



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

Estudio Paleomagnético de los campos volcánicos monogenéticos de San Borja y Jaraguay, Baja California, México.

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA)**

PRESENTA:

BERNARDO IGNACIO GARCÍA AMADOR

TUTOR:

LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA (Instituto de Geofísica, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dr. Harald Böhnelt (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Luca Ferrari Pedraglio (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Ramón Torres Hernández (POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA)

Dr. Edgardo Cañón Tapia (POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA)

MÉXICO, D.F., Marzo de 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), que me ha permitido vivir el sueño de pertenecer a la máxima casa de estudios del país, así como disfrutar de sus múltiples experiencias tanto científicas como artísticas.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y el Instituto de Geofísica de la UNAM, que ha forjado en mí un gran número de experiencias y fortalezas profesionales.

Al proyecto de la DGAPA-UNAM IN108711: “*Variaciones Temporales del Campo Geomagnético: desde variación secular hasta cambios de polaridad registrados en artefactos arqueológicos y rocas volcánicas*”, con el Dr. Luis Manuel Alva Valdivia como responsable; y al proyecto Bilateral de Cooperación Internacional CONACyT-CNRS 105194 (México-Francia): “*Fluctuaciones del campo magnético terrestre registrado en rocas volcánicas Cenozoicas de México*”, con el Dr. Luis Manuel Alva Valdivia como responsable en México y el Dr. Pierre Camps como responsable en Francia. Por su financiamiento para el trabajo de campo y laboratorio, columna vertebral de esta tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por haberme apoyado otorgándome una beca de maestría por un periodo de 2 años.

Al Dr. Luis Manuel Alva Valdivia, que me ha mostrado que la ciencia tiene un lado humano y un corazón de amistad, que la franqueza y el trabajo en equipo nos llevan a conocer nuevos horizontes y a desarrollarnos como personas.

Al Dr. Edgardo Cañón Tapia, por toda su ayuda en el trabajo de campo, por los comentarios vertidos en este trabajo, así como por su amistad y compañerismo de corazón.

A los sinodales de este trabajo: Dr. Luca Ferrari, Dr. Harald Böhnelt y Dr. Ramón Torres, que me han brindado un crecimiento profesional más sólido gracias a sus aportaciones, comentarios y correcciones a mi trabajo de tesis.

Al Dr. Pierre Camps, por sus atenciones y ayuda para el trabajo de laboratorio en la Universidad de Montpellier 2, Francia.

Al M. en C. Antonio González, importante paleomagnetista que ha formado parte del desarrollo de esta tesis y de mi trayectoria profesional.

A los técnicos académicos Víctor Hugo Macías y Martín Espinosa, por su labor y apoyo en el trabajo dentro del laboratorio de paleomagnetismo de la UNAM.

Al personal del Instituto de Geofísica y del Posgrado en Ciencias de la Tierra: Dr. Gustavo Tolson, Lic. Graciela Solache, Araceli Chamán, y Laura Mendoza, que durante este trayecto siempre me tendieron puentes de ayuda y sonrisas.

A mis queridos amigos de posgrado quienes me acompañaron en diversas aventuras a largo de este bello camino: Mario Ramos, Valerie Pompa, Ángeles Verde, Mildred Zepeda, Marcela Charles, Valentina Shchepetilnikova, Fanis Abdullin, Fernando Núñez, Diana Flores, Magali Chávez, Patricia Tépo, Alejandro Rodríguez, Alberto Vásquez, Manuel Bravo, Hermenegildo Barceinas, Víctor Ramón y Gonzalo Cid.

A mi querida abuela Yolanda Avilez, que siempre estuvo atenta de mí, compartiéndome de sus ricas experiencias y su dulce compañía.

A Jaime Palacios y Norma García, que en los últimos días de este trabajo me arroparon con su cariño y comprensión, dándome fuerza para “el último jalón de la tesis”.

A mi amada esposa Betania Palacios García, mi Bonita, con quien compartí toda clase de emociones bellas a lo largo de este trayecto, recorriendo kilómetros de sueños, ideales, aventuras, tardes de café y grandiosos suspiros, a ti que te has urdido entre mis pasos en este sendero de la vida.

A todos aquellos que olvido mencionar y que colaboraron en este trabajo. Gracias.

“Porque de Él, y por Él, y para Él, son todas las cosas. A Él sea la gloria por los siglos. Amén.”

Ro. 11:36

ÍNDICE

RESUMEN	iv
ABSTRACT	vi
Capítulo I. Introducción	1
I.1 Planteamiento del Problema	2
I.2 Objetivos	4
I.2.1 Objetivo General	4
I.2.2 Objetivos Específicos	5
I.3 Sumarios por capítulos	5
CAPÍTULO II. Esencia teórica del Análisis Paleomagnético	8
II.1 Campo Geomagnético	8
II.1.1 Modelo del dipolo geocéntrico axial (GAD)	9
II.1.2 Polo Geomagnético Virtual (VGP)	10
II.2 Magnetismo en las rocas y minerales	10
II.2.1 Propiedades magnéticas de los minerales	11
II.2.2 Magnetización remanente natural	12
II.3 Variaciones del campo geomagnético	14
II.3.1 Variación Paleosecular (PSV)	15
II.3.2 Campo promediado en el tiempo (TAF)	16
Capítulo III. Marco Geológico	18
III.1 Evolución Tectonomagmática del Mioceno al Plio-Cuaternario.	20
III.2 Evolución del desplazamiento en la Península de Baja California.	24
III.3 Geología de los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay	29
III.3.1 Jaraguay	29
III.3.2 San Borja	30
CAPÍTULO IV. Metodología del Análisis Paleomagnético	32
IV.1 Revisión de antecedentes geocronológicos	32
IV.2 Muestreo paleomagnético	33
IV.3 Análisis paleomagnético de laboratorio	35

IV.3.1 Determinación de la mineralogía magnética	36
IV.3.1.1 Razón de Koenigsberger (Q_n)	37
IV.3.1.2 Susceptibilidad vs. Temperatura	38
IV.3.1.3 Ciclo de histéresis e IRM	39
IV.3.1.4 Diagramas de FORC	41
IV.3.2 Desmagnetización progresiva	41
IV.3.2.1 Desmagnetización por campos alternos	43
IV.3.2.2 Desmagnetización por temperatura	43
IV.4 Análisis de los datos paleomagnéticos y criterios de selección	43
IV.4.1 Análisis de la variación paleosecular (PSV)	44
IV.4.2.1 Direcciones medias; D', I' y agrupamiento espacio-temporal	45
IV.4.2.3 Polos Virtuales Geomagnéticos (VGP) y estimación de la desviación estándar angular S_B	46
IV.4.2 Polaridad magnética de los sitios de estudio y su relación de la escala temporal de polaridad geomagnética (GPTS).	47
IV.4.3 Corrección tectónica y PSV	48
IV.4.4. Polo paleomagnético y curva de vagabundeo polar aparente (APWP)	49
CAPÍTULO V. Resultados	51
V.1 Estudio paleomagnético de laboratorio	51
V.1.1 Razón de Koenigsberger (Q_n)	51
V.1.2 Susceptibilidad vs. Temperatura	53
V.1.3 Ciclos de histéresis	54
V.1.4 Diagramas de FORC	58
V.1.5 Desmagnetización progresiva	59
V.2 Estudio de los datos paleomagnéticos	62
V.2.1. Direcciones medias y VGPs	62
V.2.2 Mejora de edades con la GPTS	64
V.2.3 Variación Paleosecular (PSV)	66
V.2.4 Corrección tectónica	69
V.2.5 Comparación de APWP	69

CAPÍTULO VI. Discusión	73
VI.1 Propiedades magnéticas	73
VI.2 Paleodirecciones: síntesis	79
VI.3.1 Direcciones medias: agrupamiento y selección	81
VI.3.2 Direcciones medias: mejoramiento de edades con la GPTS	82
VI.3.3 Direcciones medias: con y sin corrección tectónica	82
VI.3.4 Variación paleosecular: resultados comparativos	84
VI.3.5 Polo paleomagnético del área y APWP	87
CAPÍTULO VII. Conclusiones	88
APÉNDICES	90
Apéndice A. Recopilación geocronológica	90
Apéndice B. Tablas de resultados	94
Apéndice C. Correcciones de campo	101
BIBLIOGRAFÍA	102
RESÚMENES EN CONFERENCIAS	115
Unión Geofísica Mexicana (2012), Puerto Vallarta, México	115
American Geophysical Union (2012), San Francisco, EE. UU.	115
International Association of Geomagnetism and Aeronomy (2013), Mérida, México.	116

Resumen

Este trabajo tiene el objetivo de determinar la variación paleosecular (PSV), las propiedades magnéticas y los efectos tectónicos de los campos volcánicos monogenéticos de San Borja y Jaraguay, Baja California, México (entre 28°30' y 29°45'N). Colectamos 230 núcleos de 27 sitios principalmente en rocas de tipo andesitas magnéticas, lavas calcialcalinas, adakitas e ignimbritas, con edades que van desde el Plioceno al Mioceno medio [~2–15 Ma].

El análisis de las propiedades magnéticas comprende los resultados de susceptibilidad magnética vs. baja y alta temperatura, ciclos de histéresis, diagramas de FORC, IRM y razón Koenigsberger, así como la caracterización del campo destructivo mediano (MDF); resultando en tres grupos principales con propiedades similares, que en más del 80% de los casos muestran una contribución de magnetita con un rango variado de titanio [TM0 a TM40], y un 20% de casos con mezcla de titanomagnetita y titanohematita.

El estudio de la PSV se ha analizado de cuatro maneras distintas, dos grupos temporales: entre 2.6 y 6.3 Ma (14 sitios), y desde 2.6 a 14.6 Ma (20 sitios); datos sin corrección tectónica, y datos con corrección tectónica. Estos dos últimos de acuerdo a la evolución geodinámica de la microplaca de Baja California, proveyendo de un criterio de paleoposición a los datos paleomagnéticos desde la adquisición de la magnetización remanente térmica. La dirección media para los dos grupos temporales son de Dec = 358.8°, Inc = 48°, k = 50, α_{95} = 5.7° (14 sitios); y Dec = 356.4°, Inc = 43°, k = 31.8, α_{95} = 5.9° (20 sitios). La desviación estándar angular de los polos virtuales geomagnéticos para el cálculo de 14 y 20 sitios es de 13.77° [+17.52°/-11.35°] y 14.24° [+18.12°/-11.73°], con y sin corrección tectónica, respectivamente.

Los resultados de la PSV para el área de estudio muestran consistencia con el *Modelo G* y modelo *TK03.GAD* para estas latitudes, con una diferencia menor de ~1°. Sin embargo, el análisis con base en el criterio de selección temporal y de corrección tectónica revelan un papel importante para la interpretación de la PSV, permitiendo observar una sobrestimación de la desviación estándar angular para casos particulares como un bloque cortical tectónicamente en movimiento, como lo es Baja California.

Finalmente, el polo paleomagnético calculado para la zona de estudio y comparado con la curva de deriva polar aparente (APWP) de Norteamérica, ha mostrado concordancia (para los últimos 5 Ma) con una rotación en sentido horario de 1.5° , referente a la apertura progresiva de sur a norte del Golfo de California; así como un desplazamiento de latitud hacia el norte de 1.2° , también reportado por otros autores.

Abstract

Paleomagnetic studies comprise, most of the time, to analyze several experiments of rock magnetism and tools to understand the geomagnetic field behavior and its variations through the time. This work has the objective of determine the paleosecular variation (PSV), the magnetic properties, and the tectonic effects over of the monogenetic volcanic fields of San Borja and Jaraguay, Baja California, Mexico (between 28°30' and 29°45'N). We collected 230 cores from 27 paleomagnetic sites mainly in magnesian andesite, calcoalkaline lava, adakite and ignimbrite rocks, which range in ages from Pliocene to Middle Miocene [\sim 2–15 Ma], resulted from tectono-magmatic evolution episodes of the last 23 Ma.

The magnetic properties analyses comprises a compilation of the 27 studied sites with results of magnetic susceptibility vs. low and high-temperature, hysteresis parameters, FORC diagrams, IRM and Koenigsberger ratio, as well as the medium destructive field (MDF) characterization; resulting three main groups with similar properties, that over 80% of cases show a contribution of magnetite with varied titanium range [TM0 to TM40], and a 20% of cases show a mix of titanomagnetite with titanohematite.

The PSV study has been analyzed in four different ways, two for time intervals as follows: between 2.6 and 6.3 Ma (14 sites); and from 2.6 Ma to 14.6 Ma (20 sites); for data without tectonic correction; and finally, another for data tectonically corrected. The last two according to the geodynamic evolution of the Baja California microplate, providing a paleo-position criterion to the paleomagnetic data since the acquisition of the thermal remanent magnetization. The mean direction for the two temporary groups are Dec = 358.8°, Inc = 48°, $k = 50$, $\alpha_{95} = 5.7^\circ$ (14 sites); and Dec = 356.4°, Inc = 43°, $k = 31.8$, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$ (20 sites). Besides, the angular standard deviation of the virtual geomagnetic poles for the calculation of 14 and 20 sites is 13.77° [$+17.52^\circ/-11.35^\circ$] and 14.24° [$+18.12^\circ/-11.73^\circ$], with and without tectonic correction, respectively.

The PSV results for the study area show consistence with *Model G* and model *TK03.GAD* for this latitudes, with a difference of less than $\sim 1^\circ$. However, the analysis based on the temporal selection and tectonic correction criteria reveal an important role for

the interpretation of the PSV, allowing us to overestimate the angular standard deviation for particular cases like a crustal block tectonically in movement, such as Baja California.

Finally, the paleomagnetic pole calculated for the study area and compared with the apparent polar wander path (APWP) of North America, have shown agreement (for the last 5 Ma) with a 1.5° clockwise rotation, according with the progressive opening from south to north of the California Gulf; as well as a 1.2° of latitudinal northward displacement, also documented by other authors.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El comportamiento del campo magnético de la Tierra ha fungido diversos papeles a lo largo de la historia en distintas civilizaciones, y en la actualidad juega un papel importante para entender fenómenos geológicos y astrofísicos. Las primeras observaciones del magnetismo como un fenómeno natural son un debate para la historia; sin embargo, vestigios arqueológicos de la cultura Olmeca en la costa oriental de México han permitido deducir que esta civilización conocía el magnetismo, esto gracias al descubrimiento de una proto-brújula datada de 1400–1000 a.C. (Guimarães, 2004). No obstante, los primeros en dejar un registro del fenómeno del magnetismo comienza con los antiguos griegos, específicamente con Tales de Mileto [624–546 a.C.], empero, fue hasta Aristóteles [384–332 a.C.] quien muestra con detalle ciertas propiedades de la llamada “piedra-imán”, como son la atracción de objetos compuestos de hierro (Mitchell, 1937). Posteriormente, a lo largo de la historia se propusieron diversas teorías y experimentos para entender aún mejor el magnetismo, pero es hasta William Gilbert [1544–1603], con su publicación *De Magnete*, que se establecen las bases para entender el comportamiento del magnetismo terrestre (Kono, 2007), o lo que también es llamado geomagnetismo. A partir de este momento y hasta nuestros días es que se revoluciona la investigación del magnetismo con un enfoque a escala global.

En la actualidad, el campo geomagnético es analizado de diferentes maneras: con los observatorios magnéticos, las mediciones en barco, aeroplano y satélite, entre otros (Turner *et al.*, 2007); sin embargo, el entendimiento de su comportamiento en el pasado, el cual es llamado paleomagnetismo, se basa en el análisis del registro de los minerales magnéticos contenidos en las rocas durante el momento de su formación y evolución geológica. Las rocas, en general, manifiestan diferentes propiedades físicas y químicas, dependiendo de su composición y origen. Sin embargo, en este estudio nos enfocaremos en comprender el magnetismo en rocas volcánicas, debido a que, por sus condiciones físico-químicas de emplazamiento, éstas preservan con buena precisión las características del

vector del campo geomagnético en sus minerales magnético, siendo ésta sólo ~5% de su composición total (Butler, 1992).

El campo geomagnético, bien se puede expresar con base en un comportamiento de naturaleza vectorial completa con cambios espacio-temporales en dirección e intensidad, tomando como premisa la hipótesis de una geometría global que se asemeja a un gran dipolo céntrico y paralelo al eje de rotación terrestre, hipótesis que lleva por nombre Dipolo Geocéntrico Axial (GAD, por sus siglas en inglés). El GAD cumple una función importante en los estudios paleomagnéticos ya que éste es el marco de referencia de mayor certidumbre para el análisis de los resultados (Meert, 2009). Para entender su comportamiento a través del tiempo (geológico) se requiere de registros paleomagnéticos alrededor del mundo con unidades de roca datadas, las cuales proveen información sobre sus variaciones temporales promediadas a largo plazo. Esta aproximación básica para describir el campo del GAD, como se mencionó anteriormente, se logra analizando las variaciones en el tiempo y su media vectorial, a lo que llamamos Variación Paleosecular (PSV, por sus siglas en inglés), así como la dispersión de los vectores que definen la media del GAD promediadas en el tiempo (o TAF, por sus siglas en inglés). No obstante, estudiar los cambios del GAD con base en los datos paleomagnéticos, agrupados en estudios de áreas específicas y periodos de tiempo determinados, permiten comprender características del comportamiento terrestre interno como lo es el núcleo (Glatzmaier *et al.*, 1999) y manto (Biggin *et al.*, 2012), así como el representado por el rol cortical de los movimientos tectónicos locales y regionales, además de otras aplicaciones.

I.1 Planteamiento del problema.

Los esfuerzos por analizar y modelar la PSV, que implica entender el comportamiento del GAD a través del tiempo (p. ej. Constable & Parker, 1988; McFadden *et al.*, 1988; McFadden *et al.*, 1991; McElhinny & McFadden, 1997; Tauxe & Kent, 2004; Tauxe *et al.*, 2008; entre otros), implican diversas ventajas y problemáticas. Sin embargo, el número, distribución y calidad de los datos paleomagnéticos globales son las causas principales de muchos de los debates que giran alrededor de las variaciones regionales en la PSV y la estructura persistente del GAD para periodos específicos como los estudiados desde 1600 d.C. hasta la actualidad (Jackson *et al.*, 2000), de 0–5 Ma (Johnson *et al.*, 2008), o periodos

mayores a 5 Ma (McFadden *et al.*, 1991), por mencionar los principales. Otras cuestiones a tratar se basan en el sesgo debido a la carencia de datos en intensidad y los enfoques en el modelado de la PSV, temas que en esta tesis no serán abordados.

En México se han realizado estudios de PSV en diversas partes de su territorio en rocas de diferente composición y edad; sin embargo, muy pocos trabajos tienen un criterio de discriminación temporal, ya sea de 0–5 Ma ó mayor a 5 Ma, o un criterio de selección basada en la calidad de los datos y el análisis conjunto de la evolución geológica de la zona, los cuales sugieren una disminución en la incertidumbre de la adquisición de la remanencia magnética y una mejor preservación de las observaciones espaciales del campo geomagnético en el área de estudio. Algunos ejemplos de trabajos que han seguido criterios metodológicos para un mejor estudio de la PSV son las compilaciones realizadas en la Faja Volcánica Transmexicana por Mejía *et al.* (2005) y Lawrence *et al.* (2006). No obstante, estos registros de PSV son estudios con sitios de muestreo que de manera exclusiva se encuentran entre los paralelos 18° y 22°N, y que a pesar de tener una alta densidad de sitios, lo cual mejora la estadística, no permite entender las variaciones del campo geomagnético en otras latitudes, como lo es el registro al norte del territorio mexicano (Fig. 1.1).

El presente trabajo pretende determinar el registro de la PSV en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay al noroeste de México, con el estudio de 27 sitios de muestreo paleomagnético en rocas volcánicas (andesitas magnésicas, lavas calcialcalinas, adakitas e ignimbritas) con edades radiométricas de ^{40}K - ^{40}Ar obtenidas previamente y que comprenden un periodo entre 2 y 15 Ma (Pallares *et al.*, 2007, 2008; Calmus *et al.*, 2003; Aguillón-Robles, 2001; Saunders *et al.*, 1987), localizados en una porción latitudinal de 28.5° a 29.8°N en Baja California Norte (Fig.1.1), región tectónicamente activa. El estudio aplica criterios de selección en el análisis de paleodirecciones (p. ej. Tauxe *et al.*, 2003, 2010), un estudio para develar las propiedades y mineralogía magnética, así como la disertación sobre el régimen tectónico regional y sus implicaciones en los datos paleomagnéticos; con el fin de hacer una aportación y comparación a los modelos estadísticos propuestos por McFadden *et al.* (1988, 1991) y Tauxe & Kent (2004), Modelo G para 0–5 Ma, 5–22.5 Ma y Modelo TK03.GAD, respectivamente; los cuales permitirán

entender la dinámica del campo geomagnético durante el periodo comprendido de 2 a 15 Ma en esta porción de la Tierra.

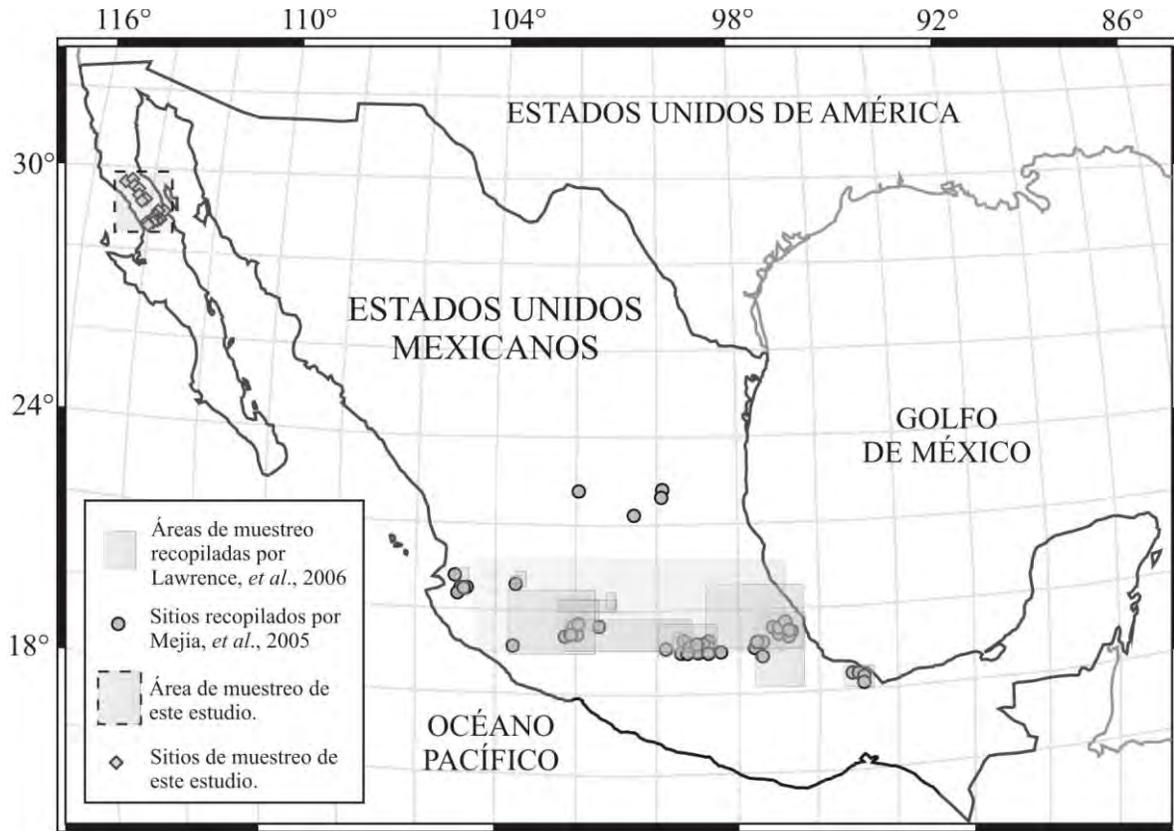


Figura 1.1. Compilación de los datos paleomagnéticos en México realizadas por Mejia, *et al.* (2005) y Lawrence, *et al.* (2006) [círculos y áreas sombreadas, respectivamente], con latitudes de entre $\sim 18^\circ$ y $\sim 23^\circ$ N; así como el área de muestreo paleomagnético de este estudio [recuadro punteado y rombos] que se ubica entre los 28.5° y 29.8° N.

I.2 Objetivos.

I.2.1 Objetivo General.

Realizar un estudio paleomagnético para determinar la Variación Paleosecular (PSV) en el noroeste de México, para el periodo entre 2–15 Ma, específicamente en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay, Baja California Norte.

I.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar la naturaleza vectorial de la magnetización remanente característica, con el propósito de documentar su comportamiento direccional en las unidades volcánicas muestreadas en el área.
- Develar la composición mineralógica magnética principal de las unidades volcánicas muestreadas en el área con base a sus propiedades magnéticas.
- Establecer las paleodirecciones y polos paleomagnéticos del área de estudio con base en una relación espacio-temporal para el análisis de la PSV.
- Ajustar las edades de ^{40}K - ^{40}Ar de las unidades volcánicas, comparando las direcciones de polaridad de cada sitio con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS, por sus siglas en inglés).
- Comparar los polos paleomagnéticos del área de estudio con las Curvas de Deriva Polar Aparente (APWP, por sus siglas en inglés), para determinar rotaciones o basculamientos del área de estudio.
- Realizar un comparativo de los resultados de la PSV con base en un estudio de corrección tectónica regional para el norte de la microplaca de Baja California.

I.3 Sumarios por capítulos

La presente tesis está subdividida en siete capítulos y una tabla de anexos, que representan los elementos necesarios para entender el trabajo realizado. A continuación se presenta una breve reseña del contenido y conclusión de cada capítulo.

Capítulo I. Introducción. El capítulo provee de una introducción histórica, con breves antecedentes de motivación para entender aspectos específicos del comportamiento del campo geomagnético, recayendo en una problemática particular de la PSV en México, la cual da cabida al planteamiento de objetivos (general y específicos) que se desarrollarán a lo largo del trabajo de tesis.

Capítulo II. Esencia Teórica del Análisis Paleomagnético. Éste se encarga de introducir al lector conceptos teóricos esenciales del paleomagnetismo, como es el comportamiento del campo geomagnético, las propiedades magnéticas en los minerales y la adquisición de la remanencia magnética, específicamente en rocas volcánicas.

Capítulo III. Marco Geológico. En este apartado se procura recalcar la evolución geológica del área de estudio desde el Mesozoico medio, remarcando la época del Mioceno al Plio-Cuaternario. Del mismo modo se puntualiza el desarrollo de la apertura del Golfo de California haciendo notar los desplazamientos corticales, la evolución tectonomagmática del Mioceno al Plio-Cuaternario, y la geología general de los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay. La información obtenida en este capítulo provee de un recurso indispensable para la discusión de los resultados en la tesis basados en los datos estadísticos de las paleodirecciones y su corrección tectónica.

Capítulo IV. Metodología del Análisis Paleomagnético. El objetivo es mostrarle al lector la metodología específica para lograr los objetivos planteados en el trabajo, tomando en cuenta tres aspectos importantes: i) en qué consiste el cálculo y/o experimento tratado, ii) qué equipo es el que se utiliza, y iii) cómo se analizaron los datos.

Capítulo V. Resultados. En esta sección se resaltan los datos más representativos, tanto de los estudios de propiedades magnéticas en cada sitio: razón Q_n , susceptibilidad vs. baja y alta temperatura, ciclos de histéresis, diagramas de FORC, desmagnetización térmica y por campos alternos, etc.; así como el cálculo estadístico de la PSV del área de estudio, con y sin corrección tectónica, y comparado con el Modelo G y TK03.GAD; también se comparan las direcciones medias con las APWP de 0 y 5 Ma. De igual forma, al final de este capítulo se presenta un sumario de las propiedades magnéticas de los sitios.

Capítulo VI. Discusión. El capítulo se divide en dos grupos de discusión: los resultados relacionados con las propiedades magnéticas y los ligados a la PSV. El primer caso tiene relevancia en agrupar las características minerales, valorando y comparando los comportamientos distintivos de las propiedades magnéticas de las rocas estudiadas, así como las dificultades para su análisis. La segunda parte puntualiza el trabajo realizado de la PSV para el área de estudio, con y sin una corrección tectónica, tomando en cuenta trabajos comparativos (p. ej. Tauxe *et al.*, 2000), la interpretación de los resultados y los artilugios matemáticos utilizados. Asimismo, se hace hincapié en la parte interpretativa de la PSV y la APWP, con base en la relación que estos tienen con la geología de la zona.

Capítulo VII. Conclusión. Este segmento revela las aportaciones más importantes que se encontraron en la tesis, haciendo énfasis en los objetivos propuestos.

Apéndice. El apéndice presenta una serie de tablas con los resultados detallados de compilaciones de datos y diversos experimentos, realizados a lo largo del presente trabajo.

CAPÍTULO II

ESENCIA TEÓRICA DEL ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO

Con la finalidad de introducir al lector en la esencia teórica del trabajo realizado en esta tesis, el presente capítulo se basa en los antecedentes teóricos fundamentales dentro de la literatura principal en paleomagnetismo y magnetismo de rocas, así como de variación paleosecular, como son: Butler (1992); Dunlop & Özdemir (1997, 2007); Johnson & McFadden (2007); Glaßmeier *et al.* (2009); Tauxe *et al.* (2010); entre otros.

II.1 Campo Geomagnético

En el capítulo anterior se han mencionado distintas características del campo geomagnético, como la peculiaridad de comportarse como un gran dipolo magnético, atribuido a la dinámica convectiva del núcleo de la Tierra y compuesto en su gran mayoría de Fe y Ni, así como sus posibles variaciones de largo plazo, el cual se asemeja al comportamiento de una dínamo autoexcitable. Este dipolo tiene sus ejes cercanos y cuasi-paralelos al eje de rotación terrestre, y su conducta puede ser expresada con base en un campo vectorial completa con cambios espacio-temporales, así como de polaridad. Este campo vectorial puede ser descrito en la superficie terrestre por tres componentes ortogonales o elementos magnéticos: X (apuntando en dirección al norte geográfico), Y (apuntando hacia el este), y Z (apuntando hacia abajo). Las dos componentes horizontales X y Y pueden combinarse, originando una sola componente horizontal H , donde $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$. De la misma manera, adicionando la componente vertical Z , se obtiene la intensidad del campo total F que es $F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$. La declinación D es definida como el ángulo entre H y el norte geográfico y la inclinación I es el ángulo entre la horizontal del plano y el campo total F (fig. 2.1a), con lo que D , I y F son la representación del campo geomagnético en coordenadas polares.

Es así que las observaciones promediadas de los cambios en espacio y tiempo para el campo geomagnético han propuesto la hipótesis de un modelo llamado *dipolo geocéntrico axial* (GAD), el cual es el modelo de referencia de mejor aproximación para los datos paleomagnéticos.

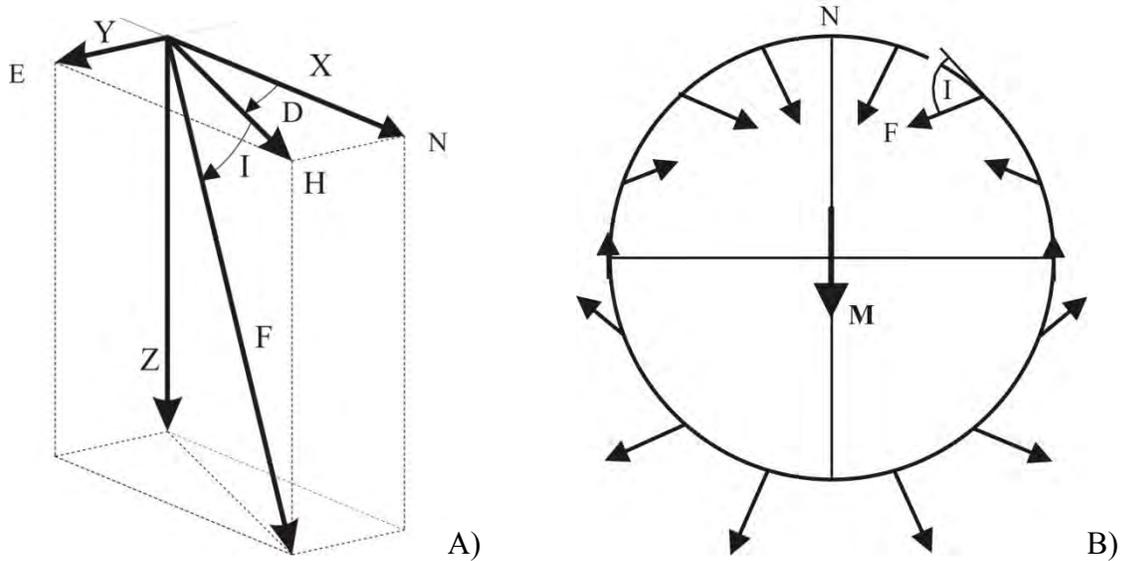


Figura 2.1. A) Sistema de coordenadas geomagnéticas mostrando las tres componentes ortogonales X , Y , y Z , la componente horizontal H y el campo total F , así como la declinación D y la inclinación I (Tomado de Glaßmeier *et al.*, 2009). B) Modelo del dipolo geocéntrico axial (GAD). El dipolo magnético (M) se centra en el núcleo de la Tierra y se alinea con el eje de rotación; N = norte geográfico; I = inclinación; F = campo total. Las direcciones e intensidades esperadas del campo magnético producidas por el DGA en la superficie son representadas por las flechas esquemáticas. (Modificado de Butler, 1992).

II.1.1 Modelo del dipolo geocéntrico axial (GAD)

La base del modelo del dipolo geocéntrico axial (GAD) sugiere que el campo geomagnético es producido por un dipolo magnético en el centro de la Tierra, el cual se encuentra alineado con su eje de rotación, evidencia y ventaja del comportamiento que se observa en la superficie terrestre, debido a que éste puede medirse fuera de su región de origen. No obstante, observaciones del campo geomagnético a través del tiempo (1 año a 10^5 años), a escalas locales, regionales y globales; han mostrado que las componentes vectoriales cambian en magnitud y espacio, y que éstas al promediarse dan una aproximación del GAD en $\sim 95\%$ con el eje de rotación terrestre, también nombrado “campo dipolar”, mientras que el $\sim 5\%$ restante se presenta como una discrepancia de orden superior del campo geomagnético, la cual es nombrada como el “campo no-dipolar”. El campo no-dipolar puede ser determinado por la diferencia entre el mejor ajuste del campo dipolar con el campo geomagnético observado; asimismo, el campo no-dipolar actúa en un orden de escala mayor (o continental), el cual puede ser estudiado con base en observaciones a nivel global. Actualmente se sabe que el campo geomagnético puede ser

bien descrito en primer orden por el GAD, ya sea orientado en su configuración de polaridad normal o inversa. Estas aproximaciones del GAD han sido muy explotadas por los estudios tectónicos de reconstrucción paleogeográfica, de interacciones entre el núcleo y manto, entre otros.

II.1.2 Polo Geomagnético Virtual (VGP)

La proyección de un polo basada en la observación de la dirección del campo geomagnético en un punto de la superficie terrestre (latitud y longitud) es llamada *polo geomagnético virtual* (VGP, por sus siglas en inglés). Esta posición del polo se fundamenta en la geometría del GAD que puede considerarse para la dirección del campo magnético observado en una locación y tiempo específicos. El estudio de la distribución de los VGPs es de interés en diversos estudios paleomagnéticos, debido a que, de manera estadística representa el grado de certidumbre de la estructura del GAD para ventanas temporales y con distribución espacial determinadas. Es así que el promedio vectorial en una esfera (Fisher, 1953) de los VGPs, resulta en un polo específico que es denominado *polo paleomagnético*, el cual representa la posición GAD determinado por datos paleomagnéticos para un área y temporalidad definida.

II.2 Magnetismo en las rocas y minerales

Toda la materia es magnética gracias a los movimientos de sus cargas eléctricas producidas a nivel atómico. Los estudios paleomagnéticos, requieren entender el comportamiento concerniente en las rocas y, por ende, en los minerales, como es el caso del „ferromagnetismo“ en el hierro-níquel de meteoritos, „ferrimagnetismo“ como la magnetita, o „antiferromagnetismo“ como la hematita. Estos minerales son en orden de magnitud “más magnéticos” que los minerales diamagnéticos como el cuarzo o los paramagnéticos como las micas. Ellos poseen o una „magnetización inducida“ reversible, ocasionada por la presencia de un campo magnético, o una „magnetización remanente“ permanente, que preserva una memoria del campo magnético del pasado (Dunlop & Özdemir, 2007).

II.2.1 Propiedades magnéticas de los minerales

El comportamiento magnético de las rocas y minerales puede ser clasificado de manera general en tres tipos: diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo. Además el ferromagnetismo presenta otros comportamientos característicos: antiferromagnetismo y ferrimagnetismo, que son importantes debido a la magnitud del magnetismo que aportan para el estudio paleomagnético (Dunlop & Özdemir, 1997). A continuación abordaremos de manera breve los diferentes comportamientos magnéticos.

Diamagnetismo. Propiedad de los materiales a responder con una dirección opuesta de sus momentos magnéticos ante un campo aplicado. La susceptibilidad magnética es débil y es imperceptible comparada a cualquier otra forma de magnetismo. Es independiente de la temperatura.

Paramagnetismo. Materiales cuyos átomos tienen momentos magnéticos y adquieren una magnetización inducida paralela al campo aplicado, que se reduce a cero cuando el campo es removido. Es dependiente del campo y la temperatura, y presentan una estrecha relación con el punto de Curie, que se puede describir por la teoría de Langevin.

Ferromagnetismo. Materiales cuyos átomos tienen una interacción de momentos magnéticos muy intensa, razón por la cual presentan una magnetización espontánea muy fuerte, aún cuando no esté presente un campo magnético externo. Este comportamiento depende de la temperatura una vez que se ha superado el punto de Curie, y ésta es descrita por la teoría de Weiss del campo molecular de ferromagnetismo.

Ferrimagnetismo. Esta es una propiedad magnética que presentan ciertos minerales (p. ej. titanomagnetitas), y guarda similitudes en la interacción atómica con el ferromagnetismo; sin embargo, la diferencia se encuentra en el número y tipo de cationes en la estructura cristalina, resultando que los momentos magnéticos son antiparalelos pero con diferente magnitud, siendo así su magnetización menor que en el ferromagnetismo.

Antiferromagnetismo. Esta propiedad también guarda similitudes con el ferrimagnetismo, con la gran diferencia que no hay presencia de magnetización espontánea, donde sus momentos aún no siendo paralelos se compensan alineados en dos sub-redes cristalinas.

Los materiales con esta propiedad (p. ej. hematita) dependen de la temperatura de Néel (basada en la teoría de Néel).

Como se ha observado, un principio fundamental al que se acatan los materiales paramagnéticos, diamagnéticos y ferromagnéticos (ferrimagnéticos y antiferromagnéticos), depende de la temperatura, la cual al elevarse o disminuirse manifiestan cambios en el comportamiento magnético. Dunlop & Özdemir (1997, 2007), presentan un compendio de distintos minerales, principalmente los magnéticos, con sus características físicas y químicas esenciales para el entendimiento en el estudio de magnetismo de las rocas y paleomagnetismo. Cabe mencionar que el fenómeno magnético del ferromagnetismo, ferrimagnetismo y antiferromagnetismo sólo se presenta en materiales con estructuras cristalinas particulares como lo son los minerales (p. ej. magnetita, hematita, titanomagnetita, etc.).

II.2.2 Magnetización remanente natural

La naturaleza vectorial del campo geomagnético puede estudiarse en las rocas debido a que en los procesos geológicos el vector del campo es registrado por los minerales ferrimagnéticos durante su formación y posterior evolución geológica, al registro de éste se le llama magnetización remanente natural (NRM, por sus siglas en inglés).

