secciones de roca. *Actas INAGEQ*, vol.16, núm.1, p.300-304.

Vidal-Solano, J.R., Lozano Santa Cruz, R., Zamora, M., Mendoza, A., Stock J. (2013). Geoquímica del extenso depósito de flujo piroclástico hiperalkalino del NW de México, basada en fluorescencia de rayos X convencional y portátil. Implicaciones en un contexto regional, *Journal of Iberian Geology*, vol. 39 (1), p.121-130.

.