La NRM es el resultado de la primera medición de la magnetización obtenida de una roca (antes que se efectúe algún proceso del laboratorio). A menudo es una combinación de diversas componentes, cada una con historias independientes, por lo tanto, normalmente cuenta con más de una componente, conociéndose como componente primaria la adquirida durante su formación y componentes secundarias a todas aquellas que se adquirieron posteriormente a la formación de la roca. En síntesis la NRM puede definirse como:

$$\text{NRM} = \text{NRM primaria} + \text{NRMs secundarias (p.ej. magnetización remanente viscosa)}$$

Por ello cuando se hacen estudios de laboratorio (*ver*: capítulo IV), es importante separar cuidadosamente las componentes secundarias, develando así la magnetización remanente preponderante o estable, en este caso la NRM primaria o también llamada magnetización

remanente característica (ChRM, por sus siglas en inglés), connotación asignada debido al dilema de la génesis sobre la remanencia magnética.

En las rocas existen diferentes mecanismos para la adquisición de la magnetización remanente, los cuales se describen a continuación.

Magnetización remanente térmica (TRM). Es producida por el enfriamiento de las rocas ígneas hasta que la temperatura este por debajo del punto de Curie en presencia de un campo magnético.

Magnetización remanente térmica parcial (pTRM). Es una magnetización que se adquiere por intervalos de acuerdo a los minerales de los que se conforma la roca y que se enfrían en un campo magnético a menor temperatura que la del punto de Curie.

Magnetización remanente química (CRM). Se da por los cambios químicos que forman minerales ferrimagnéticos por debajo de la *temperatura de bloqueo* (temperatura por debajo del punto de Curie, en donde los minerales adquieren de manera efectiva la magnetización, posterior a un cambio en los granos de superparamagnéticos a domino sencillo) y en presencia de un campo magnético.

Magnetización remanente detrítica (DRM). Es adquirida durante la rotación de partículas magnéticas durante la depositación y litificación de las rocas sedimentarias. Mientras más fino sea el grano (sólo hasta cierto límite inferior de tamaño como $0.1 \mu\text{m}$) y más lenta la depositación, mayor la estabilidad y mejor será el alineamiento paralelo al campo magnético.

Magnetización remanente viscosa (VRM). Esta remanencia es gradualmente adquirida durante la exposición a un campo magnético, siendo una remanencia secundaria que se adquiere en todas las rocas. Depende del tiempo de exposición, material, tamaño del grano, composición, campo externo expuesto, etc. En teoría el rango de decaimiento de una remanencia preexistente al ubicarse en un campo magnético nulo debe ser similar al de adquisición. Esta clase de remanencia es fácilmente removida.

Magnetización remanente isothermal (IRM). Adquirida por la exposición de una roca a fuertes campos magnéticos por un corto tiempo y a temperatura ambiente. En la naturaleza

puede ser adquirida por la interacción de tormentas frecuentes con la roca (campo que acompaña el flujo de electrones en relámpagos). Esta magnetización también puede ser inducida artificialmente con un electroimán en el laboratorio, generalmente a temperatura ambiental.

II.3 Variaciones del campo geomagnético

Las aportaciones de Opdyke & Henry (1969), y Wilson (1970, 1971), fueron de gran relevancia debido a que ellos comprobaron la hipótesis del GAD con base en estudios paleomagnéticos efectuados en sedimentos marinos y en rocas volcánicas, respectivamente. No obstante, posterior a estos estudios, Schneider & Kent (1988, 1990) expanden esta investigación con el fin de documentar el comportamiento a largo plazo de las desviaciones del GAD, debido a la diferencia en la resolución de los datos con el modelo dipolar.

Actualmente las observaciones del campo magnético terrestre, así como los estudios paleomagnéticos, proveen de los elementos para entender el comportamiento (estocástico) y evolutivo del campo geomagnético a corto y largo plazo. Desde interpretaciones matemáticas esenciales como lo son los armónicos esféricos: potencial magnético escalar en una fuente libre debido a un campo interno, que obedece las ecuaciones de Laplace, y que permiten el cálculo del potencial resultante o del campo geomagnético asociado a cualquier punto fuera de la región fuente, supuesta como el núcleo de la Tierra; es sin duda una herramienta esencial para interpretar las variaciones del GAD. Así como, el estudio de las variaciones de los datos paleomagnéticos basados en la variación paleosecular (PSV) y el campo promediado en el tiempo (TAF), también se convierte en una tarea imprescindible en la comprensión del campo geomagnético a través del tiempo.

El modelado estadístico de la PSV y TAF está relacionado con la distribución y calidad de los datos, por ello deben de tomarse en cuenta los siguientes puntos en los resultados paleomagnéticos:

1. Los sitios de muestreo no debieron haber sufrido efectos de movimientos tectónicos desde la adquisición de la remanencia magnética.

2. Debe estudiarse un número suficiente de sitios temporalmente independientes, que muestreados cubra por lo menos un periodo de tiempo de 10^4 años, para promediar la variación secular y reducir la incertidumbre en la estimación del TAF y PSV.
3. Múltiples muestras por sitio, con el fin de evaluar el error dentro de cada sitio.
4. Recuperar la remanencia primaria o característica con un proceso de desmagnetización.

II.3.1 Variación Paleosecular (PSV)

La variación paleosecular (PSV) describe la variación temporal del campo geomagnético en el pasado, en donde las observaciones son obtenidas en la superficie terrestre, manifestación del vector del campo preservado en el registro de las rocas, a menudo analizado por el estudio de la dispersión relativa de los VGPs con relación al eje de rotación de un grupo de sitios paleomagnéticos en una región definida. Los diferentes modelos de PSV (p. ej. McElhinny & McFadden, 1997, Tauxe & Kent, 2004) han proporcionado información tanto estadística como empírica del comportamiento del campo esperado para la estructura del GAD, y su particular interés radica en entender su variación geográfica, de manera latitudinal y longitudinal, así como las variación de la dirección del campo con respecto a su intensidad.

El análisis más común en las descripciones de la PSV se basa en la desviación estándar angular (ASD, por sus siglas en inglés) de los VGPs con respecto a su media, S . Sin embargo, en algunos estudios de la PSV, el cálculo se ha realizado adicionando la dispersión total entre la media de distintos sitios, S_T , así como la dispersión de las direcciones de un mismo sitio, S_W ; que combinadas éstas últimas, resultan en la llamada *dispersión entre sitio*, S_B . Algunos autores calculan la S_B con respecto a la media de sus sitios, mientras que otros la calculan asumiendo que la media de los sitios coincide con el norte geográfico (punto que es asumido en el Capítulo IV). Las observaciones de la ASD incrementan con la latitud y han sido motivación de distintos modelos de PSV, por ejemplo, McFadden *et al.* (1988) utilizan las propiedades del campo actual para establecer una forma general de la curva de ASD de los VGPs, mientras Constable & Parker (1988) utilizan el espectro de potencia del campo geomagnético de hoy en día para constreñir el paleoespectro de potencia, sin embargo, en este modelo no se basan en ninguna teoría física y carece de un acoplamiento con los datos actuales del campo geomagnético (D, I, F). Son

McFadden *et al.* (1988) quienes proponen una representación diferente de la PSV, introduciendo la idea de una contribución separada de la varianza del campo en dos partes: la familia dipolar y la cuadripolar. Esta idea proyecta el enlace con la descripción de los armónicos esféricos. Así la dispersión de los VGPs debido a la familia cuadripolar es constante con la latitud, mientras que la dipolar varía linealmente (0 en el ecuador) hasta una latitud de 70°. Lo que es ahora el Modelo G, modelo que intenta atar la estadística de la PSV con la teoría de la dínamo. Por otro lado, Tauxe & Kent (2004) generan el modelo TK03.GAD, el cual contiene las bases del modelo de Constable & Parker (1988) basado en un proceso gaussiano gigante, que predice un ligero incremento en la dispersión de los VGPs, mostrando menor importancia al dipolo axial y ajustando el espectro de potencia en los coeficientes gaussianos asimétricos.

De forma resumida la PSV puede definirse como la tasa de cambio en el comportamiento del campo geomagnético, y las series temporales de observaciones paleomagnéticas que permiten que éste se evalúe estadísticamente de acuerdo a su marco de referencia o modelo esencial, denominado GAD, el cual varía principalmente en función de la latitud.

II.3.2 Campo promediado en el tiempo (TAF)

Entender el comportamiento y geometría del campo promediado en el tiempo (TAF), en primer lugar, provee de una buena aproximación para conocer la naturaleza de las desviaciones y geometría estacionaria del GAD; en segundo lugar, posiblemente para entender el papel que éste juega en los procesos internos de la Tierra. Distintas vertientes de la investigación del TAF son: 1) la detección de la estructura no-GAD, 2) la discriminación entre posibles fuentes (comportamiento real del campo vs. p. ej. muestreo parcial o el efecto magnético de las rocas), y 3) la explicación de cualquier estructura del campo no-GAD (Johnson & McFadden, 2007).

Las investigaciones del TAF funcionan para polaridades estables, enfocándose principalmente en los últimos 5 Ma, debido a la viabilidad del conjunto de datos globales y los pequeños efectos en los movimientos tectónicos (Johnson *et al.*, 2008). El TAF puede ser descrito y modelado como una representación de los armónicos esféricos, y aunque no

presente una solución única e intervengan interpretaciones con distintas perspectivas, el TAF es representado gracias a las observaciones de los datos paleomagnéticos con un elemento principal [~95%] del GAD o campo dipolar, y una componente secundaria cuadripolar axial [~5%] del campo geomagnético o no-dipolar (McElhinny *et al.*, 1996; Hatakeyama & Kono, 2002; Merrill & McFadden, 2003).

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

La evolución geológica de la Península de Baja California, así como la apertura del Golfo de California, están intrínsecamente ligadas al desarrollo tectónico de América del Norte en su porción occidental. El registro geológico evidencia que durante los últimos ca. 80 Ma la margen oeste de Norteamérica ha estado afectada por la subducción de las placas de Farallón-Kula y Pacífico bajo la placa Norteamericana, así como por la interacción de la dorsal del Pacífico oriental con la margen continental (Atwater & Molnar, 1973; Atwater, 1989).

Los registros geofísicos y geológicos han permitido elaborar una cronología del desarrollo de Baja California que para interés de este trabajo puede resumirse en tres eventos generales: i) en el Mesozoico temprano y hasta el Mioceno medio, la placa de Farallón-Kula fue subducida por debajo de la costa oeste de Norteamérica (Bunge & Grand, 2000); ii) durante el Cenozoico medio, aparece una renovada actividad magmática con el emplazamiento de lavas calcialcalinas pertenecientes al grupo Comondú (Umhoefer *et al.*, 2001); (de manera remarcable para esta tesis) iii) en el Mioceno medio, aparecen cambios en el régimen tectónico de subducción a *rift*-transtensión, el cual genera distintos periodos de vulcanismo y movimientos corticales a lo largo de la margen occidental del continente. Es decir, una historia completamente ligada a la relación entre dinámica de la corteza oceánica y dorsales oceánicas (placa del Pacífico y Farallón), en subducción con la margen continental de Norteamérica (Atwater, 1970; Dickinson & Snyder, 1979).

El primer gran periodo de eventos tectónicos (Mesozoico medio a Cenozoico medio) en la margen occidental de Norteamérica se pueden detallar en dos sucesos: la subducción de bajo ángulo y alta velocidad de la placa, que produjo la orogenia Laramide entre 70 y 35 Ma (Bird, 1998); y la reorganización de las placas Farallón-Kula-Pacífico producida entre ca. 55–53 Ma (Atwater, 1989; Lonsdale, 1988;), marcando una punto importante en la evolución paleógena debido al cambio de la dirección de convergencia (Schellart *et al.*, 2010; fig. 3.1).

Es importante mencionar que para el segundo episodio la placa Farallón continuó subduciéndose hasta el Eoceno y Oligoceno. Asimismo, a partir de los ca. 30 Ma ocurrió un cambio en la configuración del borde tectónico, de un límite convergente a un límite transformante, debido a que un segmento de la dorsal del Pacífico intersecó la margen continental, generándose dos puntos triples, que migraron en direcciones (Atwater, 1970; Dickinson & Snyder, 1979; Fig. 3.1) hasta el Mioceno (Mammerickx & Klitgord, 1982).

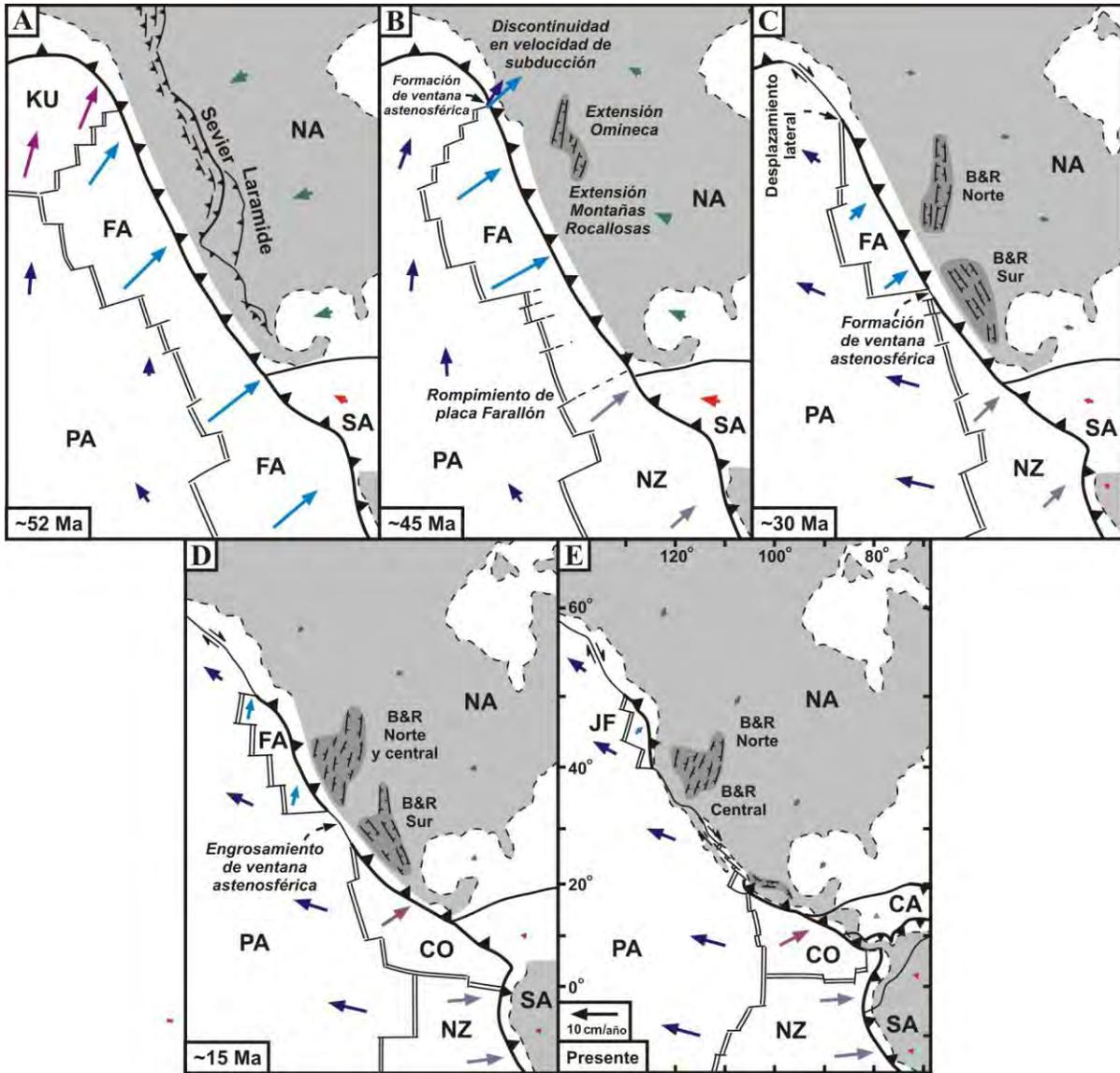


Figura 3.1. (A a E) Reconstrucción de la placa de Farallón y su relación con la margen occidental de Norteamérica durante el Cenozoico, esquematizado en movimientos absolutos. (A) ~52 Ma (Eoceno temprano), (B) ~45 Ma (Eoceno medio), (C) ~30 Ma (Oligoceno), (D) ~15 Ma (Mioceno medio), y (E) 0 Ma (Presente). B&R representa el evento de Cuencas y Sierras (o *Basin and Range* por sus siglas en inglés). (Modificado de Schellart *et al.*, 2010).

Entre los ca. 30 y los 12.5 Ma comienza el tercer evento tectónico, caracterizado por la progresiva interacción de la dorsal del Pacífico oriental con la trinchera, resultando en el desprendimiento y subsecuente captura de microplacas por la placa del Pacífico (Spencer & Normark, 1989; Lonsdale, 1991). Durante este periodo, (~25 Ma), se formó la placa de Guadalupe entre la fracturas de Mendocino y la zona de fractura de Murray (Mammerickx & Klitgord, 1982), siendo la subducción continua hasta cesar a los ~14–13 Ma y dejando un remanente de la misma placa a lo largo de la costa sur de la Península (27°N) (Atwater, 1970; Mammerickx & Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991; Sawlan, 1991). Este transcurso progresivo dio origen al magmatismo cenozoico de Baja California, resultando en un volcanismo calcialcalino entre ca. 26 y 18 Ma (Gastil *et al.*, 1979; Martin *et al.*, 2000; Bryan *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2013). Posteriormente, entre los ~12.5–6 Ma, una vez que ha cesado la convergencia, se generó un sistema de fallas transformes (p.ej. fallas Tosco-Abrejos y Santa Margarita-San Lázaro) entre el Pacífico y la placa Norteamericana, en contigüidad de la vieja trinchera (Spencer & Normark, 1989). Y en los 6 Ma el límite de placa fue removido hacia el actual Golfo, separándose progresivamente con una cinemática transtensional dextral con orientación NW-SE (Stock & Hodges, 1989). Entonces, los datos geológicos y geofísicos son el registro de que la Península representa un bloque capturado por la placa del Pacífico y con un movimiento que se aleja de la parte continental de Norteamérica, la cual se ha sugerido inicialmente por Lonsdale (1989, 1991).

Asimismo, la dinámica cortical que origina el sistema de *rift*-transtensional de la Península del Golfo de California puede ser clasificado, según Merle (2011), en dos categorías según su evolución tectónica: 1) „*rift* relacionado a subducción” (“pasivo”), marcado de manera específica por el comportamiento extensional que sufre la placa Norteamericana desde los 30 Ma, y 2) „*rift* relacionado a movimientos transtensionales” (“pasivo”), originado desde los 12.5 Ma, cuando la convergencia de las placas de Farallón y Norteamérica cesa.

III.1 Evolución Tectonomagmática del Mioceno al Plio-Cuaternario.

La actividad volcánica en la Península de Baja California para un periodo que abarca desde el Mioceno medio hasta el Plio-Cuaternario, presenta una evolución con estilos variados como son: campos monogenéticos y algunos edificios volcánicos poligenéticos. Asimismo,

la relación entre la distribución espacial y temporal de la actividad tectonomagmática se puede representar en tres periodos principales (p. ej. Negrete-Aranda & Cañón-Tapia, 2008):

1. Periodo de subducción activa ($T > 12.5$ Ma, en donde T indica el tiempo).
2. Periodo transicional ($12.5 > T > 6$ Ma).
3. Periodo transtensional o *synrift* ($T < 6$ Ma).

Correspondientes con estos periodos, se han identificado al menos 15 lugares a lo largo de la Península que presentaron actividad volcánica, de los cuales algunos no han sido estudiados a detalle. Sin embargo, los sitios que representan la gran diversidad composicional desde el Mioceno tardío al Cuaternario, se ubican en siete de los principales campos volcánicos monogenéticos distribuidos a lo largo de la península (Fig. 3.2), los cuales son de norte a sur: San Quintín, Jaraguay, San Borja, Santa Clara, San Ignacio-San José de Gracia, Santa Rosalía y La Purísima (Negrete-Aranda & Cañón-Tapia, 2008).

Periodo de subducción activa ($T > 12.5$ Ma).

Este periodo contiene el rasgo predominante del volcanismo del Oligo-Mioceno del este de México, historia compleja de interacciones entre diversos factores, como la actividad de un régimen de subducción normal entre las placas de Farallón y Norteamérica, así como la acumulación de magma máfico en la corteza y grandes erupciones ignimbríticas (Bryan *et al.*, 2008, 2013; Ferrari *et al.*, 2013). Algunos autores han interpretado la formación de un arco volcánico semi-continuo de composición predominantemente calcialcalina (grupo Comondú), activo entre ~25–21 Ma y con cese a los 12.5–11 Ma (Gastil, *et al.*, 1979; Sawlan & Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991; entre otros). Sin embargo, recientes estudios muestran que estas andesitas del grupo Comondú que ahora se exponen a lo largo de la costa este de la Península (Fig. 3.2), son parte de un ejemplo regional a gran escala de extensión *syn*-volcánica conducida por fallamiento y procesos de mezcla de magmas en un periodo entre 25–12 Ma (Bryan *et al.*, 2013). Asimismo, lo anterior muestra que estas rocas representan el volcanismo activo en Sonora durante el Oligoceno tardío, y en Baja California en el Mioceno temprano.

El límite de la actividad volcánica calcialcalina en la Península es acotado hasta el Plio-Cuaternario. No obstante, algunos centros volcánicos de Baja California, presentan una deformación adicional que incluye el estilo del *Basin & Range* para el fallamiento normal y el basculamiento de bloques (Henry, 1989; Henry & Aranda-Gómez, 1992, 2000) y que también forma parte de la Provincia Extensional del Golfo de California (Gastil *et al.*, 1975), lo que se ha interpretado como un largo proceso de extensión cortical que inicio desde el Oligoceno tardío y que continuó con el *rift* del Golfo de California para ca. 12.5 Ma (Ferrari *et al.*, 2013).

Periodo transicional (12.5 > T > 6 Ma)

Una vez terminada la subducción en la margen occidental debido a la captura y cese de la dorsal de Magdalena, comenzó un periodo de transición tectónica, de una margen convergente a un límite transtensional (Mammerickx & Klitgord, 1982; Spencer & Normak, 1989; Lonsdale, 1991; Ferrari *et al.*, 2013), y con éste el estilo y composición del volcanismo cambió (Negrete-Aranda & Cañón-Tapia, 2008).

El volcanismo en este periodo post-subducción ocurrió en el eje central de la península migrando de este a oeste con respecto a la posición de los edificios *syn*-volcánicos previos (Sawlan & Smith, 1984; Sawlan, 1991); asimismo, este periodo se caracterizó por la actividad de campos volcánicos monogenéticos además de algunos volcanes compuestos con calderas y mesetas de ignimbritas. De tenerse una composición predominantemente calcialcalina en el Mioceno temprano, el periodo subsecuente transicional entre el cese de subducción y la apertura del Golfo, tiene como característica primordial la presencia de una gran variedad de cambios composicionales en las rocas volcánicas a lo largo de la Península (Fig. 3.2). La suma de las características petrográficas y geoquímicas del volcanismo post-subducción se ha traducido en la identificación de cinco tipos principales de magma que incluyen: 1) Toleítas, 2) Productos máficos alcalinos asociados con basaltos de islas intraplaca, 3) Andesitas magnésicas, 4) Adakitas, y 5) Basaltos enriquecidos en Niobio (Sawlan & Smith, 1984; Saunders *et al.*, 1987; Sawlan, 1991; Aguillón-Robles *et al.*, 2001; Benoit *et al.*, 2002; Calmus *et al.*, 2003; Pallares *et al.*, 2007, 2008; entre otros).

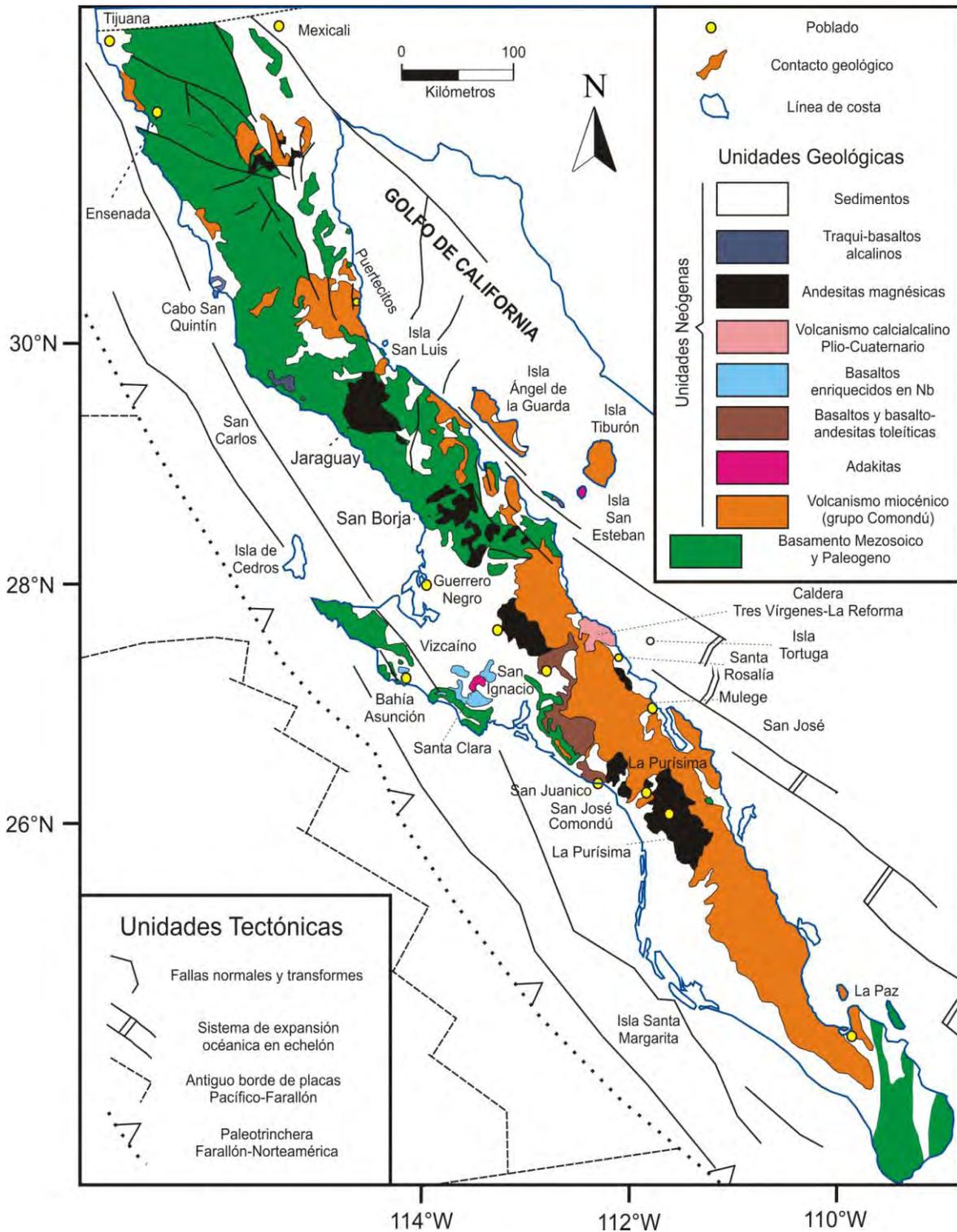


Figura 3.2. Mapa que representa los principales campos volcánicos y la geología de Baja California, así como la distribución de las principales estructuras tectónicas (Modificado de Aguillón-Robles, 2002; Calmus *et al.*, 2003; Pallares *et al.*, 2007; Fletcher *et al.*, 2007).

Periodo transtensional o synrift ($T < 6$ Ma).

Posterior al periodo de transición la actividad volcánica cesó en su variedad composicional y dio paso al emplazamiento de andesitas magnésicas, a lo largo de todos los centros volcánicos principales, así como un último periodo de actividad calciocalina para el Pliocuaternario (Fig. 3.2; Negrete-Aranda & Cañón-Tapia, 2008); mientras continuaba el régimen de esfuerzos transtensional relacionados con la formación y apertura del Golfo de California (Stock & Hodges, 1989). Este régimen de esfuerzos se desarrolló entre el Pacífico y la placa de Norteamérica en las cercanías de la vieja trinchera, zonas de falla San Benito-Tosco-Abreojos (Spencer & Normark, 1989) y Santa Margarita-San Lázaro, previo a los ca. 6 Ma (Fletcher *et al.*, 2007).

III.2 Evolución del desplazamiento en la Península de Baja California.

Observar la evolución del desplazamiento de la Península de Baja California implica estudiar la cinemática cortical a partir de la reorganización de los límites de placa entre Pacífico y Norteamérica durante un periodo entre 14–11 Ma (Sutherland, *et al.*, 2012), los procesos extensivos durante el estadio transtensional entre 12.3–6.3 Ma (Oskin & Stock, 2003; Fletcher, *et al.*, 2007) y previos a éste, como lo es en el Oligoceno (Gans, 1997; Gans *et al.*, 2003; Wong *et al.*, 2010), así como el movimiento cuasi independiente de la Península a partir de la captura por la placa del Pacífico (DeMets, 1995; Plattner *et al.*, 2007).

Los acomodos de los límites de placas entre Pacífico y Norteamérica que afectaron la región de Baja California posiblemente iniciaron con los movimientos transformantes entre éstas en el Mioceno tardío a medio, cuando la actividad en las dorsales oceánicas de las microplacas derivadas de Farallón (Guadalupe y Magdalena) cesaron y fueron capturadas por la placa del Pacífico (Mammerickx & Klitgord, 1982). Empero, antes de que cesara la subducción en la margen continental [ca. 12.5 Ma], el continente, sobre todo en la parte este del proto-Golfo, sufrió una primera fase de extensión ortogonal (a la margen continental) entre 30 y 12 Ma (Ferrari *et al.*, 2013), asimismo, para los 14–12 Ma se comenzaba una segunda fase extensional oblicua, y una tercera fase extensional sincrónica

con la apertura de las cuencas central y norte del Golfo, comenzando entre 8–5 Ma (Sutherland, *et al.*, 2012).

El trabajo de Sutherland, *et al.* (2012), por ejemplo, muestra que la apertura del Golfo se presenta en tres estadios principales (Fig. 3.3): i) una fase inicial que probablemente comenzó hacia los ca. 12 Ma con la formación de diferentes cuencas concentradas en el eje de la apertura del Golfo y con una rápida distribución extensional, este último como un evento sintectónico relacionado con una dorsal estacionaria de Magdalena enfrente de la Península (Stock & Hodges, 1989); ii) mientras continuaba el acomodo extensional se presenta la segunda fase entre los 8–5 Ma, la cual es inferida por la formación de pequeños semi-grabens en las cuencas a través de diferentes transectos, posiblemente sincrónicos con la formación de las cuencas oceánicas en el centro y norte del Golfo; y iii) la tercer fase se manifiesta como el inicio de la ruptura litosférica y comienzo de la creación de piso oceánico, en la dorsal de Alarcón, al sur del Golfo [3.7–3.5 Ma].

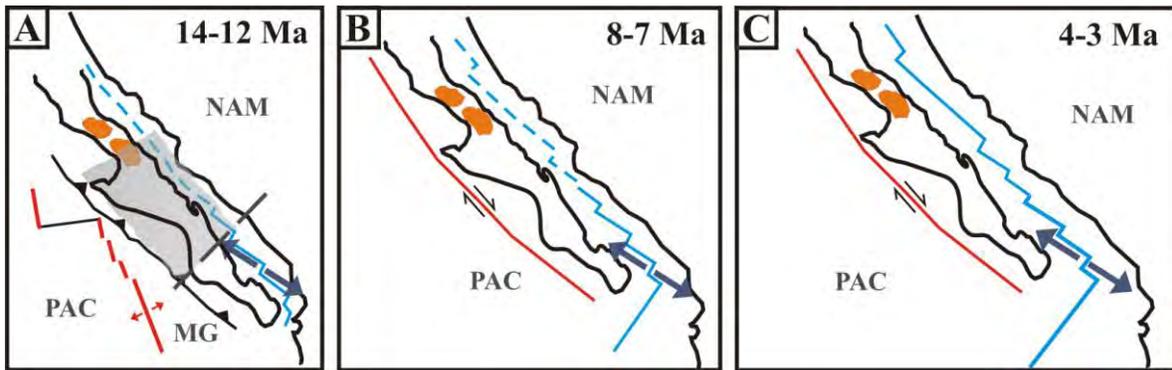


Figura 3.3. Historia tectónica del Golfo de California. (A) El comienzo de la evolución del Golfo a partir de 14–12 Ma. En rojo se presenta la dorsal de Magdalena (MG) estancándose en la costa oeste de Baja California por medio de la subducción debajo de Norteamérica (NAM); en el recuadro gris se indica el límite del Golfo sur y centro/norte causado por la zona de despegue de la placa subducida al sur; en azul se muestra la extensión oblicua que comienza en el sur del proto-Golfo. (B) La subducción y desprendimiento de piso oceánico cesa al oeste de Baja California generándose el sistema de fallas Tosco-Abreojos (en rojo) que continúa con la extensión oblicua a los 8–7 Ma. (C) Comienza la creación de piso oceánico al sur del Golfo mientras pequeñas cantidades de movimiento continúan en la falla Tosco-Abreojos; no estando aún Baja California completamente adherida a la placa del Pacífico. En A–C, la placas del Pacífico (PAC) y Norteamérica (NAM); en naranja se representa el área aproximada que abracan los dos campos volcánicos monogenéticos estudiados en esta tesis (Modificado de Sutherland *et al.*, 2012).

Sin embargo, la geodinámica de la Península de Baja California, como se ha mencionado anteriormente, conlleva entender diferentes procesos en la evolución y desplazamiento de las placas tectónicas. Así que un enfoque interesante, es remarcar que la

Península posiblemente ha manifestado un comportamiento de microplaca cuasi independiente de las placas de Pacífico y Norteamérica en los últimos ca. 12.3 Ma a partir del cese de la subducción en la margen occidental hasta nuestros días (Michaud *et al.*, 2006; Plattner *et al.*, 2007), pero que anterior a este periodo el fragmento de microplaca aún pertenecía a la dinámica de la placa Norteamericana.

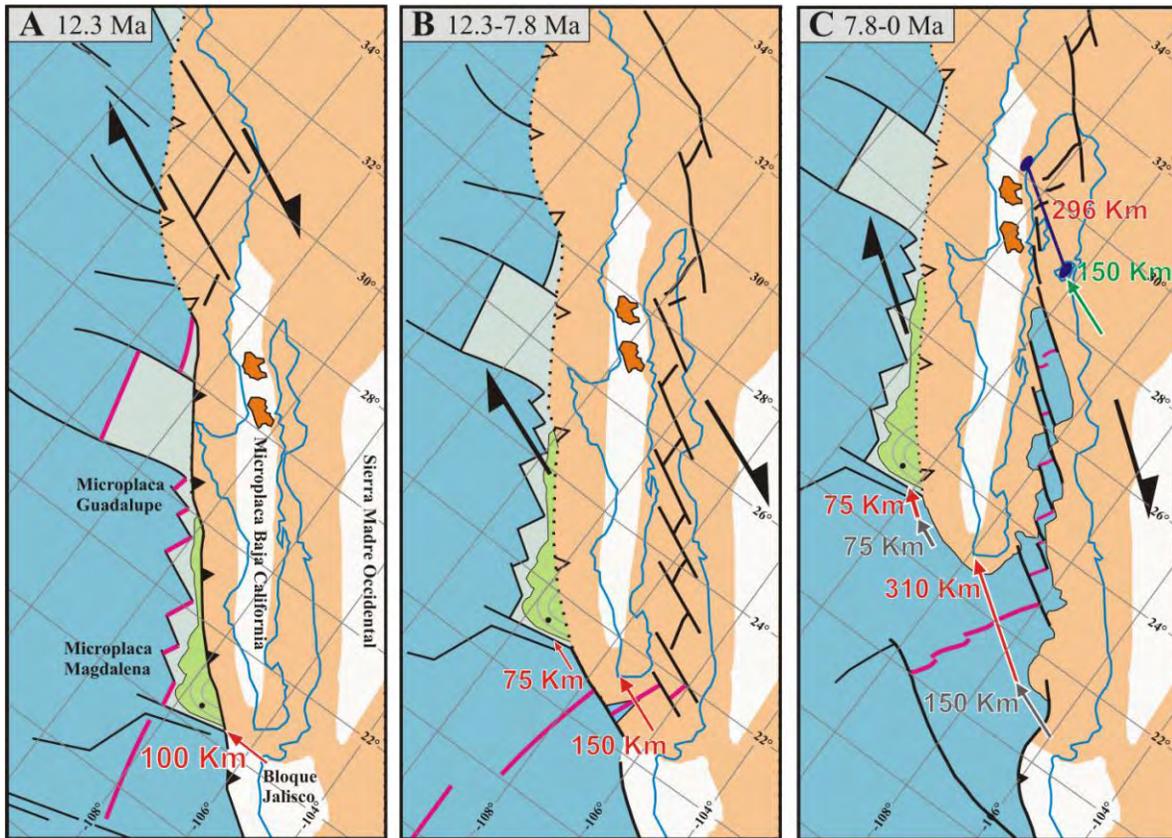


Figura 3.4. Modelo cinemático revisado para la Península de Baja California. (A) Microplaca de Magdalena restaurada para (12.3 Ma) con una corrección de posición de 100 km (flecha roja). En líneas color rosa se muestran las dorsales al oeste de la margen antes de dejar de ser activas. (B) De 12.3 a 7.8 Ma, se acumulan 75 km y 150 km de cizalla transtensional en el registro del abanico Magdalena (en verde) y el Golfo, respectivamente. (C) De 7.8 a 0 Ma, 75 km y 310 km de cizalla transtensional acumulada en el registro del abanico Magdalena y el Golfo, respectivamente. En las tres imágenes la línea de costa está en azul; la corteza continental acomodada posterior a los 12.3 Ma está en marrón; microplacas con poca deformación en la corteza continental se muestra en blanco; microplacas a la deriva de Farallón están en azul claro; los depósitos del abanico Magdalena están en verde; la línea en morado es el desplazamiento según Oskin & Stock (2003), las demás flechas son los desplazamientos recalculados por Fletcher *et al.*, 2007 (Modificado de Fletcher *et al.*, 2007).

El transporte tectónico en la Península se ha analizado desde diferentes puntos de vista. Atwater & Stock (1989) sugieren que la reconstrucción del circuito tectónico global muestra que, dependiendo de la latitud del polo de Euler, la placa del Pacífico ha sido transportada 640–720 km hacia el noroeste relativa a Norteamérica estable desde ca. 12.3 Ma. No obstante, se ha demostrado que el desplazamiento de la Península y evolución del Golfo de California no es trivial, debido a que existen diferencias tanto en el norte como en el sur de la península, resultado de diversos deslizamientos y acomodos infinitesimales en los bordes de la península (p.ej. falla Tosco-Abreojos; Sutherland *et al.*, 2012), así como los movimientos al comienzo de la expansión del piso oceánico que se propaga de sur a norte, presentando un mayor desplazamiento en la zona sur que en la central y norte (Oskin & Stock, 2003; Lizarralde, *et al.*, 2007; Fletcher, *et al.*, 2007; Sutherland, *et al.*, 2012); sin embargo, esto se encuentra en discusión debido a que sencillamente la extensión se acomoda de distintas formas a lo largo de la Península.

La estimación mejor registrada para el transporte tectónico de la microplaca de Baja California en los últimos ca. 12.3 Ma, puede estructurarse con base en trabajos que manejan diversos enfoques y que convergen en resultados similares. Una valoración y comparación inicial del desplazamiento total para los segmentos norte y sur de Baja California, resulta en ~296 km (Oskin & Stock, 2003; Lizarralde *et al.*, 2007) más ~150 km de extensión continental (Gans, 1997) para la parte norte; y 450–500 km para el caso del sur (Fletcher *et al.*, 2007; Fig. 3.4); distribuidos en los distintos periodos de evolución tectónica antes mencionados.

El desplazamiento en la parte norte de la Península (caso de interés para este trabajo de tesis), puede detallarse de la siguiente manera. Según Oskin & Stock (2003) para la Cuenca Delfín Superior, se estiman ~296 km de desplazamiento en un periodo aproximado de 6.3–0 Ma y con rumbo de NW 48°, así como la adición de ~100–150 km propuestos por Gans (1997) y Sutherland, *et al.* (2012), que forman parte de la extensión progresiva en la parte de la periferia continental durante el proceso de captura y separación de la Península, para un periodo entre ~12.3 y 8–5 Ma (Fig. 3.4). Por otro lado, Plattner *et al.* (2007) proveen un enfoque diferente, debido a que, basados en mediciones satelitales, ellos han estimado un desplazamiento absoluto de ~46 mm/año para toda la microplaca de Baja

California, comparado con el movimiento del registro geológico de DeMets (1995) en ~ 51 mm/año, en el que ambos mantienen un movimiento relativo entre Norteamérica y Baja California con rumbo de SE 55° . No obstante, la aportación de Negrete-Aranda *et al.* (2010) con el registro de la orientación preferencial de los centros eruptivos monogenéticos del campo San Borja (estudiado en esta tesis), con base al esfuerzo mínimo compresivo (σ_1), de tendencia NW-SE y con un rumbo de SE 34° a SE 28° , para los últimos 12.5 Ma; es otra evidencia de un periodo de régimen transtensional y de movimiento en dirección NW de los centros volcánicos.

En resumen, los desplazamientos netos estimados en Baja California con base en su evolución geológica para el área norte, específicamente en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay, pueden subdividirse en tres: i) un periodo de extensión ortogonal a partir de los ca. 30 Ma y hasta ca. 12 Ma (Ferrari *et al.*, 2013), con una tasa de transporte de 8.3 mm/año; ii) un periodo de adelgazamiento cortical, asociado a la apertura del Golfo, entre los ~ 12.3 y 6.3Ma (acotado por el modelo de Oskin & Stock, 2003), con una tasa de transporte tectónico de ~ 25 mm/año; y iii) un periodo *synrift*-transtensional de 6.3–0 Ma, con una tasa de transporte de ~ 47 mm/año (tasa que coincide con el estudio de Plattner, *et al.*, 2007). Asimismo, comparando los rumbos de desplazamiento mencionados anteriormente, estos nos sugieren una dirección de movimiento de la Península de NW $48 \pm 8^\circ$ desde los 6.3 Ma, que bien puede extrapolarse para los últimos 12 a 12.3 Ma entendiendo la dinámica cortical de Baja California (Fig. 3.5).

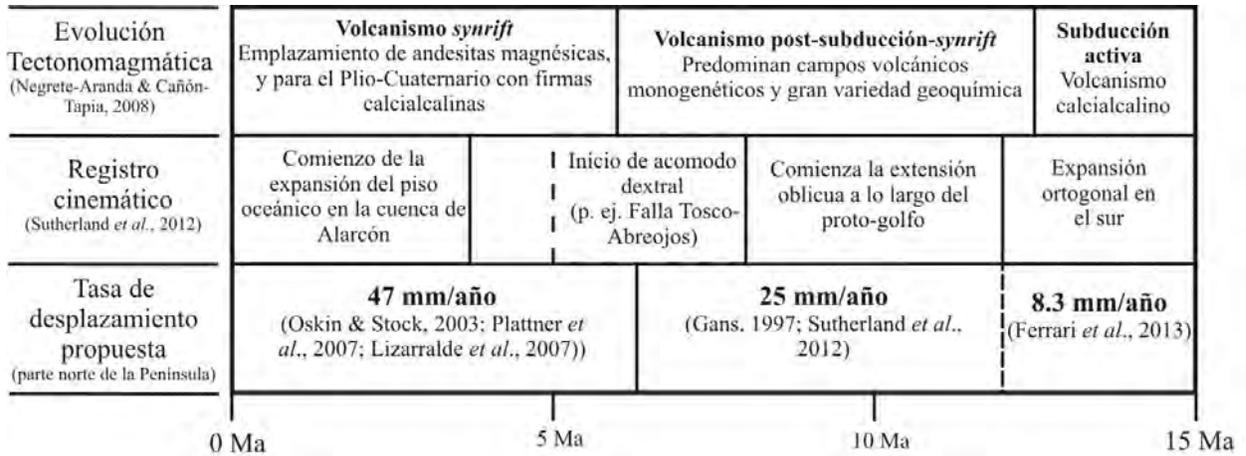


Figura 3.5. Marco de los eventos tectonomagnéticos y de registro cinemático de algunos autores, comparado con la tasa de desplazamiento de la Península de Baja California durante los últimos 15 Ma estimadas y retomadas en este trabajo.

III.3 Geología de los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay

En su gran mayoría, las siguientes descripciones de los dos campos volcánicos monogenéticos estudiados en esta tesis, Jaraguay y San Borja, están basadas en Pallares (2007).

III.3.1 Jaraguay.

El campo volcánico de Jaraguay es una provincia que presenta el registro de diversas erupciones volcánicas. Situado al norte de la Península de Baja California (Fig. 3.2) entre los paralelos 29° y 29.75° N, esta región abarca por lo menos una superficie de 3750 km². A pesar de que esta área presenta diferentes tipos de rocas, las más características son las andesitas magnésicas o también llamadas “Bajaitas”, nombre dado por Rogers *et al.* (1985).

En los alrededores del campo volcánico se observan los afloramientos cretácicos, con presencia de rocas calcáreas al oeste y noroeste de la región; algunas de estas rocas son de origen arrecifal, interestratificadas con rocas volcanoclásticas del Cretácico.

Por otro lado, Pallares (2007) ensambla en un grupo a las tonalitas, granodioritas, monzonitas, dioritas y granitos, siendo éste un grupo muy abundante en la zona, en forma de batolitos y diques. Este grupo de rocas intrusión las rocas del Paleozoico, Mesozoico y las unidades volcánicas del Cretácico, y éstas a su vez son cubiertas en discordancia por las rocas volcánicas y sedimentarias del Paleógeno y Neógeno.

En la parte norte del campo, pueden observarse afloramientos de esquistos del Cretácico. También son visibles algunos afloramientos de gneises del Cretácico en los alrededores de las mesetas principales. El desarrollo de pegmatitas y pequeñas venas lenticulares de cuarzo y calcita constituyen una característica en estas rocas, que pueden estar asociados al emplazamiento de los batolitos del Cretácico.

La secuencia de andesitas magnésicas o bajaitas está distribuida en toda la región. A veces estas rocas no son fáciles de reconocer en el campo debido a su semejanza con las lavas intermedias del grupo Comondú. No obstante, morfológicamente las bajaitas a menudo se presentan como grandes mesetas (debido a su baja viscosidad). La composición de las bajaitas puede variar de basáltica, basáltica-andesítica o andesítica (Gastil *et al.*, 1979; Rogers *et al.*, 1985; Calmus *et al.*, 2003; Pallares *et al.* 2008). Estos flujos de lava denotan textura holocristalina y ocasionalmente porfirica, en las lavas basálticas, a veces aparecen fenocristales de olivino y piroxeno de augita, su color va de gris a gris oscuro para roca fresca, mientras que el color de alteración principalmente es marrón. Estas lavas se muestran de manera masiva en varios lugares, además, en las lavas más recientes se observan estructuras pahoehoe y AA, también denominada localmente malpaís. La parte reciente está conformada por conglomerados y aluvión, entre otros depósitos.

En resumen, las edades registradas para este campo volcánico, varían de entre 3.00 ± 0.35 a los 20.06 ± 0.51 Ma, con una composición principalmente calcialcalina, como son las andesitas ricas en magnesio, andesitas y adakitas; siendo las primeras las más abundantes (Aguillón-Robles, 2002; Calmus *et al.*, 2003; Pallares *et al.*, 2007, 2008).

III.3.2 San Borja

Como el campo volcánico de Jaraguay, la región de San Borja abarca una porción grande del territorio de Baja California, se encuentra distribuido entre los paralelos 28° y 28.8° N, con una superficie de alrededor de 6500km^2 (Fig. 3.2). Éste contiene una gran diversidad de afloramientos de rocas, sedimentos y suelo. Sin embargo, es importante tomar en cuenta las emisiones volcánicas del Néogeno, es decir del volcanismo calcialcalino del arco Comondú y las andesitas magnésicas.

Observando la extensión de las áreas de San Borja y Jaraguay, es imposible determinar la frontera entre los dos campos, y de hecho no hay límite geológico que permita constatar si son dos regiones separadas o una sola. Por el contrario se cree que hay una transición. La diversidad de rocas que aquí afloran son muy similares a las de Jaraguay. Es así que el grupo de granito-granodiorita tiene las mismas características mencionadas en Jaraguay. Empero, los afloramientos de esquistos son más numerosos en San Borja que en Jaraguay, así como también encontramos esquistos en la parte norte y centro de la región.

A diferencia de Jaraguay las bajaitas de San Borja se encuentran en afloramientos más dispersos, formando mesetas y topografías más accidentadas (montañas). En el área las andesitas magnéticas forman flujos de lava viscosas que generalmente tienen las mismas características de las bajaitas mencionadas en Jaraguay, así como brechas estrombolianas en los alrededores de los puntos de emisión. Las andesitas magnéticas reposan discordantemente sobre las unidades que a menudo incluyen depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas con diferentes grados de soldamiento) de composición riolítica, caso que es menos común en Jaraguay. Asimismo, los grandes valles (rasgos erosionales), en la región han acumulado depósitos de conglomerados, aluvión y depósitos recientes.

En resumen, las edades registradas para este campo volcánico, varían entre 0.51 ± 0.17 y 19.15 ± 0.5 Ma, con una diversidad composicional muy similar a Jaraguay, que va de andesitas ricas en magnesio y andesitas, sólo que en San Borja no hay registro de adakitas; siendo las andesitas magnéticas las más abundantes en el área (Gastil *et al.*, 1979; Saunders *et al.*, 1987; Aguillón-Robles, 2002; Calmus *et al.*, 2003; Pallares *et al.*, 2007, 2008; Negrete-Aranda *et al.*, 2010).

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO

Los objetivos mencionados en el capítulo introductorio (Cap. I) se planean alcanzarlos basándose en el método paleomagnético (p. ej. Butler, 1992; McElhinny & McFadden, 2000; Turner *et al.*, 2007; Tauxe *et al.*, 2010; así como por distintas aportaciones expuestas en artículos científicos de interés, desarrollados y descritos en este capítulo). A continuación se explican las diversas etapas realizadas, estableciendo las bases para abordar el capítulo de resultados (Cap. V).

IV.1 Revisión de antecedentes geocronológicos

La primera etapa del trabajo ha consistido en la revisión, para su posterior selección, de un área al noroeste de México, específicamente de rocas volcánicas en Baja California, que contuvieran trabajos previos de fechamientos radiométricos en un rango del Mioceno al Plio-Cuaternario, estudios geoquímicos y de evolución tectónica, así como una distribución estratégica; con el fin de lograr un eficiente muestreo paleomagnético. También, se indaga en los antecedentes paleomagnéticos de la zona con edades similares a los trabajos de geocronología antes mencionados, con el interés de comparar y enriquecer los resultados obtenidos de PSV en este estudio.

Los antecedentes geocronológicos en el zona fueron la pauta para la selección de los sitios de muestreo paleomagnético, seleccionando y elaborando una base de datos de fechamientos radiométricos (^{40}K - ^{40}Ar y ^{40}Ar - ^{39}Ar , *ver*: Apéndice A) de dos campos volcánicos monogenéticos de Baja California Norte, México: Jaraguay y San Borja (Cap. III).

Los trabajos previos de paleomagnetismo en Baja California pudieron agruparse de dos maneras principales: i) por su disposición espacial a lo largo de la Península; y ii) por la temporalidad de las rocas estudiadas, las cuales abarcan desde el Mesozoico hasta estudios en el Mioceno temprano (p. ej. Hagstrum *et al.*, 1985, 1987; Butler *et al.*, 1991; Cejudo-Ruíz, 2006; entre otros). Sin embargo, tomando en cuenta los criterios temporales y de calidad para estudiar la PSV, y con el objetivo de fortalecer la base de datos

paleomagnéticos, en la Península se encuentran escasos trabajos que estudian rocas con edades cercanas o por debajo de los 5 Ma (Hagstrum *et al.*, 1987; Cejudo-Ruíz, 2006), dificultando realizar estudios comparativos de calidad para el análisis de la PSV con un número mayor de datos.

IV.2 Muestreo paleomagnético

La segunda parte consistió en el muestreo paleomagnético llevada a cabo en abril de 2012 en los lugares previamente seleccionados dentro de los campos volcánicos de Jaraguay y San Borja (Fig. 3.1); obteniendo un total de 27 sitios, con 8 y 10 núcleos por sitio, y un total de 231 núcleos en toda el área, en afloramientos de lavas masivas (andesitas magnésica, lavas calcialcalinas, ignimbritas y adakitas), que se encontraban cercanos (≥ 10 m) o específicamente en las coordenadas de los fechamientos radiométricos previos, exceptuando 2 sitios posiblemente relacionados al Arco Comondú (Tabla 1). Los núcleos fueron colectados con una perforadora portátil de gasolina, cuya barrena tiene un diámetro de 2.5 cm y posee una longitud en la recuperación de la muestra de 10 hasta 15 cm; cada perforación fue orientada con brújula magnética y solar. En el caso específico de los 2 sitios relacionados al Arco Comondú, fue posible realizar una corrección por basculamiento estructural debido a la presencia de fiames compuestas de pómez (*ver*: Apéndice C). Todos los sitios fueron localizados geográficamente con un *GPS* (marca *Garmin*), cuyo Datum fue WGS84.

Tabla 1. Edades radiométricas previas asociadas a los sitios de estudio paleomagnético.

Sitio	Latitud	Longitud	Edades asociadas (Ma)	Tipo de Roca*	Referencia
SB01	28.6371944	-114.026861	3.46 ± 0.1	Andesita Mg	1
SB02	28.6458055	-114.014361	8.12 ± 0.22	Andesita Mg	2
SB03	28.6581666	-113.987917	2.6 ± 0.5	Andesita Mg	5
SB04	28.72502778	-113.932611	2.81 ± 0.08	Andesita Mg	4
SB05	28.7325	-113.909361	2.81 ± 0.08	Andesita Mg	4
SB06	28.7400555	-113.8655	2.83 ± 0.12	Andesita Mg	4
SB07	28.7377222	-113.847528	3.31 ± 0.11	Andesita Mg	4
SB08	28.73936111	-113.845528	3.01 ± 0.13	Andesita Mg	4
SB09	28.9673611	-113.570528	9-12.6	Ignimbrita	3
SB10	28.9788055	-113.574639	9-12.6	Ignimbrita	3
SB11	28.9688888	-113.695361	14.56 ± 0.65	Lava calcialcalina	1
JY01	28.2379444	-114.156278	10.03 ± 0.3	Andesita Mg	4
JY02	29.4743611	-114.454194	5.77 ± 0.28	Andesita Mg	2
JY03	29.5196111	-114.496472	12.18 ± 0.68	Lava calcialcalina	1
JY04	29.5190833	-114.496667	9.68 ± 0.40	Adakita	1
JY05	29.5190833	-114.496667	9.40 ± 0.33	Adakita	2
JY06	29.5795277	-114.558417	6.60 ± 0.27	Andesita Mg	1
JY07	29.20575	-114.270222	4.84 ± 0.17	Andesita Mg	1
JY08	29.2548611	-114.254028	5.23 ± 0.24	Andesita Mg	2
JY09	29.2647222	-114.249528	5.23 ± 0.24	Andesita Mg	2
JY10	29.2663055	-114.253444	6.30 ± 0.30	Andesita Mg	2
JY11	29.3729722	-114.376333	4.01 ± 0.23	Andesita Mg	1
JY12	29.4714722	-114.449194	3.87 ± 0.12	Andesita Mg	4
JY13	29.49855556	-114.488417	4.76 ± 0.17	Andesita Mg	1
JY14	29.5790833	-114.554389	6.60 ± 0.27	Andesita Mg	1
JY15	29.6939166	-114.672083	3.00 ± 0.35	Andesita Mg	4
JY16	29.6326666	-114.888278	5.16 ± 0.35	Andesita Mg	1

En orden de izquierda a derecha se muestra: el código del sitio paleomagnético, SB para San Borja y JY para Jaraguay; latitud y longitud del sitio de muestreo; la edad radiométrica de ^{40}K - ^{40}Ar con 1σ ó 2σ , dependiendo el autor; el tipo de roca: *Andesita Mg: andesita magnésica; y las referencias bibliográficas de los datos anteriores: 1) Pallares *et al.*, 2008; 2) Pallares *et al.*, 2007; 3) Oskin & Stock, 2003; 4) Aguillón-Robles, 2002; 5) Gastil *et al.*, 1979.

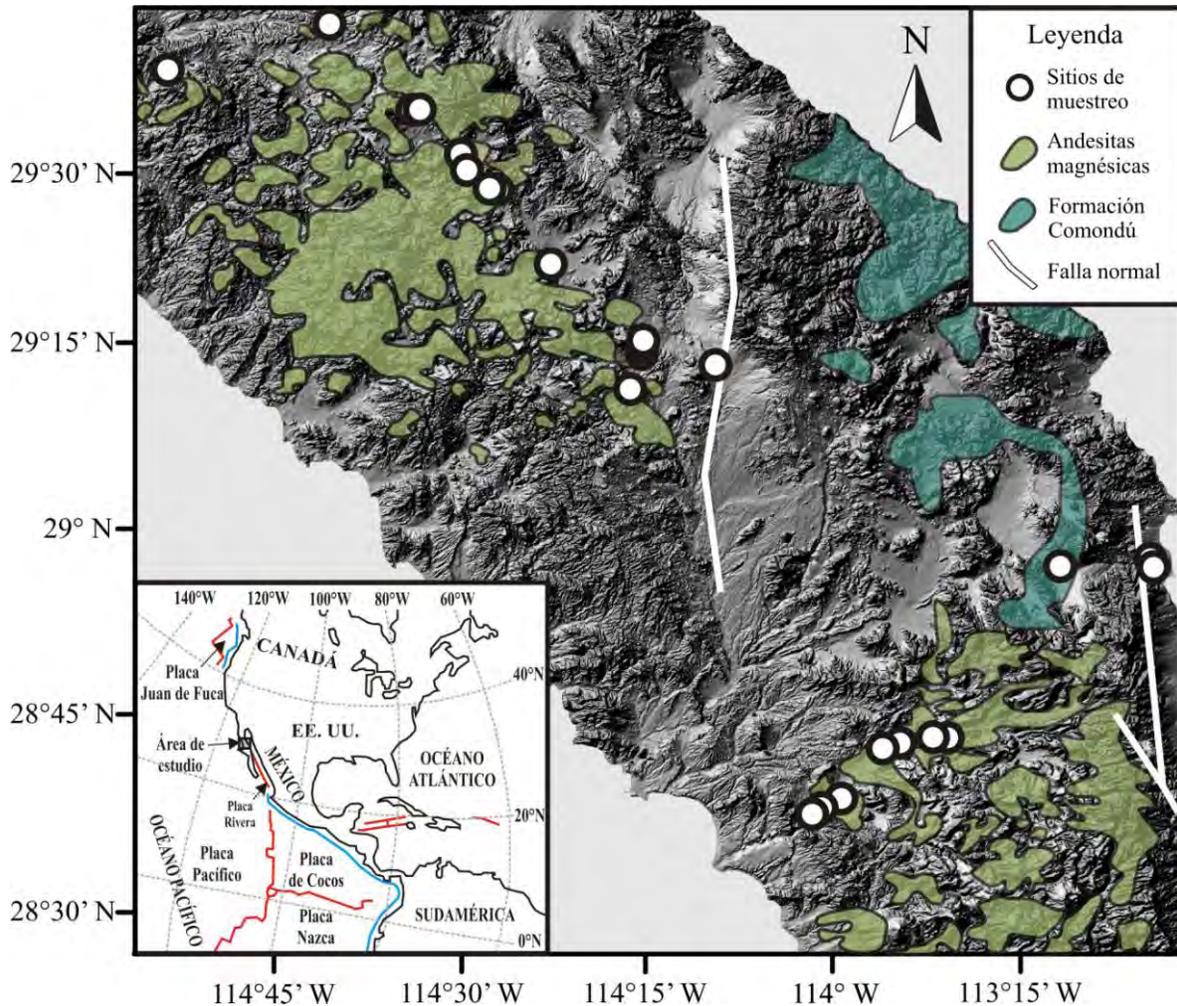


Figura 4.1. Mapa de relieve con la localización de los sitios de muestreo (círculos blancos) en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay, así como la distribución de afloramientos de andesitas magnéticas (verde claro) y formación Comondú (verde oscuro) redibujadas de Calmus *et al.* (2011). En la parte inferior izquierda se muestra el mapa de referencia regional con los límites divergentes (rojo) y convergentes (azul) de las placas tectónicas adyacentes.

IV.3 Análisis paleomagnético de laboratorio

La tercera fase residió en los análisis paleomagnéticos de laboratorio. Dichos estudios se llevaron a cabo en los Laboratorios de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (IGF-UNAM), México, y en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geociencias de la Universidad de Montpellier 2, Francia; los cuales consistieron en experimentos con distintos equipos de medición. En la tabla 2 se muestra un sumario tanto del nombre de los experimentos, como su equipo y el tipo de muestra utilizado, fundamentales para lograr los objetivos de esta tesis.

Los experimentos mencionados a continuación, son explicados tomando en cuenta dos puntos importantes: 1) en qué consiste el experimento y 2) cómo se analizaron los datos mostrados en el capítulo de resultados (Cap. V).

Tabla 2. Experimentos realizados en el trabajo de tesis, mencionando brevemente el equipo y el tipo de muestra utilizado en la medición*.

Nombre del experimento	Equipo	Tipo de muestra
Susceptibilidad magnética inicial ^a	Susceptómetro Bartington MS2B	Muestras estándar de paleomagnetismo: cilindros de roca con 2.5 cm de longitud y 2.5 cm de diámetro (todos los especímenes).
Susceptibilidad vs. temperatura	Susceptómetro KLY-3 Kappabridge, para bajas y altas temperaturas ^b	30 a 40 mg de muestra pulverizada con una fracción entre 0.8 y 0.4 mm (una por sitio).
Ciclo de histéresis ^a	Micromag AGFM (<i>Alternating Gradient Magnetometer</i>)	Fragmento de roca con un peso de 20 a 30 mg (uno por sitio).
Diagramas de curvas reversas de primer orden (FORC) ^a	Micromag AGFM (<i>Alternating Gradient Magnetometer</i>)	Fragmento de roca con un peso de 20 a 30 mg (uno por sitio).
Adquisición de la magnetización remanente isotermal (IRM)	Micromag AGFM (<i>Alternating Gradient Magnetometer</i>)	Fragmento de roca con un peso de 20 a 30 mg (uno por sitio).
Desmagnetización progresiva por campos alternos (AF)	<ul style="list-style-type: none"> •Desmagnetizador Molspin. •Criogénico 2-G Entreprises ^b. 	Muestra estándar de paleomagnetismo (todos los especímenes). ^c
Desmagnetización progresiva por temperatura (Th)	Desmagnetizador Térmico de especímenes TSD-1	Muestra estándar de paleomagnetismo (especímenes que no tuvieron buena calidad de desmagnetización por AF).
Adquisición de la ChRM	<ul style="list-style-type: none"> •Magnetómetro de giro JR6 •Criogénico 2-G Entreprises ^b. 	Muestra estándar de paleomagnetismo (todos los especímenes). ^c

*Todas las mediciones han sido realizadas por el sustentante de esta tesis, excepto las realizadas en el Micromag AGFM, que las realizó un técnico académico. ^aMediciones realizadas a temperatura ambiente. ^bEquipos utilizados en la Universidad de Montpellier 2, Montpellier, Francia, las demás mediciones se realizaron en equipos del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. ^cCilindros de roca con 1.1 cm de longitud y 2.5 cm de diámetro para el criogénico.2-G Enterprises.

IV.3.1 Determinación de la mineralogía magnética

Para entender el magnetismo presente en las rocas volcánicas de San Borja y Jaraguay, es necesario definir la estabilidad de la magnetización remanente característica (ChRM) y qué minerales magnéticos son los portadores de ésta, debido a que pueden existir componentes secundarias que aumenten la incertidumbre de la ChRM. Para ello es necesario realizar

distintos experimentos de propiedades magnéticas que en conjunto ayuden a revelar la mineralogía magnética portadora del magnetismo presente en las rocas de estudio, lo cual será abordado a continuación.

IV.3.1.1 Razón de Koenigsberger (Q_n)

La razón de Koenigsberger (Q_n), se define como una proporción de la magnetización remanente con respecto a la magnetización inducida por un campo dado. La razón Q_n se calcula de la siguiente manera:

$$Q_n = \frac{NRM}{\chi H}, \quad (1)$$

en donde NRM es la intensidad de la magnetización remanente natural, χ es la susceptibilidad inicial a temperatura ambiente y H el campo geomagnético del área de estudio en el presente. Es un parámetro útil para interpretar el origen de anomalías magnéticas, es decir, si provienen de la magnetización de la roca o es inducida por el campo magnético terrestre. Por otro lado, es un método que provee de una estimación de la eficiencia en los mecanismos para la adquisición de la NRM, basadas en la relación entre la magnetización inducida y remanente. Asimismo, la correlación de la susceptibilidad inicial, la NRM y la razón Q_n sugieren que para rocas fuerte o débilmente magnetizadas, el proceso principal es el fenómeno de exsolución entre los minerales magnéticos (Alva-Valdivia & Urrutia-Fucugauchi, 1998). Así, los valores Q_n (dados por la ec. 1, Stacey, 1967), también pueden exhibir una correspondencia en la estabilidad del origen de la termoremanencia en la NRM.

Para el cálculo de la razón Q_n ha sido necesario medir el valor de la susceptibilidad inicial de cada espécimen, mientras que el valor medio del campo magnético en el área de estudio se ha obtenido con base en el programa de internet: *Magnetic Field Calculators* (NOAA, 2012) el cual utiliza como principio el modelo del campo geomagnético IGRF-11 (Finlay *et al.*, 2010).

IV.3.1.2 Susceptibilidad vs. Temperatura

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 altas temperaturas (o un particular comportamiento en bajas temperaturas, respectivamente, transiciones de Verwey o Morin; Dunlop & Özdemir, 1997; entre muchos otros). Cuando una muestra es calentada por arriba de su temperatura de Curie, se vuelve paramagnética, y su magnetización de saturación y susceptibilidad magnética decaen dramáticamente; de esta manera, cuando la muestra es “enfriada” hasta acercarse al cero absoluto (0 °K), ésta también presenta conductas específicas que se reflejan en la susceptibilidad magnética. Así, este experimento consiste en la medición continua de susceptibilidad magnética de la muestra durante un primer proceso de baja temperatura, entre -200° y 27 °C, así como una segunda etapa en alta temperatura, entre 27° y 700 °C. Los resultados en baja temperatura proveen información sobre las diferentes transiciones, como Verwey o Morin, de fase en los minerales (p.ej. magnetita o hematita), así como la observación de sensibles cambios por oxidación y maghemitización que hayan sufrido los minerales previamente (Özdemir *et al.*, 1993). La transición de Verwey es una respuesta de la magnetita a un cambio en la conductividad eléctrica y capacidad calórica que trasforma su simetría cristalina y ordenamiento de cationes, este fenómeno sucede a una temperatura aproximada de -153 °C (~120 K) y se caracteriza por un aumento en la susceptibilidad de la muestra. En el caso de la transición de Morin para la hematita, el cambio se da por el aumento de la susceptibilidad, aproximadamente a los -11 °C (~262 K), efecto de un cambio en sus espines, que por encima de esta temperatura no son perfectamente anti-paralelos (antiferromagnetismo). En alta temperatura la curva de calentamiento proporciona información sobre los minerales magnéticos y su punto de Curie, ya que cada mineral magnético presenta una particular disminución (hasta del 100%) de susceptibilidad a cierta temperatura, por ejemplo, el caso de la magnetita cuya susceptibilidad decrece de manera súbita a los 560–580 °C, o la hematita cuya susceptibilidad decrece alrededor de los 670 °C; en tanto que la curva de enfriamiento, trayecto de 700° a 27° C, permite inferir la composición de los minerales magnéticos formados a partir de la alteración de los minerales previamente observados durante el calentamiento, debido a que en algunas ocasiones la curva no sigue el mismo trayecto y muestra una susceptibilidad mayor o menor

que al inicio de la medición. Este es un experimento que provee de valiosa información para develar la mineralogía magnética.

Los métodos para estimar la temperatura de Curie (o Néel) de una muestra (p. ej. Grommé *et al.*, 1969; Moskowitz, 1981; Tauxe, 1998) tienen por principio determinar un punto en el cambio dramático de la susceptibilidad en función de la temperatura; sin embargo, cuando se mide una roca, sea ígnea o sedimentaria, ésta presenta un agregado de minerales magnéticos heterogéneo (Haggerty, 1976b), que en conjunto pueden presentar un cambio progresivo, ya sea en una o dos fases del decaimiento de la susceptibilidad vs. temperatura. Por otro lado, Petrovský & Kapička (2006) han demostrado que el cálculo de varios métodos en algunas ocasiones sobreestima el valor de la temperatura de Curie, lo que permite concluir en la enorme dificultad de obtener una cantidad exacta en este experimento. Por ello, en este trabajo se ha planteado tomar un rango máximo y mínimo de temperatura de Curie, desde que comienza a disminuir hasta que se estabiliza la susceptibilidad, respectivamente, apreciando la posibilidad de una interpretación basada en una mezcla de minerales magnéticos.

IV.3.1.3 Ciclo de histéresis e IRM

El principio del ciclo de histéresis es estudiar la respuesta en la magnetización de los materiales (en este caso rocas) a un campo externo aplicado, primero positivo y después negativo, hasta completar el ciclo. Cuando la muestra es sometida a este proceso se obtiene la contribución de cada grano en la roca; así cada población de granos con su espectro de coercitividad particular contribuirá a la formación global de esta curva.

Del ciclo de histéresis es 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 isothermal. 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, y por consecuencia del tamaño de las partículas magnéticas. Los dominios magnéticos son regiones en los minerales donde la magnetización es uniforme, estos comprenden intervalos de tamaño cuyos límites dependen no solo del tamaño de la partícula magnética sino también de la composición y la forma de los minerales. Las cuatro categorías que se distinguen son multidominio ($MD > 1 \mu\text{m}$), dominio pseudosencillo (PSD), dominio sencillo ($SD 1-0.05 \mu\text{m}$) y superparamagnéticos ($SP < 0.05-0.01 \mu\text{m}$), también llamados ultrafinos. Estas categorías se pueden determinar con base en la relación de los cocientes H_{cr}/H_c y M_{rs}/M_s , los cuales son graficados en un diagrama, llamado *diagrama de Day* (Day *et al.*, 1977, modificada por Dunlop, 2002a y b); dicho diagrama han sido construido por el análisis experimental y teórico de diversos estudios en minerales magnéticos, que trazan los límites en que están distribuidos los diferentes dominios. Las mediciones se han realizado a temperaturas ambiente, usando un magnetómetro tipo Micromag AGFM (*Alternating Gradient Magnetometer*), aplicando campos máximos de 1.2 T. El equipo analiza fragmentos muy pequeños de muestra en el orden de 30 mg.

La magnetización remanente isotermal (IRM) es el resultado de la exposición en un breve tiempo a campos magnéticos altos y a temperatura constante. Este experimento es útil para el análisis del espectro de coercitividad de minerales magnéticos, tales como la magnetita, hematita y goethita. Es así que la trayectoria de la adquisición de la IRM representa de manera indirecta la mineralogía magnética presente en una muestra. Los minerales magnéticos como la magnetita saturan a campos relativamente bajos, menores a 300 mT, presentando baja coercitividad; mientras que la hematita y goethita presentan una alta coercitividad, saturando por encima de las 3 T. Las mediciones se han realizado a temperaturas ambiente, usando un magnetómetro tipo Micromag AGFM (*Alternating Gradient Magnetometer*), aplicando campos máximos de 0.5 T, analizando fragmentos muy pequeños de muestra, del orden de 30 mg.

IV.3.1.4 Diagramas de FORC

Las mediciones de la *curva reversa de primer orden* (FORC, por sus siglas en inglés) proporcionan información detallada dentro del análisis del ciclo de histéresis, en donde sus resultados ponen énfasis en conocer, por medio de un diagrama, el grado en el que existe un comportamiento reversible cuando un campo se reduce a cero ($\mu_o H_a$) y después es inverso hasta la saturación ($\mu_o H_b$) en una serie de ciclos de histéresis descendentes parciales y, ciclos menores, que son interrumpidos y trazados en diferentes campos. La curva de magnetización entre $\mu_o H_a$ y $\mu_o H_b$ es un FORC, y el *diagrama de FORC* es el gráfico de contorno de la densidad de FORC, rotado tal que $\mu_o H_c' = \mu_o(H_b - H_a)/2$ y $\mu_o H_u' = \mu_o(H_a + H_b)/2$, siendo siempre $H_a < H_b$.

Los datos son obtenidos por medio del mismo análisis empleado para el ciclo de histéresis en el magnetómetro tipo Micromag AGFM, que posteriormente son calculados con base en el software FORCinel (Harrison & Feinberg, 2008), el cual utiliza una técnica de suavizado de regresión local ponderada.

Los resultados arrojados por el diagrama de FORC permiten develar la mezcla en los dominios magnéticos, la distribución de la coercitividad y conocimiento de mezclas en minerales magnéticos, así como pre-seleccionar muestras para estudios de paleointensidad (Muxworthy & Roberts, 2007; Harrison & Feinberg, 2008). La gráfica H_c' vs. H_u' presenta la densidad de FORC de una muestra, que se interpreta con base en su posición de acuerdo los ejes H_c' (fuerza coercitiva) y H_u' (interacción del campo magnético local); que idealmente, entre más alejado esté del eje de las ordenadas (H_u') el dominio magnético es SD, mientras que más cercano a este eje será MD, SP ó PSD.

IV.3.2 Desmagnetización progresiva

La desmagnetización progresiva es un proceso para determinar la ChRM de las muestras de roca colectadas, la cual se obtiene por medio de la caracterización de las direcciones magnéticas impresas en los minerales magnéticos durante su historia de formación y posterior a ella.. Esencialmente son dos los tratamientos usados para obtener la ChRM, éstos son por campos magnéticos alternos (AF, por sus siglas en inglés) y por altas temperaturas (ThD, por sus siglas en inglés). En AF las componentes secundarias,

generalmente, son eliminadas en los primeros pasos del tratamiento hasta alcanzar el campo destructivo medio (MDF, por sus siglas en inglés), mientras que por ThD las componentes se eliminan progresivamente hasta alcanzar la temperatura de Curie (o Néel). Comúnmente, los resultados de estas desmagnetizaciones progresivas se representan y analizan en diagramas de desmagnetización ortogonal (Zijderveld, 1967), en proyecciones de igual área, y en diagramas de pérdida de intensidad vs. nivel de desmagnetización. Asimismo, el cálculo para la dirección de la ChRM se basa en el análisis del ángulo de desviación máxima (MAD) de la componente principal (Kirschvink, 1980), obteniendo así un conjunto de direcciones vectoriales por sitio de muestreo, de las cuales la media es calculada con base en la estadística de Fisher (1953), asumiendo que los resultados tienen una distribución fisheriana.

Los criterios mínimos de calidad para obtener una ChRM y media estadística aceptables, varían mucho en la literatura a través del tiempo (p. ej. van der Voo, 1990; Tauxe *et al.*, 2000; 2003, 2004; McElhinny & McFadden, 2000; Camps *et al.*, 2001; por mencionar algunos); sin embargo, en este trabajo se ha buscado conjuntar distintos criterios de selección basados en los estudios Tauxe *et al.* (2000, 2003) y Camps *et al.* (2007), realizando una selección rigurosa de los datos paleomagnéticos, como a continuación se menciona: i) analizar por lo menos 5 especímenes de 5 núcleos separados en el afloramiento, ii) por lo menos 5 pasos de desmagnetización para calcular la componente principal, iii) seleccionar los datos de la dirección principal con un $MAD \leq 5^\circ$, así como un $k \geq 100$, dependiendo el comportamiento del sitio, iv) que la ChRM tienda hacia el origen en el diagrama de desmagnetización ortogonal, v) las pruebas piloto tengan entre 12–18 pasos de desmagnetización, pudiendo reducir estos de 7–10 pasos, suponiendo que la remanencia es homogénea en todo el flujo o afloramiento de lava.

Las remanencias magnéticas analizadas en este trabajo fueron medidas en los magnetómetros JR6 y 2-G, y desmagnetizadas en los equipos Molspin y el horno TDS-1 (*ver*: tabla 2). No obstante, con el fin de obtener una mejor calidad en los datos de dirección de cada espécimen, se compararon las medidas adquiridas en campo con brújula solar y magnética a fin de que coincidieran en $<3^\circ$ de precisión, tomando las medidas solares calculadas para aquéllas que superaran este rango.

IV.3.2.1 Desmagnetización por campos alternos

El principio de la desmagnetización por AF, se basa en el decrecimiento de la amplitud de un campo magnético alterno aplicado (H_{AF}) a lo largo de un periodo. La exposición de la muestra al campo magnético H_{AF} causa que los granos de menor o igual coercitividad (H_c) se alineen, la magnetización de estas partículas se queda en una posición al azar por lo que el momento magnético de éstas se cancela mutuamente y la contribución neta de las partículas con $H_c < H_{AF}$ es destruida, quedando las remanencias de las partículas con coercitividades mayores que las del campo aplicado, $H_c > H_{AF}$. El proceso debe efectuarse secuencialmente a lo largo de 3 ejes ortogonales, con incrementos sucesivos en el campo aplicado, midiendo la remanencia después de cada incremento. Las muestras analizadas de los campos volcánicos se trataron con un promedio de 10 a 13 pasos en un intervalo de 5 a 120mT.

IV.3.2.2 Desmagnetización por temperatura

El tratamiento se basa en el calentamiento de los especímenes en un horno con blindaje magnético (tabla 2), sometidos a temperaturas progresivas, desde la ambiental hasta los 700 °C. Al igual que en la desmagnetización AF, después de cada secuencia de aumento de temperatura se hace una medición en el magnetómetro a temperatura ambiente. El proceso se continúa hasta que el magnetismo de los especímenes es destruido por completo, esto debido a que con el incremento de las temperaturas en los minerales con temperaturas de desbloqueo, cerca del punto de Curie, iguales o menores pierden su magnetización. Para el tratamiento que recibieron las muestras estudiadas por este método, se utilizó un conjunto de 9 pasos de calentamiento iniciando en 100° y finalizando en 600°C.

IV.4 Análisis de los datos paleomagnéticos y criterios de selección

La estadística de las direcciones de la ChRM, basados en cada sitio de muestreo de un estudio paleomagnético, es la materia prima para el análisis comparativo e interpretativo de los diversos resultados que ayudan a entender el comportamiento del campo geomagnético. En los siguientes subcapítulos se discute y selecciona la metodología a trabajar para obtener buena calidad de los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay.

IV.4.1 Análisis de la variación paleosecular (PSV)

Como se ha visto en el capítulo II, la variación paleosecular (PSV) y el campo promediado en el tiempo (TAF) son esenciales para entender el comportamiento del campo geomagnético. A continuación se describen los aspectos utilizados para la elaboración del análisis de la PSV en este trabajo de tesis, soslayando el estudio comparativo del TAF debido al acotamiento de los objetivos planteados.

El estudio de la PSV se basa principalmente en el estudio de la desviación estándar angular de los VGPs de un conjunto de sitios paleomagnéticos en un área definida (S_B), que comparado como un registro en función de la latitud presentan características del comportamiento y estructura del GAD. Como se ha mencionado anteriormente, algunos autores calculan la S_B con respecto a la media de sus sitios, mientras que otros la calculan asumiendo que la media de los sitios coincide con el norte geográfico. Asimismo, el registro de la PSV para el estudio del campo geomagnético, frecuentemente trabaja con rocas de edades entre 0–5 Ma, criterio que toma en cuenta el cuasi despreciable movimiento de las placas tectónicas y las trayectorias las curvas de deriva polar aparente (APWP, por sus siglas en inglés).

En los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay el estudio de la PSV conlleva prestar atención en puntos específicos, debido a que los sitios paleomagnéticos muestreados por sí mismos no cumplen dos criterios de calidad fundamentales: 1) el área de estudio en donde se encuentran es tectónicamente activo, y 2) el rango de edad radiométrica de algunos sitios supera los 5 Ma (tabla 1). Por ello a lo largo del desarrollo metodológico, son abordados aspectos de la evolución tectónica del área de estudio tratados en el capítulo III, con el fin de conjuntar los sitios paleomagnéticos basados en un enfoque espacio-temporal.

La premisa del estudio de la PSV a lo largo de este trabajo de tesis se basa en entender la desviación estándar angular de los VGPs con base al eje de rotación, S_B , como si los sitios tuviesen estabilidad cortical, así como con una corrección tectónica, temas que en subcapítulos siguientes serán abordados. Así, la S_B es comparada con un par de modelos: Modelo G generado por McFadden *et al.* (1988, 1991) y el modelo TK03.GAD de Tauxe & Kent (2004), debido a que estos reflejan el cambio de la dispersión de los VGPs en función

de la latitud con distintos enfoques (cap. II). A continuación es muestra el empleo de distintos artilugios estadísticos de la PSV con el fin de proyectar resultados que permitan una mejor interpretación de los datos.

IV.4.2.1 Direcciones medias; D, I' y agrupamiento espacio-temporal

Como se ha mencionado anteriormente, posterior al proceso de desmagnetización y medición de los especímenes paleomagnéticos (Zijderveld, 1967), las direcciones medias (D, I) son obtenidas por medio del análisis estadístico de la ChRM de cada muestra (Kirschvink, 1980), promediadas en conjunto para cada sitio (Fisher, 1953), y graficadas en proyecciones de igual área; representando así las direcciones medias de la ChRM de cada sitio en el área de estudio. Una vez proyectadas todas las direcciones medias del área, éstas son estudiadas una a una de acuerdo a los parámetros de calidad antes mencionados sobre la ChRM y la media estadística, estableciendo un criterio de calidad estadístico y temporal.

El criterio de selección espacio-temporal se enfoca en agrupar las direcciones medias con respecto al marco geológico regional observado en el capítulo III, tomando en cuenta su evolución tectónica, así como la tasa de los desplazamientos corticales y su rumbo [$\sim 312^\circ$] relativamente constantes de la zona de estudio, lo que da como resultado tres grupos principales:

1. Todos los sitios con edades radiométricas entre 0 y 12.3 Ma, con un total 24 sitios.
2. Sitios con edades menores a 6.3 Ma, con una tasa de desplazamiento de ~ 47 mm/año, con un total de 17 sitios.
3. Sitios con edades entre 6.3 y 12.3 Ma, con una tasa de desplazamiento de ~ 25 mm/año, con un total de 7 sitios.

Además de esta selección de tres grupos, cada conjunto de datos es estudiado para polaridad normal, reversa y antipodales, resultando en 6 grupos (3 de polaridad normal y 3 reversas) de datos que son comparados e interpretados.

Así una vez establecido el criterio espacio-temporal, el conjunto de direcciones medias (D, I) con polaridad normal, reversa y antipodales son comparados con el GAD en función de la latitud de la zona de estudio, mostrando si el límite de confianza, α_{95} , de cada

conjunto de direcciones traslapa o no con el GAD esperado. Por otro lado, una perspectiva distinta y útil para el estudio de las direcciones medias, es la propuesta por Hoffman (1984) que proyecta y analiza las direcciones medias de los sitios con respecto a la dirección del GAD como centro de la proyección de igual área. Esto consiste en la rotación de (D, I) con respecto al eje E-W del círculo mayor $[0,0]$ en la red estereográfica hasta obtener la dirección del GAD esperada de ese sitio como centro de la proyección. Estas nuevas direcciones llamadas (D', I') evitan la distorsión de la población de direcciones inherente a la conversión de los VGPs en función de la latitud (p. ej. Tauxe & Kent, 2004), y permitiendo promediar y evaluar la anomalía de la inclinación (ΔI) de las direcciones de una región con respecto al GAD.

IV.4.2.3 Polos Virtuales Geomagnéticos (VGP) y estimación de la desviación estándar angular S_B

Una vez obtenidas las direcciones medias (D, I) de cada sitio, así como la latitud y longitud actual, se calcula el VGP por cada sitio en el área de estudio, obteniendo así un conjunto de VGPs que es posible promediar con base en la estadística de Fisher (1953), lo que da como resultado un polo paleomagnético, dependiendo del periodo de tiempo geológico acotado en las rocas de estudio.

Posteriormente, el conjunto de VGPs es evaluado con base en la desviación estándar angular con respecto al polo norte geográfico, S_B , que es calculada por medio de la siguiente ecuación:

$$S_B = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left(\Delta_i^2 - \frac{S_{wi}^2}{N_{si}} \right)}, \quad (2)$$

donde N es el número de observaciones, Δ_i es el ángulo entre los i VGPs y el eje de rotación terrestre, S_{wi} es la dispersión dentro de cada sitio, y N_{si} número de muestras en la dispersión dentro de cada sitio (detalles consultar Johnson & McFadden, 2007; Johnson *et al.* 2008). La dispersión dentro del sitio también es estimada como $S_w \approx 81 / \sqrt{k}$.

Uno de los diversos patrones de calidad para una buena estimación de la PSV es la exclusión de sitios con VGPs que posiblemente correspondan a excursiones de polaridad

magnética o que están en proceso de cambio de polaridad. Para ello se han asumido distintos criterios de corte (o *cutoff*, en inglés) para discriminar VGPs con latitudes “bajas o intermedias”. En este estudio se emplean dos criterios de *cutoff*: el primero es propuesto por Vandamme (1994) el cual se basa en una relación lineal simple que sugiere un *cutoff* óptimo para cada desviación estándar angular particular; mientras el segundo marca un *cutoff* de 45° el cual ha sido sugerido en algunos trabajos donde se emplean grandes conjuntos de datos paleomagnéticos (p. ej. Johnson *et al.*, 2008; Lawrence *et al.*, 2009; entre muchos otros).

Ulterior al cálculo de la S_B para cada agrupación de datos, según la selección espacio-temporal antes mencionada, y tomando en cuenta los criterios de *cutoff*, se computan los límites de confianza para la desviación estándar angular de acuerdo a los parámetros propuestos por Cox (1969); lo que en conjunto, S_B con sus límites de confianza, posteriormente son comparadas con los modelos de PSV propuestos por McFadden *et al.*, (1988, 1991) y Tauxe & Kent (2004), el Modelo G y TK03.GAD, respectivamente, que muestran la dispersión de los VGPs en función de la latitud.

El cálculo estadístico de la PSV con base en los datos de las direcciones (ChRM) obtenidos en el estudio, han sido estimadas por medio de un software de *hoja de cálculo* convencional.

IV.4.2 Polaridad magnética de los sitios de estudio y su relación de la escala temporal de polaridad geomagnética (GPTS).

La escala temporal de polaridad geomagnética (GPTS, por sus siglas en inglés), representa el registro en rocas ígneas y sedimentarias, de los cambios de polaridad magnética a través del tiempo geológico, indicando el comienzo y final tanto de una polaridad normal como inversa en un periodo definido.

El trabajo de Merrill & McFadden (2003) sugiere que para conseguir una buena estimación de la PSV se estudien rocas con edades que abarquen un intervalo de 10^5 años, tarea que hace hincapié en el control de la temporalidad de cada sitio de muestreo paleomagnético en el área de estudio. Por ello, el empleo de la GPTS en este trabajo consiste en realizar un ejercicio de correlación entre la polaridad obtenida de cada sitio y la

edad previa de ^{40}K - ^{40}Ar con su respectivo σ de error (tabla 1), permitiendo refinar las edades y adicionar mayor certidumbre en la adquisición de la TRM en un periodo de polaridad acotado en el tiempo.

Las edades radiométricas asociadas a los 27 sitios de muestreo paleomagnético en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay tiene un rango de edades que van del Plioceno al Mioceno medio [~ 2 – 15 Ma], lo que ha sugerido una correlación directa con las anomalías magnéticas marinas que van de la secuencia C2n a C5Bn.2n en la GPTS, según Cande & Kent (1995), Gee & Kent (2007), entre otros. Asimismo, para este rango temporal el debate sobre la calidad de la GPTS es mucho menor que para edades avanzadas, como lo muestra el estudio realizado por Ogg (2012), en que a partir del Mioceno temprano al Cretácico tardío define variaciones mayores entre un modelo y otro debido a sus métodos de calibración (p. ej. Cande & Kent, 1995; Lourens *et al.*, 2004). Por ello y debido que los temas de discusión que guardan los métodos de calibración de otros modelos (Tauxe *et al.*, 2010), en este trabajo de correlación de polaridades se ha seleccionado la GPTS elaborada por Cande & Kent (1995).

IV.4.3 Corrección tectónica y PSV

En algunos cálculos, los datos paleomagnéticos están en función de la latitud, y un gran problema en el estudio de la PSV es trabajar con sitios que se encuentren afectados por movimientos tectónicos, tanto de manera local como regional. Sin embargo, independiente a los movimientos ocasionados por el fallamiento local, el desplazamiento en las placas es constante y varía de acuerdo a cada fragmento litosférico (DeMets *et al.*, 2010). Este fenómeno dinámico, sin duda afecta y ha afectado la paleoposición de los afloramientos de muestreo paleomagnético a lo largo de su edad, a pesar de ser un registro menor a 5 Ma, resultando en la adición de grados de error en los cálculos, por ejemplo para aquéllos que dependen de la latitud, en específico para las direcciones D' , I' ; los VGPs; y las comparaciones con el GAD esperado. Por ello, algunos autores han trabajado con observaciones corregidas de los desplazamientos en las placas para los datos paleomagnéticos (p. ej. Yamamoto *et al.*, 2002; Johnson *et al.*, 2008), implicando una mejora en la precisión de los datos tanto de la PSV y del TAF de acuerdo a una paleoposición corregida.

En este apartado se ha elaborado un ejercicio de corrección tectónica de los datos paleomagnéticos en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay con base en los registros de los vector de desplazamiento [$NW 48 \pm 8^\circ$] para Baja California (cap. III), tomando en cuenta que el área de estudio se encuentra enclavada en un marco de evolución geológica compleja, debido a los cambios de régimen tectónico a través del Mioceno medio al presente.

El ejercicio de corrección tectónica ha consistido en recalculer la posición en latitud y longitud de acuerdo a la tasas de desplazamientos para cada periodo tanto de 0–6.3 Ma como 6.3–12.3 Ma (cap. III), y para cada sitio con respecto a su edad asociada y mejorada por la GPTS. Una vez corregida la posición de cada sitio se procede a recalculer los VGPs, D' , I' y el GAD esperado; siendo estos sensibles a la variación de la latitud y mostrando una distribución diferente de los datos.

Una vez realizada la corrección tectónica de los sitios de muestreo se procede a calcular uno de los estándares para dar viabilidad al estudio de la PSV por medio del criterio de los límites de confianza $A95_{\text{máx}}$ y $A95_{\text{mín}}$ propuesto por Deenen *et al.* (2011), el cual permite valorar si la dependencia en el número de sitios es adecuada o no para una buena precisión de la PSV. Así, posteriormente se recalcula la S_B de todos los datos seleccionados y estos son comparados con la S_B de los sitios sin corrección tectónica.

IV.4.4. Polo paleomagnético y curva de deriva polar aparente (APWP).

El polo paleomagnético de un área de estudio representa la posición del polo magnético de una unidad geológica definida en el tiempo, su cálculo se basa en el promedio de los VGPs de un conjunto de unidades de roca con edades similares. Una vez que se calcula el polo paleomagnético, este se compara con la curva de deriva polar aparente (APWP), la cual representa la trayectoria maestra de los polos paleomagnéticos de los bloques continentales estables para los últimos 200 ó hasta 300 Ma.

Bajo la premisa de que este trabajo es realizado en un área tectónicamente activa (cap. III), uno de los objetivos a lograr basado en los datos paleomagnéticos obtenidos, es comparar el polo paleomagnético de la zona de estudio con la APWP, establecida por Besse & Courtillot (2002) y Torsvik *et al.* (2008), con ventanas temporales de 0–15 Ma,

calculando así rotaciones o variaciones latitudinales de los campos volcánicos estudiados dependiendo de los agrupamientos temporales por sitio. Dentro del cálculo para la estimación de la variación tectónica regional, también se ha seguido en parte el criterio de los límites de confianza propuestos por Deenen *et al.* (2011), para así obtener resultados razonables y poder manipular una mejor interpretación.

CAPÍTULO V

RESULTADOS

Los resultados en este capítulo tienen como objetivo describir los comportamientos principales de las propiedades magnéticas y paleomagnéticas de los campos volcánicos en conjunto, debido a que presentan características muy similares, tanto de manera geológica como geográfica (cap. III). Los resultados parten del análisis y teoría de la metodología paleomagnética observada en el capítulo anterior (cap. IV), así como del estudio de los datos obtenidos. Más adelante (subcapítulo V.3) se integra toda la información, organizando un sumario que permitirá interpretar los resultados de manera integral.

V.1 Estudio paleomagnético de laboratorio

En esta sección se describen los resultados representativos y característicos de las propiedades magnéticas de las diversas litologías adquiridas en los campos volcánicos, todas obtenidas por el trabajo experimental realizado en un laboratorio paleomagnético.

V.1.1 Razón de Koenigsberger (Q_n)

Los resultados calculados para la Razón Q_n en todos los especímenes obtenidos del área de estudio se muestran en la figura 5.1 y la tabla B.1 (*ver*: apéndice), con un total de 678 especímenes, específicamente 272 del campo San Borja y 416 de Jaraguay. Las gráficas logarítmicas en la figura 5.1 permiten observar un comportamiento variado, sin embargo, se pueden apreciar distintos patrones, como el aumento de la NRM, la susceptibilidad inicial o la Razón Q_n , o el tipo de roca y su temporalidad. El primer rasgo que se observa es la amplia distribución de las andesitas magnéticas en todo el gráfico, siendo éstas las que alcanzan los valores más altos y bajos de Razón Q_n (símbolo de diamante), así como una susceptibilidad (10^{-3} SI) por encima de 10 y menor a 60, en su mayoría. Otra tendencia que se observa en la mayoría de las rocas con edades relacionadas al periodo transicional [12.5–6.5 Ma], es que se encuentran por debajo de valores de 2 A/m en la NRM y principalmente debajo de 10 en valores de Q_n . Asimismo, los sitios que presentan valores de Q_n por encima de 100 son el SB01, JY09, JY13, y JY15; mientras los que muestran valores de Q_n por debajo de 1 son SB02, SB03, SB06, SB07, JY04, JY05, JY15, y JY16

(tabla B.1). Un grupo aislado es el de las ignimbritas, que tienen valores de Q_n mayores a 10 y presentan una susceptibilidad por debajo de 2. Otra característica apreciable en los datos adquiridos en los 678 especímenes, es que en ciertos grupos de datos, específicamente por sitio de muestreo, se presentan comportamientos estadísticos bimodales (tabla B.1).

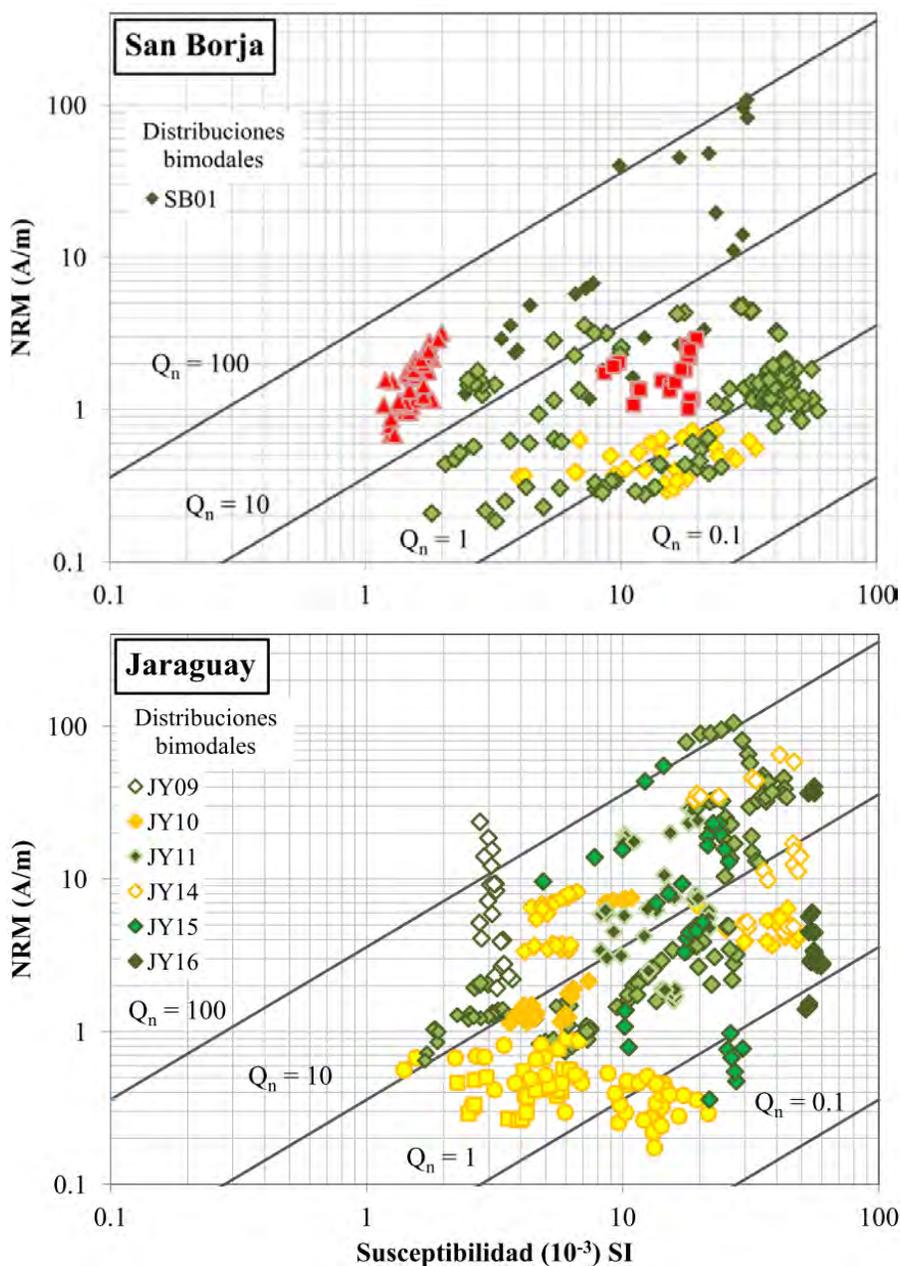


Figura 5.1. Gráficas que muestran la susceptibilidad vs. NRM, en conjunto con la Razón Q_n de todos los especímenes obtenidos del área de estudio; arriba y abajo campos volcánicos de San Borja y Jaraguay, respectivamente. Los datos se representan de dos maneras: 1) con base en la temporalidad de los eventos tectonomagmáticos, en color verde para evento *synrift*, en amarillo para evento transicional y rojo para

eventos en subducción activa; y 2) por tipo de roca, formas de diamantes para las andesitas magnéticas, cuadrados para lavas calcialcalinas, círculos para las adakitas, y triángulos para las ignimbritas. La división en dos gráficas basada en los campos volcánicos tiene como fin poder observar con mayor claridad los datos.

V.1.2 Susceptibilidad vs. Temperatura

La figura 5.2 muestra las gráficas con los comportamientos más representativos de las curvas de susceptibilidad vs. baja y alta temperatura, también llamadas curvas $k-T$, de los diferentes tipos de roca volcánica estudiados en la zona: andesitas magnética, adakitas, lavas calcialcalinas e ignimbritas. Cabe mencionar que más del 75% de los sitios son andesitas magnéticas y que dentro de este tipo de roca no se presenta un patrón marcado, sino al menos tres grupos de curvas principales, como las mostradas en A), B) y C); a pesar de que la muestra en A) sea una adakita.

Las curvas en baja temperatura de todos los sitios en el área presentan al menos 3 tendencias diferentes, éstas se muestran en la figura 5.2a, d y e; de manera sintetizada todas las curvas como se muestran en la fig. 5.2a son características de un decaimiento típico de nitrógeno líquido que todavía estaba presente por algunos segundos mientras se calentaba la muestra, comportamiento que se presenta al menos en el 60% del total de sitios analizados (tabla B.2). Por otro lado, la fig. 5.2e representa un buen ejemplo de la transición de Verwey, típico de la magnetita, cuando hay un cambio dramático a temperatura cercana a los $-153\text{ }^{\circ}\text{C}$, este comportamiento también se observa de manera incipiente en las curvas de la fig. 5.2b y h, presente en un 35% de los sitios analizados (tabla B.2). Por último, sólo un sitio muestra una caída abrupta de la susceptibilidad con el aumento de la temperatura, típico de rocas con una razón alta de partículas paramagnéticas/ferromagnéticas (Bowles *et al.*, 2009). Cabe mencionar que en ninguna curva de baja temperatura se marca la transición de Morin, típica de la hematita, sin embargo esto no descarta que ésta se encuentre en una proporción menor en las rocas de estudio.

En las curvas de alta temperatura el punto de Curie se puede subdividir en tres grupos principales: i) aquéllas con un punto cercano a los 500 y menor a $580\text{ }^{\circ}\text{C}$; ii) otro con dos fases de caída, primero de $200-300^{\circ}\text{C}$ y una segunda de $400-500^{\circ}\text{C}$; y iii) un grupo con caídas progresivas que van de los $350-500^{\circ}\text{C}$. Estas tendencias principales muestran una mineralogía magnética asociada a titanomagnetita pobre en titanio (Ti) para

aquel grupo que cae entre 500 y 580 °C (p. ej. figura 5.2a, e y h), en cambio los que presentan dos pendientes de caída en la susceptibilidad muestran una mezcla de titanomagnetita rica en Ti (~TM60) para el primer desplome y titanomagnetita pobre en Ti para la segunda caída (p. ej. figura 5.2c); y por último el grupo con caídas progresivas, pero que parten de temperaturas por encima de 350 °C, presentan una mezcla de titanomagnetitas con diferentes grados de Ti (TM_x, ver: tabla B.2). Por otro lado, algunos puntos a observar son: que a pesar de que en ninguna curva se presenta un punto de Curie que alcance más allá de los 580 °C, cabe la probabilidad de encontrar hematita o titanohematita en una menor proporción (<10%) en algunas muestras; asimismo, en algunos casos como los muestra la fig. 5.2g parece mostrarse una incipiente maghemitización que se caracteriza frecuentemente por un cambio en la estructura entre 300 y 400 °C, abriendo la posibilidad de una interpretación amplia en la mineralogía magnética.

En la tabla B.2, dentro del apéndice, se especifican las tendencias principales del comportamiento de las curvas k - T de todos los sitios, tomando como criterio de selección, para entender la mineralogía magnética presente, a las síntesis de estudios previos como los realizados por Dunlop & Özdemir (1997, 2007), Henry (2007), Hunt *et al.*, (1995) Kosterov (2001, 2007), entre otros. Cabe mencionar que pese a la discusión sobre la caracterización de la mineralogía magnética y su comportamiento en los experimentos de bajas temperaturas, se tomaron como ejemplos comparativos los trabajos de Camps *et al.* (2011), Jackson *et al.* (2011a y b), Kontny *et al.* (2003), Moskowitz *et al.* (1998), Senanayake & McElhinny (1982), por mencionar algunos.

V.1.3 Ciclos de histéresis

Los comportamientos característicos de los ciclos de histéresis de todos los sitios estudiados en el área se representan en la figura 5.3, y básicamente se pueden subdividir en cinco grupos principales. El primer grupo se caracteriza por la forma de las curvas representadas en la figura 5.3a y b, que son poco más del 50% de todos los sitios estudiados, mientras que las curvas en las figuras 5.3b, c, d y f, muestran el comportamiento de los cuatro grupos restantes. Este primer grupo (fig. 5.3a y b) presenta un comportamiento característico de PSD con una presencia menor de partículas SP. En el

grupo correspondiente a la figura 5.3c la forma mostrada por el ciclo de histéresis se asemeja en gran parte al patrón conocido como “cintura de avispa” (*wasp-waisted*), sin embargo, también parece mostrar en menor medida el patrón conocido como “cuello de ganso” (*goose-necked*), lo que significa una fuerte aportación de SD con SP de magnetita y una menor aportación de hematita. El comportamiento característico de la muestra en la figura 5.3d es típico de un material predominantemente paramagnético, sin embargo, realizando un estudio a detalle dentro de las primeras ± 100 mT, se manifiesta la componente ferromagnética de la muestra, que es propia del comportamiento del patrón “barrigón” (*pot-bellied*), el cual indica una aportación de SD con SP de magnetita, así como una distribución de SP de grano fino. En el caso de la figura 5.3e el patrón se asemeja a la cintura de avispa, contribución de SD con SP de magnetita y una ligera aportación de PSD. Por último, en la figura 5.3f, se observa un comportamiento característico de partículas SP con una menor proporción de PSD (para mayor discusión ver: Tauxe, 1998; y Tauxe *et al.*, 2010).

En la figura 5.4 se observa, en el diagrama de Day (Day *et al.*, 1977), la distribución de los cocientes H_{cr}/H_c y M_{rs}/M_s analizados previamente en los ciclos de histéresis de todos los sitios (tabla B.3). Los resultados observados en este trabajo se pueden describirse desde dos puntos de vista particulares: tomando los campos convencionales del diagrama de Day, así como las distribuciones de dominios magnéticos elaboradas por Dunlop (2000a). En el caso del diagrama de Day se observa una tendencia principal de los sitios a caer en PSD a excepción de 6 sitios que se encuentran en campos aledaños. Sin embargo, los lineamientos elaborados por Dunlop (2000a) amplían la interpretación de resultados, mostrando tres grupos principales: el primero y más grande asociado a la línea de tendencia de mezcla entre SD y MD (p. ej. sitios SB09 y JY08), con comportamiento lineal (p. ej. sitios ; el segundo grupo cae marcadamente en el campo de mezcla entre PSD y partículas SP (p. ej. sitios JY15 y SB07); y el tercer grupo se encuentra diseminado en 4 sitios que tienden al campo de mezcla entre SD y MD, con comportamiento no lineal (sitios SB05 y JY07).

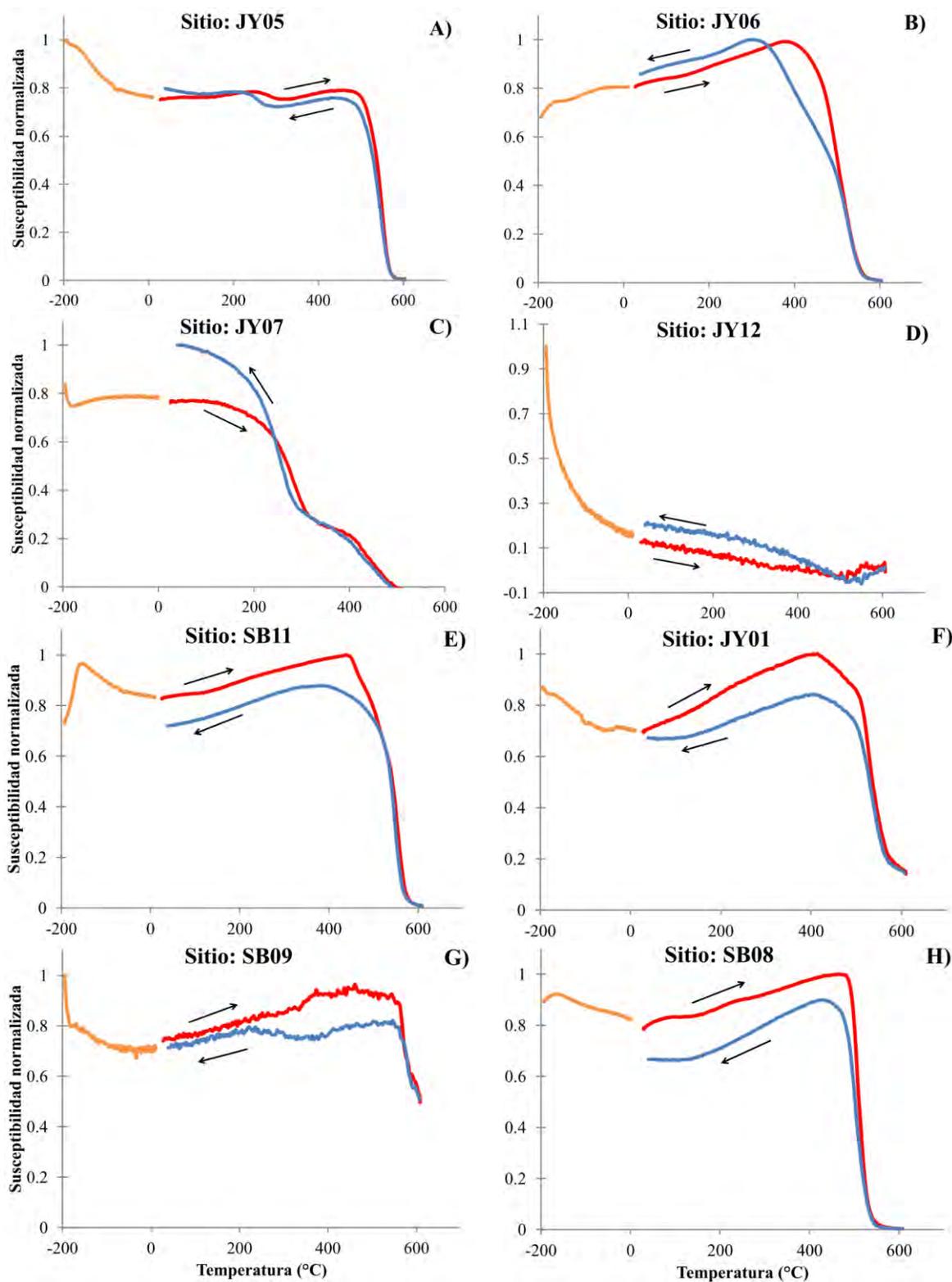


Figura 5.2. Gráficas representativas del comportamiento de susceptibilidad vs. baja y alta temperatura dependiendo el tipo de roca. A) Adakita; B), C), D) y H) andesita magnésica; E) y F) lava calcialcina; y G) Ignimbrita. La línea azul representa la baja temperatura, la línea rojo oscuro la alta temperatura de calentamiento, y la línea rojo claro la alta temperatura de enfriamiento, también diferenciadas por las flechas negras.

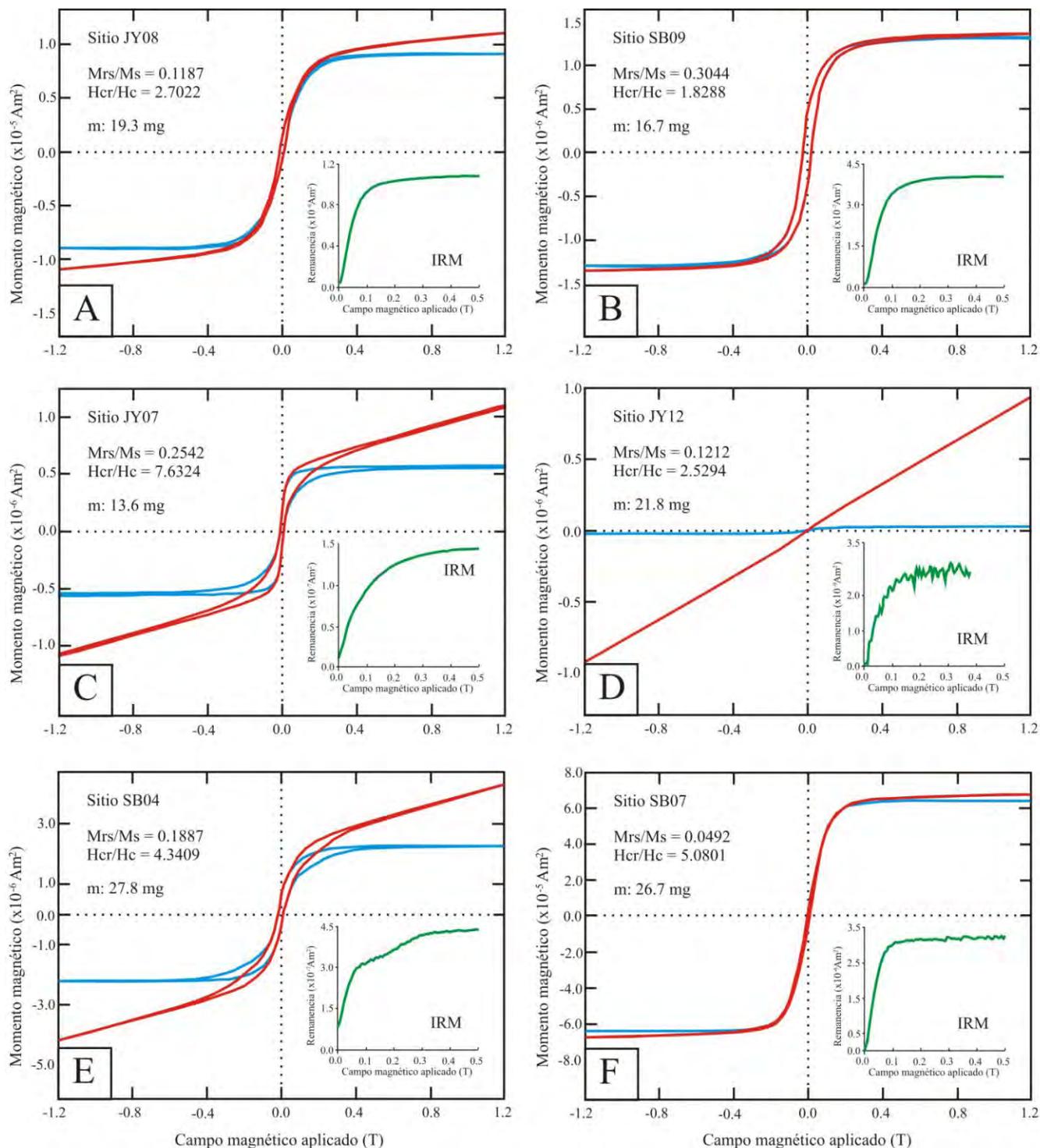


Figura 5.3. Ciclos de histéresis e IRM que muestran los comportamientos más representativos de todos los sitios en área de estudio. Las gráficas incluyen las curvas con la contribución paramagnética, en rojo, y su corrección en azul. En el cuadrante inferior derecho de cada gráfica se presenta la gráfica de la IRM del mismo sitio. A) y B) forma típica de PSD con menor contribución de SP, C) forma del ciclo de tipo “cintura de avispa” con posible forma de “cuello de ganso”, D) forma del ciclo típica del patrón barrigón, E) forma típica de “cintura de avispa”, y f) forma típica de SP con menor contribución de PSD.

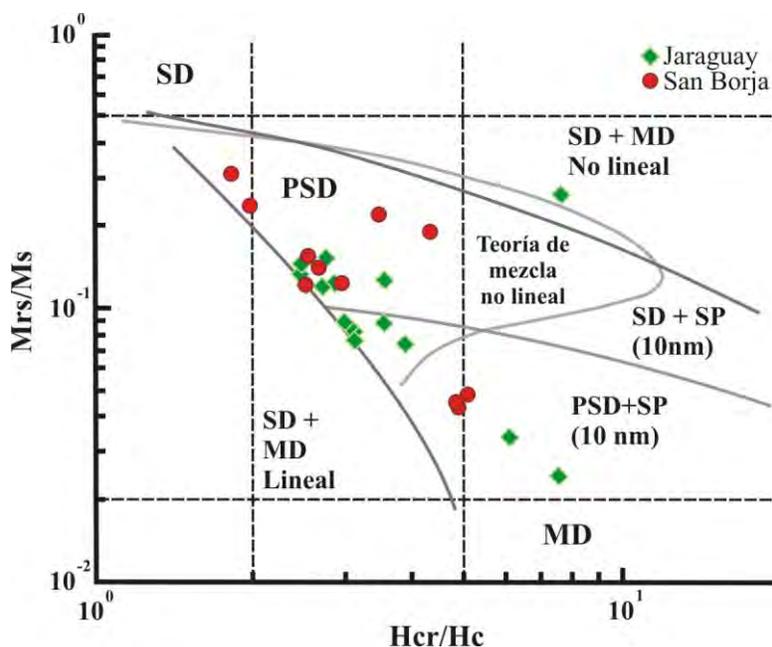


Figura 5.4. Diagrama de Day modificado con el patrón de dominios magnéticos de Dunlop (2002a). En el diagrama muestra todos los sitios de estudio graficados mediante los cocientes obtenidos en los ciclos de histéresis.

Las curvas de adquisición de la IRM se presentan en las esquinas inferiores derechas de cada gráfica-inciso de la figura 5.4. Las curvas representan los comportamientos característicos de todos los sitios de estudio y pueden ser observadas en dos grupos generales, primero, aquéllas que muestran una saturación a las 300 mT, como las figuras 5.4a, b, d y f, espectro de coercitividad típico de magnetita (o titanomagnetita); y segundo, aquéllas curvas que no muestran saturación a las 500 mT, como lo muestran las figuras 5.4c y e, comportamiento característico de hematita (o titanohematita) y/o goethita, las cuales no saturan a hasta campos magnéticos por encima de las 3 T.

V.1.4 Diagramas de FORC

Los diagramas de FORC no son la excepción en las tendencias características y predominantes de todos los sitios analizados. En la figura 5.5 pueden observarse las principales tendencias, y en la mayoría de los sitios se mantiene un comportamiento entre lo observado en la figura 5.5a, d y f; mientras que algunas formas específicas son las presentadas en el resto de las figuras.

En el capítulo IV se ha mencionado la importancia de la densidad de FORC en el diagrama, fenómeno que se denota en los sitios de estudio (fig. 5.5). Los patrones

característicos en los diagramas son: i) una marcada tendencia de la densidad de FORC a distribuirse a lo largo del eje H_u y cercano a cero en el eje H_c , comportamiento típico de las partículas MD características de baja coercitividad, como se observa en la figura 5.5a, b, c, d y f (p. ej. los sitios ; ii) cuando la densidad de FORC se extiende sobre el eje H_u hacia valores negativos, lo que representa partículas SP características de baja coercitividad, que se aprecia en la figura 5.5a, c, d y f; iii) la tendencia de una densidad de FORC alargada sobre el eje H_c y ligeramente distribuida sobre el eje H_u , que indica la presencia de PSD, como en la figura 5.5a y f; y por último iv) en casos específicos una distribución de la densidad de FORC separada del eje H_u y concentrada en el eje H_c , marcando la interacción de SD o en algunos casos de PSD de hematita, debido a su alta coercitividad, como los casos de la figura 5.5b c y d (Roberts *et al.*, 2000, 2006; Dunlop & Özdemir, 2007; Muxworthy & Roberts, 2007). El único sitio que no presenta ningún comportamiento antes mencionado, es aquél que se presenta en la figura 5.5e, mostrando una densidad de FORC caótica y sin un patrón específico, probablemente interpretado como una muestra con poca o nula coercitividad, tendencia que puede definirse como un material paramagnético.

V.1.5 Desmagnetización progresiva

La intensidad de la NRM medida en los sitios de estudio, presenta principalmente un rango entre 0.35 y 5.51 A/m, y sólo 3 de los 27 sitios no se muestra este rango, en el sitio JY12 con una intensidad $0.4 \times 10^{-4} \pm 0.2 \times 10^{-4}$ A/m, el sitio JY13 con 40.39 ± 24.98 A/m, y el sitio JY014 con 9.63 ± 4.63 A/m (*ver*: Apéndice B, tabla B.1). Casi el 90% de los especímenes tienden al origen en el diagrama ortogonal, por medio de la desmagnetización por AF, mientras el resto de las muestras mantuvo un mejor comportamiento por desmagnetización térmica. Asimismo, el 70% de las muestras presenta una magnetización univectorial con una ligera componente viscosa que se erradica en el primer paso de 5 mT, y con una tendencia al origen bien definida (fig. 5.6a y c), especímenes con este comportamiento presentan un MDF entre los 30 y 50 mT (fig. 5.6e); mientras el otro 20% presentan dos componentes de magnetización con coercitividades traslapadas (fig. 5.6b y d) con un MDF entre los 5 y 15 mT (fig. 5.6e). En el caso de las muestras desmagnetizadas por temperatura, el 80% de éstas mostraron una temperatura destructiva media (MDT, por sus

siglas en inglés) entre 500 y 580 °C (fig. 5.6f). En la tabla B.4 del apéndice B se observan a detalle el rango de MDF y MDT de cada sitio con su respectiva litología.

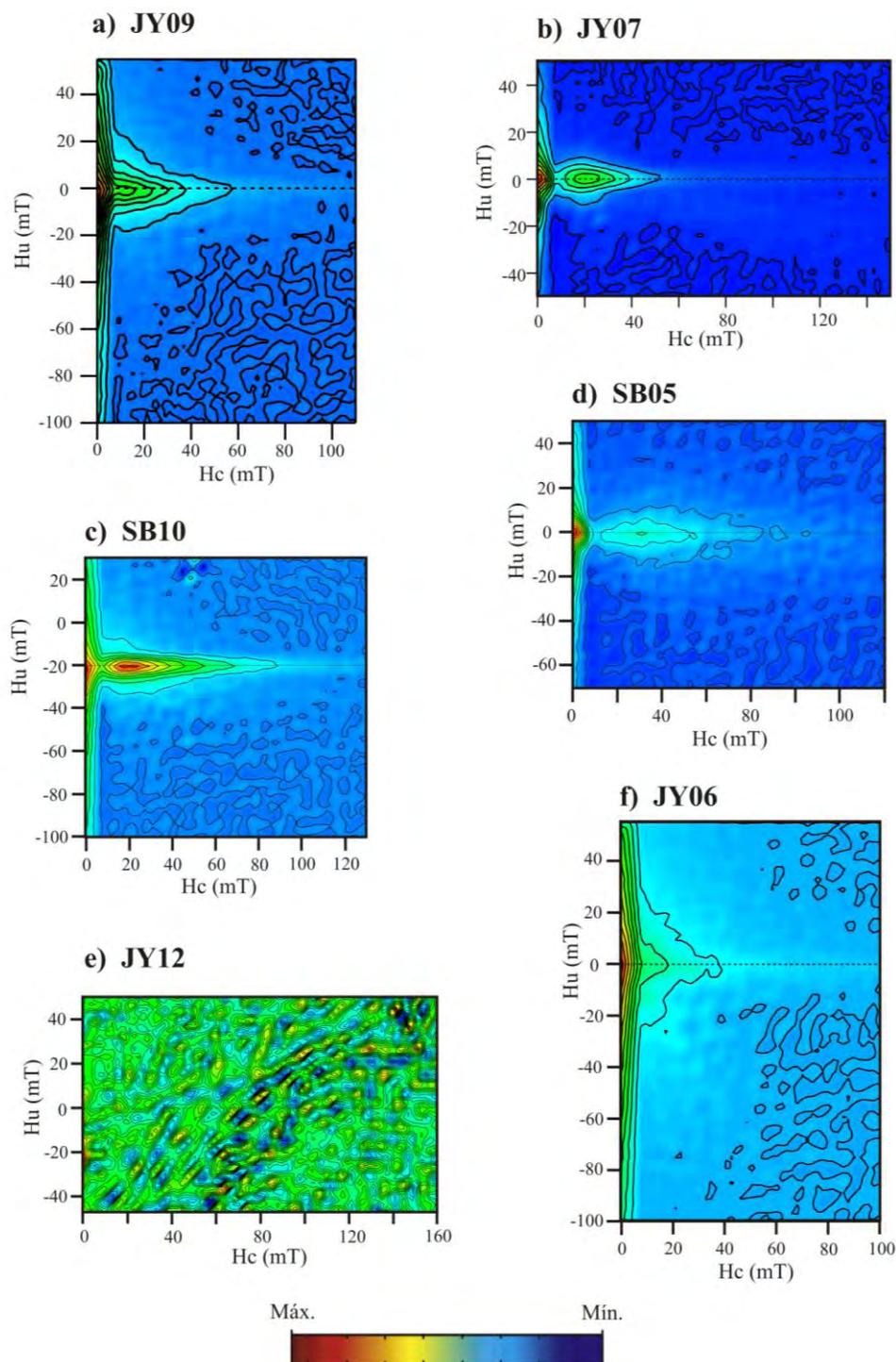


Figura 5.5. Diagramas de FORC mostrando los comportamientos principales de los sitios estudiados. La barra de colores representa el “máximo y mínimo” del grado de densidad de FORC de las muestras. a), b), c), d) y f) presentan la densidad típica de MD y SP; mientras que a) y f) sólo de PSD; así como b), c) y d) presentan densidad de SD. El factor de suavizado utilizado en el programa FORCinel es de 3 en todos los diagramas.

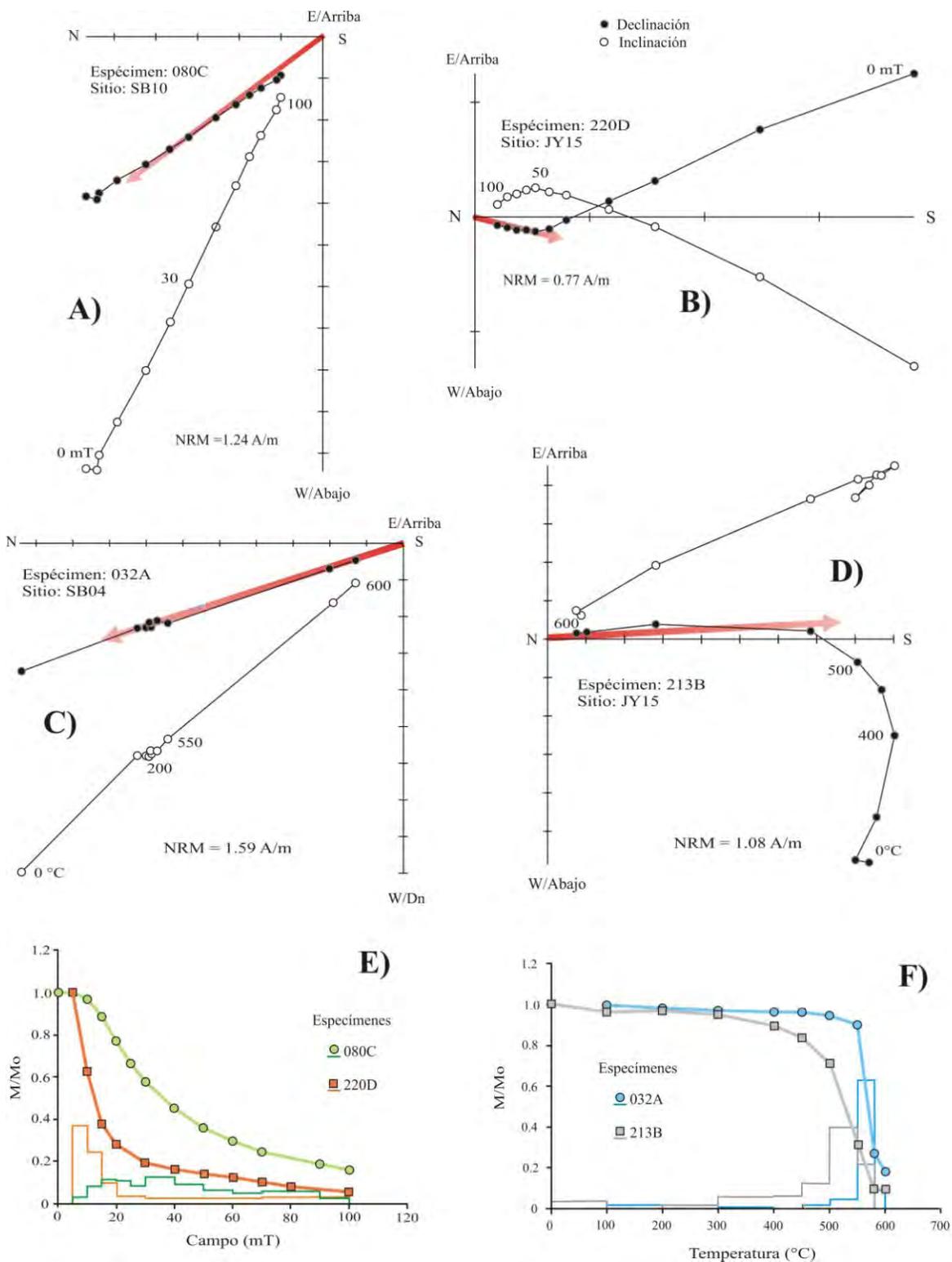


Figura 5.6. Diagramas de Zijderveld mostrando los comportamientos representativos en el área de estudio. A) y B) presentan la desmagnetización por AF; C) y D) muestran la desmagnetización térmica; los círculos negros son componente horizontal y blancos componente vertical en el plano norte-sur. E) y F) el comportamiento de la magnetización normalizada (M/M_0) ante el aumento del campo o temperatura aplicados a las muestras A), B), C) y D), así como su fracción de desmagnetización representada en una gráfica de barras.

V.2 Estudio de los datos paleomagnéticos

En este apartado se analizan los datos paleomagnéticos para tener una mejor comprensión de la PSV en el área de estudio. Los resultados gráficos y de tablas mostrados a continuación, indican la selección de acuerdo a los distintos procedimientos y criterios mostrados en la metodología (cap. IV).

V.2.1. Direcciones medias y VGPs

Las direcciones medias (D, I); las D', I' ; y los VGPs, que se presentan en la figura 5.7, muestran los resultados que han sido posible promediar o no tuvieron una alta dispersión de acuerdo a la estadística de Fisher (1953). En este estudio se han obtenido 27 sitios de los cuales se han promediado 24. Sólo 3 sitios han resultado con alta dispersión o nula obtención de la ChRM. Los detalles sobre la estadística con respecto a cada sitio puede observarse en la tabla 3, la cual tiene una relación directa con las gráficas mostradas en la figura 5.7 con las direcciones medias (D, I) y los VGPs, mientras que los datos para D', I' pueden observarse en la tabla B.6 del apéndice B.

Lo que puede observarse de manera inmediata en las proyecciones de igual-área es un considerable agrupamiento de las direcciones medias, tanto en polaridad normal (puntos negros) como inversa (puntos grises), teniendo específicamente 3 sitios con polaridad intermedia (tabla 3), mismos que se observan tanto en la proyección de D', I' y VGPs. Asimismo, para cálculos posteriores en el estudio de la dispersión de los VGPs, en la proyección podemos observar los criterios de corte o *cut-off* aplicados para este estudio, indicando el de 45° (círculo punteado) y el de 59.3° (círculo punteado en guión) para el óptimo de Vandamme (1994), en los cuales se descartan los 3 sitios de polaridad inversa y 1 de polaridad normal. Los 3 sitios con polaridad intermedia son descartados para el estudio de la PSV debido a que son polaridades bajo el efecto del campo geomagnético, esto inferido a partir de que son sitios que representan unidades volcánicas independientes y con temporalidad distinta, además de que no se observan afectados por la tectónica local debido a que su posición se encuentra en la parte occidental de la Península, que es corticalmente estable, y que no se registra como afectada por el fallamiento normal de la Provincia Extensional del Golfo.

A partir del entendimiento de todos los resultados que parten de las direcciones medias, es como se pueden entender u observar desde distintas perspectivas los resultados del estudio paleomagnético, como se muestran en los capítulos ulteriores.

Tabla 3. Estadística de las direcciones medias y VGPs de todos los sitios muestreados en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay*.

Sitio	Lat	Long	n/N	D	I	k	α_{95}	Pol.	VGP		AF/Th
									Lat	Long	
SB01	28.6372	-114.0269	0/11	-	-	-	-	-	-	-	AF/Th
SB02	28.6458	-114.0144	11/11	39.3	-42.3	227	3	I	-24.7	206	AF
SB03	28.6582	-113.9879	8/11	31.9	-44.5	326	3.1	I	-27.1	213.7	AF
SB04	28.7250	-113.9326	11/12	356	51.1	329	2.5	N	85.3	198.8	AF/Th
SB05	28.7325	-113.9094	10/11	329.7	53.2	393	2.4	N	63.7	174.9	AF
SB06	28.7401	-113.8655	11/11	356.1	35.6	974	1.5	N	80.3	88.1	AF
SB07	28.7377	-113.8475	9/10	188	-53.1	363	2.9	R	-81.5	118.4	AF
SB08	28.7394	-113.8455	9/11	356.7	43.1	199	3.7	N	85.3	105.2	AF
SB09	28.9674	-113.5705	8/11	355.6	36.4	265	3.2	N	80.4	91.6	AF
SB10	28.9788	-113.5746	11/11	339.1	37.4	625	1.8	N	69.4	138	AF
SB11	28.9689	-113.6954	11/11	2.6	80.4	139	3.9	N	47.5	247.5	AF
JY01	28.2379	-114.1563	11/11	346.9	48.1	204	3.2	N	78.5	163.6	AF
JY02	29.4744	-114.4542	11/11	171.9	-36.5	561	1.9	R	-78.3	285.9	AF
JY03	29.5196	-114.4965	11/11	181.6	-23.2	259	2.8	R	-72.5	239.9	AF
JY04	29.5191	-114.4967	10/10	171.5	-18.9	344	2.6	R	-68.6	269	AF
JY05	29.5191	-114.4967	10/11	174.6	-20.1	365	2.5	R	-70.2	261.2	AF
JY06	29.5795	-114.5584	10/11	3.2	54.9	411	2.4	N	83.5	269.4	AF
JY07	29.2058	-114.2702	9/11	207.9	43.3	476	2.4	I	29.3	216.1	AF
JY08	29.2549	-114.2540	11/11	176.5	-45	853	1.6	R	-85.9	295.2	AF
JY09	29.2647	-114.2495	10/11	176	-42.9	254	3	R	-84.4	286	AF
JY10	29.2663	-114.2534	9/11	175.6	-53.7	760	1.9	R	-83.7	30.6	AF
JY11	29.3730	-114.3763	7/11	197.3	-47.3	152	4.9	R	-74.7	154.7	AF
JY12	29.4715	-114.4492	0/11	-	-	-	-	-	-	-	AF
JY13	29.4986	-114.4884	0/11	-	-	-	-	-	-	-	AF
JY14	29.5791	-114.5544	8/9	2.4	53.9	481	2.5	N	84.6	267.7	AF
JY15	29.6939	-114.6721	6/16	199.8	-34.5	123	6.1	R	-69	181.4	AF/Th
JY16	29.6327	-114.8883	12/12	345.8	59.5	218	2.9	N	74.2	202	AF/Th

*Sitio muestra la nomenclatura utilizada en este trabajo: SB para San Borja y JY para Jaraguay; Lat y Long, representan la latitud y longitud del sitio de muestreo paleomagnético; n/N, es el número de muestras seleccionadas bajo el criterio del cap. IV.3.2 y usadas para el cálculo de la media del sitio (Fisher, 1953), así como el total desmagnetizadas para cada sitio, respectivamente; D e I, representan las direcciones medias calculadas para cada sitio; k y α_{95} , son el parámetro de dispersión y el límite de confianza del 95%, respectivamente; Pol., significa la polaridad determinada en un sitio: N para normal, R para reversa e I para intermedia; VGP: Lat y Long, muestra las coordenadas calculadas para los VGPs; y AF/Th, indican si las muestras fueron tratadas por desmagnetización de campos alternos o térmica.

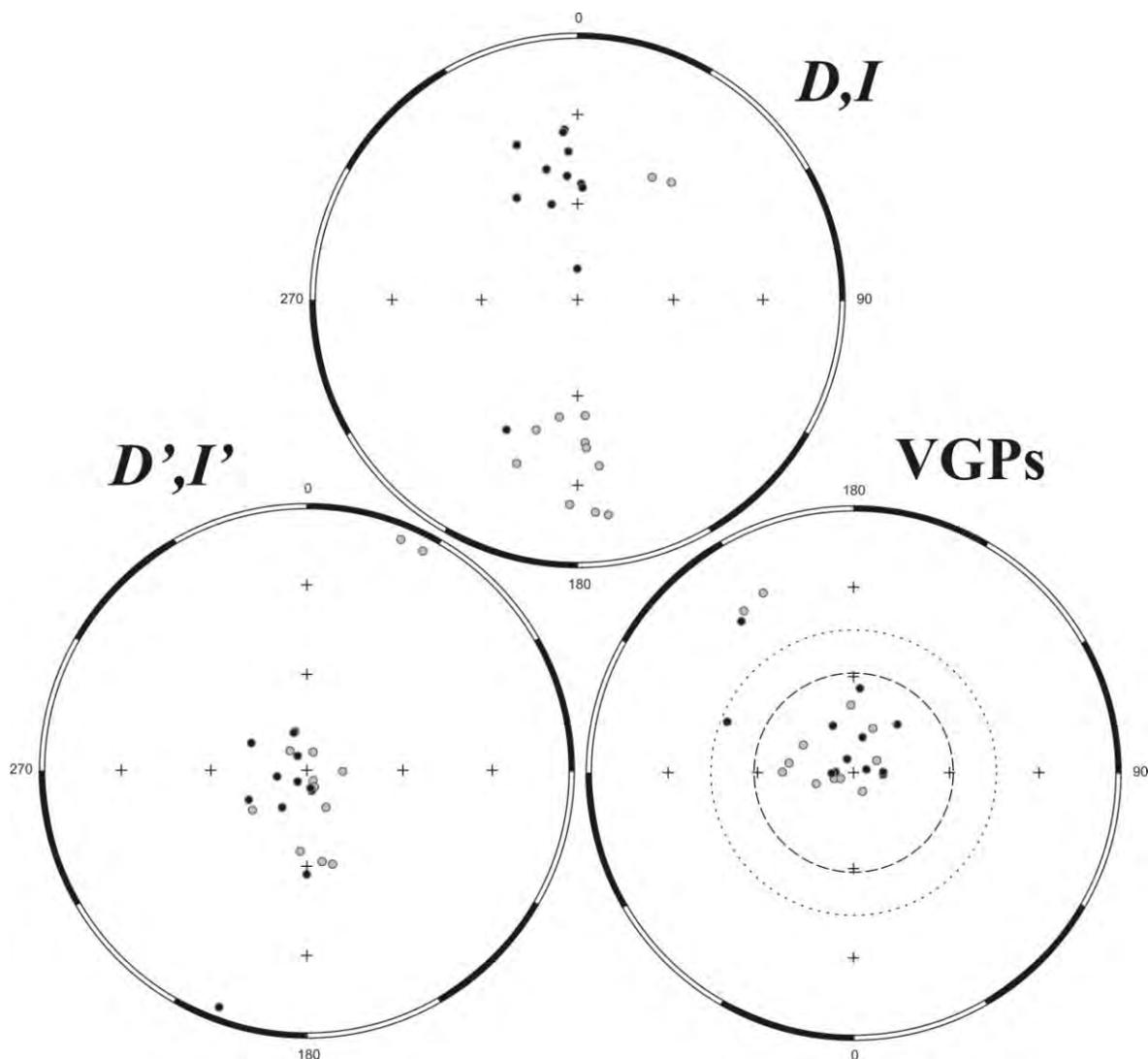


Figura 5.7. Proyección de todos los datos calculados en el área de estudio. Todas las proyecciones se muestran en una proyección de Lambert acimutal de igual área, tanto D, I ; D', I' y VGPs; la escala radial/inclinación es de 0 a 90°. Los puntos negros muestran las direcciones en polaridad normal y los puntos en gris la polaridad inversa. La proyección de VGPs muestra los *cut-off* aplicados a este estudio: 45°, círculo punteado; y 59.3°, círculo punteado en guión, para el óptimo de Vandamme (1994), los sitios en polaridad inversa no están proyectados en sus antípodas.

V.2.2 Mejora de edades con la GPTS

Las polaridades obtenidas para cada sitio, aunadas a las edades radiométricas de la roca, ha permitido construir una gráfica comparativa de los fechamientos (con su respectivo 1σ ó 2σ de error, dependiendo del autor) con la GPTS desde el Pleistoceno hasta al Mioceno medio, observada en la figura 5.8. Este ejercicio ha resultado en un estudio de mejoramiento y acotamiento para las edades de 15 sitios, de los 27 muestreados en total. En los casos de las

polaridades intermedias como los sitios SB02, SB03 y JY07, se descarta el acotamiento por desconocer una polaridad definida en un cron magnético, así como los sitios SB01, JY12 y JY13 que carecen de una dirección media bien definida debido a la dispersión en los datos. Por otro lado, los sitios SB09 y SB10 asociados al grupo Comondú (ignimbritas), tienen un rango de edades amplio, abarcando más 7 crones de polaridad normal, lo que dificulta seleccionar el cron de mayor afinidad temporal (fig. 5.8), lo que orilla a estudiar estos sitios con un rango de edad abierto entre ca. 12.5 y 14 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001). Asimismo, en los sitios SB04, SB05, SB06 y JY01, las edades radiométricas previas muestran un rango de edad mejor definido que el correspondiente a su cron en la GPTS, por lo que estos sitios no sufrieron mejoras en el acotamiento de sus edades.

De los 15 sitios mejorados y acotados en edad, así como los 4 sitios que no fue necesario acotar la edad de un cron; en todos estos casos los sitios con edades radiométricas asociadas y con polaridad definida, no muestran incongruencias entre el rango de edad en la polaridad del sitio y el lapso del cron (p. ej. un sitio que tuviese un rango de edad que cayese en su totalidad en un cron polaridad reversa y la dirección media marcara polaridad normal). No obstante, algo que se observa es que en la mayoría de los sitios con edades menores a 3 Ma (75%), no fue necesario realizar el ejercicio de mejora en las edades, debido a que su rango de error (1σ ó 2σ) es pequeño.

Este ejercicio ha permitido acotar y mejorar las edades de sitios con una polaridad, que según el rango de la edad radiométrica, caían en tres crones posibles de la misma polaridad, pero siendo un cron de mayor probabilidad debido al mayor traslape del rango de edad del sitio, por ejemplo, los sitios JY03, JY04 y JY05 (fig. 5.8). El ejercicio ayuda a algunos propósitos de la tesis que tienen un interés espacio-temporal de los sitios paleomagnéticos de estudio. Las edades mejoradas para este ejercicio se pueden observar en la tabla B.5 que se presenta en los apéndices.

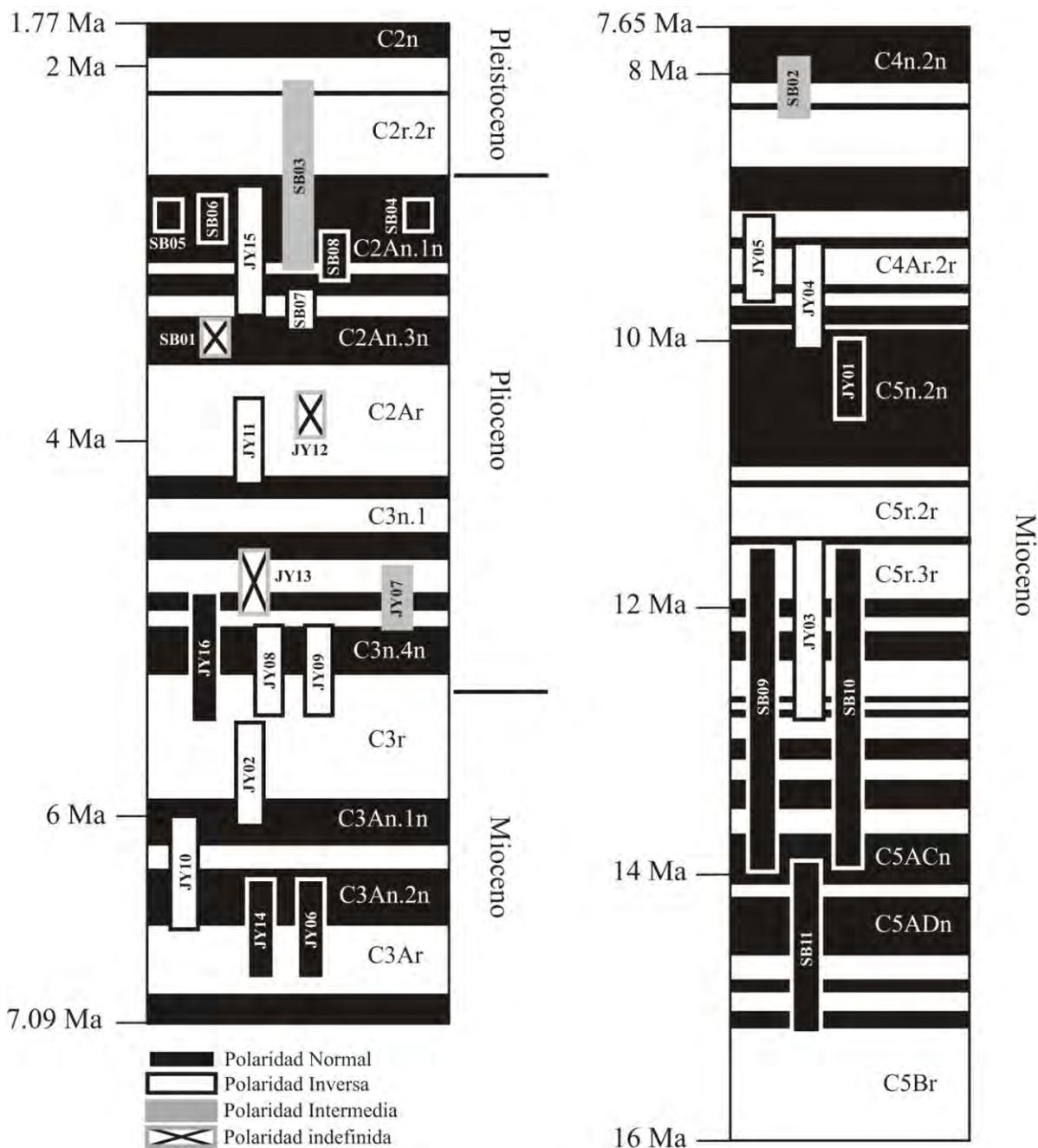


Figura 5.8. Representación de la GPTS desde el Pleistoceno al Mioceno medio (Cande & Kent, 1995), con un periodo discontinuo de 7.09 a 7.65 Ma, que representa la polaridad de todos los sitios superpuestos de acuerdo a su edad radiométrica (con su 1σ y 2σ , dependiendo del autor) asociada previamente.

V.2.3 Variación Paleosecular (PSV)

El estudio de la PSV, como se menciona en el capítulo IV, se subdividió en 3 grupos temporales (con edades entre 0 y 12.3 Ma, para 24 sitios; con edades menores a 6.3 Ma, para 17 sitios; y otro con edades entre 6.3 y 12.3 Ma, para 7 sitios), con el fin de ser una

herramienta comparativa de acuerdo al contexto geológico del área de trabajo. En la figura 5.7 se muestran los 20 sitios seleccionados para este análisis de la PSV, después de descartar los sitios con polaridad intermedia, así como aquellos sitios que han sido excluidos por los *cuf-off* aplicados a los VGPs; además de estar acotados en el tiempo a partir del estudio comparativo de la GPTS con las edades radiométricas previas (tabla B.5).

En la tabla 4 se presentan las direcciones medias y la media de los VGPs (polos paleomagnéticos), de todos los sitios que cumplen los requisitos (p. ej. no ser polaridad intermedia y estar dentro del *cut-off*) para ser tomados en el cálculo de la PSV de acuerdo al criterio de temporalidad, y en la figura 5.9 se observa en color azul y rojo los sitios con polaridad normal y reversa, respectivamente, con edades mayores a 6.3 Ma pero menores a 12.3 Ma, aquéllos que sugieren una tasa de desplazamiento tectónico con un grado mayor de incertidumbre (cap. III). Así, en la figura 5.9 se muestra el GAD esperado para el área de estudio (triángulos verdes) en comparación con el límite de confianza, α_{95} , tanto de las direcciones con polaridad normal como inversa, en donde el límite (o círculo) de confianza de la polaridad inversa no se traslapa con el GAD.

Tabla 4. Estadística de la PSV para los datos de cada conjunto temporal previamente seleccionado*.

Sitios	N	Direcciones				T.G.	VGP				T.E.	S _B	S _u	S _l
		Dec	Inc	α_{95}	k		Long	Lat	A ₉₅	K				
N+R ≤ 12.3	20	356.4	43	5.9	31.8	No	112	85.5	5.5	36	Sí	14.24	18.12	11.73
N ≤ 12.3	10	351.31	47.7	6.6	54	Sí	161.8	82.3	6.9	44.6	No	14.01	19.82	10.83
R ≤ 12.3	10	180.9	-38	9.3	28	No	236.9	-82.8	8	33.4	Sí	15.22	21.54	11.76
N+R ≤ 6.3	14	358.8	48	5.7	50	Sí	177	88.6	6.3	38.4	Sí	12.63	16.88	10.09
N ≤ 6.3	7	353.3	50.7	8.1	48.2	Sí	183.4	83.4	8.9	40.7	Sí	13.72	20.89	10.22
R ≤ 6.3	7	183.7	-45.2	8.3	53	Sí	188	-86.1	9	39.4	Sí	12.53	19.08	9.34

*Sitios, representan los conjuntos temporales previamente seleccionados (cap. IV), en donde N y R son polaridad normal y reversa, con sitios de edades ≤ 12.3 Ma ó ≤ 6.3 Ma; N es el número de sitios para cada conjunto de datos analizados; Dec, Inc, α_{95} y k, representan los parámetros estadísticos de Fisher para cada sitio; T.G., es el traslape del cono de confianza 95% de las direcciones medias con el GAD esperado; VGP: Long, Lat, A₉₅ y K muestran las coordenadas y los parámetros estadísticos de la media de los VGPs de acuerdo a la estadística de Fisher; T.E., es el traslape del cono de confianza 95% de las medias de los VGPs con el eje de rotación terrestre; S_B, S_u y S_l, son los parámetros de la desviación angular estándar de los VGPs.

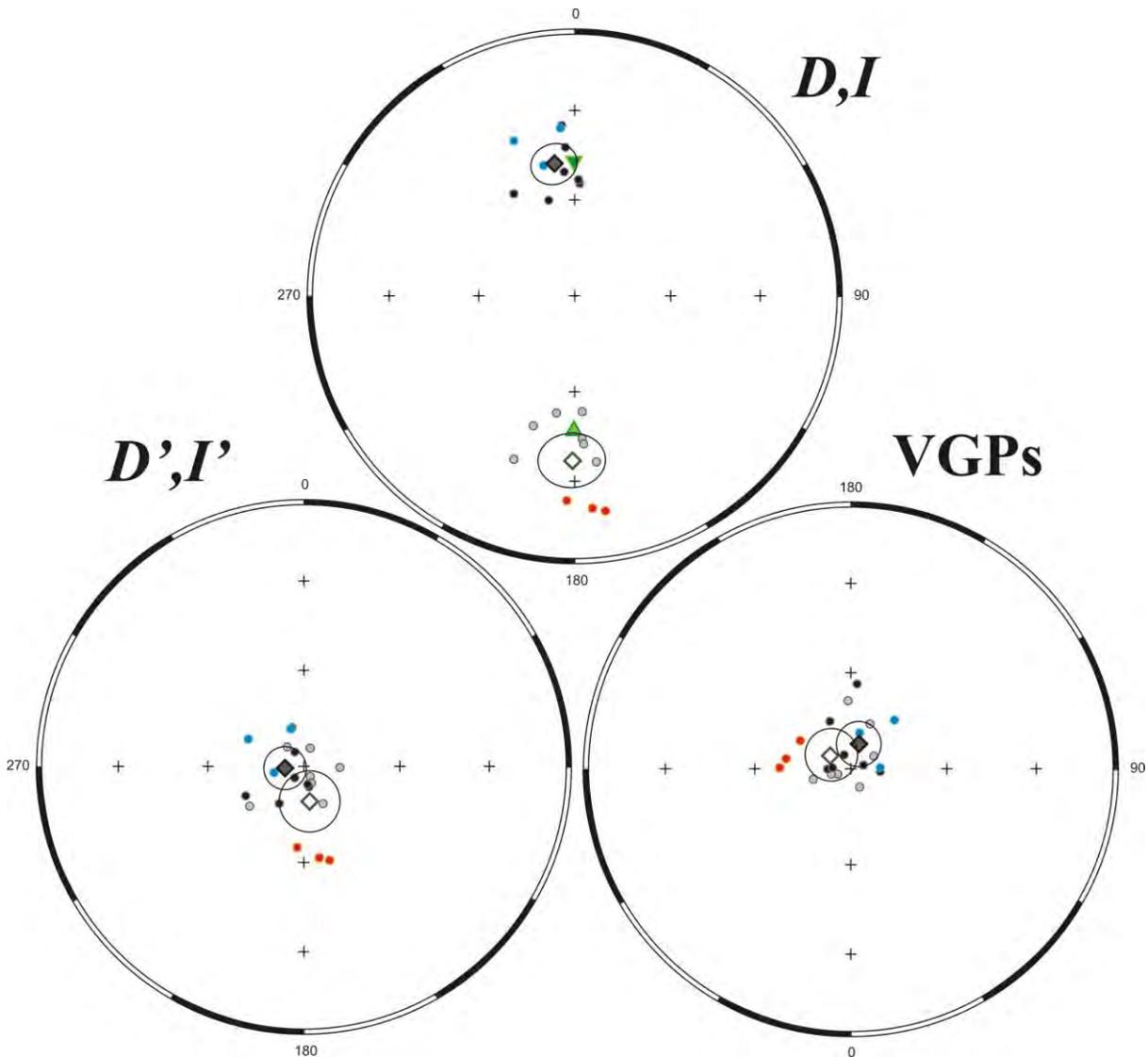


Figura 5.9. Proyecciones de Lambert acimutal de igual-área para *D, I*; *D', I'*; y *VGPs*, de los 20 sitios seleccionados para el estudio de la PSV. La escala radial/inclinación es de 0 a 90° para las tres proyecciones. En los tres casos se muestran en puntos negros las polaridades normales y en puntos grises las polaridades inversas, así como los límites de confianza (α_{95} y A_{95}) en los símbolos de diamantes negro y blanco para polaridad normal e inversa, respectivamente. Los puntos en azul y rojo muestran las polaridades normal e inversa, respectivamente con edades ≥ 6.3 Ma. En la proyección de *D, I*, se muestra en triángulos verdes el GAD esperado.

V.2.4 Corrección tectónica

El ejercicio de analizar los datos paleomagnéticos, sobre todo de la PSV, con base en la corrección tectónica, ha implicado cambios en aquellos cálculos que conllevan una variación latitudinal, como son el GAD esperado, los VGPs y las direcciones D' , I' . En la figura 5.10 se observan estos ligeros cambios en la posición de los datos calculados con respecto a la figura 5.9. En primer lugar es valorable observar que el GAD esperado para esta nueva paleoposición cae dentro del límite de confianza, α_{95} , tanto de las direcciones con polaridad normal como reversa. En segundo lugar puede apreciarse que los valores para la desviación estándar angular de los VGPs varían con respecto a los no corregidos (tabla 5); sin embargo, para el caso de las direcciones D' , I' no se observan cambios considerables (tabla B.6).

Asimismo, otra observación significativa dentro del análisis de la PSV para ambos casos, con y sin corrección, ha sido la relación que presenta A_{95} de cada conjunto de sitios en el área, para la estimación de la variación tectónica regional y la aceptación de una confiable PSV en el estudio, cálculo que ha sido positivo para todos los casos de este trabajo, reflejando resultados de una A_{95} dentro de los límites de $A_{95\text{máx}}$ y $A_{95\text{mín}}$ (tabla B.7), como lo propuestos por Deenen *et al.* (2011).

V.2.5 Comparación de APWP

El cálculo comparativo de rotación e inclinación (*flattening*) con las APWP, propuestas por Besse & Courtillot (2002; BC02, de aquí en adelante) y Torsvik *et al.* (2008; TR08, de aquí en adelante), para este trabajo requirió de dos criterios fundamentales; el primero razonado en la selección de sitios debido a la discriminación de las ventanas de movimiento tectónico, en este caso de 0 y 5 Ma, debido a que para 10 Ma se tiene muy pocos sitios; y el segundo basado en el cálculo de los sitios con edades ≤ 6.3 Ma sin corrección tectónica, ya que de nada serviría comparar los polos paleomagnéticos de un sitio, “tectónicamente corregido”.

Así, en la tabla 6 se presentan los resultados de las rotaciones e inclinaciones de las direcciones medias comparados con las APWP de TR08 y BC02, en donde puede notarse que entre estos existe una ligera diferencia de 1 a 1.5° en la rotación, mientras que en el

caso del aplanamiento se pueden observar de 2° hasta 3° de diferencia, mientras que en sus límites de confianza no hay cambio significativo. No obstante, en la figura 5.11 se aprecian los polos de las APWP tanto de BC02 y TR08, de lo cual se razona que el polo paleomagnético del área de estudio, para sitios con un rango entre 2.81 y 6.3 Ma, se encuentra cercano a las ventanas de 0, 5 y 10 Ma de TR08, relación que puede compararse en la tabla 6.

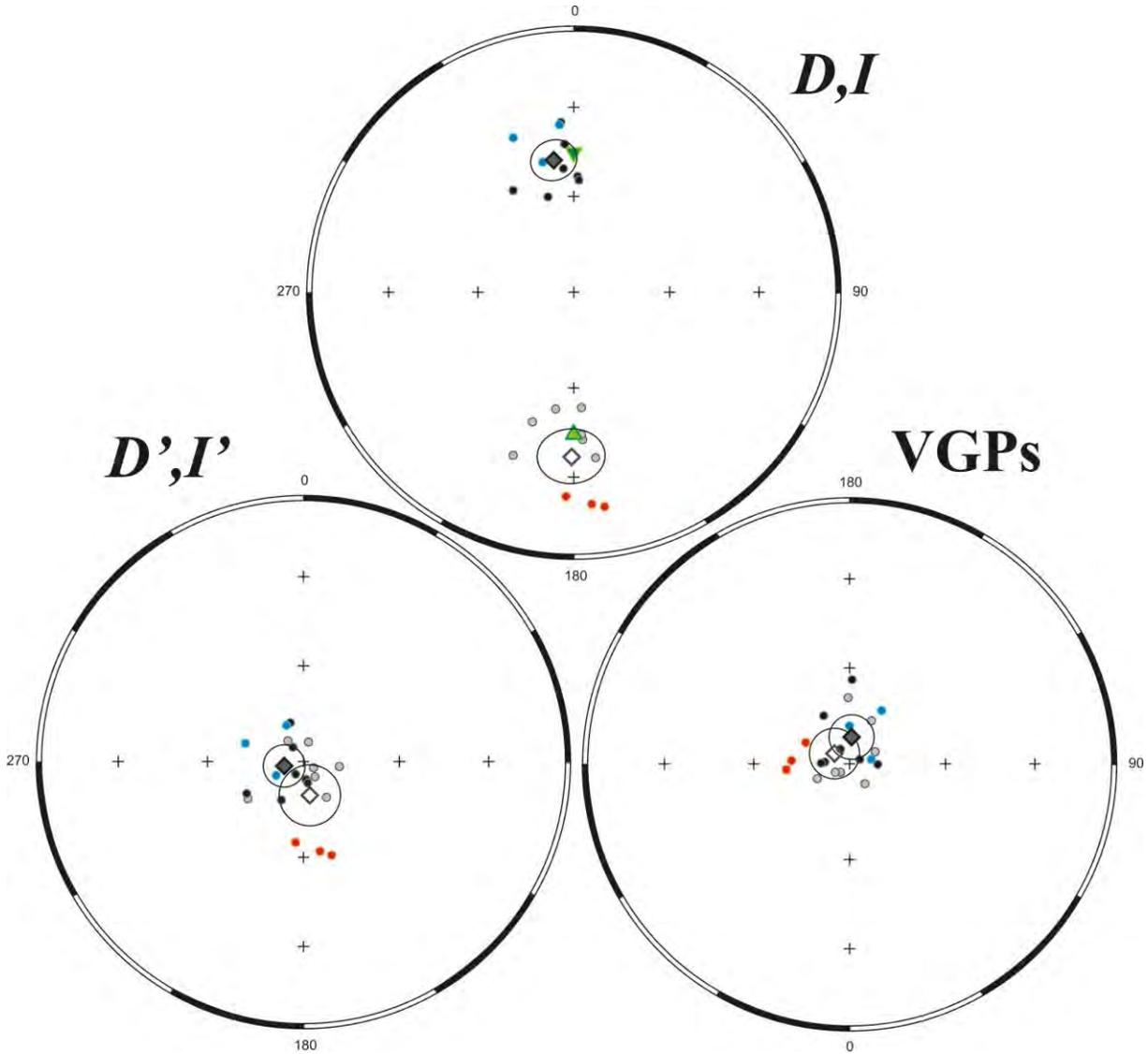


Figura 5.10. Proyecciones de Lambert acimutal de igual-área para D, I ; D', I' ; y $VGPs$, de los 20 sitios recalculados con base en la corrección tectónica. La simbología presente en las tres proyecciones es la misma que en la figura 5.9, a excepción de que los datos del GAD esperado, el polo geomagnético, que están basadas en las paleoposición definida por la corrección tectónica.

Tabla 5. Estadística de la PSV con los valores recalculados a partir de la corrección tectónica en el área de estudio*.

Sitios	N	VGPs con corrección						
		Long	Lat	A ₉₅	K	S _B	S _u	S _l
N+R ≤ 12.3	20	133.9	86.4	5.4	37.1	13.77	17.52	11.35
N ≤ 12.3	10	175.3	82	6.9	45.6	14.12	19.98	10.91
R ≤ 12.3	10	236.6	-84.5	7.9	34.7	14.17	20.59	10.95
N+R ≤ 6.3	14	211.7	87.8	6.3	38.1	12.8	17.12	10.23
N ≤ 6.3	7	193.2	82.8	9	39.4	14.22	21.65	10.59
R ≤ 6.3	7	168.7	-86.7	9	39.3	12.37	18.83	9.22

*Las abreviaciones y su significado son las mismas de acuerdo a la tabla 4.

Tabla 6. Resultados de la rotación e inclinación comparados con las APWP de dos trabajos diferentes*.

Ma	Dx	Ix	ΔDx	ΔIx	R	F	ΔR	ΔF
Torsvik, <i>et al.</i> , 2008 [TR08]								
0	357.3	47.3	3.4	3.5	1.5	0.7	6.9	7.9
5 ^a	357.2	46.8	3.1	3.3	1.6	1.2	6.8	7.8
Besse & Courtillot, 2002 [BC02]								
0	356.3	49.6	3.4	3.3	2.5	-1.6	6.9	7.9
5	355.7	49.4	3	2.9	3.1	-1.4	6.7	7.7

*Ma; representan las ventanas en millones de años; Dx y Ix, son las direcciones medias esperadas de las APWP para el área de estudio; ΔDx y ΔIx, son los límites de confianza en las direcciones esperadas; R, rotación sentido contrarrelaj; F, basculamiento, positivo: exceso de inclinación, negativo: „aplanamiento”; ΔR y ΔF, los límites de confianza de la rotación y basculamiento. Todas las unidades están en grados, excepto las ventanas de tiempo en Ma.

^aEsta ventana de la APWP ha sido interpolada linealmente entre 0 y 10 Ma.

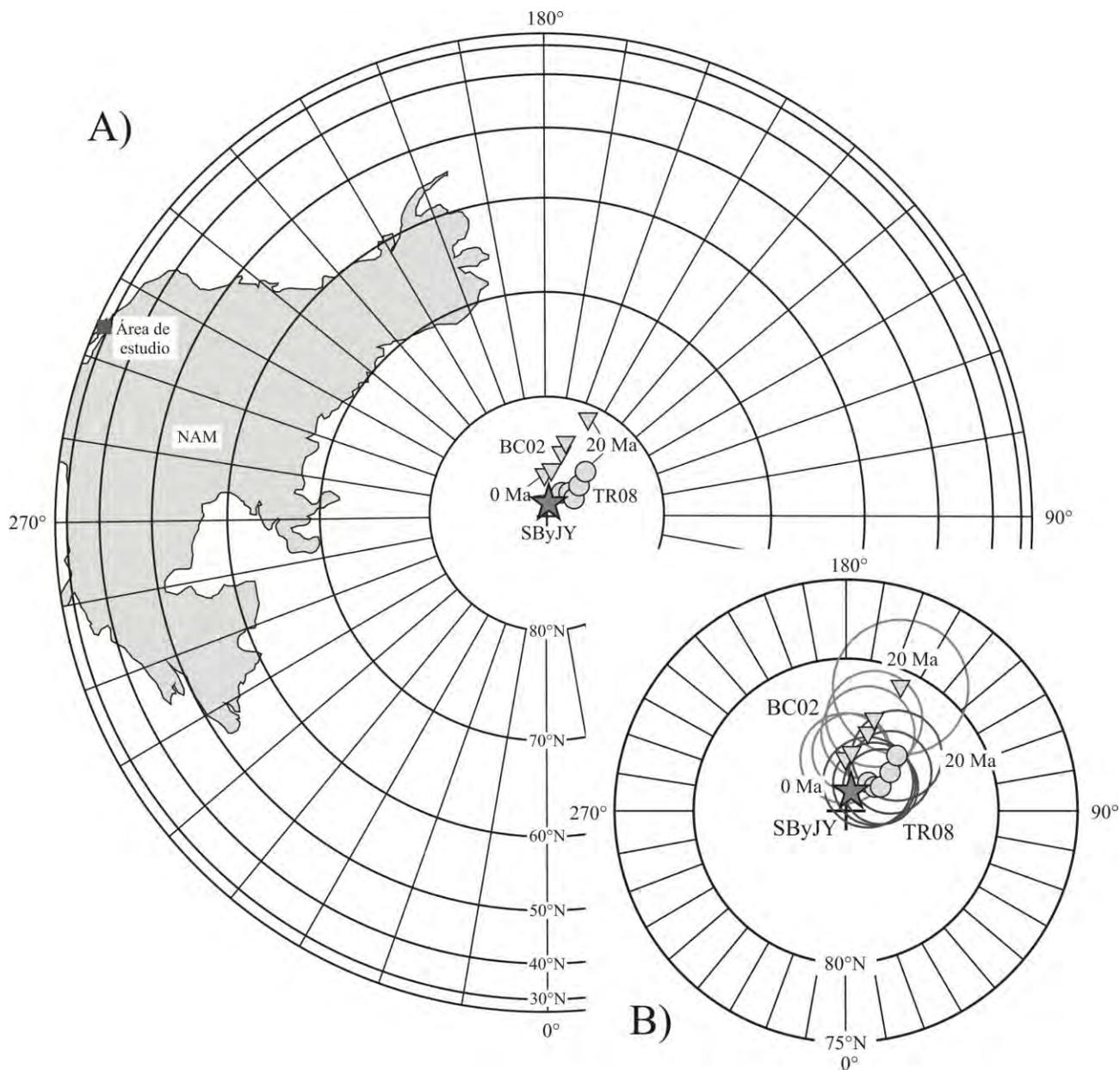


Figura 5.11. A) Proyección ortográfica polar que muestra los polos de las APWP de 0 a 20 Ma tanto de Besse & Courtillot (2002) en triángulos (BC02), así como de Torsvik et al. (2008) en círculos (TR08), con ventanas temporales de 5 Ma. La estrella representa el polo paleomagnético calculado de los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay (SByJY), basado en los 14 sitios con edades ≤ 6.3 Ma. La imagen también ilustra parte del continente Americano en gris (NAM) y la ubicación del área de estudio en un cuadrado. B) Acercamiento de los polos de las APWP de la figura A con la diferencia que incluyen límites (o círculos) de confianza A_{95} de cada uno de los polos, tanto de BC02 como de TR08.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN

El desarrollo de la discusión que a continuación se aborda, parte fundamentalmente de compendiar y sintetizar los resultados obtenidos de cada sitio, tanto para los experimentos realizados de propiedades magnéticas, así como de los datos obtenidos en las direcciones paleomagnéticas.

VI.1 Propiedades magnéticas

Partiendo de los distintos experimentos de propiedades magnéticas realizadas en los 27 sitios de estudio (cap. V), se ha realizado un sumario, representado en la figura 6.1, que permite agrupar y entender con mayor facilidad las diferentes características cuasi similares (o cuasi cuantitativas) de dichas propiedades; por ejemplo, el dominio magnético a partir de los ciclos de histéresis y los diagramas de FORC, así como la respuesta de las curvas k-T en baja y alta temperatura, por mencionar los principales. Asimismo, basarse en la figura 6.1 permite diversificar las interpretaciones e hipótesis acerca del comportamiento magnético de las rocas del área de estudio, por ejemplo, manifestar si existe la relación de ciertas propiedades magnéticas con respecto a su litología, edad, posición geográfica, ambiente tectonomagmático, etc; mismas que a continuación discutiremos.

La figura 6.1 compendia de manera sintetizada tres grupos principales de acuerdo a similitudes en sus propiedades magnéticas. Sin embargo, los tres grupos en conjunto representan 26 de los 27 sitios estudiados, la excepción es el sitio JY12, que representa un sitio con un comportamiento particular y que puede ser observado a lo largo de todos los experimentos de propiedades magnéticas (p. ej. fig. 5.2d; fig. 5.3d y fig. 5.5e). Este sitio en particular merece ser resaltado a diferencia de los tres grupos mostrados en la figura 6.1, debido a que éste presenta un comportamiento principalmente paramagnético, sólo en el caso del ciclo de histéresis y la IRM se puede observar una pobre aportación de minerales ferromagnéticos. Es en la figura 5.3d, donde la forma del ciclo de histéresis revela un comportamiento típico de “barrigón” (o *pot-bellied*), el cual indica una pequeña distribución de minerales de magnetita de grano fino con dominio SD y SP (Tauxe, 1998), así como una adquisición de la IRM a las 200 ó 300 mT, típica de la magnetita, a pesar de

no ser muy evidente en la figura 5.3d. Por otro lado, el resultado arrojado por el diagrama de FORC muestra claramente la poca o nula existencia de coercitividad de la roca, debido a que no se presenta una densidad de FORC definida (fig. 5.5e). Asimismo, en el caso de la litología y edad radiométrica asociadas a este sitio podemos observar que son andesita magnésica (bajaitas) con edad de 3.87 ± 0.12 Ma (Aguillón-Robles, 2002; Calmus *et al.*, 2003), patrón característico de los tres grupos de la figura 6.1, lo que en principio permite deducir que las propiedades magnéticas no están asociadas a la litología ni edad de la roca.

Los tres grupos de la figura 6.1, en principio muestran una diferencia en el patrón de las curvas k-T, los ciclos de histéresis, así como los diagramas de FORC, asimismo, otros patrones han sido añadidos con el fin de denotar algunas características particulares que poseen algunos grupos en especial como son los sitios que poseen transición de Verwey, susceptibilidad magnética, MDF y porcentaje de especímenes con diagramas ortogonales de desmagnetización unidireccional.

El grupo 1 se encuentra conformado por 5 sitios que presenta un comportamiento característico en las curvas k-T de alta temperatura, en que las curvas caen entre los 300 y 550 °C de manera progresiva, y sólo 2 sitios presentan transición de Verwey, lo que manifiesta un comportamiento característico de titanomagnetita con ligeras variaciones de titanio [TM05 a TM40], tanto para alta temperatura (Dunlop & Özdemir, 1997) como baja temperatura (Bowles *et al.*, 2012; Jackson *et al.*, 2012a y b). Asimismo, los dominios magnéticos determinados por los ciclos de histéresis y los diagramas de FORC, denotan una aportación de partículas de tamaño SP con PSD (Muxworthy & Roberts, 2007), Por otro lado, la adquisición de la IRM a las 300 mT, sin presencia de una coercitividad máxima hasta los 500 mT, también denota una contribución sólo de titanomagnetita. Sin embargo, para el caso del MDF es posible observar que este grupo es el único que presenta un patrón mejor definido en que la remoción de la mitad de la NRM es ≤ 40 mT (tabla B.4), comportamiento directamente relacionado al cambio de composición de la titanomagnetita, donde la reducción del tamaño de grano se da gracias a la formación por exsolución de lamelas de ilmenita, causando un endurecimiento de la magnetización (Kontny *et al.*, 2003). En el caso de los diagramas de desmagnetización ortogonal, sólo el 40% del total de especímenes respondió con una componente unidireccional, indicando la impresión de una

componente secundaria (NRM secundaria) representativa en más de 3 sitios del grupo. Por último, cabe mencionar que no existe una litología, ni edad, ni posición geográfica preferencial para las rocas de este grupo, en su mayoría son andesitas magnéticas y las edades varían entre 2.8 y 9.5 Ma.

El grupo 2 está conformado por 16 sitios, conteniendo cerca del 60% de todos los sitios estudiados en este trabajo. Los comportamientos característicos que se presentan para estos sitios son: curvas k-T con caídas abruptas, para algunos casos en 500 ó hasta 580 °C, típico de titanomagnetita con ligeras variaciones de titanio [TM0 a TM20], así como la presencia de transición de Verwey en al menos 7 sitios. Tanto los ciclos de histéresis como los diagramas de FORC muestran patrones en el dominio magnético del tipo PSD con SP. Las gráficas de adquisición de IRM presentan una coercitividad máxima de 300 mT, típica sólo de la presencia de titanomagnetita. Asimismo, los resultados de MDF reflejan una gran variación, entre 5 y 70 mT, típica del cambio de composición de la titanomagnetita relacionado directamente al endurecimiento de la magnetización, mencionado en el párrafo anterior. En este grupo el 60% de los sitios presentan una componente unidireccional en la mayoría de sus especímenes (tabla B.4), sin manifestar alguna particularidad litológica o espacio-temporal. El grupo 2 presenta la mayor diversidad litológica, desde andesitas magnéticas (bajaitas), andesitas con fuerte firma calcialcalina, adakititas e ignimbritas del grupo Comondú, así como un rango de edades radiométricas que varían entre 2.6 y 14.6 Ma.

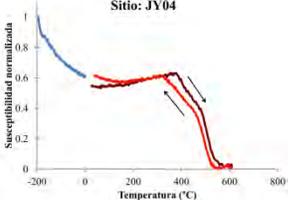
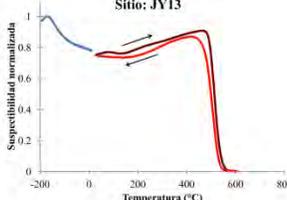
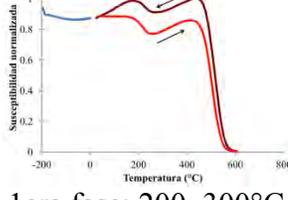
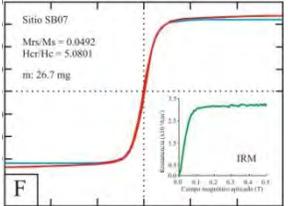
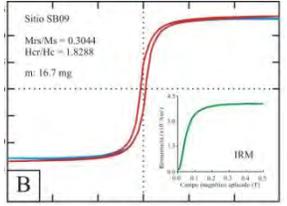
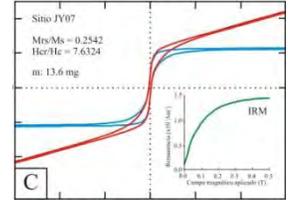
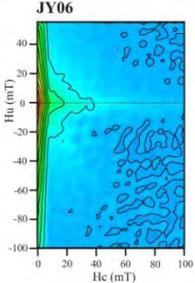
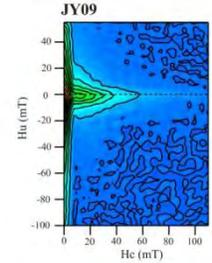
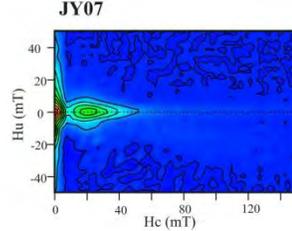
Propiedades	Grupo 1 (5 Sitios)	Grupo 2 (16 sitios)	Grupo 3 (5 sitios)
Susc. \bar{k} (10^{-3} SI)	Baja a alta entre 3.22–55.69	Baja a alta entre 1.44–41.63	Media entre 10.03–14.08
Curvas k-T y rangos de T	 Entre 300–550°C	 Entre 500–580°C	 1era fase: 200–300°C 2da fase: 400–550°C
Transición de Verwey	2 sitios	7 sitios	Ningún sitio
Ciclos de histéresis, IRM y dominio magnético	 F SP + PSD	 B PSD + SP	 C "Cintura de avista" SD + SP + Hematita
FORC y dominio magnético	 MD y/o SP + PSD	 PSD + MD y/o SP	 SD y/o Hematita + SP y/o MD
MDF	≤ 40 mT	Gran variación (5–70 mT)	Gran variación (5–80 mT)
Datos uni- direccional	40% de especímenes	60% de los sitios	90 % de especímenes
Litología	1 sitio de Adakita 4 sitios de Andesita Mg	2 sitios de lavas calcialcalinas 2 sitios de ignimbritas 13 sitios de Andesitas Mg	1 sitio de Adakita 4 sitios de Andesita Mg
Sitios	SB02, SB07, JY04, JY15, JY16	SB01, SB03, SB06, SB08, SB09, SB10, SB11, JY01, JY02, JY03, JY06, JY08, JY09, JY10, JY13, JY14,	SB04, SB05, JY05, JY07, JY11

Figura 6.1. Sumario de las propiedades magnéticas de todos los sitios, dividida en 3 grupos principales, mostrando la compilación de diversos resultados a lo largo del estudio.

El grupo 3 se encuentra conformado por 5 sitios, 4 de andesitas magnésicas (bajaitas) y 1 con firma de adakita, con edades entre 2.8 y 9.5 Ma, similar al grupo 1. Sin embargo, el comportamiento de las propiedades magnéticas es distinto a los dos grupos anteriores. En principio las curvas k-T en alta temperatura tienen la característica de caer en dos periodos de calentamiento, primero a los 200–300 °C y posteriormente a los 400–550 °C, en algunos sitios la primer etapa es donde se pierde más del 50% de la susceptibilidad, mientras que en otros sitios es en la segunda etapa. Los minerales asociados a estas dos fases son titanomagnetitas en diferentes proporciones, ricas en Ti [TM60] para el primer desplome y pobres en Ti [TM05 a TM20] para la segunda caída. Para el caso de las curvas k-T para bajas temperaturas ningún sitio presenta la transición de Verwey, a comparación del grupo 1 y 2. Los resultados en las curvas de histéresis y diagramas de FORC, presentan características particulares que indican una mezcla de dominio magnético SD con SP, así como la presencia de hematita (o titanohematita), tanto en la forma típica de “cintura de avista” del ciclo de histéresis, así como la densidad de FORC separada del eje H_u en los diagramas, que, o bien este comportamiento presenta tamaños de partículas de SD o la densidad de FORC a lo largo del eje de fuerza coercitiva, H_c , permite observar la presencia de hematita (Roberts *et al.*, 2000, 2006; Muxworthy & Roberts, 2007). Empero, en los resultados de la adquisición de IRM es posible afirmar la presencia de hematita (o titanohematita), ya que la coercitividad máxima en este grupo no se detiene a las 300 mT, sino que ésta continúa más allá de las 500 mT, característica de la hematita (o titanohematita). El comportamiento del MDF en el grupo, es similar al grupo 2, en que los sitios varían entre 5 y 80 mT, característica relacionada al cambio de fase dentro de la titanohematita (y/o titanomagnetita) por procesos de oxidación homogénea y reducción de tamaño de grano debido a la formación por exsolución de lamelas de ilmenita, causando un endurecimiento de la magnetización (Kontny *et al.*, 2003). No obstante, a comparación del grupo 1 y 2, el grupo 3 presenta hasta el 90% de los especímenes con componentes unidireccionales en el diagrama de desmagnetización ortogonal, lo que implica una NRM primaria bien definida para este grupo.

En resumen, las propiedades magnéticas observadas en el capítulo V y discutidas anteriormente, permiten asociar la mineralogía magnética a los tres grupos expuestos en la figura 6.1. En el caso del grupo 1 los minerales magnéticos portadores de la NRM son

titanomagnetita pobres en Ti [TM05 a TM40] con dominio magnético de SP con PSD. Para el grupo 2 los minerales magnéticos son titanomagnetita con ligeras variaciones de Ti [TM0 a TM20] y dominio magnético de PSD con SP. Mientras que el grupo 3 presenta una mezcla de titanomagnetita pobre en Ti [TM0 a TM20] con titanohematita en menor proporción (~90:10), así como un dominio magnético de SD con SP. No obstante, cabe nuevamente recalcar que sólo el sitio JY12 presenta un comportamiento paramagnético con una mínima contribución ferromagnética, asociada a titanomagnetita.

Asimismo, para el caso específico de los datos en la razón Q_n , es posible notar que diversos sitios tienen distribuciones bimodales (fig. 5.1 y tabla B.1), que en algunos casos sobrepasa valores de 100 en Q_n , permitiendo discernir sobre la posibilidad de una adquisición de IRM gracias a impactos de rayo en áreas específicas de un mismo sitio. No obstante, también es apreciable observar sitios que presentan una mayoría de especímenes con valores de Q_n menores 1, que para interpretar estos valores Alva-Valdivia & Urrutia-Fucugauchi (1998), mencionan dos opciones, primero una probable variación de los tamaños de grano que adquirieron la NRM, y en segundo lugar, una predominancia en minerales con MD; características que bien puede relacionarse en los sitios SB02, SB03, SB06, SB07, JY04, JY05 y JY15, de los cuales 4 están dentro del grupo 1, donde la presencia de partículas SP es predominante sobre las PSD.

Por otro lado, la información aportada por los diversos experimentos de propiedades magnéticas, anteriormente discutidos, permiten pre-seleccionar sitios y hasta muestras para estudios de paleointensidad. Algunas características principales requeridas son: sitios con reversibilidad de las curvas k-T en alta temperatura, dominio magnético de SD, comportamiento unidireccional de los diagramas de Zijderveld y mineralogía magnética asociada solamente a una NRM primaria (Shcherbakov *et al.*, 1993; Fabian & Leonhardt, 2010; entre otros). Para este trabajo, como se ha observado a lo largo del análisis y discusión de las propiedades magnéticas, se puede argumentar que los sitios candidatos para estudios de paleointensidad serían aquellos conformados por el grupo 3, así como algunos representativos del grupo 2, mismos que cumplen con la mayoría de las características antes mencionadas.

Entre tanto, algunas propuestas de análisis y perspectivas que aportarían mayor información y enriquecimiento a la interpretación de las propiedades magnéticas, sería estudiar al menos una muestra de superficie pulida por cada sitio, identificando así los diversos minerales opacos (óxidos magnéticos) y sus características, como su tamaño, número de oxidación, textura, tipo de oxidación, etc. (Haggerty, 1976a), aportando una observación directa del tipo de mineralogía presente en la roca, responsable de las propiedades magnéticas. De la misma manera, algunos experimentos como la adquisición de la IRM acompañado de su desmagnetización térmica (dIRM) también serían una aportación de información valiosa que ayudaría a los estudios de la caracterización en la mineralogía magnética, entre otros experimentos.

Por otro lado, prestando atención a que en cada sitio de estudio se tiene el resultado de diferentes experimentos de propiedades magnéticas, quizá sea posible utilizar una herramienta estadística que pudiese ser de ayuda para una interpretación distinta, por ejemplo analizar las variables de cada sitio, o diversos datos de propiedades magnéticas, como temperatura de Curie, dominio magnético, MDF y MDT, razón Q_n , etc., desde una perspectiva del análisis multivariable, lo que probablemente permitiría relacionar distintos sitios con características similares desde un enfoque temporal y espacial, o quizá con interpretaciones de carácter petrogenético.

VI.2 Paleodirecciones: síntesis

Partiendo del análisis estadístico de las direcciones medias de cada sitio, del mejoramiento y acotamiento de las edades con base en la GPTS, y la selección de sitios de acuerdo al criterio de corte *cut-off* (Vandamme, 1994), ha sido posible razonar resultados de la PSV, con y sin corrección tectónica, así como el estudio comparativo del polo paleomagnético del área con respecto a la APWP.

En la figura 6.2, se observa la síntesis del estudio de la PSV, representado por los cuatro casos seleccionados para observar la desviación estándar angular de los VGPs, que son: dos grupos temporales, sin corrección tectónica, sitios con edades ≤ 12.3 Ma y sitios con edades ≤ 6.3 Ma, así como estos mismos dos grupos temporales (≤ 12.3 Ma y ≤ 6.3 Ma) pero con la corrección tectónica del movimiento de la microplaca de Baja California.

Algunos puntos imprescindibles a discutir en los resultados del análisis de la PSV se pueden apreciar básicamente en las diferencias de la desviación estándar angular (ASD) de los distintos grupos seleccionados (tabla 4 y 5, cap. V), como a continuación se muestra:

1. La diferencia de la ASD entre los grupos, con y sin corrección tectónica se observa casi insignificante, siendo de $\sim 0.5^\circ$ entre los grupos de $N=20$ (fig. 6.2a), y $\sim 0.2^\circ$ para los grupos de $N=14$ (fig. 6.2b).
2. Entre los grupos sin corrección tectónica, $N=20$ y $N=14$, la diferencia de la ASD se aprecia ligeramente marcada, siendo de $\sim 1.6^\circ$ (barras anaranjadas de la fig. 6.2a y b), mientras que para los grupos con la corrección tectónica esta diferencia se ve reducida a $\sim 1^\circ$ (barras verdes de la fig. 6.2a y b).
3. La PSV de los resultados obtenidos, en cualquiera de los cuatro casos mencionados, es menor por 1 ó 3° a la S_B esperada, según los modelos G y TK03.GAD.

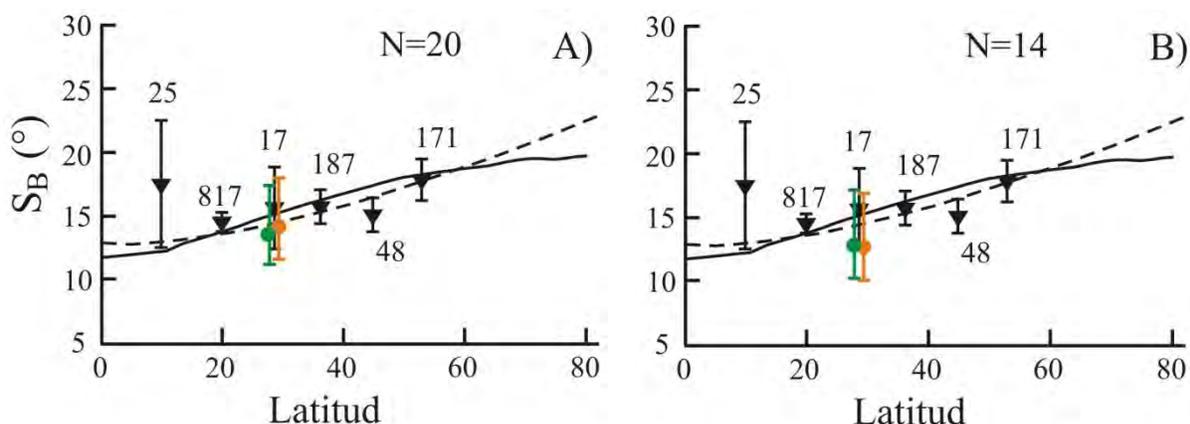


Figura 6.2. Gráficas comparativas de las PSV con y sin corrección, comparados con los modelos G (línea punteada) y TK03.GAD (línea continua), así como valores (triángulos negros) de la PSV recopilados por Johnson *et al.* (2008). A) Representa todos los sitios ($N=20$) calculados con edades ≤ 12.3 Ma. B) Representa el cálculo de los sitios con edades ≤ 6.3 Ma ($N=14$). Tanto en A) y B) los círculos anaranjados representan los datos sin corrección, y los círculos verdes los datos con corrección, ambos con sus respectivos límites de confianza (Cox, 1969).

De los 3 puntos anteriormente tratados, el primero representa una posible frustración del ejercicio de corrección tectónica para los sitios de estudio, sin embargo, es importante notar que la cantidad de sitios entre los grupos temporales $N=20$ y $N=14$, es limitada, siendo sólo 6 sitios, lo cual quizá no sea representativo para diferenciar la ASD adecuadamente entre los grupos con y sin corrección. Por otro lado, el segundo se puede discutir a partir de observar que los grupos con corrección tectónica, entre sí, manifiestan

menores cambios de la ASD a comparación de los grupos N=20 y N=14 sin corrección, esto debido a que los datos corregidos para la PSV de todos los sitios permite conjuntar en espacio y tiempo a los VPGs a partir de una estimación de la posición en que la TRM fue adquirida. Mientras que los grupos sin corrección tectónica, manifiestan una mayor dispersión de los VPGs, debido a que una vez adquirida la TRM en la unidad de roca, ésta se desplazará espacialmente a través del tiempo gracias a los movimientos tectónicos, modificando la posición original del VGP de acuerdo a la TRM adquirida. Cabe mencionar que estos movimientos sólo afectarían a la PSV si el bloque cortical en que se encuentran las unidades de roca estudiadas, hubiesen sufrido un desplazamiento principalmente a lo largo de la latitud a través del tiempo, ya que el cálculo de los VPGs es sensible a los cambios latitudinales, no a los longitudinales. No obstante, el tercer punto es posible poderlo abordar a partir del punto 1, en que vemos que los grupos con corrección tectónica, N=20 y N=14, presentan entre sí una menor diferencia de la ASD, demostrando que la corrección de la paleo-posición (latitud y longitud) de los sitios muestreados, específicamente aquéllos con edades de más de 5 Ma, asemejan de manera considerable el comportamiento de sitios con edades entre 0 y 5 Ma que corticalmente se encontrarían “estables”; lo que de forma implícita nos indica un mejor control de la PSV para la comparación de los modelos (p. ej. Modelo G y TK03.GAD).

A continuación se discuten algunos casos específicos de las direcciones medias y su interpretación en este estudio.

VI.2.1 Direcciones medias: agrupamiento y selección

El conocer la edad de cada sitio y la tasa de desplazamiento sugerida para cada periodo de movimiento cortical, han sido las herramientas básicas para lograr el cálculo de la paleo-latitud y paleo-longitud de cada sitio, sugiriendo la posición del cuerpo volcánico a partir de la adquisición de la TRM. Esto ha permitido comparar los datos paleomagnéticos, en específico los VPGs y las direcciones D' , I' ; con y sin corrección tectónica, ya que estos son sensibles a los cambios latitudinales para su cálculo. Sin embargo, para realizar una adecuada selección temporal de los sitios ha sido acertado comparar los sitios con edades radiométricas y sus polaridades determinadas, con la GPTS, logrando en este ejercicio una mejora directa entre las paleo-posiciones y las edades de los sitios.

VI.2.2 Direcciones medias: mejoramiento de edades con GPTS

El ejercicio de mejorar la precisión del rango de edades, ha permitido disminuir la desviación estándar de las edades radiométricas en 15 sitios de un total de 27. Sin embargo, de los 3 sitios con polaridad intermedia (fig. 5.8 y tabla 3) se ha interpretado que adquirieron la TRM durante un proceso de inversión de polaridad del campo geomagnético, inferido a partir de que los sitios representan unidades volcánicas y temporalidad independientes, y que no se observan afectados por la tectónica local debido a que su posición está en la parte occidental de la Península, que es corticalmente estable. Asimismo, se ha observado que su edad de ^{40}K - ^{40}Ar con su desviación estándar, en los tres casos, corresponde con un cambio de cron magnético; lo que descarta la posibilidad de que estas direcciones se encuentren rotadas o basculadas por algún evento cortical, y que bien puede representar una inversión de polaridad del campo geomagnético en un periodo corto de tiempo, como los registros promedio de 7,000 años de duración en latitudes medias y altas estudiadas por Clement (2004).

La distribución espacio-temporal de los volcanes monogenéticos en los campos de San Borja y Jaraguay, complica los trabajos de magnetoestratigrafía debido a la falta de continuidad de los flujos de lava. Sin embargo, para este trabajo, ha sido favorable el empleo de la GPTS, debido a que aplicando el ejercicio de corrección tectónica, el cálculo de las paleo-posiciones refleja el mejoramiento y/o acotamiento de las edades radiométricas con respecto a la GPTS.

VI.2.3 Direcciones medias: con y sin corrección tectónica

Datos sin corrección. Un análisis interesante realizado a través de las D , I , ha sido el cálculo simultáneo de las direcciones propuestas por Hoffman (1984), además de los VGPs. Estas direcciones (D' , I'), que se valen de cambio en las coordenadas y de perspectiva en el estereograma de igual área con respecto al GAD esperado, han permitido caracterizar de manera intuitiva direcciones espurias para el cálculo de la PSV (fig. 5.7), así como analizar desde otra perspectiva los cambios que pueden sufrir los datos con la corrección tectónica, como los cambios en la inclinación media de un conjunto de vectores unitarios. Asimismo, en la proyección de los VGPs, los *cut-off*, en conjunto con las direcciones (D' , I') permiten

descartar aquéllos sitios que probablemente estén relacionados a un proceso de inversión del campo geomagnético, lo que mejora en gran medida la selección de sitios para posteriores cálculos.

Detalles que pueden observarse en la D, I , es la comparación de las direcciones medias promediadas, tanto de polaridad normal como inversa con sus respectivos círculos de confianza, comparadas con las direcciones calculadas del GAD esperado. En la figura 5.9 y la tabla 4, mostradas en el capítulo V, se observa el traslape del límite de confianza, α_{95} , con el GAD esperado para todos los casos de estudio, exceptuando las direcciones con polaridad inversa cuando se evalúan todos los sitios ($N=20$). No obstante, para el caso de las direcciones medias con edades menores a 6.3 Ma, este traslape corresponde con el GAD esperado, resultados que pueden ser interpretados directamente como parte del comportamiento del campo geomagnético en su componente dipolar.

En el caso de las direcciones D', I' , y los VGPs, el resultado es similar al presentado en las D, I ; en este caso los sitios presentan el límite de confianza cercano al eje de rotación (o el GAD esperado en las direcciones D', I'), sólo ahora exceptuando el promedio de los VGPs en polaridad normal (tabla 4) para todos los sitios ($N=20$). Mientras en el caso de las direcciones D', I' , se presenta un traslape del α_{95} con el GAD esperado sólo en las direcciones normales, análogo a las direcciones D, I . En la tabla B.8 se muestra un sumario de las direcciones medias en D', I' que pueden ser cotejadas en conjunto con las direcciones medias D, I y los VGPs.

Algunos detalles a mejorar dentro del trabajo particular de las direcciones medias sería evaluar el conjunto de datos para determinar si estos deben ser tratados con la estadística Fisheriana o no, como lo proponen Tauxe *et al.* (2010), así como aplicar otras evaluaciones como el *Watson test* (Tauxe, 1998) y la estadística utilizando el *bootstrap* (Fisher *et al.*, 1993), por mencionar algunos.

Datos corregidos. Como se ha mencionado, la corrección tectónica sólo afecta a los datos que implícitamente incluyen a la latitud en sus cálculos, como los datos de VGPs y D', I' . Y en la proyección de D, I , la referencia del GAD esperado cambia de posición, debido a la

nueva latitud media del conjunto de sitios corregidos, ya que se basa en las antiguas coordenadas que representan la ubicación en el momento de la formación de la TRM.

Retomando lo anterior podemos decir que las direcciones D, I , para este caso no son afectadas, sino que sólo el GAD esperado es reajustado de acuerdo a la nueva latitud media de los sitios corregidos, lo que muestra una nueva posición del GAD esperado en el estereograma de igual-área, en que, tanto los límites de confianza de las direcciones inversas como normales traslapan con la nueva posición del GAD, esto para todos los sitios ($N=20$), a diferencia de lo que ocurre para los datos no corregidos, manifestando un mayor acoplamiento de la componente dipolar del campo geomagnético a lo largo de un periodo de ca. 2–15 Ma. Sin embargo, lo que sucede para las direcciones D', I' , y los VGPs, es un cambio en la posición de las direcciones y polos, y por ende, de nuevos valores promedio. La diferencia en estos nuevos valores promedio a comparación de los datos sin corrección, reflejan distintos comportamientos, para el caso de los VGPs, los datos corregidos de los sitios ($N=20$) presentan una mejor agrupación (A_{95} y K) y una diferencia menor en la distancia entre el polo paleomagnético y el eje de rotación ($\sim 1^\circ$; tabla 4 y 5); mientras que en la dirección media de las direcciones D', I' , la diferencia con los datos no corregidos no es representativa (tabla B.8). Este comportamiento, en que no existen cambios en las direcciones D', I' , probablemente tiene relación con lo estudiado por Linder & Gilder (2012), en que demuestran una distorsión geométrica de los VGPs a partir del cambio de las direcciones D, I , fenómeno que no sufren las direcciones D', I' , y que probablemente no son afectada por variaciones latitudinales menores, como es el caso de este estudio en que no sobrepasa los 3° de latitud.

VI.2.4 Variación paleosecular: resultados comparativos

Partiendo de lo anteriormente discutido, podemos decir que el resultado de la PSV para los cuatro escenarios principales mostrados en la figura 6.2 (todos los sitios con y sin corrección, $N=20$; y los sitios con edades menores a 6.3 Ma con y sin corrección; $N=14$), presentan valores ligeramente diferentes entre sí, además que en los cuatro casos el valor de S_B es más cercana al *Modelo G* que al *TK03.GAD*. Sin embargo, evaluar cada uno de los cuatro casos y compararlos entre sí, implica recalcar que todos los sitios sin corrección ($N=20$) sobrestiman el valor de S_B a comparación de los datos corregidos, debido a que este

cálculo contiene sitios con edades mayores a 6.3 Ma. Asimismo, para el caso de los sitios con edades menores a 6.3 Ma sin corrección (N=14) el valor de S_B es subestimado a comparación de todos los datos, en específico a los datos corregidos. En resumen puede destacarse que la comparación más importante, de acuerdo a lo recomendado para un estudio de la PSV de 0 a 5 Ma, es hacer notar que el valor de S_B para todos los datos corregidos (que implican un registro con mayor fidelidad de la dirección del campo desde la adquisición de la TRM), es mayor de 1° a comparación de sitios cercanos o menores a una edad de 5 Ma (fig. 6.2). Asimismo, los valores de S_B de los conjuntos de sitios con polaridad normal e inversa con la corrección tectónica, son más cercanos entre sí, a comparación de los datos no corregidos.

El segundo punto a tratar es observar la PSV de acuerdo a los dos modelos de comparación seleccionados. A simple vista la figura 5.13 muestra los dos modelos a lo largo de las latitudes de 0 a 80° ; cada modelo tiene un origen diferente, por ejemplo, el *Modelo G* es un modelo desarrollado para lavas que muestra la distribución de la PSV en función de la latitud con base en las familias dipolar y cuadripolar de la teoría del dínamo (McFadden *et al.*, 1988), mientras que el *TK03.GAD* es un modelo estadístico simple del campo basado en el Proceso Gaussiano Gigante, diseñado para ajustar el promedio actual de la intensidad del campo, así como la dispersión de los VGPs en función de la latitud (Tauxe & Kent, 2004). Ambos guardan ciertas similitudes, sin embargo, para el caso de latitudes entre 20° y 55° existe una diferencia aproximada de 1 a 2° de ASD entre ellos, valor considerable para la S_B del área de estudio, sobre todo cuando es considerada la corrección tectónica de los datos (tabla 4 y 5).

El tercer punto de interés a tratar es la comparación de la PSV con trabajos que se encuentren en una latitud y edad similar, ya que este discernimiento permite entender si el campo geomagnético se comporta con una estructura simétrica y no de forma longitudinal (p. ej. Lawrence *et al.*, 2006). Por ejemplo, en el trabajo de Tauxe *et al.* (2000) en la isla La Palma de las Canarias, España, se analiza un registro paleomagnético del que se ha calculado la PSV para latitudes entre 28.5° y 29°N , con un resultado de la dispersión de los VGPs de 15.6° (con 18.8° y 12.5° en los límites de confianza mayor y menor, respectivamente; Johnson *et al.*, 2008). Esta dispersión de los VGPs puede ser comparada

con los distintos escenarios que se presentan en las tablas 4 y 5. No obstante, lo que se puede discutir es que los datos no corregidos tienen una similitud mayor con el resultado de La Palma. Sin embargo, es importante recalcar que estos sitios pueden ser interpretados con un valor de la ASD sobrestimado, en dado caso que los sitios no estuviesen corregidos por los movimientos tectónicos, lo que nos lleva a la siguiente pregunta: ¿los datos de La Palma, tendrán una corrección tectónica? o ¿qué sucedería con una corrección tectónica?, ¿se parecería a los datos de Baja California?

El punto de interés en este ejercicio de corrección tectónica para los cálculos de la PSV, quizá sea comprender si en realidad existe una PSV desacoplada de manera zonal en las latitudes, como lo concluyen Lawrence *et al.* (2006), o quizá exista un elemento que introduce error en a los datos, como puede ser el movimiento de las placas tectónicas para ciertas regiones o áreas de estudio.

Por otro lado, observando las diferentes características que cumple el ejercicio de corrección tectónica para el cálculo de la PSV, un punto interesante a destacar es la perspectiva que trabajan Linder & Gilder (2012) con base en la distorsión geométrica de la transformación de las direcciones medias a VGPs. Ellos observan que la dispersión en los VGPs (p. ej., S_B) y los modelos que predicen dicha variación en función de la latitud, depende de valores como el parámetro de dispersión k y no de lo que comúnmente es atribuido a un fenómeno geomagnético. Lo que conlleva a proponer una mejora en la observación de la PSV con base en k en lugar de la desviación estándar angular en los VGPs, aplicable para este trabajo y muchos otros.

Así, en vista de lo anterior podemos proyectar un ejemplo de esta clase de distorsión geométrica enlazada con los efectos tectónicos, como es el caso de estudio de la PSV que presentan Alva-Valdivia *et al.* (2003) en los flujos basálticos del Paraná, Brasil, los cuales muestran una ASD muy por debajo de la curva esperada para el *Modelo G* de 110–195 Ma, siendo que la edad de la roca es de ~132 Ma, pero más cercana al *Modelo G* para 0–5 Ma. Ellos interpretan una relación directa con procesos someros y profundos relacionados a los intensos eventos geodinámicos en el Cretácico; sin embargo, probablemente su baja ASD esté relacionada a poca dispersión de los datos (parámetro de precisión k en las direcciones medias y su cambio a VGPs) a través del tiempo, pensado en que el movimiento absoluto

de la placa de Sudamérica es relativamente lenta (DeMets *et al.*, 2010), lo que implícitamente nos habla de un menor movimiento en sus polos paleomagnéticos y probablemente una menor ASD, como ellos la documentan. Empero, aún quedan muchas comparaciones y criterios que tomar para comprender con mayor claridad la PSV, desde enfoques regionales hasta las distorsiones geométricas en el manejo de los datos.

VI.2.5 Polo paleomagnético del área y APWP

El ejercicio de comparar el polo paleomagnético con las APWP construidas por BC02 y TK08, ha permitido corroborar los desplazamientos de la microplaca de Baja California a partir de su desacoplamiento de la placa de Norteamérica. En ambos casos BC02 y TK08, para sitios entre 2.8 a 6.3 Ma, reconocen las rotaciones registradas sobre el eje vertical y con sentido horario de 1 a 1.5°, interpretadas como la apertura del Golfo de California de sur a norte en un movimiento de tijera. Por otro lado, para los desplazamientos en latitud, la APWP de BC02 no concuerda con el movimiento esperado hacia el norte, mientras que en TK08 si está presente de 1.2° e incluso de manera progresiva entre 0 y 5 Ma, indicando una mayor compatibilidad con los trabajos previos de evolución geológica de la península. Asimismo, los valores en ΔR y ΔF son similares para ambas APWP, lo que responde directamente a una dependencia del límite de confianza, A_{95} , del conjunto de VGPs en el estudio.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES

Las propiedades magnéticas analizadas en los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay permitieron generar tres grupos de acuerdo a sus principales resultados en los 27 sitios analizados: un 1er grupo con mineralogía magnética de titanomagnetita pobre en Ti [TM05 a TM40] y dominio magnético de SP con PSD (5 sitios), un 2do grupo conformado de titanomagnetita con ligeras variaciones de Ti [TM0 a TM20] y dominio magnético de PSD con SP (16 sitios), y un 3er grupo con una mezcla de titanomagnetita pobre en Ti [TM0 a TM20] y titanohematita en menor proporción (~90:10), así como un dominio magnético de SD con SP (5 sitios). La excepción fue un sitio (andesita magnésica) que presentó un comportamiento principalmente paramagnético.

De un total de 27 sitios muestreados sólo en 24 se determinó la ChRM, 3 de estos presentaron polaridad intermedia, 11 polaridad normal y 10 inversa. Más del 80% de los diagramas ortogonales de desmagnetización presentaron un comportamiento preferentemente unidireccional, implicando una sola componente de magnetización.

El análisis de trabajos previos sobre la evolución tectonomagmática y de los desplazamientos de la microplaca de Baja California, permitió plantear un criterio de agrupamiento de sitios para aplicar la corrección tectónica en los datos paleomagnéticos, obteniendo así una comparación de los resultados de variación paleosecular planteando una paleo-posición de los sitios desde la adquisición de la TRM.

La comparación de las edades radiométricas conocidas (publicadas por otros autores) de ^{40}K - ^{40}Ar en cada sitio con la GPTS, resultaron en un ajuste de 15 edades de un total de 27 sitios.

Se conformaron dos grupos temporales: el primero basado en sitios con edades entre 0 a 6.3 Ma, y el segundo con edades entre 0 a 12.3 Ma, criterio seleccionado debido a la evolución tectónica de la zona y su comparación en los estudios de la PSV. Las direcciones medias de estos grupos son: Dec = 358.8°, Inc = 48°, k = 50, α_{95} = 5.7° (14 sitios); y Dec = 356.4°, Inc = 43°, k = 31.8, α_{95} = 5.9° (20 sitios), respectivamente.

La variación paleosecular (PSV) se analizó de dos maneras distintas, para un conjunto de 20 sitios con y sin corrección tectónica, y con rocas de edades entre 2.8 y 12.3 Ma, de las cuales se obtuvo una dispersión estándar angular de 13.77° [$+17.52^\circ/-11.35^\circ$] para datos corregidos, y 14.24° [$+18.12^\circ/-11.73^\circ$] para datos no corregidos; observando una sobrestimación de la PSV cuando los datos no son corregidos.

La comparación de la PSV en el área con respecto al *Modelo G* y *TK03.GAD* para los dos conjuntos de datos temporalmente seleccionados, muestran una diferencia entre 0.5° y 1.5° menor de la desviación estándar angular con respecto a los modelos para esa latitud.

El polo paleomagnético calculado en base a los VGPs de nuestros sitios de estudio se comparó con la APWP de Norteamérica, mostrando concordancia (para los últimos 5 Ma) sobre una rotación en sentido horario de 1.5° , referente a la apertura progresiva de sur a norte del Golfo de California; así como un desplazamiento de latitud hacia el norte de 1.2° , lo que concuerda con la evolución dinámica de la Península de Baja California.

APÉNDICE

Apéndice A. Recopilación geocronológica

Tabla A.1. Compilación de datos radiométricos en el campo volcánico de Jaraguay.

Campo volcánico de Jaraguay									
Muestra	Código INEGI	Coordenadas				Método de datación	Edad (Ma)	Tipo de roca	Referencia
		Lat	Long	mE	mN				
BC05105	H11D27	29°44'42.0"	114°41'11.0"	723741.81	3292771.85	K/Ar	18.35±0.47	Calk	2
BC0602	H11D28	29°31'10.8"	114°29'46.8"	742667.27	3268175.91	K/Ar	12.18±0.68	Calk	2
BC0604	H11D28	29°31'09.3"	114°29'47.5"	742649.4	3268129.31	K/Ar	9.68±0.40	Adak	2
BC0603	H11D28	29°31'08.6"	114°29'47.5"	742617.55	3268107.06	K/Ar	9.39±0.40	Calk	2
BC0610	H11D48	29°07'27.3"	114°21'00.0"	757849.27	3224655.09	K/Ar	8.46±1.03	AnMg	2
BC0611	H11D48	29°07'27.3"	114°21'00.0"	757849.27	3224655.09	K/Ar	8.11±1.20	AnMg	2
BC0617	H11D49	29°00'39.5"	114°07'15.3"	780455.85	3212620.42	K/Ar	7.90±0.37	AnMg	2
BC0608A	H11D48	29°12'52.8"	114°20'32.5"	758366.06	3234695.2	K/Ar	7.89±0.96	AnMg	2
BC0525	H11D28	29°34'51.5"	114°33'32.5"	736445.81	3274842.47	K/Ar	6.60±0.27	AnMg	2
BC0509	H11D27	29°37'44.6"	114°43'41.9"	719939.59	3279839.16	K/Ar	5.88±0.20	AnMg	2
BC0521	H11D49	29°11'41.5"	114°18'17.0"	762077.03	3232583.09	K/Ar	5.82±0.29	AnMg	2
BC0529	H11D28	29°31'08.6"	114°29'48.7"	742617.55	3268107.06	K/Ar	5.34±0.14	AnMg	2
BC0607	H11D49	29°12'46.6"	114°15'09.8"	767088.37	3234705.12	K/Ar	5.21±0.21	AnMg	2
BC0514	H11D27	29°38'01.1"	114°53'15.1"	704511.11	3280055.38	K/Ar	5.16±0.35	AnMg	2
BC0515	H11D27	29°35'13.3"	114°55'10.3"	701505.18	3274832.96	K/Ar	5.08±0.23	AnMg	2
BC0601	H11D28	29°31'10.8"	114°29'46.8"	742667.27	3268175.91	K/Ar	4.99±0.13	AnMg	2
BC0536	H11D28	29°34'77.6"	114°35'15.3"	733662.21	3275588.26	K/Ar	4.90±0.22	AnMg	2
BC0523	H11D49	29°12'26.5"	114°16'13.4"	765384.54	3234046.03	K/Ar	4.84±0.17	AnMg	2
BC0526	H11D38	29°29'54.9"	114°29'17.9"	743496.11	3265855.51	K/Ar	4.76±0.17	AnMg	2
BC0614	H11D28	29°31'14.1"	114°29'43.3"	742759.34	3268279.56	K/Ar	4.67±0.14	AnMg	2
BC0609	H11D48	29°13'20.1"	114°20'32.5"	758347.01	3235535.88	K/Ar	4.65±0.15	AnMg	2
BC0522	H11D49	29°11'18.0"	114°17'95.0"	761607.24	3231848.27	K/Ar	4.64±0.16	AnMg	2
BC0524	H11D28	29°36'19.1"	114°34'37.5"	734639.95	3277503.2	K/Ar	4.62±0.17	AnMg	2
BC0508	H11D27	29°38'43.8"	114°44'55.8"	718002.77	3277167.76	K/Ar	4.61±0.23	AnMg	2
BC0535	H11D28	29°34'57.6"	114°35'33.0"	733198.62	3274962.52	K/Ar	4.43±0.13	AnMg	2
BC0504	H11D28	29°43'09.4"	114°39'36.0"	726352.3	3289971.98	K/Ar	4.40±0.11	AnMg	2
BC0533	H11D28	29°34'45.6"	114°35'25.0"	733421.61	3274597.48	K/Ar	4.28±0.12	AnMg	2
BC0510	H11D27	29°38'16.7"	114°43'37.8"	720030	3280829	K/Ar	4.16±0.17	AnMg	2
BC0537	H11D28	29°34'91.6"	114°35'15.2"	733655.92	3276019.41	K/Ar	4.16±0.15	AnMg	2
BC0516	H11D27	29°35'19.5"	114°55'08.9"	701539.43	3275024.52	K/Ar	4.02±0.13	AnMg	2
BC0527	H11D38	29°22'23.0"	114°22'35.3"	754655.01	3252179.09	K/Ar	4.01±0.23	AnMg	2
BC0505	H11D28	29°38'18.0"	114°39'48.5"	726197.61	3280992.49	K/Ar	3.90±0.13	AnMg	2

BC0532	H11D28	29°34'29.2"	114°34'75.2"	733695.89	3274097.97	K/Ar	3.84±0.11	AnMg	2
BC0534	H11D28	29°34'52.0"	114°35'28.5"	733323.32	3274792.6	K/Ar	3.78±0.32	AnMg	2
BC0506	H11D28	29°38' 18.0"	114°39'48.5"	726197.61	3280992.49	K/Ar	3.78±0.28	AnMg	2
BC05-03	H11D28	29°43'10.0"	114°35'59.0"	732184	3290110	K/Ar	20.06±0.51	Calk	3
BC05-38	H11D49	29°14'32.9"	114°09'60.7"	775360.15	3238177.4	K/Ar	10.80±0.29	AnMg	3
BC0529A	H11D28	29°31'08.6"	114°29'48.7"	742617.55	3268107.06	K/Ar	9.40±0.33	Adak	3
BC05-30	H11D28	29°32'07.0"	114°30'24.2"	741622.86	3269884.81	K/Ar	7.30±0.40	Calk	3
BC05-19	H11D39	29°15'57.5"	114°15'06.0"	767053.18	3240586.32	K/Ar	6.30±0.30	AnMg	3
BC05-28	H11D38	29°28'50.8"	114°27'46.5"	746001.32	3263935.11	K/Ar	5.77±0.28	AnMg	3
BC05-31	H11D28	29°30'81.2"	114°30'06.9"	742119.04	3268484.5	K/Ar	5.54±0.22	AnMg	3
BC05-20	H11D39	29°15'58.6"	114°14'59.4"	767230.6	3240624.38	K/Ar	5.32±0.24	AnMg	3
BC 97-13	H11D49	29°14'20"	114°09'25"	776334.03	3237803.48	K/Ar	10.3±0.3	AnMg	4
BC 97-08	S/Carta	30°00'57"	114°34'04"	734580.41	3323031.45	K/Ar	8.91±0.22	AnMg	4
BC 97-12	H11D28	29°34'54"	114°33'08"	737103.62	3274933.35	K/Ar	4.63±0.17	AnMg	4
JA 96-22	H11D38	29°28'09"	114°27'02"	747228.49	3262674.15	K/Ar	3.87±0.12	AnMg	4
JA 96-23	H11D39	29°15'15"	114°15'10"	766975.87	3239274.99	K/Ar	3.14±0.13	AnMg	4
JA 96-21	H11D27	29°41'24"	114°40'08"	725557.69	3286709.15	K/Ar	3.00±0.35	AnMg	4
BC 97-10	H11D18	29°48'02"	114°30'07"	741450.98	3299302.57	K/Ar	16.3±0.4	An	5
BC 97-09	H11D18	29°48'02"	114°30'07"	741450.98	3299302.57	K/Ar	14.1±0.4	An	5
CA 96-20	H11D17	29°53'38"	114°53'08"	704173.37	3308905.67	K/Ar	12.5±0.3	An	5
BC 97-13	H11D49	29°14'20"	114°09'25"	776334.03	3237803.48	K/Ar	10.3±0.3	AnMg	5
BC 97-08	S/Carta	30°00'57"	114°34'04"	734580.41	3323031.45	K/Ar	8.91±0.22	AnMg	5
BC 97-12	H11D28	29°34'54"	114°33'08"	737103.62	3274933.35	K/Ar	4.63±0.17	AnMg	5
JA 96-22	H11D38	29°28'09"	114°27'02"	747228.49	3262674.15	K/Ar	3.87±0.12	AnMg	5
JA 96-23	H11D39	29°15'15"	114°15'10"	766975.87	3239274.99	K/Ar	3.15±0.11	AnMg	5
JA 96-21	H11D27	29°41'24"	114°40'08"	725557.69	3286709.15	K/Ar	3.00±0.35	AnMg	5

La tabla indica el código de la muestra geocronológica; el código de las cartas topográficas 1:50,000 del INEGI; las coordenadas geográficas y UTM del muestreo geocronológico; el método de datación utilizado; la edad con 1σ ó 2σ , dependiendo el autor; el tipo de roca: AnMg – Andesita magnésica, Calk – Lavas calcialcalinas, Adak – Adakititas, B – Basalto (exclusivo tabla A.2); y las referencias bibliográficas de los datos anteriores: 1) Negrete-Aranda *et al.*, 2010; 2) Pallares *et al.*, 2008; 3) Pallares *et al.*, 2007; 4) Calmus *et al.*, 2003; 5) Aguillón-Robles, 2002; 6) Saunders *et al.*, 1987; 7) Gastil *et al.*, 1979.

Tabla A.2. Compilación de datos radiométricos en el campo volcánico de San Borja.

Campo volcánico de San Borja									
Muestra	Código INEGI	Coordenadas				Método de datación	Edad (Ma)	Tipo de roca	Referencia
		Lat	Long	mE	mN				
SB3_00Q	H12C61	28°38'10.73"	113°43'2.64"	234350.09	3170714.79	Ar/Ar	10.53±0.20	1	
SB4_046r	H12C82	28°13'37.79"	113°30'34.83"	253718	3124919	Ar/Ar	9.64±0.13	1	
SB5_040r	H12C82	28°10'45.81"	113°33'57.62"	248076.1	3119740.15	Ar/Ar	9.55±0.15	1	
SB3_062	H12C82	28°11'2.78"	113°34'41.61"	246887.35	3120288.73	Ar/Ar	8.54±0.30	1	
SB8_00b	H12C61	28°38'50.75"	113°50'57.68"	221474.75	3172247.13	Ar/Ar	6.84±0.12	1	

SB1_039r	H12C82	28°10'15.79"	113°34'32.64"	247101.6	3118836.75	Ar/Ar	5.85±0.46		1
SB10_089A	H12C61	28°39'6.72"	113°51'5.51"	221273.17	3172744.08	Ar/Ar	3.96±0.10		1
SB11_89B	H12C61	28°39'6.72"	113°51'5.51"	221273.17	3172744.08	Ar/Ar	3.58±0.12		1
SB9_030	H12C61	28°39'27.23"	113°51'29.37"	220640.86	3173391.81	Ar/Ar	3.57±0.16		1
BC0541	H12C51	28°57'23.6"	113°48'34.0"	226187.25	3206424.14	K/Ar	15.90±0.58	Calk	2
BC0543	H12C71	28°28'86.5"	113°58'96.7"	206939.68	3155215.11	K/Ar	14.73±0.36	Calk	2
BC0616	H12C51	28°58'09.00"	113°41'38.7"	237466.91	3207560.42	K/Ar	14.56±0.65	Calk	2
BC0615	H12C52	28°57'56.17"	113°34'27.4"	249137.42	3206905.11	K/Ar	11.48±0.64	Calk	2
BC0539	H12C51	28°56'32.3"	113°49'08.6"	225212.48	3204866.65	K/Ar	10.93±0.34	AnMg	2
BC0549	H11D69	28°38'24.2"	114°01'59.6"	790029.9	3171709.04	K/Ar	3.46±0.10	AnMg	2
BC0548	H11D69	28°38'80.8"	114°00'78.4"	791105.77	3173479.97	K/Ar	3.36±0.12	AnMg	2
BC0544	H11D69	28°31'15.1"	114°01'03.5"	791883.42	3158532.32	K/Ar	1.98±0.21	AnMg	2
BC0545	H11D69	28°33'00.7"	114°00'23.9"	792879.29	3161811.25	K/Ar	1.67±0.80	AnMg	2
BC05-42	H12C52	28°57'93.2"	113°34'23.8"	249259.72	3208043.21	K/Ar	14.64±0.46	Calk	3
BC05-40	H12C51	28°56'32.1"	113°49'11.8"	225125.66	3204862.56	K/Ar	10.93±0.32	Calk	3
BC05-46	H11D69	28°40'25.7"	114°01'84.6"	789257.9	3175433.92	K/Ar	10.78±0.26	AnMg	3
BC05-47	H11D69	28°38'58.2"	114°00'30.0"	792437.98	3172816.85	K/Ar	8.12±0.22	AnMg	3
RO 96-24	H11D69	28°39'55.00"	114° 1'5.00"	791443.42	3174542.3	K/Ar	9.68±0.25	AnMg	4
BC 97-21	H12C61	28°42'20.00"	113°56'49.00"	212089.34	3178922.71	K/Ar	3.72±0.10	AnMg	4
BC 97-18	H12C61	28°44'15.00"	113°50'50.00"	221921.03	3182227.18	K/Ar	3.31±0.11	AnMg	4
BC 97-17	H12C61	28°44'43.00"	113°50'51.00"	221914.51	3183090.11	K/Ar	3.01±0.13	AnMg	4
BC 97-22	H12C61	28°40'43.99"	113°58'58.03"	208512.76	3176053.38	K/Ar	3.00±0.11	AnMg	4
BC 97-23	H12C61	28°40'44.00"	113°58'58.00"	208512.76	3176053.38	K/Ar	2.91±0.08	AnMg	4
BC 97-19	H12C61	28°44'26.97"	113°51'44.01"	220464.27	3182631.86	K/Ar	2.81±0.12	AnMg	4
RO 96-25	S/Carta	28°14'26.00"	113° 5'25.00"	294911.5	3125621.08	K/Ar	0.57±0.17	AnMg	4
BC 97-16	H12C51	28°48'30"	113°47'52"	226936.92	3189965.18	K/Ar	19.15±0.5	An	5
RO 96-24	H11D69	28°39'55"	114°01'05"	791443	3174542	K/Ar	9.68±0.25	AnMg	5
BC 97-15	H12C51	28°56'29"	113°49'05"	225307.58	3204762.7	K/Ar	9.08±0.24	An	5
BC 97-14	H12C51	28°56'29"	113°49'05"	225307	3204762	K/Ar	7.49±0.20	An	5
BC 97-21	H12C61	28°42'20"	113°56'49"	212089.29	3178922.71	K/Ar	3.72±0.10	AnMg	5
BC 97-18	H12C61	28°44'15"	113°50'50"	221921.03	3182227.18	K/Ar	3.31±0.11	AnMg	5
BC 97-17	H12C61	28°44'23"	113°50'41"	222171.19	3182467.7	K/Ar	3.01±0.13	AnMg	5
BC 97-22	H12C61	28°40'44"	113°58'58"	208512.78	3176053.37	K/Ar	2.95±0.11	AnMg	5
BC 97-23	H12C61	28°40'44"	113°58'58"	208512.78	3176053.37	K/Ar	2.91±0.08	AnMg	5
BC 97-19	H12C61	28°44'27"	113°51'44"	220464.25	3182631.86	K/Ar	2.83±0.12	AnMg	5
BC 97-20	H12C61	28°43'57"	113°54'43"	215583.35	3181825.81	K/Ar	2.81±0.08	AnMg	5
RO 96-25	S/Carta	28°14'26"	114°05'25"	785521.64	3127282.83	K/Ar	0.51±0.17	AnMg	5
SB.8.8.6	H12C62	28°41'12.77"	113°26'14.89"	261839.69	3175728.16	K/Ar	18.5		6
SB.8.8.1	H12C62	28°41'12.77"	113°26'14.89"	261839.69	3175728.16	K/Ar	13.5		6
SB.5.2	H12C51	28°45'17.30"	113°45'15.81"	231035.72	3183932.27	K/Ar	12.8		6
SB.2.1	H12C61	28°43'30.10"	113°55'51.90"	213692.74	3181043.28	K/Ar	3.8		6

SB.18.1	H11D69	28°31'10.68"	114° 1'1.15"	791950.73	3158397	K/Ar	Holoceno		6
553	H12C51	28°45'10.00"	113°45'15.00"	231052.5	3183706.97	K/Ar	12.0±0.4	B	7
526	H12C62	28°41'60.00"	113°26'50.00"	260916.29	3177201.85	K/Ar	11.9±0.5	B	7
999	S/Carta	28°12'0.00"	113°19'0.00"	272606.89	3121530.87	K/Ar	10.8±0.5	B	7
527	H12C62	28°41'60.00"	113°27'0.00"	260644.82	3177207.42	K/Ar	10.5±0.4	B	7
522	H12C62	28°41'25.00"	113°42'30.00"	235372.5	3176675.84	K/Ar	10.0±0.5	B	7
998	S/Carta	28°12'0.00"	113°19'0.00"	272606.89	3121530.87	K/Ar	5.4±0.4	B	7
552	H12C61	28°39'30.00"	113°59'20.00"	207858.2	3173789.37	K/Ar	2.6±0.5	B alcalino	7

*Las notas son las mismas de la tabla A.1.

Apéndice B. Tablas de resultados

Tabla B.1 Relación de la media estadística para la Razón Q_n en cada sitio*.

Sitio	n	\overline{NRM}^a (A/m)	\bar{k}^a (10^{-3} SI)	\overline{Q}_n^a	Tipo de roca
SB01	15/9 [#]	3.31±1.79	8.07±5.35	15.52±9.72	An-Mg
SB02	30	0.49±0.13	16.43±7.87	1.05±0.60	An-Mg
SB03	27	0.35±0.11	12.00±6.82	1.09±0.62	An-Mg
SB04	25	2.53±1.47	11.65±11.81	10.13±5.37	An-Mg
SB05	19	1.48±1.06	11.51±14.68	6.38±4.01	An-Mg
SB06	24	1.30±0.14	34.39±3.99	1.06±0.15	An-Mg
SB07	22	1.30±0.35	47.55±5.49	0.77±0.23	An-Mg
SB08	20	1.80±0.51	40.55±2.94	1.23±0.34	An-Mg
SB09	26	2.05±0.42	1.63±0.18	17.61±4.19	Ign
SB10	23	1.06±0.17	1.44±0.15	7.43±2.72	Ign
SB11	22	1.80±0.56	15.34±3.84	3.46±1.31	Alk
JY01	24	5.51±1.78	5.34±0.70	28.77±8.76	An-Mg
JY02	23	1.21±0.47	5.26±1.80	8.35±6.71	An-Mg
JY03	29	0.42±0.09	4.44±1.35	2.80±0.98	Alk
JY04	25	0.40±0.19	10.01±5.26	2.41±3.32	Adakita
JY05	27	0.50±0.16	10.03±4.75	2.20±2.01	Adakita
JY06	23	4.84±0.81	40.03±7.35	3.56±1.46	An-Mg
JY07	24	1.41±0.22	13.11±1.28	11.33±2.77	An-Mg
JY08	30	2.55±0.99	16.28±6.55	4.50±1.01	An-Mg
JY09	16/5 [#]	5.03±2.78	3.22±0.25	44.44±25.56	An-Mg
JY10	22/6 [#]	1.40±4.77	4.87±1.05	8.17±1.23	An-Mg
JY11	26/11 [#]	4.65±2.12	14.08±4.46	10.02±5.30	An-Mg
JY12	12	$0.4 \times 10^{-4} \pm 0.2 \times 10^{-4}$	0.13±0.02	0.09±0.06	An-Mg
JY13	38	40.39±24.98	29.83±7.15	41.15±32.18	An-Mg
JY14	14/8 [#]	9.63±4.63	41.63±7.33	6.29±2.48	An-Mg
JY15	19/12 [#]	3.08±2.83	18.98±13.03	105.61±0.46	An-Mg
JY16	19/3 [#]	3.24±1.27	55.69±2.43	1.61±0.43	An-Mg

**SB01* y *JY01*, acrónimos para indicar los sitios de los campos volcánicos San Borja y Jaraguay, respectivamente. n, indica el número de especímenes calculados por sitio. \overline{Q}_n , muestra los valores medios con su varianza de todos los especímenes de un sitio, que fue calculado usando $H = 36.03$ A/m. Relaciones promediadas de cada sitio: \bar{k} , susceptibilidad, y \overline{NRM} , magnetización remanente natural. Tipos de roca: Andesita magnésica (An-Mg), Ignimbrita (Ign), Lava calcialcalina (Alk) y Adakita.

^aLos resultados indican el promedio y la desviación estándar (1σ) del conjunto de datos (n).

[#]Poblaciones que muestran un comportamiento bimodal en la estadística de distribución normal. Los valores expuestos son aquellos con una población modal dado el número mayor de datos. Por ende se muestran dos n1/n2 tomando en cuenta los valores de n1 para el cálculo estadístico.

Tabla B.2. Características principales de las curvas k -T en todos los sitios del área de estudio*.

Sitio	Tv	Punto de Curie (°C)		Rev.	Minerales Calentamiento	Minerales Enfriamiento	Tipo de roca
		Principal	Secundario				
SB01	S	450–520	-	-	TM20 + TM40	THm + TM20	An-Mg
SB02	S	300–550	-	-	TM40	THm + TM40	An-Mg
SB03	S	300–500	-	-	TM40	THm + TM20	An-Mg
SB04	S	400–550	100	-	TM20 + TM60	TM20 + TM60	An-Mg
SB05	S	400–550	150–180	-	TM60 + TMgh?	TMgh? + TM60	An-Mg
SB06	S	450	-	-	TM20	TM20 + THm	An-Mg
SB07	S	400–500	-	-	TM20	TM20 + THm	An-Mg
SB08	P	520	-	-	TM20	TM20 + THm	An-Mg
SB09	N	560	-	-	TM20 + Mgh?	TM20	Ign
SB10	N	560	-	-	TM0–TM20	TM20	Ign
SB11	P	500–580	-	-	TM0–TM20	TM0–TM20 + THm	Alk
JY01	N	500–550	-	-	TM0–TM20	TM0–TM20 + THm	An-Mg
JY02	P	500–550	-	-	TM0–TM20	TM0–TM20 + THm	An-Mg
JY03	P	520–580	-	-	TM0–TM20	TM0–TM20 + THm	Alk
JY04	N	400–500	-	-	TM20	TM20	Adakita
JY05	N	520–580	250	Sí	TM0 + TM20	TM0 + TM20	Adakita
JY06	P	450–550	-	-	TM20	TM20+?	An-Mg
JY07	N	400	200	-	TM40 + TM20	TM40 + TM20 + THm	An-Mg
JY08	N	500	-	-	TM0–TM20	TM0–TM20 + THm	An-Mg
JY09	N	500–550	-	-	TM20	TM20+?	An-Mg
JY10	N	500	-	-	TM20	TM20+?	An-Mg
JY11	N	500	200	-	TM40 + TM20	TM40 + TM20	An-Mg
JY12					Comportamiento paramagnético		An-Mg
JY13	P	500	-	Sí	TM0–TM20	TM0-TM20	An-Mg
JY14	P	500	-	-	TM0–TM20	TM0+TM20+?	An-Mg
JY15	P	500	-	-	TM0–TM20	TM0–TM20 + THm	An-Mg
JY16	P	500	-	-	TM0–TM20	TM0–TM20 + THm	An-Mg

*Tv: transición de Verwey, P-positivo, N-nulo, S-sin estudio; Punto de Curie, rango de °C en que empieza a caer la curva y se estabiliza, principal y secundario para dos fases de caída; Rev: reversibilidad en la curva de calentamiento (calentamiento y enfriamiento). Mineralogía: *TMx*, titanomagnetita con porcentaje de titanio, *THm*, titanohematita generalizada; Tipo de roca como lo indica la tabla B.1.

Tabla B.3 Resultados de los experimentos realizados en el Micromag AGFM (*Alternating Gradient Magnetometer*) de todos sitios en el área de estudio, y su interpretación para los dominios magnéticos.

Sitio	M_{rs} ($\mu A m^2$)	M_s ($\mu A m^2$)	M_{rs}/M_s	H_c (mT)	H_{cr} (mT)	H_{cr}/H_c	m (mg)	Dominio magnético
SB01	1.687	12.008	0.1405	10.84	28.82	2.6589	19.9	PSD + SP
SB02	5.071	41.110	0.1234	10.35	26.04	2.5162	25.3	SD + PSD
SB03	0.565	3.664	0.1543	11.20	28.53	2.5474	21	PSD + SP
SB04	0.425	2.254	0.1887	14.09	61.16	4.3409	27.8	SD + SP + PSD
SB05	0.273	1.251	0.2187	11.02	38.25	3.4706	23.8	SD + MD
SB06	1.787	40.330	0.0443	3.51	17.19	4.8979	21.2	PSD + SP
SB07	3.164	64.339	0.0492	4.71	23.92	5.0801	26.7	PSD + SP
SB08	2.251	49.585	0.0454	3.93	19.11	4.8671	21	PSD + SP
SB09	0.397	1.303	0.3044	23.93	43.76	1.8288	16.7	SD + SP
SB10	0.245	1.044	0.2344	21.38	42.43	1.9841	19.8	SD + SP
SB11	2.700	21.959	0.1229	12.68	37.16	2.9303	20.1	SD + SP
JY01	0.895	5.960	0.1501	13.09	36.16	2.7625	23.7	SD + SP
JY02	0.635	7.623	0.0833	8.08	24.98	3.0916	25.8	SD + SP
JY03	0.484	3.639	0.1329	11.15	27.54	2.4705	15.9	SD + SP
JY04	0.648	7.369	0.0880	8.66	26.01	3.0022	9.6	PSD + SP
JY05	0.429	3.422	0.1253	9.44	33.62	3.5612	27.3	PSD + SP
JY06	1.412	19.200	0.0735	7.83	30.23	3.8600	18.2	SD + SP
JY07	0.143	0.560	0.2542	9.96	76.03	7.6324	13.6	SD + MD
JY08	1.069	9.002	0.1187	11.65	31.48	2.7022	19.3	PSD + SP
JY09	0.336	2.346	0.1431	11.63	28.76	2.4741	13.5	SD + SP
JY10	0.660	5.461	0.1208	10.19	29.21	2.8680	17.3	SD + SP
JY11	1.117	12.744	0.0877	6.31	22.29	3.5311	21.9	PSD + SP
JY12	0.003	0.023	0.1212	12.66	32.01	2.5294	21.8	SD + SP ^x
JY13	4.953	58.567	0.0846	7.79	23.89	3.0664	23	PSD + SP
JY14	2.050	26.515	0.0773	8.65	26.89	3.1088	19.3	SD + SP
JY15	0.630	18.547	0.0340	3.91	23.84	6.0953	13.1	PSD + SP
JY16	1.046	43.141	0.0242	2.07	15.77	7.6041	20.9	PSD + SP

* M_r , representa magnetización remanente de saturación; M_s , magnetización de saturación; H_c , fuerza coercitiva; H_{cr} , coercitividad de remanencia; m, masa del fragmento analizado; Dominio magnético según el diagrama de Day modificado por Dunlop (2002a y b).

^xDistribución de partículas de SP de grano fino.

Tabla B.4. Resultados de la desmagnetización, específicamente datos de la MDF y del comportamiento direccional de los sitios*.

Sitio	No AF/Th	MDF (mT)	MDT (°C)	Unidireccional n/N ^a	Tipo de roca
SB01	8/3	5-15	350-450	4/11	An-Mg
SB02	11/0	10-25	-	5/11	An-Mg
SB03	11/0	15-30	-	7/11	An-Mg
SB04	10/2	15-20	480-550	12/12	An-Mg
SB05	11/0	10-50	-	10/11	An-Mg
SB06	11/0	15-20	-	8/11	An-Mg
SB07	10/0	25-30	-	9/10	An-Mg
SB08	11/0	10-15	-	6/11	An-Mg
SB09	11/0	30-45	-	11/11	Ign
SB10	11/0	30-40	-	11/11	Ign
SB11	11/0	5-10	-	0/11	Alk
JY01	11/0	30-40	-	6/11	An-Mg
JY02	11/0	25-60	-	11/11	An-Mg
JY03	11/0	15-35	-	11/11	Alk
JY04	10/0	20-40	-	7/10	Adakita
JY05	11/0	15-40	-	11/11	Adakita
JY06	11/0	40-60	-	7/11	An-Mg
JY07	11/0	70-80	-	9/11	An-Mg
JY08	11/0	30-70	-	8/11	An-Mg
JY09	11/0	10-30	-	3/11	An-Mg
JY10	11/0	30-40	-	1/11	An-Mg
JY11	11/0	5-15	-	7/11	An-Mg
JY12	0/0	-	-	-	An-Mg
JY13	11/0	10-15	-	3/11	An-Mg
JY14	9/0	10-15	-	1/9	An-Mg
JY15	6/10	10-20	400-500	4/16	An-Mg
JY16	8/4	10-40	400-500	2/10	An-Mg

*Sitios, como en las tablas anteriores; No. AF/Th, representa el número de sitios desmagnetizados por campos alternos y temperatura de cada sitio; MDF y MDT, son el rango de campo destructivo mediano y temperatura destructiva mediana, respectivamente, de los especímenes desmagnetizados por sitio; n/N representa el número de especímenes unidireccionales del total por sitio; tipo de roca, como se muestra en las tablas anteriores.

^aEl criterio tomado para determinar si las direcciones son unidireccionales, se basó en aquellos pasos de desmagnetización con más 3 pasos que no coincidirán a los datos que tienden al origen.

Tabla B.5. Relación de las edades mejoradas y acotadas para cada sitio por la GPTS*.

Sitio	Edad radiométrica	Edad GPTS	Cron asociado	Edad mejorada y acotada	Tipo de roca	Referencia
SB01	3.46±0.1	3.330-3.580	C2An.3n	3.46±0.1 ^a	An-Mg	1
SB02	8.12±0.22	-	-	-	An-Mg	2
SB03	2.6±0.5	-	-	-	An-Mg	5
SB04	2.81±0.08	2.581-3.040	C2An.1n	2.81±0.08 ^a	An-Mg	4
SB05	2.81±0.08	2.581-3.040	C2An.1n	2.81±0.08 ^a	An-Mg	4
SB06	2.83±0.12	2.581-3.040	C2An.1n	2.83±0.12 ^a	An-Mg	4
SB07	3.31±0.11	3.220-3.330	C2.An.2r	3.220-3.330	An-Mg	4
SB08	3.01±0.13	2.581-3.040	C2An.1n	2.88-3.04	An-Mg	4
SB09	Grupo Comondú	12.5-14	12.5-14	12.5-14	Ign	3
SB10	Grupo Comondú	12.5-14	12.5-14	12.5-14	Ign	3
SB11	14.56±0.65	14.178-14.612	C5ADn	14.178-14.612	Alk	1
JY01	10.03±0.3	9.920-10.949	C5n.2n	10.03±0.3 ^a	An-Mg	4
JY02	5.77±0.28	5.230-5.894	C3r	5.49-5.89	An-Mg	2
JY03	12.18±0.68	11.531-11.935	C5r.3r	11.531-11.935	Alk	1
JY04	9.68±0.40	9.308-9.580	C4Ar.2r	9.308-9.580	Adakita	1
JY05	9.40±0.33	9.308-9.580	C4Ar.2r	9.308-9.580	Adakita	2
JY06	6.60±0.27	6.269-6.567	C3An.2n	6.33-6.56	An-Mg	1
JY07	4.84±0.17	-	-	-	An-Mg	1
JY08	5.23±0.24	5.230-5.894	C3r	5.23-5.47	An-Mg	2
JY09	5.23±0.24	5.230-5.894	C3r	5.23-5.47	An-Mg	2
JY10	6.30±0.30	6.137-6.269	C3An.1r	6.137-6.269	An-Mg	2
JY11	4.01±0.23	3.580-4.180	C2Ar	3.78-4.18	An-Mg	1
JY12	3.87±0.12	-	-	-	An-Mg	4
JY13	4.76±0.17	-	-	-	An-Mg	1
JY14	6.60±0.27	6.269-6.567	C3An.2n	6.33-6.56	An-Mg	1
JY15	3.00±0.35	3.220-3.330	C2.An.2r	3.220-3.330	An-Mg	4
JY16	5.16±0.35	4.980-5.230	C3n.4n	4.980-5.230	An-Mg	1

*Todas las edades numéricas representadas están en Ma; la edad radiométrica es aquella asociada previamente con la bibliografía; la edad GPTS está basada en la polaridad obtenida del sitio y su edad; el cron hace referencia al cron más cercano en el que cae la polaridad; las edades acotadas, muestran el rango reducido según la sobre posición y comparación de los cronos asociados y la edad de los sitios; y las referencias bibliográficas de los datos anteriores es: 1) Pallares *et al.*, 2008; 2) Pallares *et al.*, 2007; 3) Oskin & Stock, 2003; 4) Aguillón-Robles, 2002; 5) Gastil *et al.*, 1979.

^aEstas edades no fueron cambiadas de las asociadas a la literatura previa, debido a que el cron en el que cae su polaridad no reduce el rango de edad.

Tabla B.6. Relación de las direcciones D', I' basadas en las direcciones medias de los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay, así como la paleo-posición de los sitios con base en la corrección tectónica*.

Sitio	Sin corrección		Corregidas		Paleo-posición	
	D'	I'	D'	I'	Lat	$Long$
SB01	-	-	-	-	27.6484	-112.9286
SB02	28.16	-6.37	28.16	-6.37	26.5690	-111.7077
SB03	22.33	-6.27	22.33	-6.27	27.9151	-113.1627
SB04	215.14	85.66	209.01	85.66	27.9219	-113.0407
SB05	242.3	70.12	240	70.12	27.9294	-113.0174
SB06	345.23	77.63	344.02	77.63	27.9313	-112.9672
SB07	319.89	-82.5	324.83	-82.5	27.7918	-112.7969
SB08	332.1	84.96	325.48	84.96	27.8791	-112.8901
SB09	342.91	78.07	336.69	78.07	26.2556	-110.5585
SB10	296.95	71.5	287.47	71.5	26.2670	-110.5627
SB11	179.18	57.44	179.25	57.44	25.9140	-110.3022
JY01	258.05	81.16	241.34	81.16	25.8710	-111.5273
JY02	150.77	-76.66	146.17	-76.66	27.8255	-112.6229
JY03	183.63	-64.69	184.13	-64.69	26.8261	-111.5047
JY04	164.04	-59.61	162.61	-59.61	27.2053	-111.9268
JY05	169.5	-61.31	168.5	-61.31	27.2478	-111.9740
JY06	163.64	83.42	167.74	83.42	27.6936	-112.4638
JY07	199.99	4.76	199.95	3.21	27.8226	-112.7341
JY08	142.53	-86.03	119.72	-86.03	27.7603	-112.5941
JY09	150.9	-83.99	139.98	-83.99	27.7702	-112.5896
JY10	24.68	-83.88	18.37	-83.88	27.4661	-112.2540
JY11	91.29	-78.32	97.77	-78.32	28.2270	-113.1036
JY12	-	-	-	-	28.3655	-113.2209
JY13	-	-	-	-	28.1383	-112.9776
JY14	164.93	84.47	169.23	84.47	27.6932	-112.4598
JY15	233.3	-69.6	235.52	-69.6	28.8365	-113.7199
JY16	211.64	76.38	208.26	76.38	28.1581	-113.2506

*Sitio; como se muestra en las tablas anteriores; D', I' , sin corrección tectónica; D', I' , con corrección tectónica; Paleo-posición, de los sitios una vez aplicada la corrección tectónica con base en las tasas de desplazamiento de la microplaca Baja California.

Tabla B.7. Sumario de los resultados de la PSV para los datos con y sin corrección, mostrando los límites de A95máx y mín*.

VGP	N	Long	Lat	A95	K	Sb	Su	Sl	A95máx	A95mín
Sin corrección										
N+R	20	112	85.5	5.5	36	14.24	18.12	11.73	12.42	5.13
N	10	161.8	82.3	6.9	44.6	14.01	19.82	10.83	19.22	6.77
R	10	236.9	-82.8	8	33.4	15.22	21.54	11.76	19.22	6.77
N+R≤6.3	14	177	88.6	6.3	38.4	12.63	16.88	10.09	15.55	5.92
N≤6.3	7	183.4	83.4	8.9	40.7	13.72	20.89	10.22	24.07	7.81
R≤6.3	7	188	-86.1	9	39.4	12.53	19.08	9.34	24.07	7.81
Con corrección Tectónica										
N+R	20	133.9	86.4	5.4	37.1	13.77	17.52	11.35	12.42	5.13
N	10	175.3	82	6.9	45.6	14.12	19.98	10.91	19.22	6.77
R	10	236.6	-84.5	7.9	34.7	14.17	20.59	10.95	19.22	6.77
N+R≤6.3	14	211.7	87.8	6.3	38.1	12.8	17.12	10.23	15.55	5.92
N≤6.3	7	193.2	82.8	9	39.4	14.22	21.65	10.59	24.07	7.81
R≤6.3	7	168.7	-86.7	9	39.3	12.37	18.83	9.22	24.07	7.81

*La leyenda es igual a la representada en la tabla 4, excepto por los valores A95máx y A95mín, los cuales indican los valores límite para una buena estimación de la PSV, según lo propuestos por Deenen *et al.* (2011), así como la adición de los datos sin y con corrección tectónica para la PSV.

Tabla B.8. Sumario del promedio en los conjuntos de datos para las direcciones D' , I' , con y sin corrección tectónica*.

D', I'	No	Dec	Inc	α_{95}	k	T.G.	ΔI
Sin corrección							
N+R	20	323.1	83.6	5.8	32.6	No	6.4
N	10	268.3	84.2	6.6	49.7	Sí	5.8
R	10	170.6	-79.4	9.3	24.9	No	10.6
N+R≤6.3	14	272.4	87.5	5.5	48.6	Sí	2.5
N≤6.3	7	236.2	84.9	7.9	50.4	Sí	5.1
R≤6.3	7	166.2	-86.9	8.7	42	Sí	3.1
Con corrección tectónica							
N+R	20	318.3	83.9	5.9	32.1	No	6.1
N	10	261.1	83.9	6.5	51	Sí	6.1
R	10	168.6	-79.7	9.4	24.9	No	10.3
N+R≤6.3	14	265.6	87.3	5.5	48.9	Sí	2.7
N≤6.3	7	233.8	84.8	7.9	51.4	Sí	5.2
R≤6.3	7	158.4	-87.1	8.8	41.5	Sí	2.9

* D' , I' , es el agrupamiento de acuerdo al criterio temporal; No. el número de muestras; Dec e Inc, la declinación e inclinación para las proyecciones, respectivamente; α_{95} y k, límite de confianza del 95% y parámetro de precisión de la estadística de Fisher (1953), respectivamente; T.G., es el traslape con el centro de la proyección que representa el GAD esperado; ΔI , es la diferencia de la inclinación del GAD esperado con respecto a la inclinación media de cada sitio.

Apéndice C. Correcciones de campo

Tabla C.1. Corrección estructural de los sitios SB09 y SB10, correspondientes a una litología de ignimbritas.

Sitio	Lat	Long	Control estructural*	Edad aproximada (Ma)
SB09	28.9674	-113.5705	318°/56°	12.5–14
SB10	28.9788	-113.5746	330°/31°	12.5–14

*La corrección estructural está basada en un plano imaginario paralelo a los fiames de pómez presentes en las ignimbritas. La notación utilizada en la medición estructural es *Pínula mayor a la derecha e inclinación* (PDI).

BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón-Robles, A., (2002), Subduction de dorsal et évolution du magmatisme associé: exemple de la Basse Californie (Mexique) du Miocène au Quaternaire. Université de Bretagne Occidentale, Francia, Tesis Doctoral, 230 p.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R. C., Cotten, J., Bourgois, J. & Michaud, F., (2001), Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? *Geology*, v. 29, p. 531–534.
- Alva-Valdivia, L.M., Gogutchichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Riisager, J., Riisager, P. & Ferreira-Lopes, O., (2003), Paleomagnetic poles and paleosecular variation of basalts from Paraná Magmatic Province, Brazil: geomagnetic and geodynamic implications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 138, p. 183–196.
- Alva-Valdivia, L.M. & Urrutia-Fucugauchi, J., (1998), Rock magnetic properties and ore microscopy of iron ore deposit of Las Truchas, Michoacan, Mexico. *Journal of Applied Geophysics*, v. 38, p. 277–299.
- Atwater, T., (1970), Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of the Western North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513–3536.
- Atwater, T., (1989), Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, *in*: Winterer, E.L., Hussong, D.M., & Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, *Geology of North America*, v. N, Geological Society of America, Boulder, Colorado, p. 21–72.
- Atwater, T. & Molnar, P., (1973), Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea-floor spreading in the Atlantic, Indian and South Pacific oceans, *in* *Proceedings of Conference of tectonic problems of the San Andreas fault system*. Stanford University Public Geology Science, v. 13, p. 136–148.
- Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R., Bellon, H., Cotton, J., Bourgois, J. & Michaud, F., (2002), Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *Journal of Geology*, v. 110, p. 627–648, doi:10.1086/342735.
- Besse, J., & Courtillot, V., (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, (B11), 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Biggin, A.J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Holme, R., Torsvik, T.H., van der Meer, D.G. & van Hinsbergen, D.J.J., (2012), Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes. *Nature Geoscience*, v. 5, p. 526–533.

- Bird, P., (1998), Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°-49°N, western United States. *Tectonics*, v. 17, p. 780–801.
- Bowles, J., Jackson, M. & Banerjee, S., (2012), Interpretation of Low Temperature Data Part VI: The Magnetite Verwey Transition (Part C): Low-Temperature Demagnetization of Stoichiometric Magnetite. *The IRM Quarterly*, v. 22, p. 1–11.
- Bowles, J., Jackson, M., Chen, A. & Solheid, P., (2009), Interpretation of Low Temperature Data Part 1: Superparamagnetism and Paramagnetism. *The IRM Quarterly*, v. 19, p. 1–11.
- Bryan, S.E., Ferrari, L., Reiners, P.W., Allen, C.M., Petrone, C.M., Ramos-Rosique, A., & Campbell, I.H., (2008), New Insights into crustal contributions to large-volume rhyolite generation in the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology. *Journal of Petrology*, v. 49, p. 47–77, doi:10.1093/petrology/egm070.
- Bryan, S.E., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., & Lopez-Martinez, M., (2013), Pulling apart the mid to late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: Is there a Comondú Arc?, *in*: Gomez-Tuena A., et al., (eds.), *Orogenic andesites and crustal growth: Geological Society of London Special Publication*, v. 385, p. 389–407, doi:10.1144/SP385.8.
- Bunge, H. & Grand, S. (2000), Mesozoic plate-motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab. *Nature*, v. 405, p. 337–340.
- Butler, R.F. (1992), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic edition, Department of Geosciences, University of Arizona, 238 p.
- Butler, R.F., Dickinson, W.R. & Gehrels G.E. (1991), Paleomagnetism of Coastal Baja California: Alternatives to large scale northward transport. *Tectonics*, v. 10, p. 561–576.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J. & Michaud, F. (2003), Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos*, v. 66, p. 77–105.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M. & Michaud, F., (2011), Volcanic Markers of the Post-Subduction Evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab Tearing Versus Lithospheric Rupture of the Gulf of California. *Pure and Applied Geophysics*, v. 168, p. 1303–1330.
- Camps, P., Henry, B., Nicolaysen, K., & Plenier, G., (2007), Statistical properties of paleomagnetic directions in Kerguelen lava flows: Implications for the late Oligocene paleomagnetic field, *Journal of Geophysical Research*, v. 112, B06102, doi:10.1029/2006JB004648.

-
- Camps, P., Henry, B., Prévot, M., & Faynot, L., (2001), Geomagnetic paleosecular variation recorded in Plio-Pleistocene volcanic rocks from Possession Island (Crozet Archipelago, southern Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 1961–1972.
- Camps, P., Singer, B.S., Carvallo, C., Goguitchaichvili, A., Fanjat, G. & Allen, B. (2011), The Kamikatsura event and the Matuyama–Brunhes reversal recorded in lavas from Tjörnes Peninsula, northern Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 310, p. 33–44, doi:10.1016/j.epsl.2011.07.026.
- Cande, S.C., & Kent, D.V., (1995), Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, 6093–6095.
- Cejudo-Ruiz, F.R. (2006), Paleomagnetismo y Paleointensidad de formaciones volcánicas miocénicas de Baja California, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, México D. F., Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. Inédita, 96 p.
- Clement, B.M. (2004), Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude. *Nature*, v. 428, p. 637–640.
- Constable, C.G., & Parker, R.L. (1988), Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5 m.y., *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 11569–11581.
- Cox, A., (1969), Confidence Limits for the Precision Parameter k . *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 18, p. 545–549.
- Day, R., Fuller, M.D., & Schmidt, V.A., (1977), Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Physical of the Earth and Planetary Interiors*, v. 13, p. 260–266.
- Deenen, M.H.L., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J. & Biggin, A.J., 2011. Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions. *Geophysical Journal International*, v. 186, p. 509–520.
- DeMets, C., (1995), A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North American motion. *Geophysical Research Letters*, v. 22, p. 3545–3548, doi:10.1029/95GL03323.
- DeMets, C., Gordon R.G. & Argus, D.F., (2010), Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, v. 181, p. 1–80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Dickinson, W.R. & Snyder, W.S., (1979), Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *Journal of Geology*, v. 87, p. 609–627.

- Dunlop, D.J., (2002a), Theory and application of the Day plot (*Mrs/Ms* versus *Hcr/Hc*) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, doi:10.1029/2001JB000486.
- Dunlop, D.J., (2002b), Theory and application of the Day plot (*Mrs/Ms* versus *Hcr/Hc*) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, doi:10.1029/2001JB000487.
- Dunlop, D., & Özdemir, O., (1997), *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: Cambridge University Press, 573 p.
- Dunlop, D., & Özdemir, O., (2007), Magnetizations in Rocks and Minerals, *in* Kono, M. (ed.), *Treatise on Geophysics, Geomagnetism Volume*: New York, Elsevier, p. 277–336.
- Fabian, K. & Leonhardt R., (2010), Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 297, p. 84–94.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P. & Solari, L., (2013), Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, v. 9, p. 1161–1200, doi:10.1130/GES00925.1.
- Finlay, C.C., Maus, S., Beggan, C.D., Bondar, T.N., Chambodut, A., Chernova T.A., Chulliat, A., Golovkov, V.P., Hamilton, B., Hamoudi, M., Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F. J., Lühr, H., Macmillan, S., Mandea, M., McLean, S., Manoj, C., Menvielle, M., Michaelis, I., Olsen, N., Rauberg, J., Rohter, M., Sabaka, T.J., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Thébaud, E., Thomson, A.W.P., Wardinski, I., Wei, Z. & Zvereva, T.I., (2010), International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation. *Geophysical Journal International*, v. 183, p. 1216–1230.
- Fisher, N.I., Lewis, T., & Embleton, B.J.J., (1993), *Statistical Analysis of Circular Data*. Cambridge, Univ. Press, New York, 329 p.
- Fisher, R.A., (1953), Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, A*, v. 217, p. 295–255.
- Fletcher, J., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., & Gehrels, G.E., (2007), Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1313–1336, doi:10.1130/B26067.1.
- Gans, P., (1997), Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, v. 16, p. 388–408, doi:10.1029/97TC00496.

- Gans, P.B., Blair, K.D., Macmillan, I., Wong, M.S. & Roldan-Quintana, J., (2003), Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: a preliminary report. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 35, p. 21.
- Gastil, G., Krummenacher, D. & Minch, J., (1979), The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geological Society of American Bulletin, v. 90, 839–857.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., & Allison, E.C., (1975), Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America Memoir, v. 140, p. 201, doi:10.1130/MEM140-p1.
- Gee, J.S., & Kent, D.V., (2007), Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity timescale, *in*: Kono, M., (Ed.), Geomagnetism, volume 5 of Treatise on Geophysics, Amsterdam: Elsevier, p. 455–507.
- Glatzmaier D., Coe, R.S., Hongre, L., & Roberts, P.H., (1999), The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. Nature, v. 401, p. 885–890.
- Glaßmeier, K.H., Soffel, H. & Negendank, J.F.W., (2009), Geomagnetic Field Variations. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 213 p.
- Grommé, C.S., Wright, T.L. & Peak, D.L., (1969), Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopulhi Lava Lakes, Hawaii. Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 5277–5293.
- Guimarães, A.P., (2004), Mexico and the early history of magnetism. Revista Mexicana de Física E, v. 50, p. 51–53.
- Haggerty, S.E., (1976a), Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, *in*: Rumble D. (ed.), Oxide Minerals, Short course notes, Mineralogical Society of America, v. 3, p. Hg-1–Hg-100.
- Haggerty, S.E., (1976b), Opaque minerals oxides in terrestrial igneous rocks, *in*: Rumble D. (ed.), Oxide Minerals, Short course notes, Mineralogical Society of America, v. 3, p. Hg-101–Hg-176.
- Hagstrum, J.T., McWilliams, M., Howell, D.G. & Grommé, S., (1985), Mesozoic paleomagnetism and northward translation of Baja California Peninsula, Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1077–1090.
- Hagstrum, J.T., Sawlan, M.G., Hausback, B.P., Smith, J.G. & Grommé C.S., (1987), Miocene paleomagnetism and tectonic setting of the Baja California Peninsula, Mexico. Journal Geophysical Research, v. 92, p. 2627–2639.
- Harrison, R., & Feinberg, J., (2008), FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 9, Q05016, doi:10.1029/2008GC001987.

- Hatakeyama, T., & Kono, M., (2002), Geomagnetic field models for the last 5 Myr: Time-averaged field and secular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 133, p. 181–215.
- Hausback, B.P., (1984), Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *in*: Frizell, V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 219–236.
- Henry, B., (2007), Magnetic mineralogy, changes due to heating, *in*: Gubbins, D.G. & Herrera-Bervera, E. (eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, *Encyclopedia of Earth Science*, Heidelberg: Springer, p. 512–515.
- Henry, C.D., (1989), Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1147–1156, doi:10.1130/0016-7606(1989)101<1147:LCBARS>2.3.CO;2.
- Henry, C.D., & Aranda-Gomez, J.J., (1992), The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, v. 20, p. 701–704, doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2.
- Henry, C.D., & Aranda-Gómez, J.J., (2000), Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, v. 318, p. 1–26, doi:10.1016/S0040-1951(99)00304-2.
- Hoffman, K., (1984), A method for the display and analysis of transitional paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 6285–6292.
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M. & Banerjee, S.K., (1995), Magnetic Properties of Rocks and Minerals, *in* Ahrens, T.J. (ed.), *Rock Physics & Phase Relations*, A handbook of Physical Constants: AGU Reference Shelf 3, p. 189–204.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T. & Walker, M.R., (2000), Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of Royal Society of London, Series A*, v. 358, p. 957–990.
- Jackson, M., Bowles, J., & Banerjee, S., (2011a), Interpretation of Low Temperature Data Part V: The Magnetite Verwey Transition (Part B): Field-Cooling Effects on Stoichiometric Magnetite Below T_V , *The IRM Quarterly*, v. 21, p. 2–11.
- Jackson, M., Moskowitz, B., & Bowles, J., (2011b), Interpretation of Low Temperature Data Part III: The Magnetite Verwey Transition (Part A), *The IRM Quarterly*, v. 20, p. 2–11.
- Johnson, C.L., Constable, C.G., Tauxe, L., Barendregt, R., Brown, L., Coe, R., Layer, P., Mejia, V., Opdyke, N., Singer, B., Staudigel, H. & Stone, D., (2008), Recent Investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded in lava flows *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 9, Q04032, doi:10.1029/2007GC001696.

- Johnson, C.L., & McFadden, P., (2007), Time-Averaged Field and Paleosecular Variation, *in* Kono, M. (ed.), *Treatise on Geophysics, Geomagnetism Volume 5*: New York, Elsevier, p. 417–453.
- Kirschvink, J.L., (1980), The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 62, p. 699–718.
- Kono, M., (2007), Geomagnetism in Perspective, *in* Kono, M. (ed.), *Treatise on Geophysics, Geomagnetism Volume 5*: New York, Elsevier, p. 1–31.
- Kontny, A., Vahle, C. & de Wall, H., (2003), Characteristic magnetic behavior of subaerial and submarine lava units from the Hawaiian Scientific Drilling Project (HSDP-2), *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, 8703, doi:10.1029/2002GC000304.
- Kosterov, A., (2001). Magnetic properties of subaerial basalts at low temperature. *Earth Planets Space*, v. 53, p. 883–892.
- Kosterov, A., (2007), Magnetic properties, Low-Temperature, *in*: Gubbins, D. G. & Herrera-Bervera, E. (eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Encyclopedia of Earth Science*, Heidelberg: Springer, p. 515–525.
- Lawrence, K.P., Constable C.G. & Johnson, C.L., (2006), Paleosecular variation and the average geomagnetic field at $\pm 20^\circ$ latitude. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7, Q07007, doi:10.1029/2005GC001181.
- Lawrence, K.P., Tauxe, L., Staudigel, H., Constable, C.G., Koppers, A.A.P., McIntosh, W. & Johnson, C. L., (2009). Paleomagnetic field properties at high southern latitude, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 10, Q01005, doi:10.1029/2008GC002072.
- Linder, J. & Gilder, S.A., (2012), Latitude dependency of the geomagnetic secular variation S parameter: A mathematical artifact. *Geophysical Research Letters*, v. 39, L02308, doi:10.1029/2011GL050330.
- Lonsdale, P., (1988), Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 733–754.
- Lonsdale, P., (1989), Geology and tectonic history of the Gulf of California, *in*: Winterer, E. L., Hussong, D.M. & Decker, R.W., (eds.), *The eastern Pacific Ocean and Hawaii. Geological Society of America, Geology of North America*, Boulder, Colorado, v. N, 499–521.
- Lonsdale, P., (1991), Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, *in*: Dauphin, J.P. & Simoneit, B.R.T. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association Petroleum Geologists*, v. 47, p. 87–125.
- Lonsdale, P., (1995), Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Marine Geophysical Research*, v. 17, p. 323–359.

- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J. & Wilson, D., (2004), The Neogene Period, *in*: Gradstein, F., Ogg, J., & Smith, A. (eds.), A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, Cambridge, p. 409–440.
- Mejia, V., Böhnell, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee J.K.W., & Aranda-Gomez, J.J., (2005), Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene–Holocene lava flows from Mexico. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 6, Q07H19, doi:10.1029/2004GC000871.
- Mammerickx, J., & Klitgord, K.D., (1982), Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. to the present. *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 6751–6759.
- Martín, A., Fletcher, J.M., López-Martínez, M. & Mendoza-Borunda, R., (2000), Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics*, v. 318, p. 27–51.
- McElhinny, M.W. & McFadden, P.L., (1997), Paleosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*, v. 131, p. 240–252.
- McElhinny, M.W. & McFadden, P.L., (2000), *Paleomagnetism, Continents and Oceans*, International Geophysics Series, v.73, Academic Press, San Diego California, 386 p.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L. & Merrill, R.T., (1996), The time averaged paleomagnetic field 0–5 Ma. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 25007–25027.
- McFadden, P.L. & McElhinny, M.W., (1990), Classification of the reversal test in Paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, v. 103, p. 725–729.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T. & McElhinny, M.W., (1988), Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 11583–11588.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., McElhinny, M.W. & Lee, S., (1991), Reversals of the the Earth's Magnetic Field and Temporal Variations of the Dynamo Families. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 3923–3933.
- Meert, J.G., (2009), In GAD we trust. *Nature*, v. 2, p. 673–674.
- Merle, O., (2011), A simple continental rift classification. *Tectonophysics*, v. 513, p. 88–95.
- Merrill, R.T. & McFadden, P.L., (2003), The geomagnetic axial dipole field assumption. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 139, p. 171–185.
- Michaud, F., Royer, J.Y., Bourgois, J., Dymant, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutiérrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M., and Pontoise, B., (2006), Oceanic-ridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja

-
- California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology*, v. 34, p. 13–16, doi:10.1130/g22050.1.
- Mitchell, A.C., (1937), Chapters in the history of terrestrial magnetism. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, v. 42, p. 241–280.
- Moskowitz, B.M., (1981), Methods for estimating Curie temperatures of titanomaghemites from experimental Js-T data. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 52, p. 84–88.
- Moskowitz, B.M., Jackson M. & Kissel C., (1998), Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 157, p. 141–149.
- Muxworthy, A.R., & Roberts, A.P., (2007), First-Order Reversal Curve (FORC) Diagrams, *in*: Gubbins, D.G. & Herrera-Bervera, E. (eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, *Encyclopedia of Earth Science*, Heidelberg: Springer, p. 266–272.
- Negrete-Aranda, R. & Cañón-Tapia, E., (2008), Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula: the effects of tectonic reconfiguration in volcanic systems. *Lithos*, v. 102, p. 393–414.
- Negrete-Aranda, R., Cañón-Tapia, E., Brandle, J.L., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., Spelz, R.M. & Hinojosa-Corona, A., (2010), Regional orientation of tectonic stress and the stress expressed by post-subduction high-magnesium volcanism in northern Baja California, Mexico: Tectonics and volcanism of San Borja volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 192, p. 97–115, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.02.014.
- NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2012, <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#igrfwmm>), consulta: 15 de mayo de 2012.
- Ogg, J.G., (2012), Geomagnetic Polarity Time Scale, *in* Gradstein., F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., & Ogg, G., (eds.), *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, p. 85–113.
- Opdyke, N.D. & Henry, K.W., (1969), A test of the dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 6, p. 139–151.
- Oskin, M., & Stock, J., (2003), Pacific–North America plate motion and opening of the Upper Delfin Basin, northern Gulf of California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 1173–1190, doi: 10.1130/B25154.1.
- Özdemir, O., Dunlop, D.J. & Moskowitz, B.M., (1993), The effect of oxidation the Verwey transition in magnetite. *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 1671–1674.
- Pallares, C., (2007), Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie (Mexique): rôle de la déchirure de la plaque Farallon. Université de Bretagne Occidentale, Francia, Tesis Doctoral, 250 p.

- Pallares, C., Bellon, H., Benoit, M., Maury, R., Aguillón-Robles, A., Calmus, T. & Cotten, J. (2008), Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°–30° N): Insights on the origin of post-subduction magnesian andesites. *Lithos*, v. 105, p. 162–180.
- Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Royer, J.Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F. & Bourgois, J., (2007), Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 161, p. 95-117.
- Petrovský, E. & Kapička, A., (2006), On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, B12S27, doi:10.1029/2006JB004507.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P., Sella, G.F., Fletcher, J. & Suarez-Vidal, F., (2007), New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, v. 170, p. 1373–1380, doi:10.1111/j.1365246X.2007.03494.x.
- Roberts, A.P., Liu, Q., Rowan, C.J., Chang, L., Carvallo, C., Torrent, J. & Horng C.S., (2006), Characterization of hematite (α -Fe₂O₃), goethite (α -FeOOH), greigite (Fe₃S₄), and pyrrhotite (Fe₇S₈) using first-order reversal curve diagrams, *Journal of Geophysical Research*, v. 111, B12S35, doi:10.1029/2006JB004715.
- Roberts, A.P., Pike, C.R. & Verosub, K.L., (2000), First-order reversal curve diagrams: a new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 28461–28475.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P. & Marriner, G.F., (1985), Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature*, v. 315, p. 389–392.
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., Verma, S.P., (1987), Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 32, p. 223–245.
- Sawlan, M.G., (1991), Magmatic evolution of the Gulf of California Rift, *in*: Dauphin, J.P. & Simoneit, P.R.T. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. *Memoir*, v. 47. American Association of Petroleum Geologists, p. 301–369.
- Sawlan, M.G. & Smith, J.G., (1984), Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, *in*: Frizzel Jr., V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section*. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, p. 237–251.
- Schellart, W.P., Stegman, D.R., Farrington, R.J., Freeman, J. & Moresi, L., (2010), Cenozoic Tectonics of western north America controlled by evolving width of Farallon slab. *Science*, v. 329, p. 316–319.

-
- Schneider, D.A. & Kent D.V., (1988), Inclination anomalies from Indian Ocean sediments and the possibility of a standing non-dipole field. *Journal of Geophysical Research* v. 93, p. 11621–11630.
- Schneider D.A. & Kent D.V., (1990), The time-averaged paleomagnetic field. *Reviews of Geophysics*, v. 28, p. 71–96.
- Senanayake, W.E. & McElhinny, M.W., (1981), Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks, *Physics of the Earth Planetary Interiors*, v. 26, p. 47–55.
- Shcherbakov, V.P., McClelland, E. & Shcherbakova, V.V., (1993), A model of Multidomain Thermoremanente Magnetization Incorporating Temperature-Variable Domain Structure. *Journal of Geophys Research*, v. 98, p. 6201–6216.
- Spencer, J.E. & Normark, W.R., (1989), Neogene plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico, *in*: Winterer, E.L., Hussong, D.M., & Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, *Geology of North America*, v. N, Geological Society of America, Boulder, Colorado, p. 489–497.
- Stacey, F.D., (1967), The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 2, p. 67–68.
- Stock, J. & Hodges, K., (1989), Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, v. 8, p. 99–115, doi:10.1029/TC008i001p00099.
- Sutherland, F.H., Kent, G.M., Harding, A.J., Umhoefer, P.J., Driscoll, N.W., Lizarralde, D., Fletcher, J.M., Axen, G.J., Holbrook, S., González-Fernández, A. & Londale, P. (2012), Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in southern Gulf of California. *Geosphere*, v. 8, p. 752–770, doi: 10.1130/GES00770.1.
- Tauxe, L., (1998), *Paleomagnetic Principles and Practice*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 299 p.
- Tauxe, L., Butler, R.F., van der Voo, R. & Banerjee, S.K. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*, University of California Press, Berkeley, CA., 512 pp.
- Tauxe, L., Constable, C., Johnson, C.L., Koppers, A.A.P., Miller, W.R. & Staudigel, H., (2003), Paleomagnetism of the southwestern U.S.A. recorded by 0–5 Ma igneous rocks. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, 8802, doi:10.1029/2002GC000343.
- Tauxe, L. & Kent, D.V., (2004), A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field polar? *in*: Channell, J.E.T., Kent, D.V., Lowrie, W. & Meert, J., (eds.), *Timescales of the Paleomagnetic Field*. American Geophysical Union, Washington D.C., v. 145, p. 101–116.

-
- Tauxe, L., Kodama, K., & Kent, D.V., (2008), Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, v. 169, p. 152–165.
- Tauxe, L., Luskin, C., Selkin, P., Gans, P.B., & Calvert, A., (2004), Paleomagnetic results from the Snake River Plain: contribution to the global time averaged field database. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 5, Q08H13, doi:10.1029/2003GC000661.
- Tauxe, L., Staudigel H. & Wijbrans, J.R., (2000), Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from La Palma in the Canary Islands, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 1, paper number 2000GC000063.
- Torsvik, T., Müller, R., van der Voo, R., Steinberger, B. & Gaina, C., (2008), Global plate motion frames: toward a unified model. *Reviews of Geophysics*, v. 46, RG3004, doi:10.1029/2007RG000227.
- Turner, G.M., Rasson, J.L., Reeves, C.V., (2007), Observation and Measurement Techniques, in Kono, M. (ed.), *Treatise on Geophysics, Geomagnetism Volume 5*: New York, Elsevier, p. 93–146.
- Umhoefer, P., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L., & Renne, P., (2001), Stratigraphy and geochronology of the Comondu group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 125–147, doi: 10.1016/S0037-0738(01)00138-5.
- Vandamme, D., (1994), A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, v. 85, p. 131–142.
- van der Voo, R., (1990), Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions. *Reviews of Geophysics*, v. 28, p. 167–206.
- Wilson, R.L., (1970), Permanent aspects of the earth's non-dipole magnetic field over upper tertiary times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 19, p. 417–439.
- Wilson, R.L., (1971), Dipole offset – The time-average paleomagnetic field over the past 25 million years. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 22, p. 491–504.
- Wong, M.S., Gans, P.B. & Scheier, J., (2010), The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico: implications for Cenozoic tectonic evolution of northwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115, doi: 10.1029/2009JB007032.
- Yamamoto, Y., Shimura, K., Tsunakawa, H., Kogiso, T., Uto, K., Barszczus, H.G., Oda, H., Yamazaki, T., & Kikawa, E., (2002), Geomagnetic paleosecular variation for the past 5 Ma in Society Islands French Polynesia. *Earth Planets Space*, v. 54, p. 797–802.

Zijderveld, J.D.A., (1967), A. C. demagnetization of rocks: analysis of results, *in*:
Collinson, D.W., Creer, K.M. & Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*.
Elsevier, Amsterdam, p. 254–286.

Resúmenes en conferencias

Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana (2012), Puerto Vallarta, México.

Sesión: GEOPAL-4 (Oral)

Estudio Paleomagnético del vulcanismo monogenético de San Borja y Jaraguay, Baja California Norte, México.

García-Amador, Bernardo Ignacio¹, Alva-Valdivia, Luis Manuel¹ y Cañón-Tapia, Edgardo²

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Los campos volcánicos de San Borja y Jaraguay, Baja California Norte; incluyen vulcanismo monogenético, compuesto y mesetas de ignimbritas, distribuidos entre los 30° y 28° latitud norte, producto de las etapas de actividad tectomagmática de los últimos 23 Ma. El estudio paleomagnético reporta los resultados de 230 núcleos en 27 sitios, principalmente en flujos de lava de composición andesita magnésica y con edad determinada radiométricamente. Los resultados de experimentos de propiedades magnéticas como susceptibilidad vs. temperatura, histéresis, así como los procesos de desmagnetización, sugieren solo una fase mineralógica (reversibilidad) presente con ligeros cambios, tipo de dominio magnético PSD y una sola componente de magnetización (diagrama univectorial). Esto hace que los experimentos de paleointensidad tengan una alta probabilidad de éxito, los que se presentarán en el congreso. La distribución temporal de los sitios muestreados fue dividida en dos periodos principales: 2.6 – 6.3 Ma (19 sitios) y 8.12 – 14.64 Ma (8 sitios), los cuales serán utilizados para el análisis de variación paleosecular del campo geomagnético.

American Geophysical Union, Fall Meeting (2012), San Francisco, EE.UU.

Session: GP43A-1127 (Poster)

Paleomagnetic study of monogenetic volcanism in San Borja and Jaraguay, Baja California Norte, México.

García-Amador, Bernardo Ignacio¹, Alva-Valdivia, Luis Manuel¹ y Cañón-Tapia, Edgardo²

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²División de Ciencias de la Tierra, CICESE

The volcanic fields of San Borja and Jaraguay, Baja California Norte; include monogenetic, composite and ignimbrite volcanism, distributed between 30 ° and 28 ° north latitude, product of the stages of tecto-magmatic activity of the last 23 Ma. This study reports the results of 230 cores from 27 sites, mainly in lava flows of magnesium andesite composition

and all with radiometric ages known. The results of rock magnetic experiments as susceptibility vs. temperature, hysteresis and demagnetization processes, suggest the presence of only one mineralogical phase (reversibility) present with slight changes, PSD magnetic domain type and just one component of magnetization (univectorial diagram). This makes paleointensity experiments have a high probability of success, which we will present at the meeting. The temporal distribution of sites sampled was divided into two main periods: 2.6 – 6.3 Ma (19 sites) and 8.12 – 14.64 Ma (8 sites), which will be used for the analysis of paleosecular variation of the geomagnetic field.

International Association of Geomagnetism and Aeronomy, The XIIth Scientific Assembly (2013), Mérida, México.

Session: 1.8-5 (Oral)

Paleosecular variation, rock magnetic properties and magnetostratigraphy of the San Borja and Jaraguay monogenetic volcanism, Baja California Norte, México.

García-Amador, Bernardo Ignacio¹, Alva-Valdivia, Luis Manuel¹ y Cañón-Tapia, Edgardo²

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²División de Ciencias de la Tierra, CICESE

We report results of 230 cores from 27 sites, taken from magnesium andesitic lava flows, all with radiometric ages previously determined. These rocks belong to San Borja and Jaraguay volcanic fields, Baja California Norte, which include monogenetic, composite and ignimbrite volcanism distributed between 30° and 28° north latitude, as a result of the stages of tectono-magmatic activity of the last 23 Ma. Results of rock magnetic experiments such as susceptibility vs. low and high temperature, hysteresis, FORC, and directional analysis, suggest in most of the cases 80% contribution of TM0 to TM20. This represents a unique mineralogical phase (reversibility) with slight changes, SD + MD non-linear magnetic domain with small contributions of SP, and a single component of magnetization. The temporal distribution of all sites was divided in two main periods: 2.6 – 6.3 Ma (18 sites) and 8.12 – 14.64 Ma (9 sites). We determine the paleosecular variation of the first group and compare with the GPTS to observe the degree of correlation. The mean direction of the first group (Dec = 357.5°; Inc = 39.5°; Kappa = 11; A95 = 11.2°) overlaps the geocentric axial dipole (GAD) in normal polarity, while reverse polarity is consistent with a GAD plus a 5% of quadruple component. The virtual geomagnetic pole scatter of this first group (13.9°, with lower and upper 95% confidence limits of 11.4° and 17.8°) is relatively consistent with both, the expected value from Model G and model TK03.GAD.